

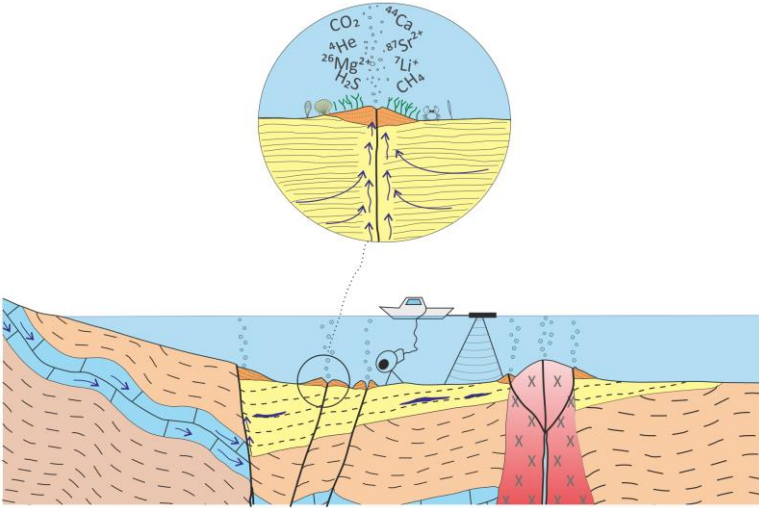
TÜRKİYE'NİN EKSTREM DENİZ ORTAMLARI

EXTREME MARINE
ENVIRONMENTS OF TURKEY

Editörler:
HÜSEYİN ÖZTÜRK
GÜLER ALKAN

TÜRKİYE’NİN EKSTREM DENİZ ORTAMLARI

EXTREME MARINE ENVIRONMENTS OF TURKEY



EDİTÖRLER

Hüseyin ÖZTÜRK, Güler ALKAN

Yayın No: 61

İstanbul 2021

Bu kitabın bütün hakları Türk Deniz Araştırmaları Vakfı'na aittir. İzinsiz basılamaz, çoğaltılamaz. Kitapta bulunan makalelerin bilimsel sorumluluğu yazarlarına aittir.

All rights are reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means without the prior permission from the Turkish Marine Research Foundation.

Copyright © Türk Deniz Araştırmaları Vakfı

ISBN: 978-975-8825-53-0

Kapak tasarımı: Yazın ÖZTÜRK

Kaynak Gösterme: Öztürk, H., Alkan, G. (Ed.) 2021. Türkiye'nin Ekstrem Deniz Ortamları. Türk Deniz Araştırmaları Vakfı (TÜDAV) Yayın no: 61, İstanbul, Türkiye, 210s.

Türk Deniz Araştırmaları Vakfı (TÜDAV)

P. K. 10, Beykoz 34820 / İstanbul, TÜRKİYE

Tel: 0 216 424 07 72, Faks: 0 216 424 07 71

tudav@tudav.org

www.tudav.org



[/tudav](https://www.facebook.com/tudav)



[/TudavTudav](https://twitter.com/TudavTudav)



[/TÜDAV](https://www.youtube.com/TUDAV)



[/turkdenizarastirmalarivakfi](https://www.instagram.com/turkdenizarastirmalarivakfi)

İÇİNDEKİLER

Önsöz	iv
Türkiye Derin Denizlerinde Anaerobik ve Kemosentetik Ekosistemler Mustafa Yücel, İsmail Akçay, Serhat Sevgen, Nimet Alımlı, Esra Ermiş, Gamze Tanık, Mertcan Esti.....	1
Marmara Denizi'nde Fay Çıkışlı Soğuk Akışkanlar ile İlişkili Extrem Ortamlar: Otijenik Karbonatlar, Sülfidli Çökeller ve Biyoloji M. Namık Çağatay, Güliz Yıldız.....	28
Finike (Anaximander) Denizaltı Dağları: E/V Nautilus Seferi Soğuk Sızıntı Alanlarındaki Meiobentik Topluluklara Bir Bakış Derya Ürkmez.....	40
Gaz Hidratlar ve Çevre Denizlerimizde Gaz Hidrat Potansiyeli Derman Dondurur.....	52
İstanbul Boğazı Karadeniz Çıkışı Şelfi ve Kanyon Sisteminin Morfolojisi ve Evrimini Kontrol Eden Faktörler Seda Okay Günaydın.....	76
Batı Karadeniz'deki Messiniyen Yaşlı Kanyonların Sismik Stratigrafik Değerlendirmesi N. Özgür Sipahioğlu, Zühtü Batı.....	101
Sakarya Kanyonu Morfolojisi Aslıhan Nasıf.....	139
Akdeniz'de (Dalaman-Mersin) Deniz İçi Yeraltı Suyu Boşalımları Nur Özyurt, Pınar Avcı.....	161
Yerbilimleri Perspektifiyle Deniz Araştırmalarının Dünya ve Türkiye Geçmişine ve Türkiye'nin Gelecek Hedeflerine Bir Bakış Hüseyin Öztürk, Güler Alkan.....	171
Marmara Denizi'nin Kanyonları M. Namık Çağatay, Gülşen Uçarkuş, Kadir K. Eriş.....	189

ÖNSÖZ

Türkiye'yi Güney'den çevreleyen mavi Akdeniz, yaklaşık 250 milyon yıllık oluşum yaşıyla dünyanın en yaşlı - en eski okyanusudur. Tethis okyanusunun kalıntısı Akdeniz, her geçen gün daralmakta ve yok olmaya doğru gitmektedir. Karadeniz'in ise tam olarak kaç milyon yıldan beri deniz ortamına sahip olduğunu bilmiyoruz. Çünkü merkezinde yatan ve kalınlığı 10 km den daha fazla olan sedimentleri sondajla delip en altındaki denizel kayıtlara ve dolayısıyla ilk oluşum yaşına henüz ulaşabilmiş değiliz. Ama Karadeniz'in de alt Kretase döneminden beri, yani minimum 100 milyon yıldan beri denizel ortam olarak var olduğunu ve son 35 milyon yıldan beri Akdeniz'le bağlantısının koparak ve zaman zaman tekrar bağlantı kurarak günümüze geldiğini biliyoruz. Ege ve Marmara denizlerimizin yaşları ise sırasıyla 10 ve 5 milyon yıldan daha fazla değildir. Bu iki denizimiz, Türkiye alanındaki Tethis Okyanusunun yaklaşık 80 milyon yıl önce daralmaya başlaması, Avrasya ile Gondvana kıtalarının çarpışması, Anadolu'da en son 35 milyon yıl önce bir dağ kuşağının oluşması ve Batı Anadolu'da bunu izleyen hızlı çökme ürünleridir. Ege Denizi ve çevresinin gerilme - çökme hızı bağlamında son 5 milyon yıldan beri dünyanın en hızlı gerilen alanı olduğunu ve bölgenin de buna bağlı çökmesi ile kısa süre zarfında bu denizlerin oluştuğunu söyleyebiliriz.

Bir yandan hala küçülen, volkanik etkinliğe ve depremlere yol açan Akdeniz çanağı, diğer taraftan yeni doğan ve her tarafı hareket eden Ege ve Marmara denizini düşündüğümüzde, bizlerin ve denizlerimizin ne kadar hareketli bir alanda yer aldığını ve bu nedenle de ne kadar özgün ortamlar içerebileceğini kolaylıkla anlayabiliriz. Karadeniz daha hareketsiz ve stabil bir deniz olsa da içerdiği gaz, petrol ve gaz hidratları, çamur volkanları, derin ve yaygın oksijensiz su kütlesiyle çok ayrı bir benzersizliğe sahiptir ve özellikle son zamanlarda yoğun uluslararası araştırmalara konu olmaktadır.

Özgün alanlarca zengin olmasına rağmen ülkemiz deniz diplerimizin jeolojik, jeomorfolojik, sismolojik, oşinografik özellikleri üzerine yapılan araştırmaların çok sınırlı kaldığını, hatta başlangıç aşamasında olduğunu söyleyebiliriz. Oysa kıyılarımızdaki genç kanyonların nasıl oluştuğu, bu alanlarda fay hatları boyunca boşalan sıcak ve soğuk suların ne içerdiği ve nereden kaynaklandığını, etrafında zaman içinde neler çökelttiğini ve ne tür canlılara ev sahipliği yaptığını çok disiplinli olarak araştırıp gün yüzüne çıkarmamız gerekiyor. Denizlerimizin bu özel alanlarında önümüzdeki yıllarda yapacağımız araştırmalarla denizlerle karalar ve atmosfer arasındaki etkileşimi, jeotermal enerji ve hidrokarbon yatakları başta olmak üzere denizlerimizdeki ekonomik varlıklarımızın türleri ve niteliklerini, deniz diplerindeki aktif fayları ve genç morfolojik şekillenmeleri ve buna bağlı afet risklerini, sediment - deniz suyu etkileşimine ait biyojeokimyasal süreçleri ortaya konulması konuları genç araştırmacıları bekliyor. Ayrıca son yıllarda koruma altına alınan Finike Denizaltı Dağları gibi özel habitat bölgelerinin düzenli olarak izlenmesi de geleceğin özgün

araştırmaları olarak görülüyor. Tüm dünyada hem de çok daha derinlerde hızlı bir araştırma sürerken bizim kendi denizlerimize karşı ilgisiz kalışımız kabul edilemez. Özellikle de özgün deniz ortamlarını ve burada süregiden olayları anlamadan denizlerimiz koruyabilmeyi ve ondan sürdürülebilir şekilde yararlanmayı başaramayız. Ve bunları yaptıkça denizci bir ülke ve denizci bir toplum olabiliriz.

Türk Deniz Araştırmaları Vakfı biraz da zorluğundan dolayı bir kenara bırakılmış, denizlerimizde çok farklı süreçlerin yaşandığı ekstrem alanlar üzerine dikkat çekmek ve araştırmacılara kuvvetli bir start vermek amacıyla ‐Türkiye’nin Ekstrem Deniz Ortamları‐, kitabını oluşturma kararı alması, gelecek vizyonu adına önemli bir hamledir. Hatta geç kaldığımız bir hamledir. Zira Karadeniz ve Akdeniz  evre ülkelerinin deniz araştırma programlarına baktığımızda özel habitat ve ekosistemlerin son dönemde öncelikli olarak araştırıldığı açıkça görülür.

Ülkemizin bu konuda zaten sınırlı sayıda olan bilim insanlarının bir araya getirilmesine katkıda bulunan Vakıf yönetim kurulu başkanı Prof. Dr. Bayram ÖZTÜRK ve makaleleriyle kitaba destek veren akademisyenlerin çok değerli bir iç başardığını ve akademik sorumluluklarını yerine getirdiklerine inanıyoruz. Gelecekte çok daha ayrıntılı araştırmaların konu edileceği kitapların basılması ve bu kitabın jeoloji, jeofizik, biyoloji, kimya,  evre, coğrafya ve mekansal planlama üzerine araştırma yapanlar için de önemli bir başvuru kaynağı olmasını diliyoruz.

Kitaba katkıda bulunan bütün bilim insanlarına, kitabın düzenlenip basım aşamasına getirilmesinde emeği geçen vakıf çalışanlarına saygı ve teşekkürlerimizi sunuyoruz

Prof. Dr. Hüseyin ÖZTÜRK
Prof. Dr. Güler ALKAN
Ekim 2021, İstanbul

Türkiye Derin Denizlerinde Anaerobik ve Kemosentetik Ekosistemler

**Mustafa YÜCEL*, İsmail AKÇAY, Serhat SEVGİN,
Nimet ALIMLI, Esra ERMİŞ, Gamze TANIK, Mertcan ESTİ**

Orta Doğu Teknik Üniversitesi-Deniz Bilimleri Enstitüsü, P.K. 28, 33731, Erdemli-
Mersin, Türkiye

*myucel@ims.metu.edu.tr

Özet

Türkiye deniz alanlarının çoğunluğu 200 metreden daha derin suları kapsamaması itibari ile derin deniz özelliğindedir. Özellikle Karadeniz ve son yıllarda geçirdiği değişim ile Marmara Denizi derin suları oksijensiz, anerobik solunumun baskın olduğu daha çok mikrobiyal hayata ev sahipliği yapan ekstrem habitatlar sayılmalıdır. Akdeniz ise denizaltı kanyonlar ve dağları, gaz çıkışları ve hidrotermal bacalar da dahil çok çeşitli derin deniz ekosistemlerini barındıran, yüksek basınç ve tuzluluğu ile ekstrem anaerobik ve kemosentetik habitatlardan oluşan bir mozaiktir. Türkiye denizleri derin deniz ekosistemlerini çalışmak için doğal laboratuvar işlevi görür ve daha keşfedilmeyi bekleyen birçok ekstrem tür barındırır. İklim değişimi ve artan insan baskısının derin denizlere de çok hızlı etki ettiği giderek fark edilen çağımızda deniz ekosistem strateji ve politikalarını derin deniz habitatlarını da dahil edecek şekilde planlamak gerekmektedir.

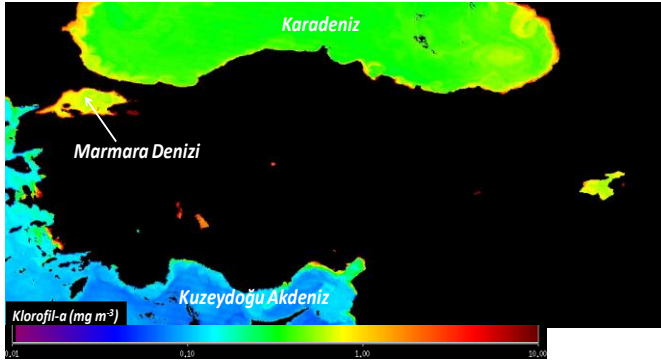
Anahtar Kelimeler: Redoks, kemosentez, anaerobik solunum, Karadeniz, Marmara, Akdeniz

Giriş: Türkiye derin denizlerinin genel özellikleri

Üç tarafı denizler ile çevrili Türkiye'nin birbirinden çok farklı deniz ekosistemleri ile çevrili olduğu genişçe bilinir ve kabul edilir. Şekil 1'de de gösterilen Türkiye denizleri özellikle uzaktan algılama ile de gözlemlenebilen yüzey suları itibari ile özellikle birincil üretim açısından büyük farklılıklar gösterir. Ancak denizlerimizin daha az fark edilen bir özelliği de alansal olarak dörtte üçünden fazla bir deniz alanımızın 200 m ve daha derin sular ile kaplı olduğudur. Uzaktan algılama ile ölçüm yapmanın mümkün olmadığı, 'gözden ırak' bu derin habitatlar derin deniz olarak tanımlanır. Işığın maksimum girebileceği tuzlu su derinliği olan 200 m ve ötesini temsil eden bu sular sürekli karanlık olması, yüksek basınçlar, düşük su sıcaklıkları gibi ekstrem koşullar içermektedir. Bu bağlamda, Türkiye denizleri aslen derin deniz özelliğindedir.

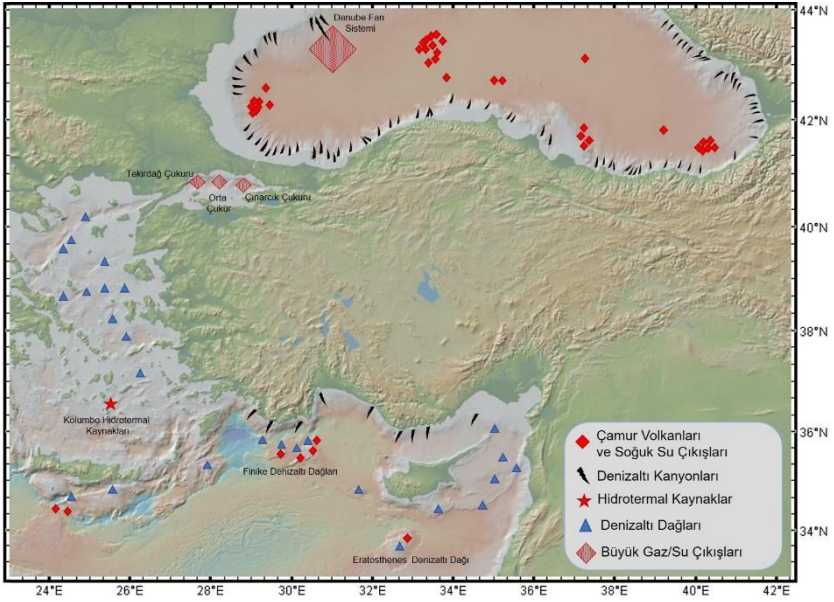
Derin deniz hem 200 metreden derin su kütlelerini hem de altındaki deniz tabanı ekosistemlerini kapsar. Deniz tabanına ulaşıldığında yumuşak ve sert olarak genel olarak ikiye ayrılacak bir deniz tabanı yapısı gözlenmektedir. 'Sert deniz tabanı' denizaltı dağları, kanyonlar, hidrotermal bacalar, gaz hidrat habitatları gibi genel olarak sert zemine sahip deniz tabanı ile tanımlanmaktadır. Yumuşak deniz

tabanı ise daha çok literatürde 'abissal' olarak tanımlanan, daha çok boyutları mm ve daha küçük partiküllerden oluşan deniz çökelleri (sedimanları) ile kaplıdır. Yumuşak deniz tabanı, gezegenimizdeki en büyük mikrobiyal habitatlardan birisidir. Dünya yüzeyinin yaklaşık %70'i deniz sedimanları ile kaplıdır ve bu sedimanlar, üzerlerinde bulunan denizler ve karasal ekosistemler kadar mikrobiyal hücre barındırır. Bu kadar büyük ve farklı özelliklerdeki habitata sahip sedimanlarda yaşayan mikroorganizmaların çeşitliliği ve dağılımı henüz neredeyse hiç bilinmemektedir. Bu kitabın yazıldığı zamandaki güncel bilgilere göre deniz sedimanlarında bulunan mikrobiyal hücrelerin sayısının yaklaşık olarak 2.9×10^{29} ile 5.4×10^{29} hücre olduğu ve dünyadaki toplam biyokütle'nin yaklaşık %0.18 ile %3.6'sını oluşturduğu hesaplanmaktadır (Parkes ve diğ. 2014; Kallmeyer ve diğ. 2012).



Şekil 1. Eylül 2019 dönemi yüzey suyu klorofil-a dağılımı
(kaynak: <https://worldview.earthdata.nasa.gov> (erişim tarihi 6 Haziran 2021))

Şekil 1'de de gösterilen ve tuzluluk, birincil üretim, gibi yüzey suları parametreleri açısından zaten farklı olan Marmara, Karadeniz ve Akdeniz; derin deniz kısımları itibarı ile daha da büyük farklılıklar gösterir. Derin deniz habitatlarından bazı örnekler Şekil 2'de verilmiştir. Örneğin münhasır ekonomik alanımızın Akdeniz kısmı 4000 metrelere yaklaşan derinliklere sahip, ancak oldukça fazla oksijen içeren, organik madde açısından fakir habitatlardır. Hidrotermal kaynaklar, denizaltı dağları, soğuk gaz çıkışları ve tabi geniş bir sediman habitatı ile kaplıdır. Marmara'ya gelindiğinde ise derin kısmı giderek oksijensizleşen, organik olarak yüklü bir habitat karşımıza çıkar. Özellikle Kuzey Anadolu Fayı boyunca gaz ve soğuk su çıkışları Marmara'da önemli ekstrem habitatları destekler. Karadeniz'e çıktığında ise derinliği 2200 metreleri bulan, yüzde doksani oksijensiz ve hidrojen sülfür ile kaplı bir derin deniz ekosistemi ile karşılaşılır. Çok hücreli hayatı destekleyemese de önemli bir ekstrem anaerobik mikrobiyal çeşitliliğe ev sahipliği yapan derin Karadeniz bu hali ile derin Akdeniz ile önemli bir karşıtlık gösterir. Bu özellikleri ile Türkiye denizleri derin deniz ekosistemleri çalışmak için doğal laboratuvar işlevi görür ve daha keşfedilmeyi bekleyen ekstrem türler barındırır. Bu kitap bölümünde üç denizimizin özellikle derin kısmının biyojeokimyasal ekosistem işleyişi ana hatları ile verilecektir.



Şekil 2. Türkiye'yi çevreleyen denizlerde tabandaki ekstrem habitatlara bazı örnekler.

(Olu-Le Roy ve diğ. 2004; Zitter ve diğ. 2008; Foucher ve diğ. 2009; Taviani 2014; Hélène ve diğ. 2020; Mitchell ve diğ. 2013; Öztürk ve diğ. 2012; Popescu ve diğ. 2015; Kiliyas ve diğ. 2013; Öztürk ve diğ. 2015). Ek bilgi için bkz. Yücel ve diğ. (2016). (Harita kaynağı: <http://www.geomapapp.org>)

Derin denizlerimizde biyojeokimyasal döngüler ve redoks enerji kaynakları

Akdeniz: Biyolojik olarak aktif bir deniz tabanı

Doğu Akdeniz (Levant) Havzası kıta sahanlığı ve açık deniz biyojeokimyasal olarak farklı özellikler göstermektedir (Yılmaz ve Tuğrul 1998; Ediger ve diğ. 2005). Kıta sahanlığı Seyhan, Ceyhan, Göksu gibi debisi yüksek nehirler ve karasal kaynaklı atık suların etkisi altındadır (Koçak ve diğ. 2010). Açık deniz ise tipik bir Akdeniz Havzası özelliği göstererek besin tuzu ve organik karbon açısından oldukça fakirdir (Krom ve diğ. 2014). Bu bağlamda, kıta sahanlığı ve açık deniz birincil üretim değerleri farklılık göstermekle birlikte son yapılan çalışmalarda ise açık deniz fitoplanton toplulukları için azot ve fosfor limitasyonu olduğu bulunmuştur (Krom ve diğ. 2005; Moore ve diğ. 2006).

Kıta sahanlığının darlığı ve açık deniz ile etkileşimi göz önüne alındığında, su kütlelerinin sirkülasyonu havzanın kıyı-açık deniz etkileşimi, biyojeokimyası ve ekosistemi üzerinde önemli bir etkiye sahiptir (Malanotte-Rizzoli 2014). Küresel iklim değişikliği senaryoları değerlendirildiğinde bölgenin daha kuru, sıcak ve yağışsız olacağı tahmin edilmektedir (IPCC 2007). Akdeniz küresel ısınma ve

iklim değişikliğine en hızlı tepki veren havzaların başında gelmektedir. İklim değişikliği ve küresel ısınmanın su sirkülasyonuna etkisine, 1987-1999 yılları arasında siklonik sirkülasyon vasıtasıyla dip suyunun yükselmesi ve lokal birincil üretimin artışı verilebilir (Bethoux ve diğ. 1990; Roether ve diğ. 1996; Lascaratos ve diğ. 1999; Theocharis ve diğ. 1999; Souvermezoglou ve diğ. 1999; Klein ve diğ. 1999). Bu sebeple, Doğu Akdeniz hem küresel ısınma ve iklim çalışmaları hem de bu değişimlerin redoks enerji kaynaklarına etkisi için ideal bir laboratuvar ortamı sunmaktadır.

Derin deniz redoks enerji kaynaklarının başında oksijen, nitrat, demir, mangan ve sülfat gelmektedir. Doğu Akdeniz yüzey suyu ve derin deniz suları oksijen bakımından zengindir. Akdeniz havzası boyunca 2017 yılında yapılan ölçümlerde, yüzey suyu oksijen doygunluk seviyeleri %97-112 seviyesindedir ve konsantrasyon değerleri 5.74- 6.70 mg/L arasında değişmiştir (Deniz Kalitesi Bülteni 2018). Ancak, nitrat, demir ve mangan açısından havza incelendiğinde kıta sahanlığı ve açık deniz arasında ciddi farklılıklar göze çarpmaktadır. Akdeniz havzası boyunca 2017 yılında yapılan ölçümlerde, yüzey suyu (0-10 m) nitrat ve nitrit değerleri Türkiye kıyılarının batısında en düşük tayin limiti civarında ölçülürken, en doğusunda (İskenderun, Kilikya Havzası) 1.2 µM seviyelere çıkabilmektedir (Deniz Kalitesi Bülteni 2018). Derin Akdeniz suları (yaklaşık 200m ve üzeri su derinliği) ise genel olarak havza boyunca benzer özellik göstermekte ve 4-6 µM seviyesinde değişmektedir (Krom ve diğ. 2014).

Bir diğer redoks enerji kaynağı olan demirin havzadaki miktarı, özelliği ve dağılımı için yapılan ölçümler sınırlıdır. Ancak yapılan çalışmalarda, havzanın demir açısından limitasyonu olmadığı öngörölmüş (Özsoy ve Saydam 2001; Statham ve Hart 2005) ve atmosfer gibi girdilerden gelen demir miktarları küresel atmosferik girdilere göre benzer ölçölmüştür (Wagener ve diğ. 2008; Koçak ve diğ. 2004, 2005, 2007, 2010). Derin deniz demir miktarının sabit olduğu, Dünya denizleri için raporlanan seviyeye benzer olduğu belirtilmiştir (Statham ve Hart 2005). Bu bağlamda, atmosferik, nehir, karasal atık suları gibi girdilerden yüksek miktarda gelen besin tuzları, özellikle nitrat ve demir, lokal olarak artış veya azalış göstermekte ve buna bağlı olarak havza genelinde su kolonu ve su kolonu ile etkileşimde olan sediman biyojeokimyası değişim göstermektedir.

Sediman biyojeokimyası derin denizle su özelliklerini ve habitatlarını etkileyen en önemli faktörlerden birisidir. Sedimanda mikrobiyal respirasyon yolları gözenek suyu kimyası ve sediman minerolojisini değiştirebilmektedir (Yücel ve diğ. 2010, 2013; Sommer ve diğ. 2017; Amiel ve diğ. 2020). Bu durum özellikle katı halde çöken demir, mangan ve sülfat ile oluşan bileşiklerinin respirasyon sonucu gözenek suyuna salınan formlarının yukarı transferi ile dip suyuna karışması şeklinde gözlemlenmektedir (Yücel ve diğ. 2010; Sommer ve diğ. 2017; Amiel ve diğ. 2020). Akdeniz havzasında yapılan çalışmalar sedimanda toplam demir miktarı dikkate değer seviyelerde olduğunu ortaya çıkarmıştır (Ermiş ve diğ. 2017; Vigderovich ve diğ. 2019; Amiel ve diğ. 2020; Akçay ve

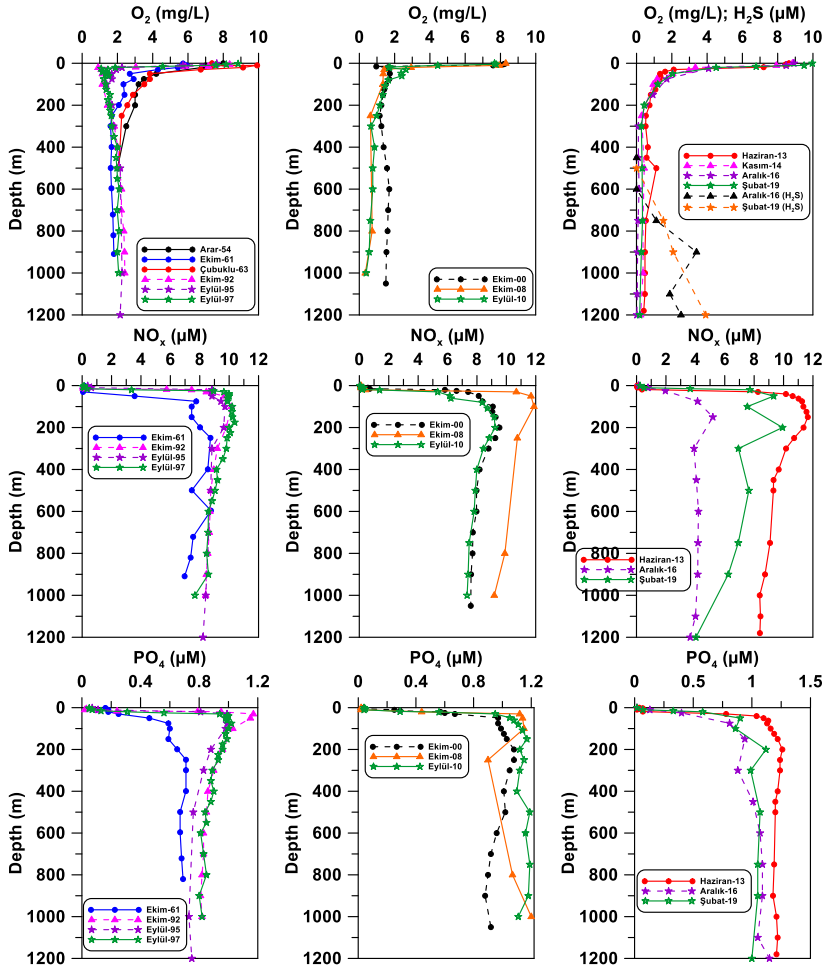
diğ. 2021). Havzada yapılan bir çalışmada nehirlerin sediman reaktif ve toplam demir ve mangan bileşiklerinin miktar ve dağılımı incelenmiştir ve kıyı-açık deniz taşınımı değerlendirilmiştir (Ermiş 2017). Çalışmada, mikrobiyal respirasyonda biyo-ulaşılabilir olan reaktif demir ve toplam demir ortalama 55.9 ± 16.4 ve $523 \pm 152 \mu\text{mol g}^{-1}$ konsantrasyon seviyesinde ölçülmüştür. Ortalama reaktif ve toplam mangan bileşikleri konsantrasyonları ise 2.39 ± 4.09 ve $11.4 \pm 9.1 \mu\text{mol g}^{-1}$ seviyesindedir. Bu değerler, Dünya üzerinde yüksek olarak raporlanan diğer havzalar ve kıta sahanlıkları ile benzer seviyelerdedir ve benzer şekilde oksik kıta sahanlığından açık denize doğru taşınımının azaldığı ortaya konulmuştur (Raiswell ve Canfield 1998; Roy ve diğ. 2013; Lenstra ve diğ. 2019; Scholz ve diğ. 2019; Vigderovich ve diğ. 2019; Amiel ve diğ. 2020). Bir diğer tarafta, reaktif mangan bileşiklerinin ise sedimanda yukarı doğru ve derin denize doğru zenginleşerek taşınımı ortaya konmuştur (Roy ve diğ. 2013; Ermiş ve diğ. 2017). Son çalışmalarda, Akdeniz havzası sedimanda ve gözenek suyunda yapılan nitrat, demir, sülfat, mangan, organik karbon gibi çeşitli ölçümler değerlendirildiğinde, çalışmalar ayrı ayrı dikey demir respirasyonu, sülfat respirasyonu, metanojenesis gibi enerji tüketim yolları olduğu sonucuna varmıştır (Vigderovich ve diğ. 2019; Amiel ve diğ. 2020; Akçay ve diğ. 2021). Sediman yüzeyinden derinlikle birlikte organik madde yıkımında alternatif enerji kaynakları kullanılmakta ve redoksa bağlı oksijen, demir, sülfat tüketildiği, hatta metanın salınımı ortaya çıkmaktadır (Amiel ve diğ. 2020). Bu durum, redoksa bağlı mikrobiyal yaşamın ortamın biyojeokimyasına etkisine dikkat çekmekte ve Doğu Akdeniz gibi derin denizde oksijence zengin ekosistemlerde bile alternatif enerji kaynaklarının tüketimi olabileceğini göstermektedir. Mikrobiyal yaşam, gerek su kolonunda gerekse sedimanda canlılar için ulaşılabilir enerji kaynakları ile devam etmekte ve bunun sonucunda ortamın biyojeokimyasal özellikleri değişebilmektedir.

Marmara Denizi: Oksijeni giderek azalan bir derin deniz

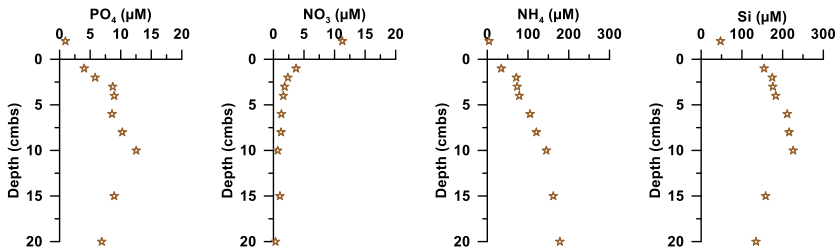
Akdeniz ile Karadeniz arasındaki su değişimini sağlayan iki tabakalı Marmara Denizi, Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile birlikte oşinografi literatüründe Türk Boğazlar Sistemi (TBS) olarak anılmaktadır (Şekil 1). TBS'deki iki tabakalı akıntı rejimi ile Karadeniz'in az tuzlu suları yüzeyden Ege'ye, Ege'nin daha tuzlu suları da boğazlardaki taban akıntısı ile Karadeniz'e taşınmaktadır. Karadeniz'in kuzeybatı kıta sahanlığı, özellikle Tuna, Dinyeper ve Dinyester nehirleri başta olmak üzere bölgesel nehir sularının etkisi altındadır ve dolayısıyla bu bölgenin yüzey sularında birincil üretimin (N, P klorofil içerikli biyokütle) yüksek olduğu bilinmektedir (Cociasu ve diğ. 1997; Oğuz ve diğ. 2008). Bu sular, güney yönlü siklonik genel akıntılarla güneybatı Karadeniz'e taşınır ve sonrasında boğaz yoluyla Marmara'ya ulaşmaktadır. Az tuzlu (genellikle ‰16.5-17.8) olan bu sular, fotosentez kaynaklı organik (C, N, P bileşenli) madde ve besin tuzlarıncı oldukça zengindir. Geçmiş dönemlerde gerçekleştirilen çalışmalara göre, Tuna'nın değişen debisine, kıta sahanlığındaki mevsimsel karışımlara ve besin tuzlarının kıta sahanlığı sularındaki tüketim hızına bağlı olarak, Marmara'ya

ulaşan az tuzlu suların biyokimyasal özelliklerinde dikkate değer mevsimsel değişimler gözlenmiştir (Polat ve Tuğrul 1995). Ayrıca, Son 20-30 yıllık dönemde Tuna nehir suları hacim akıları ve taşıdığı organik ve inorganik madde yükünün azalma eğilimi içinde olduğu bölgede yapılan çalışmalarla belirlenmiştir. Bunun doğal bir sonucu ve aşırı artan nüfus nedeniyle Marmara Denizi'nde evsel atık suların taşımış olduğu toplam azot (TN) ve fosfor (TP) yüklerinin Karadeniz'den gelen yüklere göre daha fazla olduğu son dönemlerde gerçekleştirilen çalışmalarda açıkça belirtilmiştir. Tüm bu etkiler değerlendirildiğine, Marmara Denizi su kolonu ve sedimanı biyojeokimyasal özelliklerinde özellikle son 20 yılda değişimler gözlenmiştir. Dip su çözünmüş oksijen seviyeleri Çınarcık Baseni'nde yaklaşık %90 seviyesinde azalmış ve son yıllarda gerçekleştirilen saha çalışmalarında ise dip sularda hidrojen sülfür (H_2S) ölçülmüştür. Deniz suyu nitrat değerlerinin derinlik profilleri incelendiğinde aynı periyotta haloklin altı sularda azalan bir eğilim göze çarpmaktadır (Şekil 3). Dip sularda azalan nitrat değerleri ve son yıllarda gözlenen hidrojen sülfür oluşumu, Çınarcık Baseni'nde organik madde degradasyonunda nitrat (denitrifikasyon) hatta dönem dönem kısmen de olsa sülfat iyonlarının elektron akseptörü olarak kullanıldığına işaret etmektedir.

Marmara Denizi'nde farklı alt bölgelerde, ODTÜ-Deniz Bilimleri Enstitüsü (ODTÜ-DBE) tarafından son yıllarda gerçekleştirilen bilimsel seferlerde çoklu karot örnekleyici (Oktopus, Kiel) kullanılarak boyutları 20-50 cm arasında değişen sediman karot örneklemeleri yapılmış ve gözenek suları elde edilmiştir. Elde edilen bu örneklerde katı fazda organik madde (karbon, azot) ölçümleri ve gözenek suyu besin tuzu ve major iyonların ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen ölçüm sonuçlarına göre, organik madde parçalanmasının (degradasyonu) sedimanda da devam ettiği gözenek suyu besin tuzu değerlerinin derinlik profillerinden açıkça görülmüştür; reaktif fosfat, amonyak ve silikat değerleri sedimanın ilk birkaç mm derinliğinden başlayarak derinlikle artan bir eğilim göstermiştir (Şekil 4). Gözenek suyu nitrat, sülfat ve hidrojen sülfür ölçümlerine göre ise, Çınarcık Çukuru ve İzmit Körfezi sedimanında üst 20-30 cm'lik alanda organik madde parçalanmasında denitrifikasyon ve sülfat indirgenmesi olayları gözlenirken, Güney Marmara Denizi'nde ilk 4-8 cm derinlikte oksik respirasyon ile sınırlı kalmıştır. Ayrıca, özellikle İzmit Körfezi'nde, sediman gözenek suyu sülfat, hidrojen sülfür ve majör elementlerin derinlik profilleri, oksijensiz metan oksidasyonu (AOM), karbonat çökelişi, demir-oksit indirgenmesi, demir-sülfür presipitasyonu ve düşük sıcaklıkta gerçekleşen silikat diyajenez gibi birçok biyojeokimyasal ve erken diyajenetik süreçlerin gerçekleştiğini göstermiştir ve geçmiş dönemlerde Marmara Denizi'nde farklı bölgelerde gerçekleştirilen bilimsel çalışmalarla uyumludur (Halbach ve diğ. 2002; Çağatay ve diğ. 2004; Tryon ve diğ. 2010; Ruffine ve diğ. 2018).



Şekil 3. Çınarcık Çukuru'nda çözülmüş oksijen (O_2), nitrit+nitrat ($NO_x: NO_2+3$) ve reaktif fosfat (PO_4) derinlik profilleri (Kaynak: ODTÜ-DBE veri tabanı).



Şekil 4. İzmit Körfez girişinde (derinlik: 425 m, dip su özellikleri; T: 14.46 °C, S: 38.70, O_2 : 10.3 μM) sediman gözenek suyu besin tuzu değerlerinin derinlik profilleri (cmbs: deniz tabanı altındaki derinlik; cm olarak)

Karadeniz: Dünya'nın en büyük ekstrem derin deniz habitatı

Su sistemlerinde yaygın olarak bulunan kimyasal türler çeşitli birçok metabolik süreçlerde yer alırlar. Bu kimyasal türlerin su sistemlerindeki dağılımına, metabolik mekanizmaların yayılımı da eşlik eder ve buna redoks merdiveni ismi verilir (Bethke ve diğ. 2011). Oksijenin baskın olduğu güçlü oksitleyici koşullardan başlayıp metanın domine ettiği oldukça indirgeyici koşullara kadar uzanan bu katmanlarda, bu redoks türlerinin rol aldığı birçok solunum, fotosentez ve kemosentez mekanizmaları da bulunur. Merdivenin en oksidant türü oksijendir. Dünya okyanuslarında oldukça yaygın olduğundan redoks merdiveninin oksijenin altında kalan katmanları ancak oksijenin ulaşmadığı ekstrem ortamlarda gözlemlenebilir.

Bir ekstrem ortam olarak Karadeniz'de redoks katmanları ve buna bağlı (mikro)biyolojik habitatlar, metrelerce geniş su kütleleri halinde, üstüste sıralanmış durumdadır. Litaratürde 'öksinik' olarak geçen hem anoksia hem de hidrojen sülfür birikimi içeren bir karakteristiğe sahip olan Karadeniz'in yüzeyi oksijenli, tabanı sülfatlı oksijensiz solunum sonucu biriken hidrojen sülfürlü bir yapıdadır. Bu yapıya sahip dünya üzerindeki en büyük alan olmasının yanında yaklaşık 8000 yıldır (Glazer ve diğ. 2006; Piper 2016; Piper ve Calvert 2011) bu yapıda olması ve kendi fiziksel dinamiklerini de barındırmasıyla da özeldir. Karadeniz, bu özellikleriyle hem günümüzde redoks dinamiklerini anlamak için bir laboratuvar hem de antik okyanusları anlayabilmek için analog ortam sunar (Konovalov ve diğ. 2005).

Karadeniz bir iç deniz olarak yarı-kapalı bir sistemdir ve tek deniz suyu kaynağı İstanbul Boğazı yoluyla Marmara'dan gelen Akdeniz suyudur ve bunun yanında çok sayıda nehir girdisiyle de beslenir. Yüzey suları nehir girdileri etkisindeyken, görece yüksek tuzluluğa sahip Akdeniz kökenli su Karadeniz dip sularını oluşturur. Yüzey ve dip arasındaki yüksek yoğunluk farkı kalıcı haloklin oluşturur (Konovalov ve diğ. 2005). Bu yüzden Karadeniz'de dikey karışımlar yalnızca üst katmanla alt katmanı ayıran halokline kadar gerçekleşebilir (Yılmaz 2002). Oksijen karışımını zorlaştıran bu iki katmanlı yapıda olma durumu Karadeniz baseninin oksijensiz ve hidrojen sülfür ile dolu olmasının başlıca nedenidir (Yılmaz 2002). Karadeniz, nehir girdilerinin yüksek olması sebebiyle çok miktarda besin elementlerini bünyesinde barındırır ve ötrofik yapıdadır. Bu nedenle yüzeyde üretilen yüksek miktardaki organik madde su kolonu boyunca solunum yoluyla parçalanır ve oksijen tüketimine neden olur. Oksijen tüketiminin ardından, tüm basende baskın olarak, oksijen yerine sülfürün oksitlenmiş bir formu olan SO_4^{2-} elektron alıcı olarak kullanılır. Bu sülfatlı solunum sonucu oluşan hidrojen sülfür tüm baseni doldurur oksijenin hızla azaldığı oksiklin tabakasından dibe doğru artar. Hidrojen sülfür ve oksijenli tabaka arasında oksijenin $10\mu M$ 'dan az ve hidrojen sülfürün $0.3\mu M$ 'dan az olduğu katmana suboksik katman adı verilir (Murray ve Yakushev 2006). Bu katman açıkta yüzeye daha yakinken kıyıda daha derin derinliklere denk gelir. Bunun

nedenlerinden biri siklonik döngülerin yükseltici etkisi ile katmanlarını daha yüzeysel derinliklere çekmesidir. Bir diğer nedeni ise kıyı yüzeyinde tatlı su etkisinin daha baskın görülmesi ve haloklinin daha derinlerde olmasıyla organik madde birikim sınırının daha derinlerde olmasıdır (Yılmaz 2002).

Oksik katman fotosentez, oksijenli solunum ve nitrifikasyon gibi metabolik süreçlerle birlikte makro yaşama da ev sahipliği yapar. Makro boyuttaki deniz canlıları, oksijenin azaldığı ve tükendiği kısımlarda yaşam sürdüremez ve bu yüzden Karadeniz'in ekosistemi çeşitli arke ve bakteri gruplarından oluşan mikrobiyal yaşam tarafından domine edilmiştir. Genel olarak arke ve bakteriyel popülasyonlar benzer düşey dağılımlar gösterirler ve redoks kimyasallarının en yoğun olduğu katman suboksik katmanda maksimumdadır. Mikrobiyal yaşam ise kendi içinde bakteriler tarafından domine edilmiştir ve arke popülasyonundan yaklaşık 2 kat daha fazla popülasyona sahiptirler. Arke (archaea) grubu canlılar hem oksik hem anoksik kısımlarda bulunuyor olsalar da anoksik kısımda daha yoğun bulunmaktadırlar (Pimenov ve diğ. 2000).

Suboksik katmanda anoksijenik fotosentez, kemosentez, denitrifikasyon, anammox (anammox), azot fiksasyonu, metan oksidasyonu ve üretimi, demir ve manganlı solunum gibi çeşitli metabolik süreçler gerçekleşir. Birincil üretim ışıklı ve oksijenli kısımda fotosentez ile gerçekleşirken; açıkta, oksijensiz kısımda ışık geçirgenliğinin %0.00003 – 0.00009 olduğu derinliklerde, düşük ışık miktarlarına uyum sağlamış *Chlorobium phaeobacterioides* türü yeşil kükürt bakterileri anoksijenik fotosentez yapar (Ediger ve diğ. 2019). Işığın tükendiği kısımlarda ise üretim kemosentez ile gerçekleşir; toplam su kolonu göz önünde bulundurulduğunda, açık yüzeyindeki düşük fotosentetik üretime baskın çıkarak birincil üretimin ~%83'ünü oluşturur. Bu oran kıyıya doğru artan fotosentetik aktivite dolayısıyla yaklaşık %45 oranlarına düşer. Düşey dağılımda ise en yüksek kemosentetik aktivite sülfidik katman üst sınırında gerçekleşir (Ediger ve diğ. 2019; Yılmaz ve diğ. 2006).

Organik madde parçalanışı oksijen yokluğunda alternatif oksitlenmiş elektron alıcıları ile gerçekleşir ve bu reaksiyonlar, termodinamik seçimleri sonucu düşey dağılımlarında sırasıyla nitrat, mangan, demir ve sülfatlı solunum şeklinde gözlenir. Denitrifikasyon, nitrat indirgenmesi, çözünmüş azot kaybına neden olan 2 ana metabolik süreçten biridir (Fuchsman ve diğ. 2012b). Denitrifikasyon yapan canlılar suboksik katmanda organik madde parçalanması sonucu açığa çıkmış olan nitratı oksijen yerine kullanarak solunum yaparken, çözünmüş azotu yalnızca azot fiksasyonu yapan canlılar tarafından kullanılabilen azot gazına çevirir. Bunların yanında, ototrofik denitrifikasyon yapan canlılar nitratı indirgenmiş sülfür formlarıyla indirger ve yine sonuç olarak azot gazı üretirler (Fuchsman ve diğ. 2012a). Bir diğer çözünmüş azot kaybına neden olan metabolik mekanizma ise anaerobik amonyum oksidasyonudur (anammox) ve nitrit ile amonyumu kullanan anammox bakterileri azot gazı üretirler. Her iki mikrobiyal mekanizma suboksik katmanda bulunurlar ve denitrifikasyon yapan canlılar nitratı nitrite

çevirerek anammox canlılarının kullanabileceği formu üretirler. Bu bağlamda suboksik katmanda bu iki metabolizma yan ürün alışverişiyle birbirleriyle uyumlu halde çalışırlar (Stewart ve diğ. 2007; Kirkpatrick ve diğ. 2012). Bunlara ek olarak, azot fiksasyonu suboksik katmanda nitratin çokça düştüğü ($<1\mu\text{M}$) ancak şaşırtıcı olarak amonyum varlığında ($1-5\mu\text{M}$) katmanın alt kısımlarında gerçekleşir (Kirkpatrick ve diğ. 2019). Azot fiksasyonunun amonyum varlığında gerçekleşmesi şaşırtıcıdır ve sınırlı alanlarda varlığı gösterilmiştir (Knapp 2012). Karadeniz’de amonyum varlığında azot fiksasyonun gerçekleşmesinin nedeni; anammox ve kemosentez ile kaybedildiği için sınırlı olan amonyum için yarışta avantaj kazanmak olduğu düşünülür (Kirkpatrick ve diğ. 2019). Suboksik katmandaki azotun indirgenmiş ve yükseltgenmiş formlarının döngüsü, redoks koşulları ile ilişkileri ve çeşitliliği Karadeniz’in laboratuvar ortam özelliklerinin başında gelir.

Suboksik katmanın nitratlı solunum basamağının altında sırasıyla manganlı ve demirli solunum yer alır. Mangan aynı zamanda kemo-denitrifikasyon adı verilen manganın da yer aldığı denitrifikasyon süreçlerinde de yer alır ve bu yüzden azot döngüsüyle sıkı bir bağ içindedir (Luther ve diğ. 1997). Manganlı solunum yapabilen *Shewanella*, *Pseudomonas*, *Bacillus* gibi bazı mikroorganizmalar aynı zamanda Fe (III) indirgeyebilirler (Pimenov ve Neretin 2006). Demir ve manganın oksitlenmiş ve indirgenmiş formlarının suboksik katman üst ve alt sınırları arasındaki dönüşümü bu katmanın oluşumunu ve stabil olmasını sağlayan önemli olaylardan biridir (Luther ve diğ. 1991; Glazer ve diğ. 2006).

Sülfidik katman sülfatlı solunumun başlamasıyla üretilen hidrojen sülfürün biriktiği katmandır ve özellikle sülfidik katmanın üst sınırı Karadeniz’in hidrojen sülfür üretiminin en hızlı olduğu kısımdır (Pimenov ve diğ. 2000). Karadeniz sedimandan sızan metan dolayısıyla yüksek miktarlarda metan içeren bir basendir. Su kolonunda da suboksik katmandan 15.92 yoğunluk değerinden itibaren artış gözlenir, ancak su kolonu boyunca farklı mikrobiyal mekanizmalar sonucu oksidasyona uğrar (Blumenberg ve diğ. 2007; Durisch-Kaiser ve diğ. 2005; Yakushev ve diğ. 2008). Sülfidik katmanda iki şekilde oksitlenir; i) kendi aralarında hidrojen gazı alışverişi ile aktivite sürdüren metan üreten arke ve sülfat indirgeyen bakterinin simbiyotik aktivitesi ve ii) metan üretmek için kullandıkları metabolik döngülerini ters kullanarak oksitleyebilen metanojenler (Pimenov ve diğ. 2000). Suboksik katmanda ise hem arke hem de bakteriler metan oksitlenmesinden sorumludur (Durisch-Kaiser ve diğ. 2005).

Mikrobiyal ekosistemin baskın olduğu Karadeniz’de redoks değişkeni üzerindeki metabolizmaları anlamak için değerli bir ortamdır ve halen tüm ilişkiler anlaşılamamıştır. Karadeniz’in bugünkü durumunu anlamak hem günümüz okyanuslarında gerçekleşen çeşitli biyojeokimyasal ilişkileri daha detaylı anlayabilmemizi sağlar hem de antik okyanus sistemlerinin jeolojik zaman içindeki kimyasal evrimine ışık tutar. Dünya’nın yeni oksijenleştiği dönemde okyanus evrimi önemli bir geçiş dönemi geçirdi, bu dönemde okyanuslar yüzeyde

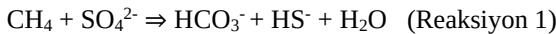
oksijenli dipte hidrojen sülfürce zengindi (Guilbaud ve diğ. 2015). Okyanus evrimine eşlik eden canlılık evrimini anlayabilmek için o dönemin biyojeokimyasal koşullarını bilmek oldukça mühimdir ve günümüz Karadeniz'i bu konuyu derinlemesine araştırmak için en önemli doğal laboratuvarlardan biridir (Stewart ve diğ. 2007).

Derin denizlerimizde anaerobik ve kemosentetik biyoçeşitliliğe örnekler

Soğuk su çıkışları habitatları

Soğuk su çıkışları (cold seeps) genellikle metan (CH₄) gibi hidrokarbonlarla zengin akışkanların deniz tabanlarından su kolonuna sızması sonucu meydana gelen biyojeokimyasal açıdan önemli habitatlardır. Soğuk su çıkışları akışkanlarını oluşturan hidrokarbonlar deniz tabanının altında belirli derinliklerde organik maddenin yüksek sıcaklık veya mikroorganizmalar tarafından parçalanması sonucunda oluşurlar (Zitter ve diğ. 2008; Foucher ve diğ. 2009). Genel anlamda yeterli miktarda hidrokarbon üretimi sağlandıktan sonra tektonik kuvvetlerin kontrolünde akışkanlar deniz tabanında bulunan kırık ve çatlaklar yardımıyla yüzeye taşınmaktadır. Derinlerden taşınan akışkanların yüzeyde deniz tabanı sedimanlarıyla buluştukları noktalarda farklı jeomorfolojik yapılar oluşabilir (örn; Çamur volkanları) ve bu tip belirgin yapılar soğuk su çıkışları alanlarının keşfinde indikatör görevi görmektedirler (örn; Woodside ve diğ. 1998).

Kimyasal açıdan zengin akışkanlara sahip soğuk su çıkışları kemosentez vasıtasıyla enerji üretebilen metabolizmalara ev sahipliği yapmaktadırlar (Olu-Le Roy ve diğ. 2004; Yücel ve diğ. 2016). Örneğin, bu alanlarda görülen en önemli metabolik reaksiyonların başında metan oksidasyonu gelmektedir. Metanca zengin akışkanların oksijenle zengin deniz suyu ile buluştuğu bölgelerde çeşitli bakteriler ve arkeler oluşan redoks potansiyelini kullanarak metabolik enerji üretebilirler. Buna ek olarak sediman içinde çeşitli derinliklerde metanın anaerobik oksidasyonu da (anaerobic oxidation of methane) soğuk su çıkışları habitatlarında görülen bir başka önemli metabolik reaksiyon çeşididir. Reaksiyon 1'de özetlendiği şekilde sülfat indirgeyen bakteriler ile metan oksitleyen arkeler metanı sülfat yardımıyla yükseltgeyerek metabolik enerji üretebilirler (Boetius ve diğ. 2000).



Ek olarak, bu reaksiyon sonucu açığa çıkan sülfid bileşiklerinin oksidasyonu ile metabolik enerji üretebilen mikrobiyal canlılar da soğuk su çıkışları habitatlarının önemli bir parçası olarak bu bölgelerde karbon ve sülfür döngülerinde önemli rol oynarlar (bkz. Yücel ve diğ. 2016).

Son yıllarda yapılan çalışmalar soğuk su çıkışları habitatlarının Türkiye derin deniz sisteminin önemli bir parçası olduğunu ortaya koymuştur. Örneğin, Doğu Akdeniz’de bulunan Finike deniz altı dağ kompleksi (bkz. Öztürk ve diğ. 2015) metan çıkışlarının gözlemlendiği çamur volkanlarınca zengin bir yapıya sahiptir (Şekil 2) (Olu-Le Roy ve diğ. 2004; Lykousis ve diğ. 2009). Bunların başlıcaları bu kompleks içinde yer alan Anaksimenes deniz altı dağında bulunan Amsterdam, Athina ve Thessaloniki çamur volkanları ile Anaksagoras deniz altı dağında yer alan Kazan ve Kula çamur volkanları şeklinde sıralanabilir (Woodside ve diğ. 1998; Lykousis ve diğ. 2004, 2009). Yapılan çalışmalar bu bölgelerde bulunan çamur volkanlarının çevrede bulunan standart derin deniz sediman habitatlarına göre çok daha fazla biyolojik çeşitliliğe sahip olduğunu ve farklı biyolojik metabolizmalara ev sahipliği yaptığını ortaya koymuştur (Heijs ve diğ. 2008; Ristova ve diğ. 2015). Örneğin, Kazan çamur volkanı sedimanlarında yapılan bir çalışmada Pachadaki ve diğ. (2010) baskın bakteriyel grubun *Proteobacteria* (örn: *Gammaproteobacteria*, *Deltaproteobacteria* vb.) olduğunu göstermiştir. Bu gruba ait mikroorganizmaların bazıları metanın anaerobik oksidasyonunda görev alarak sülfatı indirgemekte ve böylece bu bölgede metan döngüsünde önemli bir rol oynamaktadırlar. Benzer bir başka çalışmada ise Heijs ve diğ. (2008) Kazan ve Amsterdam çamur volkanlarından alınan örneklerden elde edilen sonuçlarda farklı mikrobiyal gruplarının sediman içindeki dağılımını incelemiştir. Örneğin, bu bölgelerde *Crenarchaea*, *Halobacteriales*, *Methanosarcinales*, *Thermoplasmatales* tipi arkeler sistemi domine ederken bakteri popülasyonuna dair bulgular Pachadaki ve diğ. (2010) ile benzerlik göstermektedir. Aynı çalışmada sediman içinde farklı derinliklerde hangi metabolizmaların daha elverişli olduğuna dair çıkarımlar da yapılmıştır. Buna göre deniz tabanına yakın bölgelerde aerobik heterotrofi, sülfür bazlı kemoototrofi ve metanotrofi gibi metabolizmalar gözlemlenirken daha derinlerde anaerobik metan oksidasyonu, sülfat indirgemesi ve anaerobik heterotrofi daha olası metabolizmalar olarak öne çıkmaktadır. Doğu Akdeniz’e ek olarak, tektonik açıdan aktif yapısı göz önünde bulundurulduğunda Marmara Denizi de soğuk su çıkışları habitatlarınınca zengin bir yapıya sahiptir (Şekil 2) (Zitter ve diğ. 2008; Ritt ve diğ. 2010; Helene ve diğ. 2020). Marmara Denizi’nde bulunan Tekirdağ, Orta ve Çınarcık Çukurlarında bulunan soğuk su çıkışları alanlarında deniz tabanından su kolonuna yer yer gaz ve akışkan çıkışları gözlemlenmiştir (Helene ve diğ. 2020). Aynı çalışmada ayrıntılı jeokimyasal analizlerle bölgede yüksek konsantrasyonlarda metan salınımı olduğu da ortaya konmuştur (Tekirdağ Çukuru: 65 $\mu\text{mol/l}$; Orta Çukur: 363 $\mu\text{mol/l}$; Çınarcık Çukuru: 228 $\mu\text{mol/l}$). Buna ek olarak Marmara Denizi oksijensizleşmenin görüldüğü önemli alanların başında gelmektedir. Yücel ve diğ. (2020) Marmara’nın derin sularında (> 900 m) oksijen konsantrasyonunu 7.3 μM seviyelerinde ölçmüştür. Ayrıca Marmara’da bulunan çukurlar içinde oksijen seviyeleri Tekirdağ’dan Çınarcık’a doğru azalan bir eğilim göstermektedir (Helene ve diğ. 2020). Soğuk su çıkışları alanlarında görülen metan ve oksijen miktarlarındaki ki bu farklılıklar biyolojik toplulukların kompozisyonunu da doğrudan etkilemektedir (Ritt ve diğ. 2010). Örneğin, *Idas* sp. midyeleri görece daha düşük metan konsantrasyonuna ve yüksek oksijen konsantrasyonuna sahip

olan Tekirdağ Çukurunda gözlemlenmişken yapılan incelemelerde Orta ve Çınarcık Çukurlarında rastlanmamıştır. Fakat buna karşın oksijen azlığına daha fazla tolerans gösterebilen amfipodlar Çınarcık Çukurunda varlıklarını sürdürmektedirler (Helene ve diğ. 2020). Ek olarak *Bathymodiolinae*, *Vesicomidae*, *Lucinidae*, *Mytilidae*, *Polychatea* bölgede görülen önemli faunal gruplardandır (Ritt ve diğ. 2010; Helene ve diğ. 2020). Bu grupta yer alan canlıların bazıları sülfürü oksitleyen mikroorganizmalar ile simbiyotik bir ilişki içerisinde. Bu çeşitlilik göz önünde bulundurulduğunda Marmara soğuk su çıkışları habitatlarının faunal kompozisyonu Doğu Akdeniz’de bulunanlar ile benzerlikler göstermektedir (Olu-Le Roy ve diğ. 2004; Yücel ve diğ. 2016). Bu durum Marmara ile Doğu Akdeniz soğuk su çıkışları alanlarının birbirleriyle geçmişte veya günümüzde var olan bağlantısına işaret etmektedir (Ritt ve diğ. 2010).

Bentik foraminifera

Bentik foraminiferler deniz tabanında sediman-su arayüzünde (epifaunal) veya sedimanın içinde (infaunal) yaşayan, tek hücreli, ökaryotik organizmalardır; bu grubun fosilleşebilen üyeleri ağırlıklı kalsiyum karbonattan kavkılar yaparlar. Foraminiferler bataklıklardan lagünlere, kıta sahanlığından abisal düzlüğe kadar bütün derinliklerde bulunabilir, farklı ortamlarda farklı topluluklar ile temsil edilirler. Toplulukların dağılımında sıcaklık, tuzluluk, su derinliği, trofik durum gibi birçok etken rol oynar. Foraminiferlerin en çeşitli olduğu ortamlar oligotrofik, oksik kıta sahanlıklarıdır. Stres ortamlarında (örn. ötrofi, düşük tuzluluk, düşük oksijen) bulunan foraminifer topluluklarında ise düşük çeşitlilik ve belli başlı türlerin baskınlığı görülür.

Birçok bentik foraminifer türünün düşük oksijenli ortamlara (örneğin OMZler) uyum sağladığı bilinmektedir. Bunlar derin sularda genellikle *Bolivina*, *Bulimina*, *Globobulimina*, *Cassidulina* cinslerine ait türler gibi infaunal olarak yaşayan, ince kabuklu, ufak foraminiferlerdir (Bernhard 1986; Sen Gupta ve Machain-Castillo 1993). Daha iri, epifaunal veya infaunal olarak yaşayabilen ve düşük oksijen ve az tuzluluğu tolare edebilen *Ammonia* ve *Elphidium* gibi cinsler ise daha sığ koşulları tercih ederler (Moodley ve Hess 1992; Linke and Lutze 1993). Oksijence fakir ve anoksik ortamlarda yaşayan bazı grupların (*Stainforthia* ve *Bolivina* cinsleri) anaerobik enerji üretimi yaptıkları belirlenmiştir (Orsi ve diğ. 2020).

Karadeniz’de bentik foraminiferler, hem çeşitlilik hem bolluk açısından fakir de olsa, kıta sahanlıklarında bulunmaktadır (Yanko-Hombatch 2007). Azalan tuzlulukla birlikte İstanbul Boğazı’ndan kuzeye ve doğuya doğru foraminifer çeşitliliği azalır. Foraminifer toplulukları, özellikle sığ ortamlarda az tuzluluğa uyum sağlamış ve düşük oksijen koşullarını iyi tolare edebilen *Ammonia* cinsine ait türlerle domine edilmektedir (Yanko 1990; Yanko-Hombatch 2007). Marmara Denizi’nde yoğun bulunan *Bolivina* ve *Bulimina* gibi oksijen eksikliğine toleransı

yüksek olan cinsler ise Karadeniz’de bentik foraminiferlerin en çeşitli olduğu yer olan boğaz çevresi ve batı kıta sahanlığının derin kısımlarında görülür (Yanko 1990).

Marmara Denizi’nde ise bentik foraminiferler Karadeniz’e göre fazlasıyla çeşitlidir (309 tür, Kırıcı-Elmas ve Meriç 2016; 336 tür, Sakıncı ve Artüz 2019) fakat Akdeniz’den farklı olarak bentik foraminifer faunasında stres ortamını ifade eden yüksek baskınlık görülür (Alavi 1988). Karadeniz’den gelen tuzluluğu az suların etkisi altında olan sığ sular *Ammonia*, *Elphidium* ve *Asterigerinata* cinsleri ile karakterize olan, az çeşitliliğe sahip bir topluluk içerir (Chendeş ve diğ. 2004; Phipps ve diğ. 2010; Avşar 2010; Kırıcı-Elmas 2018). Karışma zonunda (mixing zone, yaklaşık 40-50 m’ye kadar) *Ammonia* ve *Elphidium* cinslerinin yanı sıra infaunal yaşayan, az oksijenli ortamlara uyum sağlamış olan *Cassidulina* ve *Bulimina* cinsleri de bulunur (Phipps ve diğ. 2010; Avşar 2010; Kırıcı-Elmas 2018). Kıta sahanlığının daha derin kısımlarında göreceli bolluğu en yüksek olan *Bolivina* ve *Cassidulina* cinslerine *Bulimina*, *Gyroidinoides*, *Eilohedra*, *Valvulineria* gibi diğer infaunal gruplar eşlik eder (Chendeş ve diğ. 2004; Sakıncı 2008; Avşar 2010; Phipps ve diğ. 2010). Derin havzada ise tür çeşitliliği çok az olan (örn. Çınarcık Havzası ~1200 m derinlikte 4 tür, Fontanier ve diğ. 2018), *Bolivina vadeszens* ve *Globobulimina affinis* türlerince temsil edilen, derin infaunal yaşama ve oksijen eksikliğine iyi adapte olmuş fakir bir fauna görülmektedir (Kırıcı-Elmas ve Meriç 2016, Fontanier ve diğ. 2018). Marmara Denizi’nde epifitik olarak yaşayan oksijen gereksinimi daha yüksek olan Cibiidae ve Planorbulinidae gibi formlar ise Akdeniz’e kıyasla çok az bulunurlar, genelde orta derinlikte, alglerle kaplı zeminin olduğu yerlerde bulunmakta, akıntılarda daha derin bölgelere taşınmaktadırlar (Alavi 1988; Sakıncı 2008).

Mikrobiyal çeşitlilik

Karadeniz’de görülen tabakalaşma ve sürekli anoksik su kütesinin bulunması özellikle anaerobik metabolizmaya sahip mikroorganizmaların yaşaması için çok elverişlidir ve bu özelliğinden dolayı redoks reaksiyonları ile solunum yapan mikroorganizmaların çalışabilmesi için model bir ekosistem özelliği sunmaktadır. Çünkü diğer denizlere ait sedimanlarda santimetrelerle sınırlı olan redoks tabakaları, Karadeniz’de yüzlerce metrelere kadar uzanır (Staley 2007).

Türkiye sularındaki sedimanlarda yapılan mikrobiyoloji çalışmaları çok az sayıdadır. 2003 yılında R/V Knorr gemisi ile Karadeniz’de yapılan seferle oksijenli ve oksijensiz özelliklere sahip doğu, orta, batı ve açık Karadeniz sedimanlarından örnekler toplanmış, FISH tekniği kullanılarak sülfat indirgeyen bakteri (Sulfate Reducing Bacteria, SRB) ve arke popülasyonlarının dağılımı tespit edilmiştir (Eyigör 2004; Üşenti 2004; Ince ve diğ. 2006). Oksijenin bulunduğu, kıyıya yakın istasyonlarda arke ve SRB’lerin daha az sayıda olduğu ve metanojenik arke ve SRB’lerin Karadeniz ekosistemi için kritik öneme sahip

olduğu çıkarımına varılmıştır. Bu çalışmaların yanında ODTÜ Deniz Bilimleri Enstitüsü'ne metagenomik ve çeşitli kimyasal teknikler kullanılarak Karadeniz sedimanlarında bulunan bakterilerin çeşitlilik ve dağılımının, kimyasal ve fiziksel parametrelerle ilişkilerinin ortaya konması çalışmaları sürmektedir.

Derin sedimanlara adapte olmuş mikroorganizmaların çok kısıtlı ve yavaş enerji akışı ile yaşamlarını sürdürebilmeleri biyolojik yaşam için gerekli olduğu düşünülen minimum enerji gereksinimine, adaptasyona, endospor oluşumuna, minimum metabolik hızlara ve biyosfer-jeosfer etkileşimlerine yeni açıklamalar getirmektedir (Whitman ve diğ. 1998). Buralardan elde edilen bilgilerle güncellenen “biyolojik yaşam” tanımları dünya dışı gezegenlerdeki yaşamın izlerini sürerken neyin ve nerede aranacağına rehber olmaktadır.

Derin deniz biyojeokimyasına yönelik yeni keşif, politika ve kapasite artırım ihtiyaçları

Türkiye derin denizleri çok az araştırılmış durumdadır. Burada derlemesi verilen bilgilerin çoğu da zamansal ve mekansal çözünürlük olarak sınırlı çalışmalardan oluşur. Derin denizlerin de artık iklim değişikliğinden hızla etkilendiği, insan kaynaklı baskılara maruz kaldığı ve hızla olumsuz yönde değişim gösterdiği göz önüne alındığında, Türkiye derin deniz çalışmaları için birkaç öncelik burada sunulabilir.

Keşif, tespit ve çok disiplinli karakterizasyon

Burada verilen ekosistemlerin yanında ülkemiz sularında birçok derin kanyonlar, deniz tabanı tuz gölleri, gaz çıkışlarına bağlı resif ekosistemleri gibi dağılımını çok az bildiğimiz anaerobik ve kemosentetik ekosistemler bulunmaktadır. Varlığını bildiğimiz Marmara'da Kuzey Anadolu Fayı boyunca yerleşmiş kemosentetik fauna, Finike Denizaltı Dağları ya da derin Karadeniz'deki mikrobiyal türlerin de daha detaylı haritalanması, ekosistemlerinin çok disiplinli şekilde ele alınması gerekmektedir.

Biyoçeşitlilik araştırmaları

Hem bentik makrofauna (Akdeniz ve Marmara için) hem de bentik mikroflora (mikrobiyoloji) çalışmaları ülkemizde daha çok MSFD/iyi çevresel durum paradigması etrafında, izleme konseptlerine yönelik gerçekleştirilmekte ve bilimsel etkisi sınırlı kalmaktadır. Özellikle deniz mikroorganizmaları Dünya ekosisteminde iklimsel olayları kontrol edip, enerji ve madde döngülerinin çok önemli bir kısmını gerçekleştirmekte, hatta gezegenimizi şekillendirip geleceğini belirlemektedir (Kuypers ve diğ. 2018; Karl 2007). Böylesine önemli ve hassas bir konumda bulunan denizel mikroorganizmaların araştırılması Dünya denizlerinde hatırı sayılır süredir devam etmesine karşın ülkemizde bu araştırmalar henüz daha yolun başındadır. Örneğin Karadeniz'e komşu ülkelerin

sularında onlarca mikrobiyolojik çalışma yapılmış ve çok önemli bilimsel ortamlarda ses getirmiştir (Kuypers ve diğ. 2003; Michaelis ve diğ. 2002; Treude ve diğ. 2007). Türkiye deniz ve sedimanlarının da mikrobiyolojik olarak araştırılması için modern moleküler mikrobiyolojik yöntemler kullanılıp, çevresel ve biyolojik etkileşimlerin ortaya konması gerekmektedir. Makrofaunanın bulunduğu Akdeniz derin sistemlerinde de bentik besin ağı işleyişi bütün seviyeleri ile ortaya konmalıdır.

Gözlem sistemleri

Ülkemizde derin deniz araştırmaları ile ilgili altyapılar yetersizdir. Mevcut araştırma gemileri derin deniz örnekleme kapasitesi çok sınırlıdır, yeni nesil derin deniz teknolojileri olan ROV, AUV gibi teknolojiler ise derin deniz araştırmacılarının erişebilecekleri maliyetlerde değildirler. Hem deniz araştırma gemileri hem de derin deniz gözlem araçları seviyesinde ülkemizde bir değişim, dönüşüm ve yatırıma ihtiyaç vardır.

Eğitim ve kapasite geliştirme

Deniz ve okyanuslar ile ilgili çağımızdaki zorlu problemler artık iklim değişimi, insan etkileri, mavi ekonomi gibi konuların derin denizleri dışında bırakarak çözülemeyeceğini göstermektedir. Bu konuda hem teorik olarak yetişmiş hem de derin denizi araştırma için kullanılan araçlara hâkim, geniş ve çok disiplinli yaklaşımlara aşina yeni bir araştırmacı nesline ihtiyaç vardır. Bu nesil yetişip ülkemizde tutulmadan, yukarıdaki stratejik önceliklerin hiçbirinin hayata geçme şansı yoktur.

Sonuç olarak, ülkemiz deniz alanları çok çeşitli derin su ekosistemlerini çalışmak, iklim ve insan kaynaklı baskıların bu ekosistemlere etkilerini global ölçekte de anlamak için çok değerli bir doğal laboratuvar işlevi görmektedir. Derin denizlerimizin daha çok tanınması, tanıtılması ve bilimsel çalışmaların teşvik edilmesi ülkemizin genel olarak deniz bilimleri ve mavi ekonomi alanlarında da güçlenmesini ve uluslararası seviyede söz sahibi olmasını beraberinde getirecektir.

Referanslar

Akçay, I., Tugrul, S., Yücel, M. (2021) Benthic nutrient fluxes across a productive shelf adjacent to an oligotrophic basin: Case of the Northeastern Mediterranean Sea. doi: <https://doi.org/10.31223/X5390F>.

Alavi, S.N. (1988) Late Holocene deep-sea benthic foraminifera from the Sea of Marmara. *Marine Micropaleontology* 13(3): 213-237.

Amiel, N., Shaar, R., Sivan, O. (2020) The effect of early diagenesis in methanic sediments on sedimentary magnetic properties: Case study from the SE Mediterranean continental shelf. *Frontiers in Earth Science* 8: 283.

Avsar, N. (2010) Benthic foraminiferal assemblages in the coastal environment of the northern Marmara Shelf (NW Turkey). *Micropaleontology* 56(5): 495-506.

Bernhard, J.M. (1986) Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits; Jurassic through Holocene. *Journal of Foraminiferal Research* 16(3): 207-215.

Bernstein, L., Bosch, P., Canziani, O., Chen, Z., Christ, R., Riahi, K. (2008) Climate Change 2007 Synthesis Report. Intergovernmental Panel on Climate Change.

Bethke, C.M., Sanford, R.A., Kirk, M.F., Jin, Q., Flynn, T.M. (2011) The thermodynamic ladder in geomicrobiology. *American Journal of Science* 311(3): 183-210.

Bethoux, J.P., Gentili, B., Raunet, J., Tailliez, D. (1990) Warming trend in the western Mediterranean deep water. *Nature* 347: 660-662.

Blumenberg, M., Seifert, R., Michaelis, W. (2007) Aerobic methanotrophy in the oxic-anoxic transition zone of the Black Sea water column. *Organic Geochemistry* 38(1): 84-91.

Boetius, A., Ravenschlag, K., Schubert, C., Rickert, D., Widdel, F., Gieseke, A., Amann, R., Jørgensen, B.B., Witte, U., Pfannkuche, O. (2000) A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature* 407: 623-626.

Chendeş, C., Kaminski, M.A., Filipescu, S., Aksu, A.E., Yasar, D. (2004) The response of modern benthic foraminiferal assemblages to water mass properties along the southern shelf of the Marmara Sea. *Acta Palaeontologica Romaniaae* 4: 69-80.

Cociasu, A., Diaconu, V., Teren, L., Nae, I., Popa, L., Dorogan, L., Malciu, V., (1997) Nutrient stocks on the Western shelf of the Black Sea in the last three decades. In: Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic and North Sea, (eds., Özsoy, E., Mikaelyan, A.), NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers, pp. 49-63.

Çagatay, M.N., Özcan, M., Güngör, E. (2004) Pore-water and sediment geochemistry in the Marmara Sea (Turkey): early diagenesis and diffusive fluxes. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 4(3): 213-225.

Deniz Kalitesi Bülteni (2018) Deniz Kalitesi Bülteni, Akdeniz. Çevresel Etki Değerlendirmesi İzin ve Denetim Genel Müdürlüğü. Mevcut adres: https://webdosya.csb.gov.tr/db/ced/icerikler/den-z-kal-tes--bulten--2018_akden-z-20180131150150.pdf

Durisch-Kaiser, E., Klauser, L., Wehrli, B., Schubert, C. (2005) Evidence of intense archaeal and bacterial methanotrophic activity in the Black Sea water column. *Applied and Environmental Microbiology* 71(12): 8099-8106.

Ediger, D., Murray, J.W., Yılmaz, A. (2019) Phytoplankton biomass, primary production and chemoautotrophic production of the Western Black Sea in April 2003. *Journal of Marine Systems* 198(1/2): 103183. doi: <https://doi.org/10.1016/J.JMARSYS.2019.103183>.

Ediger, D., Tuğrul, S., Yılmaz, A. (2005) Vertical profiles of particulate organic matter and its relationship with chlorophyll-a in the upper layer of the NE Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 55(3-4): 311-326.

Ermiş, E. (2017) Spatial variations of seafloor iron cycle in Cilician basin (Eastern Mediterranean). Dissertation, Institute of Marine Sciences, Middle East Technical University.

Ermiş, E., Örek, H., Tezcan, D., Yücel, M. (2017) Reactive iron in the seafloor of Cilician basin, Eastern Mediterranean. Goldschmidt Conference (13 - 18 Ağustos 2017) Mevcut adres: <https://open.metu.edu.tr/handle/11511/83197> (erişim tarihi: 18 Ağustos 2017)

Eyigor, A. (2004) Analysis of Archaeal Diversity in the Black Sea Sediments by Fluorescence in situ Hybridization Technique, M.S. Thesis Bogazici University.

Fontanier, C., Dissard, D., Ruffine, L., Mamo, B., Ponzevera, E., Pelleter, E., Baudin, F., Roubi, A., Chéron, S., Boissier, A., Gayet, N., Bermell-Fleury, S., Pitel, M., Guyader, V., Lesongeur, F., Savignac, F. (2018) Living (stained) deep-sea foraminifera from the Sea of Marmara: A preliminary study. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 153: 61-78.

Foucher, J.P., Westbrook, G.K., Antje, B., Silvia, C., Daniel, P. (2009) Structure and drivers of cold seep ecosystems. *Oceanography* 22: 92-109.

Fuchsman, C.A., Murray, J.W., Staley, J.T. (2012a) Stimulation of autotrophic denitrification by intrusions of the Bosphorus Plume into the anoxic Black Sea. *Frontiers in Microbiology* 3: 257.

Fuchsman, C.A., Staley, J.T., Oakley, B.B., Kirkpatrick, J.B., Murray, J.W. (2012b) Free-living and aggregate-associated Planctomycetes in the Black Sea. *FEMS Microbiology Ecology* 80(2): 402-416.

Glazer, B.T., Luther, G.W., Konovalov, S.K., Friederich, G.E., Nuzzio, D.B., Trouwborst, R.E., Tebo, B.M., Clemet, B., Murray, K., Romanov, A.S. (2006) Documenting the suboxic zone of the Black Sea via high-resolution real-time redox profiling. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53(17-19): 1740-1755.

Guilbaud, R., Poulton, S.W., Butterfield, N.J., Zhu, M., Shields-Zhou, G.A. (2015) A global transition to ferruginous conditions in the early Neoproterozoic oceans. *Nature Geoscience* 8(6): 466-470.

Halbach, P., Kuşçu, I., Inthorn, M., Kuhn, T., Pekdeger, A., Seifert, R. (2002) Methane in sediments of the deep Marmara Sea and its relation to local tectonic structures. In: Integration of Science Research on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes, (eds., Görür, N., Papadopoulos, G.A., Okay, N.) NATO Science Series IV Earth and Environmental Sciences 9: 71-85.

Heijs, S.K., Laverman, A.M., Forney, L.J., Hardoim, P.R., van Elsas, J.D. (2008) Comparison of deep-sea sediment microbial communities in the Eastern Mediterranean. *FEMS Microbiology Ecology* 64: 362-377.

Hélène, O., Karine, O., Stéphanie, D., Carla, S., Anne-Sophie, A., Clément, G., Livio, R. (2020) Geological and biological diversity of seeps in the Sea of Marmara. *Deep-Sea Research Part I* 161: 103287.

Ince Kasapgil, B., Usenti, I., Eyigör, A., Ayman Oz, N., Kolukirik, M., Ince, O. (2006) Analysis of methanogenic archaeal and sulphate reducing bacterial populations in deep sediments of the Black Sea. *Geomicrobiology Journal* 23(5): 285-292.

IPCC (2007) Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds., Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E.), Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Kallmeyer, J., Pockalny, R., Ram Adhikari, R., Smith, D.C., D'Hondt, S. (2012) Global distribution of microbial abundance and biomass in subseafloor sediment. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109(40): 16213-16216.

Karl, D.M. (2007) Microbial oceanography: paradigms, processes and promise. *Nature Reviews Microbiology* 5(10): 759-769.

Kırcı-Elmas, E. (2018) Benthic foraminiferal composition from the brackish-marine transition zone of the Marmara Sea, Turkey (Eastern Mediterranean). *Thalassas, An International Journal of Marine Sciences* 34(2): 421-436.

Kiliyas, S., Nomikou, P., Papanikolaou, D., Polymenakou, P.N., Godelitsas, A., Argyraki, A., Carey, S., Gamaletsos, P., Mertzimekis, T.J., Stathopoulou, E., Goettlicher, J., Steininger, R., Betzelou, K., Livanos, I., Christakis, C., Bell, K.C., Scoullou, M. (2013) New insights into hydrothermal vent processes in the unique shallow-submarine arc-volcano, Kolumbo (Santorini), Greece. *Sci Rep* 3: 2421.

Kırcı-Elmas, E., Meriç, E. (2016) Benthic foraminiferal fauna of the Sea of Marmara. In: *The Sea of Marmara: Marine Biodiversity, Fisheries, Conservation and Governance*, (eds., Özsoy, E., Çağatay, M.N., Balkıs, N., Balkıs, N., Öztürk, B.) Turkish Marine Research Foundation, Publication no: 42, İstanbul, pp. 401-417.

Kirkpatrick, J.B., Fuchsman, C.A., Yakushev, E.V., Egorov, A.V., Staley, J.T., Murray, J.W. (2019) Dark N₂ Fixation: NifH expression in the redoxcline of the Black Sea. *Aquatic Microbial Ecology* 82(1): 43-58.

Kirkpatrick, J.B., Fuchsman, C.A., Yakushev, E., Staley, J.T., Murray, J.W. (2012) Concurrent activity of anammox and denitrifying bacteria in the Black Sea. *Frontiers in Microbiology* 3: 256.

Klein, B., Roether, W., Manca, B.B., Bregant, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., Luchetta, A. (1999) The large deep-water transient in the Eastern Mediterranean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 46(3): 371-414.

Knapp, A. (2012) The sensitivity of marine N₂ fixation to dissolved inorganic nitrogen. *Frontiers in Microbiology* 3: 374.

Koçak, M., Kubilay, N., Herut, B., Nimmo, M. (2005) Dry atmospheric fluxes of trace metals (Al, Fe, Mn, Pb, Cd, Zn, Cu) over the Levantine Basin: a refined assessment. *Atmos Environ* 39(7): 7330-7341.

Koçak, M., Kubilay, N., Herut, B., Nimmo, M. (2007) Trace metal solid state speciation in aerosols of the Northern Levantine Basin, East Mediterranean. *J Atmos Chem* 56: 239-257.

Koçak, M., Kubilay, N., Tugrul, S., Mihalopoulos, N. (2010) Atmospheric nutrient inputs to the northern levantine basin from a long-term observation: sources and comparison with riverine inputs. *Biogeosciences* 7(12): 4037-4050.

Koçak, M., Nimmo, M., Kubilay, N., Herut, B. (2004) Spatio-temporal aerosol trace metal concentrations and sources in the Levantine Basin of the Eastern Mediterranean. *Atmos Environ* 38: 2133-2144.

Konovalov, S.K., Murray, J.W., Luther, G.W. (2005) Basic processes of Black Sea biogeochemistry. *Oceanography* 18(SPL.ISS.2): 24-35.

Krom, M., Kress, N., Berman-Frank, I., Rahav, E. (2014) Past, present and future patterns in the nutrient chemistry of the Eastern Mediterranean. In: The Mediterranean Sea, (eds., Goffredo, S., Dubinsky, Z.), Springer, Dordrecht, pp. 49-68.

Krom, M.D., Woodward, E.M.S., Herut, B., Kress, N., Carbo, P., Mantoura, R.F.C., Spyres, G., Thingstad, T.F., Wassmann, P., Wexels-Riser, C., Kitidis, V., Law, C.S., Zodiatis, G. (2005) Nutrient cycling in the south east Levantine basin of the eastern Mediterranean: results from a phosphorus starved system. *Deep-Sea Res II* 52: 2879-2896.

Kuypers, M., Marchant, H., Kartal, B. (2018) The microbial nitrogen-cycling network. *Nat Rev Microbiol* 16: 263-276.

Kuypers, M.M.M., Slikers A.O., Lavik, G., Schmid, M., Jørgensen, B.B., Kuenen, J.G., Damsté, J.S.S., Strous, M., Jetten, M.S.M. (2003) Anaerobic ammonium oxidation by anammox bacteria in the Black Sea. *Nature* 422(6932): 608-611.

Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., Klein, B. (1999) Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Progress in Oceanography* 44(1-3): 5-36.

Lenstra, W.K., Hermans, M., Séguret, M.J.M., Witbaard, R., Behrends, T., Dijkstra, N., Van Helmond, N.A.G.M., Kraal, P., Laan, P., Rijkenberg, M.J.A., Severmann, S., Teacă, A., Slomp, C.P. (2019) The shelf-to-basin iron shuttle in the Black Sea revisited. *Chemical Geology* 511: 314-341.

Linke, P., Lutze, G.F. (1993) Microhabitat preferences of benthic foraminifera a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? *Marine Micropaleontology* 20(3-4): 215-234.

Luther, G.W., Church, T.M., Powell, D. (1991) Sulfur speciation and sulfide oxidation in the water column of the Black Sea. *Deep-Sea Research, Part A*, 38(Suppl. 2A). doi: [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(10\)80027-5](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80027-5).

Luther, G.W., Sundby, B., Lewis, B.L., Brendel, P.J., Silverberg, N. (1997) Interactions of manganese with the nitrogen cycle: Alternative pathways to dinitrogen. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(19): 4043-4052.

Lykousis, V., Alexandri, S., Woodside, J., de Lange, G., Dählmann, A., C. Perissoratis, C., Heeschen, K., Ioakim, Chr., Sakellariou, D., Nomikou, P., Rousakis, G., Casas, D., Ballas, D., Ercilla, G. (2009) Mud volcanoes and gas hydrates in the Anaximander mountains (Eastern Mediterranean Sea). *Marine and Petroleum Geology* 26: 854-872.

Lykousis, V., Alexandri, S., Woodside, J., Nomikou, P., Perissoratis, C., Sakellariou, D., de Lange, G., Dahlmann, A., Casas, D., Rousakis, G., Ballas, D., Ioakim, C. (2004) New evidence of extensive active mud volcanism in the Anaximander Mountains (Eastern Mediterranean): the “ATHINA” mud volcano. *Environmental Geology* 46: 1030-1037.

Malanotte-Rizzoli, P., Artale, V., Borzelli-Eusebi, G. L., Brenner, S., Crise, A., Gacic, M., Kress, N., Marullo, S., Ribera d'Alcalà, M., Sofianos, S., Tanhua, T., Theocharis, A., Alvarez, M., Ashkenazy, Y., Bergamasco, A., Cardin, V., Carniel, S., Civitarese, G., D'Ortenzio, F., Font, J. *et al.* (2014) Physical forcing and physical/biochemical variability of the Mediterranean Sea: a review of unresolved issues and directions for future research. *Ocean Science* 10(3): 281-322.

Michaelis, W., Seifert, R., Nauhaus, K., Treude, T., Thiel, V., Blumenberg, M., Knittel, K., Gieseke, A., Peterknecht, K., Pape, T., Boetius, A., Amann, R., Jørgensen, B.B., Widdel, F., Peckmann, J., Pimenov, N.V., Gulin, M.B. (2002) Microbial reefs in the Black Sea fueled by anaerobic oxidation of methane. *Science* 297(5583): 1013-1015.

Mitchell, G., Mayer, L.A., Bell, K.L., Raineault, N.A., Roman, C., Ballard, R.D., Cornwell, K., Hine, A.C., Shinn, E.A., Dimitriadis, I., Bogdan, O. (2013) Exploration of Eratosthenes Seamount – A continental fragment being forced down an oceanic trench. *Oceanography* 26: 36-41.

Moodley, L., Hess, C. (1992) Tolerance of infaunal benthic foraminifera for low and high oxygen concentrations. *The Biological Bulletin* 183(1): 94-98.

Moore, C.M., Mills, M.M., Milne, A., Langlois, R., Achterberg, E.P., Lochte, K., Geider, R.J., La Roche, J. (2006) Iron limits primary productivity during spring bloom development in the central North Atlantic. *Global Change Biology* 12(4): 626-634.

Murray J., Yakushev E. (2006) The Suboxic Transition Zone in the Black Sea. In: Neretin L. (Eds), Past and Present Water Column Anoxia. Nato Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, vol 64. Springer, Dordrecht.

Oğuz, T., Salihoglu, B., Fach, B. (2008) A coupled plankton-anchovy population dynamics model assessing nonlinear controls of anchovy and gelatinous biomass in the Black Sea. *Marine Ecology Progress Series* 369: 229-256.

Olu-Le Roy, K., Sibuet, S., Fiala-Medioni, A., Gofas, S., Salas, C., Mariotti, A., Foucher, J.P., Woodside, J. (2004) Cold seep communities in the deep eastern Mediterranean Sea: composition, symbiosis and spatial distribution on mud volcanoes. *Deep Sea Research Part 1* 51: 1915-1936.

Orsi, W.D., Morard, R., Vuillemin, A., Eitel, M., Wörheide, G., Milucka, J., Kucera, M. (2020) Anaerobic metabolism of Foraminifera thriving below the seafloor. *The ISME Journal* 14: 2580-2594.

Özsoy, T., Saydam, A.C. (2001) Iron speciation in precipitation in the North-Eastern Mediterranean and its relationship with Saharan dust. *J Atmos Chem* 40: 41-76.

Öztürk, B., Rovere, M., Würtz, M. (2015) Seamounts and Seamount-like Structures of the Eastern Mediterranean. In: Atlas of Mediterranean Seamounts and Seamount-like Structures, (eds., Würtz, M., Rovere, M.), Gland, Switzerland and Málaga, Spain: IUCN, pp. 227-264.

Öztürk, B., Topçu, E., Topaloğlu, B. (2012) The submarine canyons of the Rhodes basin and the Mediterranean coast of Turkey. In: Mediterranean Submarine Canyons: Ecology and Governance, (eds., Würtz, M.), Gland, Switzerland and Malaga, Spain: IUCN, pp. 65-71.

Pachiadaki, M.G., Lykousis, V., Stefanou, E.G., Kormas, K.A. (2010) Prokaryotic community structure and diversity in the sediments of an active submarine mud volcano (Kazan mud volcano, East Mediterranean Sea). *FEMS Microbiology and Ecology* 72: 429-444.

Parkes, R.J., Cragg, B., Roussel, E., Webster, G., Weightman, A., Sass, H. (2014) A review of prokaryotic populations and processes in sub-seafloor sediments, including biosphere: geosphere interactions. *Marine Geology* 352: 409-425.

Phipps, M.D., Kaminski, M.A., Aksu, A.E. (2010) Calcareous benthic foraminiferal biofacies along a depth transect on the southwestern Marmara shelf (Turkey). *Micropaleontology* 56: 377-392.

Pimenov, N.V., Neretin, L.N. (2006) Composition and Activities of Microbial Communities Involved in Carbon, Sulfur, Nitrogen and Manganese Cycling in the Oxic/Anoxic Interface of the Black Sea. In: Past and Present Water Column Anoxia, (ed., Neretin, L.), Springer, Dordrecht, pp. 501-521.

Pimenov, N.V., Rusanov, I.I., Yusupov, S.K., Fridrich, J., Lein, A.Y., Wehrli, B., Ivanov, M.V. (2000) Microbial processes at the aerobic-anaerobic interface in the deep-water zone of the Black Sea. *Microbiology* 69(4): 436-448.

Piper, D.Z. (2016) Geochemistry of the Black Sea during the last 15 kyr: A protracted evolution of its hydrography and ecology. *Paleoceanography* 31(8): 1117-1137.

Piper, D.Z., Calvert, S.E. (2011) Holocene and late glacial palaeoceanography and palaeolimnology of the Black Sea: Changing sediment provenance and basin hydrography over the past 20,000 years. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75(19): 5597-5624.

Polat, Ç., Tugrul, S. (1995) Nutrient and Organic Carbon Exchanges between the Black and Marmara Seas through the Bosphorus Strait. *Cont Shelf Res* 15(9): 1115-1132

Popescu, I., Panin, N., Jipa, D., Lericolais, G., Ion, G. (2015) Submarine canyons of the Black Sea basin with a focus on the Danube Canyon. *CIESM Monograph*, 47: 103-121.

Raiswell, R., Canfield, D. E. (1998) Sources of iron for pyrite formation in marine sediments. *American Journal of Science* 298(3): 219-245.

Ristova, P.P., Wenzhöfer, F., Ramette, A., Felden, J., Boetius, A. (2015) Spatial scales of bacterial community diversity at cold seeps (Eastern Mediterranean Sea). *ISME Journal* 9: 1306-1318.

Ritt, B., Sarrazin, J., Caprais, J.C., Noël, P., Gauthier, O., Pierre, C., Henry, P., Desbruyères, D. (2010) First insights into the structure and environmental setting of cold-seep communities in the Marmara Sea. *Deep-Sea Research Part I* 57(9): 1120-1136.

Roether, W., Manca, B. B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovačević, V., Luchetta, A. (1996) Recent changes in eastern Mediterranean deep waters. *Science* 271(5247): 333-335.

Roy, M., McManus, J., Goni, M.A., Chase, Z., Borgeld, J.C., Wheatcroft, R.A., Muratli, J.M., Megowan, M.R., Mix, A. (2013) Reactive iron and manganese distributions in seabed sediments near small mountainous rivers off Oregon and California (USA). *Continental Shelf Research* 54: 67-79.

Ruffine, L., Ondreas, H., Blanc-Valleron, M.M., Teichert, B.M.A., Scalabrin, C., Rinnert, E., Birot, D., Croguennec, C., Ponzevera, E., Pierre, C., Donval, J.P., Alix, A.S., Germain, Y., Bignon, L., Etoubleau, J., Caprais, J.C., Knoery, J.,

Lesongeur, F., Thomas, B., Roubi, A., Legoix, L., Burnard, P., Chevalier, N., Lu, H., Dupré, S., Fontanier, C., Dissard, D., Olgun, N., Yang, H., Strauss, H., Özaksoy, V., Perchoc, J., Podeur, C., Tarditi, C., Özbekij, E., Guyader, V., Marty, B., Madre, D., Grall, C., Embriaco, D., Polonia, A., Gasperini, L., Cagatay, M.N., Pitel-Roudaut, M., Henry, P., Géli, L. (2018) Multidisciplinary investigation on cold seeps with vigorous gas emissions in the Sea of Marmara (MarsiteCruise): Strategy for site detection and sampling and first scientific outcome. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 153: 36-47.

Sakıncı, M. (2008) Marmara Denizi Bentik Foraminiferleri: Sistematiği ve Otokoloji, İstanbul Teknik Üniversitesi Rektörlüğü, sayı 1638, İstanbul, 134 p.

Sakıncı, M., Artüz, M.L. (2019) New records of Foraminifera: The Sea of Marmara (Turkey). *Revue de Micropaléontologie* 64: 100359.

Scholz, F., Schmidt, M., Hensen, C., Eroglu, S., Geilert, S., Gutjahr, M., Liebetrau, V. (2019) Shelf-to-basin iron shuttle in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 261: 76-92.

Sen Gupta, B.K., Machain-Castillo, M.L. (1993) Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology* 20(3-4): 183-201.

Sommer, S., Clemens, D., Yücel, M., Pfannkuche, O., Hall, P.O., Almroth-Rosell, E., Schulz-Vogt, H.N., Dale, A.W. (2017) Major bottom water ventilation events do not significantly reduce basin-wide benthic N and P release in the eastern Gotland basin (Baltic Sea). *Frontiers in Marine Science* 4: 18.

Souvermezoglou, E., Krasakopoulou, E., Pavlidou, A. (1999) Temporal variability in oxygen and nutrient concentrations in the southern Aegean Sea and the Straits of the Cretan Arc. *Progress in Oceanography* 44(4): 573-600.

Staley, T. (2007) Probing nitrogen metabolism in the redox gradient of the Black Sea. *PNAS* 104(17) doi: 10.1073/PNAS.0702088104.

Statham, P.J., Hart, V. (2005) Dissolved iron in the Cretan Sea (eastern Mediterranean). *Limnol Oceanogr* 50(4): 1142-1148.

Stewart, K., Kassakian, S., Krynytzky, M., Dijulio, D., Murray, J.W. (2007) Oxic, suboxic, and anoxic conditions in the Black Sea. In: The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement, (eds., Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N., Dolukhanov, P.M.) Springer, Dordrecht, pp. 1-21.

- Taviani, M. (2014) Marine chemosynthesis in the Mediterranean Sea. In: The Mediterranean Sea, (eds., Goffredo, S., Dubinsky, Z.) Springer, Dordrecht. pp. 69-83.
- Theocharis, A., Nittis, K., Kontoyiannis, H., Papageorgiou, E., Balopoulos, E. (1999) Climatic changes in the Aegean Sea influence the Eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986-1997). *Geophysical Research Letters* 26(11): 1617-1620.
- Treude, T., Orphan, V.J., Knittel, K., Gieseke, A., House, C.H., Boetius, A. (2007) Consumption of methane and CO₂ by methanotrophic microbial mats from gas seeps of the anoxic Black Sea. *Applied and environmental microbiology* 73(7): 2271-2283.
- Tryon, M.D., Henry, P., Cagatay, M.N., Zitter, T.A.C., Geli, L., Gasperini, L., Burnard, P., Bourlange, S., Grall, C. (2010) Pore fluid chemistry of the North Anatolian Fault Zone in the Sea of Marmara: a diversity of sources and processes. *Geochem Geophys Geosys* 11: 1-22.
- Usenti, I. (2004) Determination of Sulfate Reducing Bacterial Population in the Black Sea Sediments by Fluorescence *In Situ* Hybridization Technique, M.S. Thesis, Bogazici University, Istanbul, Turkey.
- Vigderovich, H., Liang, L., Herut, B., Wang, F., Wurgaft, E., Rubin-Blum, M., Sivan, O. (2019) Evidence for microbial iron reduction in the methanic sediments of the oligotrophic southeastern Mediterranean continental shelf. *Biogeosciences* 16(16): 3165-3181.
- Wagener, T., Pulido-Villeda, E., Guieu, C. (2008) Dust iron dissolution in seawater: results from a one-year time-series in the Mediterranean Sea. *Geophys Res Lett* 35(L16601). doi: 10.1029/2008GL034581.
- Whitman, W.B., Coleman, D.C., Wiebe, W.J. (1998) Prokaryotes: the unseen majority. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 95(12): 6578-6583.
- Woodside, J.M., Ivanov, M.K., Limonov, A.F., and the Shipboard Scientists of the Anaxiprobe Expeditions. (1998) Shallow gas and gas hydrates in the Anaximander mountains regions, Eastern Mediterranean Sea. In: Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change, (eds., Henriet, J.-P., Mienert, J.), Geological Society, London, pp. 177-193.
- Yakushev, E.V., Chasovnikov, V.K., Murray, J.W., Pakhomova, S.V., Podymov, O.I., Stunzhas, P.A. (2008) Vertical hydrochemical structure of the black sea. *Handbook of Environmental Chemistry, Water Pollution*, 5Q: 277-307. doi: https://doi.org/10.1007/698_5_088.

Yanko, V.V. (1990) Stratigraphy and paleogeography of the marine Pleistocene and Holocene deposits of the southern seas of the USSR. *Memorie della Società Geologica Italiana* 44: 167-187.

Yanko-Hombach, V.V. (2007) Controversy over Noah's Flood in the Black Sea: geological and foraminiferal evidence from the shelf. In: *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement*, (Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N., Dolukhanov, P.), Springer, Dordrecht, pp. 149-203.

Yılmaz, A., Tuğrul, S. (1998) The effect of cold- and warm-core eddies on the distribution and stoichiometry of dissolved nutrients in the northeastern Mediterranean. *Journal of Marine Systems* 16(3-4): 253-268.

Yılmaz, A. (2002) Türkiye denizlerinin biyojeokimyası: Dağılımlar ve dönüşümler. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences* 26(2): 219-235.

Yılmaz, A., Çoban-Yildiz, Y., Telli-Karakoç, F., Bologa, A. (2006) Surface and mid-water sources of organic carbon by photoautotrophic and chemoautotrophic production in the Black Sea. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53(17-19): 1988-2004.

Yücel, M., Akcay, I., Orek, H., Tezcan, D., Ozkan, K., Ozhan, K., Arkin, S.S., Fach, B., Alimli, N., Sevgen, S., Husrevoglu, S., Mantikci, M., Salihoglu, B., Tugrul, S. (2020) Recent oxygen loss and redox-dependent alteration of seafloor iron, sulfur, nitrogen and phosphorus biogeochemistry in the Sea of Marmara. *Ocean Sci. Meet.* 16–21. February 2020, San Diego, California.

Yücel, M., Galand, P.E., Fagervold, S.K., Contreira-Pereira, L., Le Bris, N. (2013) Sulfide production and consumption in degrading wood in the marine environment. *Chemosphere* 90(2): 403-409.

Yücel, M., Konovalov, S.K., Moore, T.S., Janzen, C.P., Luther III, G.W. (2010) Sulfur speciation in the upper Black Sea sediments. *Chemical Geology* 269(3-4): 364-375.

Yücel, M., Özkan, K., Tezcan, D. (2016) Deep-sea ecosystems of the Eastern Mediterranean. In: *The Turkish Part of the Mediterranean Sea Marine Biodiversity, Fisheries, Conservation and Governance*, (eds., Turan, C., Salihoğlu, B., Özbek, Ö.E., Öztürk, B.), Turkish Marine Research Foundation, Publication No: 43, Istanbul, pp. 333-352.

Zitter, T.A.C., Henry, P., Aloisi, G., Delaygue, G., Cagatay, M.N., Mercier de Lepinay, B., Al-Samir, M., Fornacciari, F., Tesmer, M., Pekdeger, A., Wallmann, K., Lericolais, G. (2008) Cold seeps along the main Marmara Fault in the Sea of Marmara (Turkey). *Deep Sea Res I* 55(4): 552-570.

Marmara Denizi'nde Fay Çıkışlı Soğuk Akışkanlar ile İlişkili Ekstrem Ortamlar: Otijenik Karbonatlar, Sülfidli Çökeller ve Biyoloji

M. Namık ÇAĞATAY^{1*}, Güliz YILDIZ^{1,2}

¹İstanbul Teknik Üniversitesi, EMCOL Uygulamalı Araştırma Merkezi ve Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Maden Fakültesi, Ayazağa Yerleşkesi, İstanbul, Türkiye

²MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye

*cagatay@itu.edu.tr

Özet

Marmara Denizi tabanında Kuzey Anadolu Fay (KAF) sistemine ait aktif faylar boyunca çok sayıda metan içeren akışkan çıkışları etrafında yerel indirgeyici ekstrem ortamlar oluşmuştur. Bu ortamlarda tabaka, tümsek ve baca şekilli otijenik karbonat kabukları ile bunları saran siyah sülfidli çökeller ve üzerlerinde kemosentez kökenli bakteri örtüsü ile bivalv, denizkestanesi ve annelid kutçuklarının (polychaeta) oluşturduğu zengin organizma toplulukları izlenmiştir. Duraylı izotop verileri, mineral bileşimi ile yapı ve doku özellikleri, otijenik karbonatlar ve siyah sülfidli çökellerin faylardan çıkan metanın mikrobiyal (anaerobik) oksidasyonu (AOM) süreci ile indirgeyici ve alkali ekstrem ortam koşullarında deniz tabanında oluştuğunu göstermektedir. Özellikle Marmara Denizi derin havzalarında (çukurluk) çözünmüş oksijen çok düşük (<1mg/l, disoxic) değerlerdedir. Evsel ve endüstriyel girdiler ve Kanal İstanbul gibi insan eliyle müdahaleler, çok yakın gelecekte bu iç denizimizde oksijensiz koşulları (anoxia) oluşturarak, tabanında kendine özgü bentik yaşamı da yok edecektir.

Anahtar Kelimeler: Marmara Denizi, Otijenik karbonat, siyah sülfidli çökeller, anaerobik metan oksidasyonu, bentik organizma

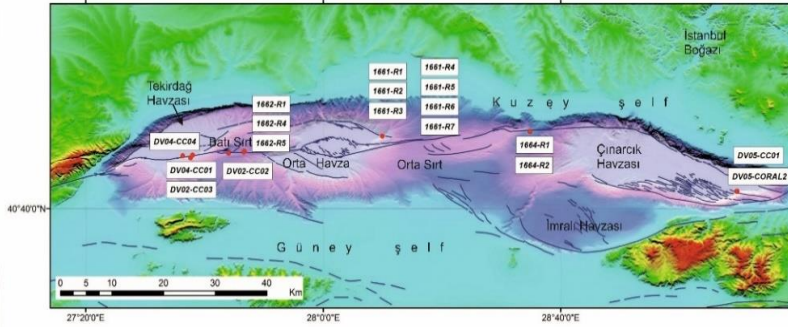
Giriş

Soğuk akışkan (su ve gaz) çıkışları (cold seeps) değişik okyanus ve deniz ortamlarında bulunduğu gibi (Kennicutt ve diğ. 1985; Moore ve diğ. 1990; Campbell 2006; Tyler ve diğ. 2003), Marmara Denizi'nde de izlenmiştir (Geli ve diğ. 2008; Zitter ve diğ. 2008; Tryon ve diğ. 2010; Dupré ve diğ. 2015; Çağatay ve diğ. 2018). Akışkanlar, suyla birlikte çoğunlukla organik maddenin mikrobiyal bozuşması veya termojenik (ısı) süreçler sonucu oluşan metan ve diğer hidrokarbonlar içerir. Akışkanların deniz tabanına sızdığı deniz tabanında çoğunlukla otijenik karbonat kabukları ve çeşitli kemosentetik bir besin zinciriyle başlayan bentik organizma toplulukları bulunur.

Marmara Denizi'nin ana morfolojisi, 100 m'den daha sığ şelf alanları, derinlikleri 1270 m'ye varan üç derin havza (doğudan batıya doğru; Tekirdağ, Orta ve Çınarcık), bu havzaları ayıran KD-GB yönlü Orta ve Batı basınç sırtlardan oluşmuştur (Şekil 1). Kuzeyde derin çukurluklar ve sırtlar Kuzey Anadolu

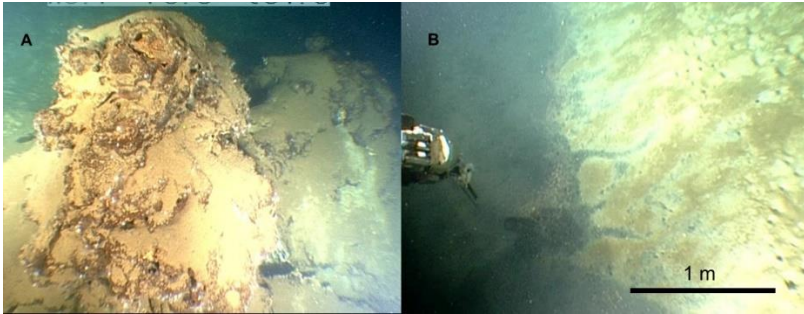
Fayı'nın (KAF) en aktif kolu olan tarafından kesilmiştir. Gerek bu fay kolu ve gerekse derin havzaları sınırlıyan aktif faylar boyunca soğuk akışkan çıkışları ve bunlarla ilişkili otijenik karbonat kabuk ve bacaları ile bunlar etrafında siyah sülfüdlü çökeller izlenmiştir (Crémière ve diğ. 2012, 2013; Çağatay ve diğ. 2018). Marmara Denizi'ndeki bu akışkan çıkışları ve karbonat kabukları Marnaut ve Marsite projeleri kapsamında yapılan araştırma seferleri sırasında insanlı Nautile denizaltısı ve Victor 6000 uzaktan kumandalı deniz aracı (ROV) kullanılarak görüntülenmiş ve örneklenmiştir (Henry ve diğ. 2007; Ruffine ve diğ. 2018).

Bu çalışmada, Marmara Denizi'nde aktif faylar boyunca oluşmuş karbonat kabuklar ile siyah sülfüdlü çökellerin oluşum ortamları ve mekanizmaları tartışılmış ve bunlarla ilişkili bentik organizma toplulukları denizaltı gözlemleri ile betimlenmiştir. Oluşum ortamları ve süreçlerinin araştırılması için karbonatların mineralojik bileşimleri, yapı ve dokuları özellikleri ile duraylı oksijen ve karbon izotop bileşimleri analiz edilmiştir. Analizler için binoküler ve ince kesit petrografik mikroskopisi, taramalı elektron mikroskopisi (SEM), X-ışınları difraksiyon (XRD) ve kütle spektroskopisi analiz yöntemleri kullanılmıştır.

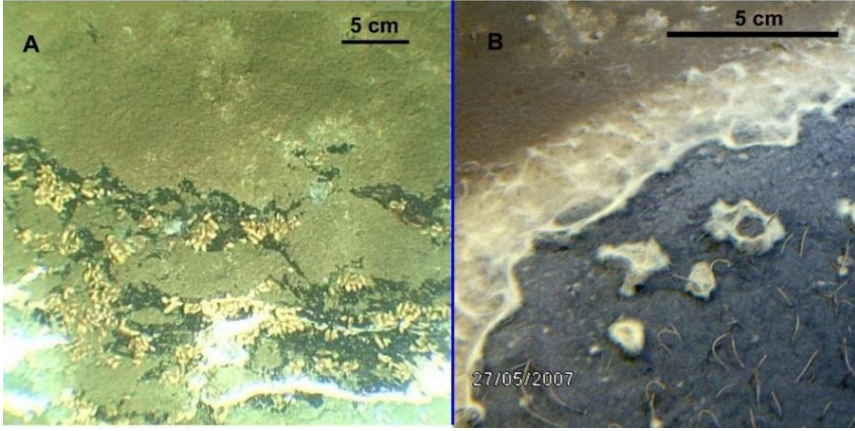


(tension gash) Manto kaynaklı helyum çıkışı da keşfedilmiştir (Burnard ve diğ. 2012). Ayrıca, Marmara Adası kuzeyinde, Batı Sırtı üzerinde yer alan çamur volkanının Ana Marmara Fayı tarafından kesildiği ~ -640 m su derinliğinde petrol çıkışı ve deniz tabanına yakın çökeller içerisinde gaz hidrat oluşumu görülmüştür (Tryon ve diğ. 2010).

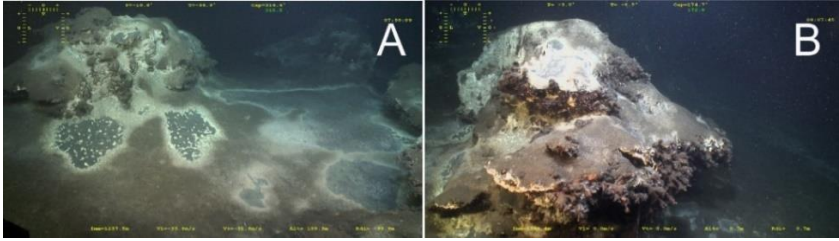
Marmara Denizi'nde faylardan çıkan soğuk akışkan çıkışları civarında otijenik yatay tabakamsı karbonat kabukları, tümsek (mound) ve bacaları bulunur (Çağatay 2010; Crémière ve diğ. 2012; Çağatay ve diğ. 2018; Ondréas ve diğ. 2020). Yatay karbonat kabuklarının kalınlıkları 10 cm, tümsek ve bacaların yükseklikleri 2 m'ye değin ulaşır (Şekil 2). Otijenik karbonat oluşumları çoğunlukla onları yama şeklinde örten ve/veya çevreleyen siyah sülfidli çökellerle birlikte bulunur (Şekiller 2B, 3A, B, 4A). Çökellere siyah rengini, indirgenme süreçlerini ve yerel, anoksik ekstrem ortam koşulları işaret eden ince taneli demir (Fe)-monosülfidler vermektedir. Siyah çökeller üzerinde kemosentez (chemosynthesis) ile oluşmuş bakteri örtüsü ve üzerinde ve içerisinde çoğunlukla çift-kabuklular (bivalve), denizkeşanesi (sea urchin) ve annelid kurtçuklarının (Polychaeta) oluşturduğu çok zengin bir organizma topluluğu bulunur (Şekil 3, 4) (Ondréas ve diğ. 2020). Ayrıca bu ekstrem ortamların sık ziyaretçileri arasında köpek balıkları da sayılabilir. Bivalvler mytilid ve lucinid türlerine ait olup; mytilidler doğu Akdeniz'de de bulunan *Idas modiolaeformis* türüne benzerlikler göstermektedir (Ritt ve diğ. 2012). Marmara Denizi'ni normal yarı-pelajik (hemipelagic) ve az da olsa oksijen içeren çökelleri bej renkli olup; yoğun olarak 1-2 cm çapında organizma oyukları (biyotürbasyon) içermektedir (Şekil 3B). Bu oyukların kabuklular (Crustacea) taksonuna ait pembe karides *Parapenaeus longirostris* (Lucas, 1846) (Öztürk 2009) tarafından açıldığı dalışlarda ve video görüntülerinde izlenmiştir.



Şekil 2. (A) Orta Havza'da 2 m yüksekliğindeki karbonat tümseği. Tümseğin tabanının faylanma ile parçalandığı ve etrafında ve çatlaklarda siyah sülfidli çökellerin bulunduğu görülmektedir. Yer konumu için bakınız Şekil 1, 1661-R1 (B) Orta Çukurluğun doğusunda bir fay yamacı eteğinde görülen siyah sülfidli çökeller ve yamacın üzerinde Marmara Denizi'nin bej renkli oksijenli yarı-pelajik (hemipelagic) çökelleri izlenmektedir. Okzik çökeller çok sayıda, 1-2 cm çapında pembe karides *Parapenaeus longirostris* (Kabuklular: Crustacea) tarafından açılan oyuklar (biyotürbasyon) içermektedir. Yer konumu için bakınız Şekil 1, 1661-R2.



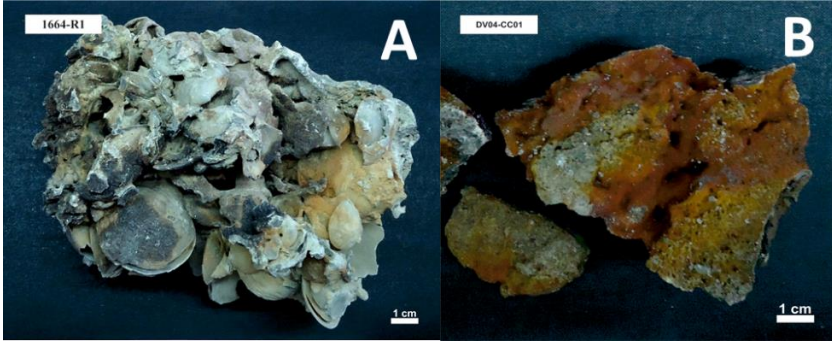
Şekil 3. (A) Orta Çukurluğun doğusunda, faylanma ile parçalanmış yatay tabakamsı karbonat örtü. Çatlaklar siyah sülfidli çökellerle doldurulmuş ve yaklaşık 2 cm uzunluğunda çok sayıda çift kabuklu (bivalve) *Idas modiolaeformis* tarafından kolonize edilmiştir. Yer konumu için bakınız Şekil 1, 1661-R2 (B) Batı Sırt üzerinde Polychaeta tüp kurtçukları ve beyaz lifimsi bakteri örtüsü (mat) tarafından kolonize edilmiş siyah sülfidli çökeller. Yer konumu için bakınız Şekil 1, DV02-CC02.



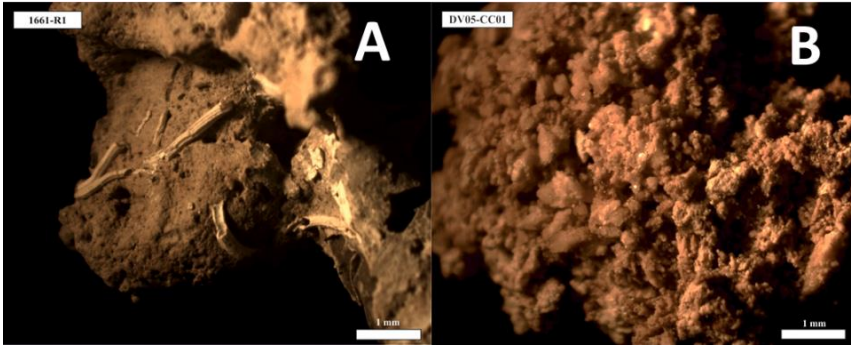
Şekil 4. (A) Çınarcık Çukurluğu güneydoğusunda 2 m çapında ve 1 m yüksekliğinde otijenik karbonat tümseği ve çevresinde oluşmuş siyah sülfidli çökeller ve bu çökelleri çevreleyen beyaz bakteri örtüsü ve üzerinde beyaz bivalv kavkıları görülmektedir. (B) Aynı tümseğin büyütülmüş görünümü. Tümseğin kenarlarında ve üzerinde mercan, anemon, amfipod ve diğer kabuksu (crustacea) organizmalar bulunmaktadır. Görüntülerin yer konumu için bakınız Şekil 1, DV05 Coral 2.

Karbonat kabukların mineralojisi, yapı ve doku özellikleri

Otijenik karbonat kabukları, gözenekli (sinter), böbreğimsi veya şekerimsi yapı ve dokulara sahiptir (Şekil 5, 6). Karbonat çimento çoğunlukla aragonit ve eser miktarlarda yüksek Mg-kalsitten oluşmuştur (Crémière ve diğ. 2012; Çağatay ve diğ. 2018) (Şekil 7). Ancak az sayıda örneğin çimentosu benzer oranda aragonit ve kalsit içermektedir.

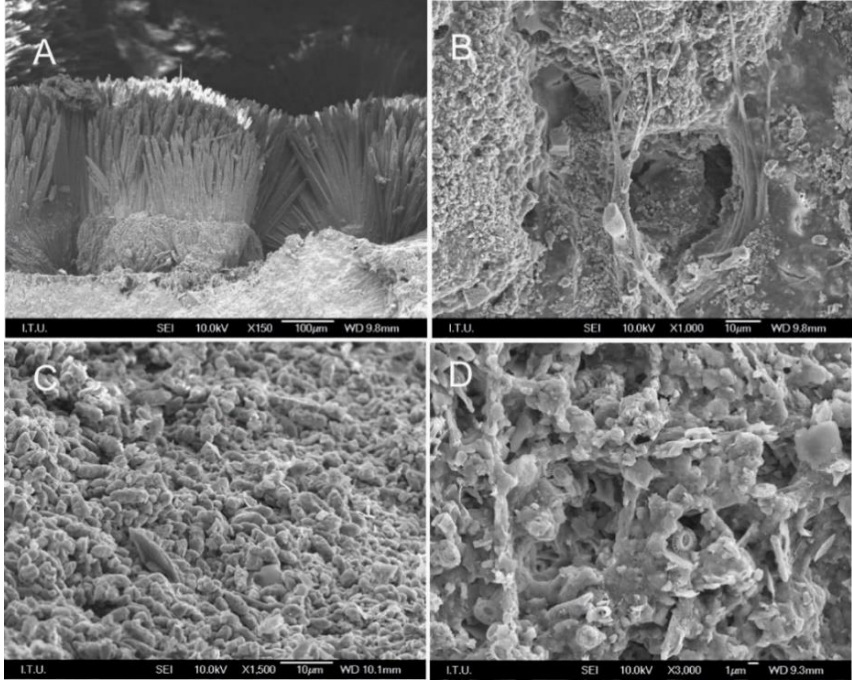


Şekil 5. (A) Otijenik karbonatla çimentolanmış bivalv kolonisi (çoğunlukla lucinid)
 (B) Yüzeyi Fe-oksitle kaplı, böbreğimsi yapıda bir otijenik karbonat kabuğu.
 Örnek yerleri için bakınız Şekil 1.



Şekil 6. Otijenik karbonat kabukların binoküler mikroskop altında görünüşleri.
 (A) Tüpümsü Serpulid kutçuklar içeren karbonat kabuğu. (B) Şeker dokulu bir karbonat kabuğu. Örnek yerleri için bakınız Şekil 1.

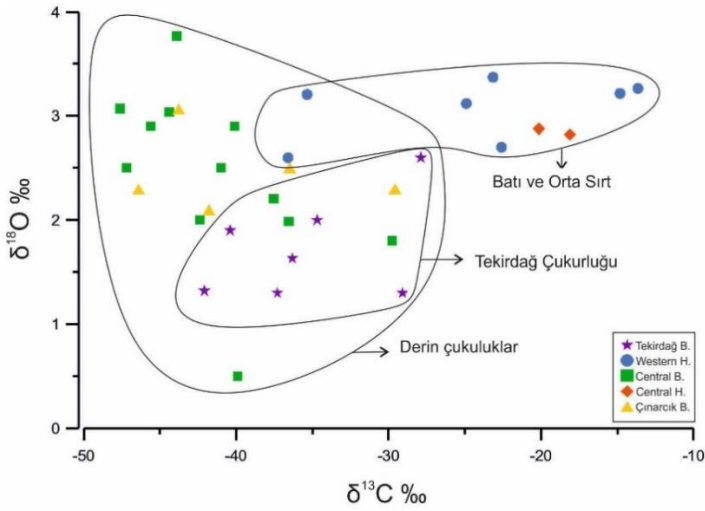
Otijenik karbonat, çok sayıda bivalv kavkaları ve/veya tüpümsü serpulid kurtçuklarının ana yapının (framework) çimento malzemesini oluşturmaktadır (Şekil 5A, 6A, 7D). Binoküler mikroskopik gözlemler, karbonat damarları ve 200-300 μm çapında üstü nakışlı kurt tüpçüklerinin varlığını göstermiştir (Şekil 6A). Çoğu örneklerde taneleri saran ve örten lifimsi, ipliğimsi mikrobiyal örtü (mat) bulunmaktadır (Şekil 7B). Bazı örneklerin yüzeyleri ince pasımsı bir Fe-oksihidroksit örtü ile kaplanmış olup, içerisinde kahverengi Fe-oksihidroksit-dolgulu damarcıklar içerir (Şekil 5B). Dolgulu damarcık ve çatlakların kalınlığı 0.5 mm'ye ulaşır. Bu örneklerde büyüklüğü 200 μm 'ye varan pirit kristalleri izlenmiştir. Bazı juvenil bivalve kavkalarının içi iğnemsı ve radyal aragonit kristal kümeleri tarafından doldurulmuştur (Şekil 7A).



Şekil 7. Otijenik karbonatların SEM altındaki doku görüntüleri. (A) Boşlukları dolduran ve iki değişik morfoloji gösteren aragonit. İğnemsî kristal kümesi ve daha masif görünümdeki aragonit tabakası değişik safhalarda çökelmiştir. Örnek no:1664-R1, Orta Sırt. (B) Çözelti boşluğunun çeperlerini saran ve örten lifimsi, ipliğimsi mikrobiyal örtü (mat). Örnek DV04-CC-01, GD Tekirdağ Çukurluğu (C) 3–5 µm uzunluğunda pirinç taneleri şeklindeki yüksek Mg-kalsit kristalleri. Örnek 1661-R3, Orta Havza doğusu. (D) Kalsifiye olmuş tüp kurtçuklarının ana yapıyı oluşturduğu gözenekli bir karbonat kabuğu. Bu örnek ayrıca juvenil bivalv, ekinoid, kokolit ve diyatom içermektedir. Örnek 1661-R1, Orta Havza doğusu. Örnek yerleri için bakınız Şekil 1.

Karbonat kabukların duraylı izotop bileşimi

Marmara Denizi'nde alınan 20 adet otijenik karbonat kabuk örneğinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -47.62 ile -13.65 ‰ V-PDB arasında değişmektedir (Tablo 1). Göreli ağır karbon izotop değerleri (-13.65 ile -24.90 ‰ V-PDB arasında) Orta ve Batı sırtlarından alınan örneklerde görülmüştür (Şekil 8). Oksijen izotop değerleri ($\delta^{18}\text{O}$) 1.32 ile 3.8 ‰ V-PDB aralığındadır.



Şekil 8. Marmara Denizi'nde deniz tabanında oluşmuş otijenik karbonatların oksijen-karbon izotop değerleri dağılımı (Çağatay ve diğ. 2018).

Tartışma: Otijenik karbonatların ve siyah sülfidli çökellerin oluşumu

Marmara Denizi'nde faylar boyunca metanla zengin aktif soğuk akışkan çıkışlarının bulunduğu alanlar ekstrem deniz ortamlarıdır. Buralarda yukarı doğru olan yüksek metan akısından dolayı sülfat/metan sınırı deniz tabanında veya hemen altında oluşur (Tryon ve diğ. 2010; Çağatay ve diğ. 2018). Buna karşın aynı sınır, Marmara Denizi'nin genelinde 2-5 m derinliktedir (Çağatay ve diğ. 2004). Sülfat/metan sınırının faylar boyunca soğuk akışkanların bulunduğu yerlerde deniz tabanında oluşması ve buralarda oluşmuş otijenik karbonatların -47.62 ile -29.8 arasında değişen hafif $\delta^{13}\text{C}$ değerleri (Tablo 1, Şekil 8); faylar boyunca bolca çıkan metanın anaerobik oksidasyonuna (AOM: anaerobic oxidation of methane) işaret etmektedir (Boetius ve diğ. 2000; Valentine ve Reeburg 2000; Orphan ve diğ. 2001; Niemann ve diğ. 2006). Sülfat indirgeyen ve metanojen bakteri topluluklarının birlikte oluşturduğu bu mikrobiyal süreç aşağıdaki tepkime ile basitçe ifade edilebilir:



Görüldüğü gibi, AOM tepkimesi deniz tabanında tabaka, tümsek ve bacaları oluşturan otijenik karbonatlar ile siyah sülfidli çökellerdeki Fe-monosülfidlerin oluşumu için gerekli HCO_3^- ve HS^- iyonlarını ile indirgeyici ve alkali ortamı sağlar. Normalde Marmara Denizi derin havzalarda disoksik seviyelere varan düşük çözünmüş oksijen (ÇO) değerlerine (örneğin, en düşük ÇO değeri 0.2ml/l veya 8.5 $\mu\text{mol/l}$ ile Çınarcık Çukurluğu'nda bulunur; Ediger ve diğ. 2016; Ondréas ve diğ. 2020; Yücel (2020) karşın, faylar boyunca AOM tepkimesinin oluşturduğu bu ekstrem ortam indirgeyicidir (anoxic).

Bu ortamlar kemosentez ile başlaya bir bakteri örtüsü oluşumu sülfat-sülfid dönüşüm tepkileri ile karakterize edilir. Bu tepkimelerin oluşturduğu besin zinciri ve enerji ile zengin organizma topluluklarına (tüp kurtçukları, bivalv, ekinid, denizkeşanesi gibi) ev sahipliği yapar.

Tablo 1. Duraylı karbon izotop ($\delta^{13}\text{C}$) ve oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$) değerleri (V-PDB standardına göre). Gri ile gölgelenmiş görelî ağır $\delta^{13}\text{C}$ değerleri basınç sırtları üzerinden alınmış örneklere aittir.

Örnek No	$\delta^{13}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{‰}$
1661 R1	-47,62	3,07
1661 R2-A1	-42,5	3,0
1661 R2-U2	-46,3	2,9
1661 R3	-29,8	1,8
1661 R4-1	-44,2	2,2
1661 R4-2	-40,6	1,8
1661 R5	-37,5	2,2
1661 R6	-43,9	3,8
1661 R7	-36,56	1,99
1662 R1	-13,65	3,27
1662 R4	-23,16	3,37
1662 R5	-24,90	3,12
1664 R1	-18,10	2,82
1664 R2	-20,15	2,88
DV02 CC02	-35,35	3,21
DV02 CC03	-14,83	3,22
DV04 CC01	-42,10	1,32
DV04 CC04	-36,31	1,63
DV05 CC01	-43,79	3,07
DV05 CRL2	-4,58	1,22

Marmara Denizi'nde otijenik karbonatların duraylı karbon izotop oranları aynı zamanda karbonatları oluşturan karbonun kaynağı hakkında da önemli bilgiler verir. Geniş bir aralık oluşturan $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine göre Marmara Denizi'nde faydan çıkan metan, biyojen veya termojen kökenli olabilir. Orta ve batı sırtlarda faylar boyunca örneklenen hidrokarbon gazların büyük oranda termojenik olduğu ve gaz bileşim ve izotop değerlerinin Trakya Havzası'ndan çıkarılan gazlara benzediği bulunmuştur (Bourry ve diğ. 2009; Gürgey ve diğ. 2005). Sırtlar üzerinde oluşmuş otijenik karbonatların görelî ağır $\delta^{13}\text{C}$ değerleri (-13.65 ile -24.90 ‰ V-PDB arasında) karbonun organik maddenin oksidayonu sonucu veya Trakya petrolünün bozuşma ürünü olabileceğine işaret etmektedir (Çağatay ve diğ. 2018; Ruffine ve diğ. 2018). 1.32 ile 3.8 ‰ V-PDB aralığındaki $\delta^{18}\text{O}$ değerleri karbonatların Marmara Denizi'nin alt su kütleini oluşturan Akdeniz suyunun etkisinde çökeldiğine işaret etmektedir.

Özellikle Marmara derin havzalarında yakın zamanda çözünmüş oksijen değerleri çok düşüktür ($<1\text{mg/l}$, dysoxic). Gerekli önlemler alınmaz ve özen gösterilmezse, son yıllarda hızla artan evsel ve endüstriyel atık girdileri ve Kanal İstanbul gibi insan eliyle oluşturulacak müdahaleler çok yakın gelecekte dipte oksijensiz koşulları (anoxia) oluşturarak, Marmara Denizi'nin kendine özgü bentik yaşamını yok edecektir.

Sonuçlar

Marmara Denizi'nde KAF sistemine ait aktif faylar boyunca çok sayıda metanca zengin akışkan çıkışları izlenmiştir. Akışkan çıkışları civarında tabaka, tümsek ve baca şekilli otijenik karbonat kabukları ile siyah sülfidli çökeller bulunmaktadır. Karbon ve oksijen duraylı izotop verileri ve otijenik karbonat oluşumları ile sülfidli siyah çökellerin birlikteliği, faylar boyunca çıkan kuvvetli biyojen ve termojen kökenli metanın anaerobik oksidasyonu (AOM) ile deniz tabanında yerel olarak indirgeyici (oksijensiz) ekstrem ortamlar ve bu ortamlarda otijenik karbonat ve sülfid çökelleri oluşmuştur. Otijenik karbonat ve çökeller, kemosentezle oluşmuş bakteri örtüsü ile birlikte bivalv, denizkestanesi ve annelid kurtçuklarının (polychaeta) oluşturduğu zengin bir organizma topluluğu tarafından kolonize edilmiştir. Özellikle Marmara Denizi derin havzalarında günümüzdeki suda çözünmüş oksijen değerleri çok düşük (disoksik) seviyelere inmesine karşın, dipte zengin sayılabilecek bentik bir yaşam bulunmaktadır. Ancak bu yaşam, Marmara Denizi'ne evsel ve endüstriyel atık girdilerinin devam etmesi ve Kanal İstanbul gibi müdahalelerin yapılması durumunda, oksijensiz (anoxic) koşulların oluşması ile çok yakın bir gelecekte yok olacaktır.

Katkı belirtme

Bu makale büyük ölçüde, “Çağatay, M.N., Yıldız, G., Bayon, G., Ruffine, L., Henry, P. 2018. Seafloor authigenic carbonate crusts along the submerged part of the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara: Mineralogy, geochemistry, textures and genesis. Deep-Sea Research Part II, <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.09.003>” makalesinin bir özetidir. Daha fazla ayrıntı için okurların adı geçen makaleye başvurması önerilmektedir. Yazarlar, Marnaut ve Marsite seferlerinin bilimsel ekibine ve seferlerin yapıldığı RV L'Atalante ve Pouquoi Pas? gemileri ile Nautille insanlı denizaltısı ve Victor 6000 ROV'nun kaptan, mürettebat ve pilotlarına teşekkür eder. Ayrıca, bu çalışmanın yapılmasına 115Y471 no'lu hızlı destek projesi ile katkıda bulunan TÜBİTAK'a şükranlarını sunar.

Referanslar

Boetius, A., Ravensschlag, K., Schubert, C.J., Rickert, D., Widdel, F., Gieseke, A., Amann, R., Jorgenson, B.B., Witte, U., Pfannkuche, O. (2000) A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature* 407 (6804): 623-626.

Bourry, C., Chazallon, B., Charlou, J.L., Donval, J.P., Ruffine, L., Henry, P., Geli, L., Çağatay, M.N., Inan, S., Moreau, M. (2009) Free gas and gas hydrates from the Sea of Marmara, Turkey: chemical and structural characterization. *Chemical Geology* 264: 197-206.

Burnard, P., Bourlange, S., Henry, P., Geli, L., Tryon, M.D., Natalin, B., Sengör, A.M.C., Özeren, M.S., Çağatay, M.N. (2012) Constraints on fluid origins and migration velocities along the Marmara Main Fault (Sea of Marmara, Turkey) using helium isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 341-344: 68-78.

Campbell, K.A. (2006) Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 232: 362-407.

Çağatay, M.N. (2010) Marmara Denizi tabanında kuzey anadolu fayı boyunca izlenen siyah Sülfüdlü çökeller ve karbonat kabuklarının kökeni ve deprem etkinliği ile ilişkisi. In: Marmara Denizi 2010 Sempozyumu Bildiriler Kitabı (ed. Öztürk, B.) Turkish Marine Research Foundation Publication No: 32, İstanbul, Türkiye, pp. 150-166.

Çağatay, M.N., Özcan, M., Güngör, E. (2004) Pore water and sediment geochemistry in the Marmara Sea (Turkey): early diagenesis and diffusive fluxes. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis (Geol Soc London)* 4: 213-225.

Çağatay, M.N., Yıldız, G., Bayon, G., Ruffine, L., Henry, P. (2018) Seafloor authigenic carbonate crusts along the submerged part of the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara: Mineralogy, geochemistry, textures and genesis. *Deep-Sea Research Part II* 153: 92-109.

Crémière, A., Bayon, G., Ponzevera, E., Pierre, C. (2013) Paleo-environmental controls on cold seep carbonate authigenesis in the Sea of Marmara. *Earth and Planetary Science Letters* 376: 200-211.

Crémière, A., Pierre, C., Valleron, M.M., Zitter, T., Çağatay, M.N., Henry, P. (2012) Methane-derived authigenic carbonates along the North Anatolian fault system in the Sea of Marmara (Turkey). *Deep-Sea Research I* 66: 114-130.

Dupré, S., Scalabrin, C., Grall, C., Augustin, J.M., Henry, P., Görür, N., Sengör, A.M.C., Çağatay, M.N., Géli, L. (2015) Tectonic and sedimentary controls for widespread gas emissions in the Sea of Marmara, Results from systematic, ship-borne multibeam echosounder water column imageries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 04: 2015 doi: 10.1002/2014JB01161794.

Ediger, D., Beken, Ç., Yüksek, A., Tuğrul, S. (2016) Eutrophication in the Sea of Marmara. In: The Sea of Marmara; Marine Biodiversity, Fisheries, Conservation and Governance (eds., Özsoy, E., Çağatay, M.N., Balkıs, N., Öztürk, B.) Turkish Marine Research Foundation Publication No: 42, İstanbul, Turkey, pp.723-735.

Geli, L., Henry, P., Zitter, T., Dupré, S., Tryon, M., Çağatay, M.N, Mercier de Lépinay, B., Le Pichon X., Sengor, A.M.C, Görür, N., Natalin, B., Uçarkus, G., Volker, D., Gasperini, L., Burnard, P., Bourlange S., the MARNAUT Scientific Party, (2008) Gas emissions and active tectonics within the submerged section of the North Anatolian Fault zone in the Sea of Marmara. *Earth and Planetary Science Letters* 274: 34-39.

Gürgey, K., Philp, R., Clayton, C., Emiroğlu, H., Siyako, M. (2005) Geochemical and isotopic approach to maturity/source/mixing estimations for natural gas and associated condensates in the Thrace Basin, NW Turkey. *Appl Geochem* 20: 2017-2037.

Henry, P., Şengör, A.M.C., Çağatay, M.N. (2007) Marnaut Cruise Report 70. Mevcut Adres: http://p.f.henry.free.fr/marmara/marnaut_public/marnaut_final_reports/MARNAUT_report.pdf., <https://campagnes.flotteoceanographique.fr/campagnes/7010070/>. doi: 10.17600/7010070 (erişim tarihi: 15 Mayıs 2021)

Kennicutt, M.C., Brooks, J.M., Bidigare, R.R., Fay, R.R., Wade, T.L., McDonald, T.J. (1985) Vent-type taxa in a hydrocarbon seep region on the Louisiana slope. *Nature* 317: 351-353.

Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, M.N., Mercier De Lépinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B. (2001) The active main Marmara fault. *Earth Planetary Science Letters* 192: 595-616.

Moore, J.C., Orange, D., Kulm, L.D. (1990) Interrelationship of fluid venting and structural evolution: Alvin observations from the frontal accretionary prism. *J Geophys Res* 95: 8795-8808.

Niemann, H., Duarte, J., Hensen, C., Omoregie, E., Magalhaes, V.H., Elvert, M., Pinheiro, L.M., Köpf, A., Boetius, A. (2006) Microbial methane turnover at mud volcanoes of the Gulf of Cadiz. *Geochim Cosmochim Acta* 70: 5336-5355.

Ondréas, H., Olu, K., Dupré, S., Scalabrin, C., Alix, A.S., Garroq, C., Ruffine, L. (2020) Geological and biological diversity of seeps in the Sea of Marmara. *Deep-Sea Research I* 161(9): 103287 doi: <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2020.103287>.

Orphan, V.J., House, C.H., Hinrichs, K.U., McKeegan, K.D., DeLong, E.F. (2001) Methane-Consuming archaea revealed by directly coupled isotopic and phylogenetic analysis. *Science* 293: 484-487.

Öztürk, B. (2009) Investigations of the rose shrimp *Parapenaeus longirostris* (Lucas, 1846) in the Northern Marmara Sea. *Journal of the Black Sea/Mediterranean Environment* 15: 123- 134.

Ritt, B., Desbruyres, D., Caprais, J.C., Gauthier, O., Ruffine, L., Buscail, R., Olu-Le Roy, K., Sarrazin, J. (2012) Seep communities from two mud volcanoes in the deep eastern Mediterranean Sea: faunal composition, spatial patterns and environmental control. *Mar Ecol -Prog Ser* 466: 93-119.

Ruffine, L., Donval, J-P., Croguennec, C., Burnard, P., Lu, H., Germain, Y., Legoix, L., Bignon, L., Çağatay, M.N., Marty, B., Madre, D., Pitel-Roudaut, M., Henry, P., Géli, L. (2018) Multiple gas reservoirs are responsible for the gas emissions along the Marmara fault network. *Deep-Sea Research Part II* 153: 48-60. doi: <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.11.011>.

Tryon, M.D., Henry, P., Çağatay, M.N., Zitter, T.A.C., Geli, L., Gasperini, L., Burnard, P., Bourlange, S., Grall, C. (2010) Pore fluid chemistry of the North Anatolian Fault Zone in the Sea of Marmara: a diversity of sources and processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11: 1-22.

Tyler, P.A., German, C.R, Ramirez-Llodra, E., Van Dover, C.L. (2003) Understanding the biogeography of chemosynthetic ecosystems. *Oceanol Acta* 25: 227-241.

Uçarkuş, G., Çakır, Z., Armijo, R. (2011) Western Termination of the Mw 7.4, 1999 İzmit earthquake rupture: Implications for the expected large earthquake in the Sea of Marmara. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20: 379-394.

Valentine, D.L., Reeburgh, W.S. (2000) New perspectives on anaerobic methane oxidation. *Environmental Microbiology* 2: 477-484.

Yücel, M. (2020) Recent oxygen loss and redox-dependent alteration of seafloor iron, sulfur, nitrogen and phosphorus biogeochemistry in the Sea of Marmara, Ocean Sciences Meeting, 16-21 February 2020, San Diego, California

Zitter, T.A.C., Henry, P., Aloisi, G., Delaygue, G., Çağatay, M.N., Mercier de Lepinay, B., Al-Samir, M., Fornacciari, F., Tesmer, T.M., Pekdeğer, A., Wallmann, K., Lericolais, G. (2008) Cold seeps along the main Marmara Fault in the Sea of Marmara (Turkey). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 55: 552-570.

Finike (Anaximander) Denizaltı Dağları: E/V Nautilus Seferi Soğuk Sızıntı Alanlarındaki Meiobentik Topluluklara Bir Bakış

Derya ÜRKMEZ

Sinop Üniversitesi, Bilimsel ve Teknolojik Araştırmalar Uygulama ve Araştırma Merkezi (SÜBİTAM), Sinop, Türkiye
deryaurkmez@gmail.com

Özet

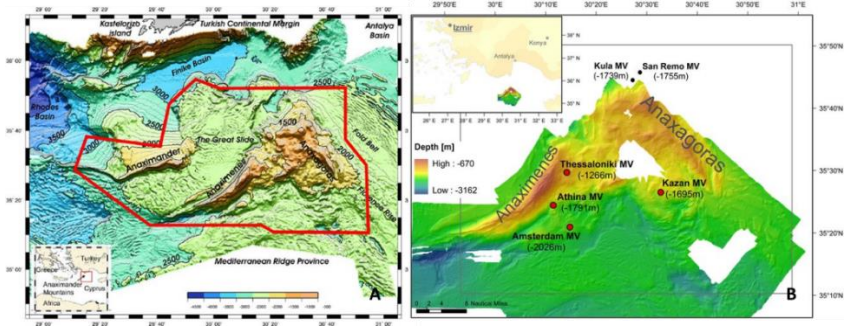
Keşif gemisi E/V Nautilus, çok disiplinli, uluslararası bir araştırma ekibi ile 2012 yaz sezonunda Anaximander (Finike) Denizaltı Dağları'nda bir ekspedisyona gerçekleştirmiştir. "Nautilus Keşif Programı" kapsamında yürütülen çalışmada, Amsterdam çamur volkanının üç farklı noktasından ve kontrol bölgesi olarak da, Anaximenes denizaltı dağının gaz çıkışları olmayan, kumluk alanlarından örneklemeler gerçekleştirilmiştir. Uzaktan kumanda edilen sualtı aracı (ROV) "Hercules" ile elde edilen sediman örneklerinde meiobentik organizmalar incelenmiş ve 14 ana grup tespit edilmiştir. Toplam meiobentosa ait maksimum bolluk değeri çamur volkanının yamaç bölgesinde 405 birey/10 cm² olarak kaydedilmiştir. Örneklerde Nematoda en bol bulunan takson olmuş, sadece kontrol bölgesinde nematodlara rastlanmamıştır.

Anahtar Kelimeler: Meiobentos, Nematoda, Doğu Akdeniz, Amsterdam Çamur Volkanı, derin deniz sedimanları, soğuk sızıntılar

Giriş

Yaklaşık 40 yıl önce hidrotermal bacaların keşfinden sonra, deniz tabanında kemosenetik canlı topluluklarına ev sahipliği yapan diğer habitatların, yani "soğuk sızıntı" bölgelerinin var olduğu tespit edilmiştir. Soğuk sızıntılar, şimdiye kadar keşfedilmiş alanlar arasında jeolojik açıdan en çok çeşitlilik gösteren ve yaygın dağılıma sahip indirgenmiş derin deniz habitatlarıdır (Vanreusel ve diğ. 2009). 1979'da ilk olarak San Clemente aktif bölgesinde (California, ABD) keşfedildiğinden beri (Sibuet ve Olu 1998) dünya okyanuslarında farklı derinliklerde kırtan fazla soğuk sızıntı bölgesi bildirilmiştir ve her yıl da yenileri keşfedilmektedir. Soğuk sızıntılar, deniz tabanından indirgenmiş kimyasal bileşiklerin salınması ile karakterizedir. Dolayısıyla, fotosentezle oluşan besine dayalı diğer derin deniz ekosistemlerinin aksine, metan ve diğer hidrokarbon sızıntılarında anaerobik mikrobiyotaya koloni oluşturur. Bu organizmalar, deniz suyundaki sülfatı hidrojen sülfüre dönüştürmek için enerji kaynağı olarak organik karbonu kullanır (Jorgensen ve Boetius 2007). Kemosenetik mikroorganizmalar, soğuk sızıntı besin zincirlerinde primer üreticilerdir ve enerji kaynağı olarak metan ve sülfür gibi indirgenmiş kimyasallara gereksinim duyarlar.

Soğuk sızıntılar, çok çeşitli deniz tabanı yapılarıyla kendilerini gösterir ve jeomorfolojik belirteçlerinden birisi de çamur volkanlarıdır. Dünya okyanuslarında, volkanik aktivitelerin meydana getirdiği çok sayıda denizaltı yükseltisi bulunmaktadır. Akdeniz’de deniz tabanı oluşumları ile ilişkili sıvı sızıntılar ilk kez Girit’in güneyinde keşfedilmiştir (Cita ve diğ. 1981). İlk keşiften bu yana Akdeniz sırtlarında, Anaximander (Finike) denizaltı dağlarında, Florence yükseltisinde ve Levant Denizinde çeşitli çamur volkanları tespit edilmiştir (Ritt ve diğ. 2012). Akdeniz’de bulunan Finike (Anaximander) denizaltı dağları Türkiye’nin güneyinde, Hellenik ve Kıbrıs yaylarının birleştiği, tektonik olarak aktif bir noktada yer almaktadır. Üç deniz dağından (Anaximander, Anaximenes ve Anaxagoras) oluşan Finike dağları, beş çamur volkanına ev sahipliği yapmaktadır (Şekil 1A). 1995 yılında ANAXIPROBE projesi kapsamında keşfedilen çamur volkanlarından üçü (Thessaloniki, Athina ve Amsterdam) Anaximenes bölgesinde, ikisi (Kula ve Kazan) ise Anaxagoras bölgesinde yer almaktadır (Lykousis ve diğ. 2008) (Şekil 1B).



Şekil 1.A. Anaximander denizaltı dağlarının batimetrik haritası. Kontür aralığı 100 m. (Lykousis ve diğ. 2008) **B.** Çamur volkanlarının Anaximenes ve Anaxagoras denizaltı dağlarındaki lokasyonu (www.marum.de)

Batıda yer alan Anaximander denizaltı dağının zirvesi 1250 m derinlikte, ortada yer alan Anaximenes deniz altı dağının zirvesi 680 m derinlikte bulunmaktadır. Doğuda bulunan Anaxagoras dağı ise daha düzensiz bir yapıda olup, içerisinden birçok fay hattı geçmektedir. Zirvesi diğer iki denizaltı dağına göre daha düz yapıda olup 930 m derinliktedir. Orijinleri halen tam olarak netleştirilmemiş olmakla birlikte yapılan birçok sismik, akustik ve manyetik ölçümler sonucunda Anaximander ve Anaximenes denizaltı dağlarının Türkiye’nin güneyinden (Toros Dağları) gelen kaya yapılarına sahip olduğu öngörülmüştür. Bununla birlikte, bu denizaltı dağlarının tamamen farklı yaş ve kompozisyona sahip bloklar da içerdiği, sonuç olarak karma bir yapıya sahip olduğu tespit edilmiştir (Zitter ve diğ. 2006). Bölgesel tektonik aktiviteler, çamur volkanları şeklinde deniz tabanı oluşumlarının ortaya çıkmasına neden olmuştur. Çamur volkanları yaklaşık 100 m yükseklikte konik yapılardır ve metan gazı gibi kimyasalların deniz tabanından ortama salındığı soğuk sızıntı bölgeleridir (Ritt ve diğ. 2010). Sismik aktiviteler,

metan gazı salınımını periyodik olarak tetikleyebilmektedir. Metan gazı sızıntıları ya derinlerde termojenik proses ile ortaya çıkar ya da taban yüzeyine yakın olarak mikrobiyal aktivite ile oluşur (Olu-Le Roy ve diğ. 2004).

Çamur volkanları zaman zaman aktif ve inaktif olabilmektedir. Aktif dönemlerinde patlayarak çamur, metan gazı ve kaya parçaları açığa çıkarırlar. Bu bölgelerde yeni açığa çıkmış olan sediman henüz okside olmadığından gri renktedir. Okside olmuş, sarımsı kahverengi hemipelajik sedimanın çökelişi ise çok yavaş gerçekleşir (binlerce yılda 2-5 cm). Metan gazıyla beslenen mikrobiyal tabaka, çok kalın karbonat kabuklarının oluşumuna neden olur (Olu-Le Roy ve diğ. 2004). Metanı okside eden bakteriler Akdeniz’de belirgin beyaz-gri yüzeyler oluşturur (Omeregge ve diğ. 2009).

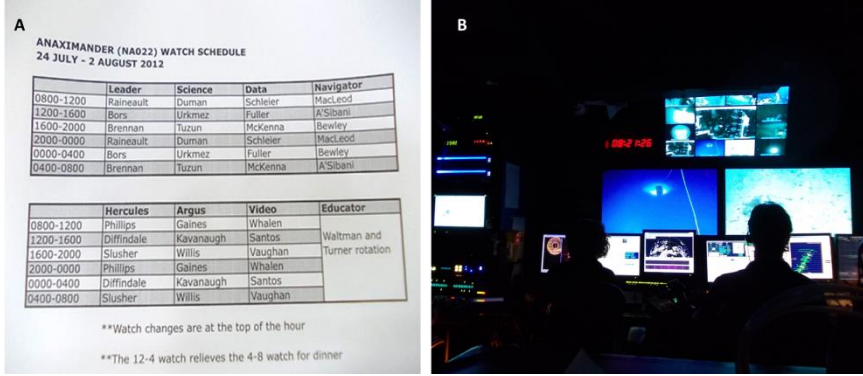
Soğuk sızıntı bölgelerinin çoğu, oldukça üretken ekosistemlerdir ve yüksek konsantrasyonlu kimyasal bileşiklere ve düşük oksijen seviyelerine dayanabilen bazı taksonların dominant olduğu çok hücreli özel canlı toplulukları barındırırlar. Mikrobiyal tabakanın bulunduğu ekosistemler genellikle bivalvler, tüplü kurtlar, yengeçler, denizkestaneleri ve diğer bentik makro ve megafaunadan oluşur ve biyolojik çeşitlilik, diğer derin deniz bölgelerine göre çok daha zengindir (Danovaro ve diğ. 2010). Soğuk sızıntılar inaktif olduğunda bivalvler yaşamlarını sürdüremez ve bu durumda karbonat kabukları arasında çok sayıda boş kabuktan oluşan kümelenmeler gözlenir. Akdeniz’deki çamur volkanlarında tespit edilen canlı topluluklarının Atlantik Okyanusunda bulunanlardan farklı olduğu düşünülmektedir. Bunun nedeni, 6.5-5.3 milyon yıl önce gerçekleşmiş olan “Messiniyen Tuzluluk Krizi” dir (Danovaro ve diğ. 2010). Bu çamur volkanlarını çevreleyen yumuşak kumluk zemine sahip sızıntısız bölgelerde ve yakınlarda yer alan diğer denizaltı dağlarının zirvelerinde, yavaş büyüyen soğuk su mercanları predominant fauna olarak gözlenmektedir. Finike Denizaltı dağlarında yer alan çamur volkanları Akdeniz’de nadir olarak görülen, birçok farklı türü barındıran kemosenetik topluluklara ev sahipliği yapmaktadır.

Çalışma alanı ve gözlemler

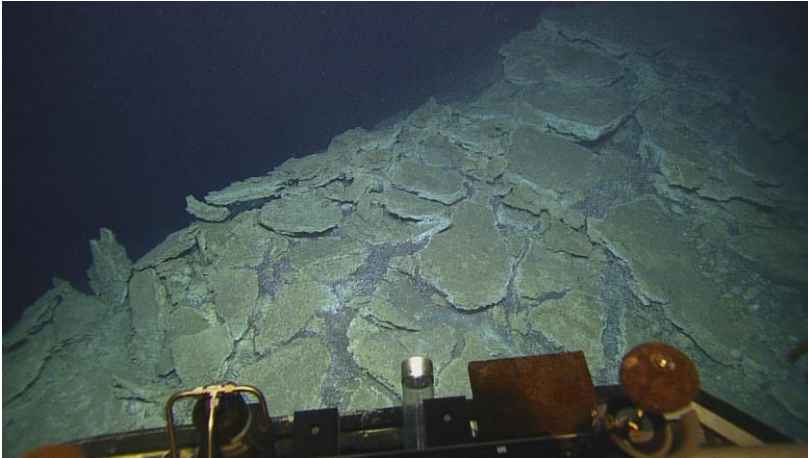
E/V Nautilus gemisi 2012’deki NA022 Akdeniz seferinde Anaximander (Finike) denizaltı dağları bölgesinde incelemeler gerçekleştirmiştir (Raineault ve diğ. 2013). E/V Nautilus keşif gemisindeki uluslararası araştırma ekibi, dörder saatlik kesintisiz vardiyeler halinde deniz tabanını izlemiş ve ROV’ler üzerindeki yüksek çözünürlüklü kameralarla elde edilen gerçek zamanlı görüntüler Nautilus Live (<https://nautiluslive.org/>) kanalından çevrimiçi olarak tüm dünyada izlenebilmiştir (Şekil 2A, B).

Meiobentik örnekleme için Anaximander denizaltı dağları üzerinde yer alan Amsterdam çamur volkanına öncelik verilmiştir. Amsterdam çamur volkanı, Anaximenes Dağlarının güneyinde yer alan üç çamur volkanından birisidir ve 3 km genişliğinde, 100 m yüksekliğinde eliptik bir yapıya sahiptir. Sarp yamaçları

ve özellikle tepe bölgesi üzerinde yer alan çökeltileri ile oldukça sert bir morfolojiye sahiptir. Zemin, karbonat kabuklarından, çamurlu alanlardan ve deniz tabanından sıvı veya gaz emisyonları ile yukarıya taşınan kaya parçacıklarından oluşmaktadır (Şekil 3).



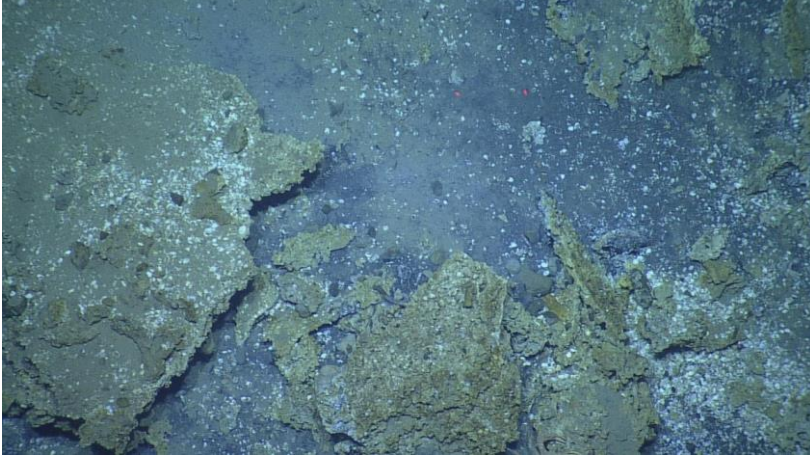
Şekil 2. A. NA022 Anaximander seferi vardiye planı **B.** ROV'den alınan görüntülerin gerçek zamanlı izlendiği kontrol odası



Şekil 3. NA022 seferinde Amsterdam çamur volkanının zirvesinde gözlenen kalın karbonat kabukları (Institute for Exploration /Ocean Exploration Trust)

Amsterdam çamur volkanının çeşitli bölgelerinde karbonat kabukları arasından baloncuklar şeklinde yükselen aktif metan gazı sızıntıları görülmüştür. Aktif sızıntı bölgesinde çok sayıda midye ve *Lamellibrachia anaximandri* Southward, Andersen & Hourdez, 2011 popülasyonu gözlenmiştir. Sızıntıların sıcaklığı ile ortam sıcaklığının aynı olduğu (14 °C) tespit edilmiştir (Raineault ve diğ. 2013). Amsterdam çamur volkanının yüzeyinde yer yer gözlenen bakteriyel tabakalar en sık görülen mikrohabitatlar olmuştur. Bakteriyel tabakaların boyutu birkaç

santimetrekareden birkaç metrekareye kadar değişkenlik göstermiş, renkleri beyaz, turuncu ve koyu gri olarak gözlenmiştir (şekil 4).



şekil 4. NA022 seferinde, Amsterdam çamur volkanı yamaçlarındaki gözlenen beyaz bakteriyel tabakalar ve koyu renkli, kimyasal olarak indirgenmiş alanlar (Institute for Exploration /Ocean Exploration Trust)

Bakteriyel tabakaların renginin, sedimandaki sülfid oksidasyon aktivitesinin düzeyi ile ilişkili olduğu düşünölmektedir (Nikolaus ve diğ. 2003). Amsterdam çamur volkanının yamaçlarındaki beyaz bakteriyel tabakaların köpüksü ve hafif yapıda olduğu gözlenmiştir. Bakteriyel tabakaları çevreleyen sedimanın açık bej renkli olduğu tespit edilmiş, bu da ortamın okside olduğunu göstermiştir. Ekspedisyonda Anaximenes sırtlarına ulaşıldığında kumluk deniz tabanında Amsterdam çamur volkanında gözlenmeyen mercanlar, anemonlar, denizyıldızları ve denizkestaneleri kaydedilmiştir (şekil 5).



şekil 5. Anaximenes sırtlarındaki kontrol bölgesinde gözlenen omurgasızlar (Institute for Exploration / Ocean Exploration Trust)

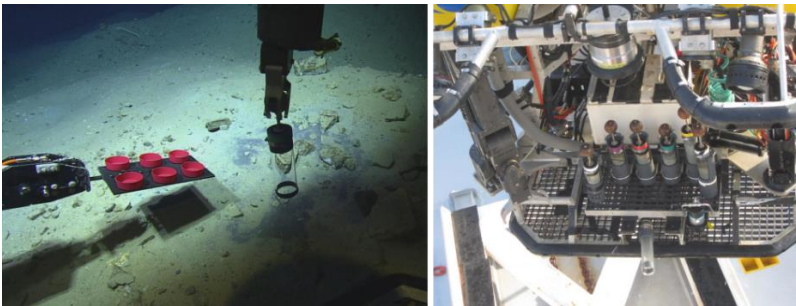
Materyal ve metod

Meiobentik örnekler, Ocean Exploration Trust tarafından işletilen E/V Nautilus keşif gemisinin Akdeniz ekspedisyonu, Anaximander ayağı esnasında, Temmuz 2012’de alınmıştır. Amsterdam çamur volkanından üç lokasyon seçilmiş (zirve, yamaç ve kaide) ve kontrol bölgesi olarak da sızıntı gözlenmeyen, kumluk yumuşak zemine sahip Anaximenes sırtlarından üçer paralel sediman kor örneği elde edilmiştir (Tablo 1).

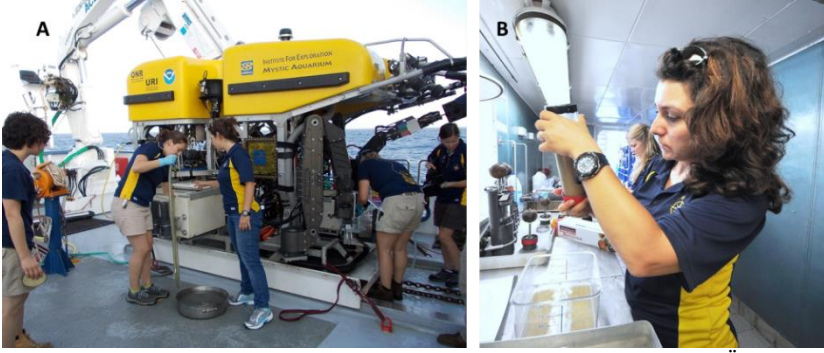
Tablo 1. Örnekleme noktalarının koordinatları, pozisyonu, derinlikleri, ROV dalış numaraları ve ekspedisyon kodları (ÇV: Çamur Volkanı)

Ekspedisyon	Bölge	Dalış No	Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik (m)
NA022-003	Amsterdam ÇV (Kaide)	H1229	27/7/2012	35°17.3812 N	30°17.4251 E	2307
NA022-008	Amsterdam ÇV (Yamaç)	H1230	28/7/2012	35°18.5403 N	30°16.5209 E	2216
NA022-019	Amsterdam ÇV (Zirve)	H1232	30/7/2012	35°19.9099 N	30°16.7386 E	2015
NA022-029B	Anaximenes Sırtları	H1233	31/7/2012	35°24.9555 N	30°09.4092 E	818

Örnekler, gemiden kontrol edilen ROV’lerin robotik kolları ile pleksiglas sediman örnekleyiciler (çap: 6.4 cm) kullanılarak, 2307-2015 metre derinliklerdeki bakteriyel tabakalardan, sızıntı alanlarından alınmıştır (Şekil 6). Çamur volkanının üç bölgesinden üçer paralel kor örneği ve kontrol bölgesinden de bir kor örneği elde edilmiştir. Örnekleme için “Hercules” ve “Argus” ile dört ROV dalışı gerçekleştirilmiştir (Şekil 7A). Geminin laboratuvarına getirilen örnekler kaplara aktararak %75 etanol ile fikse edilmiştir (Şekil 7B). Sediman, 500 ve 63 mikronluk eleklerde yıkanarak Rose Bengal solüsyonu ile boyanmıştır. Sediman örneği, stereo diseksiyon mikroskobu altında Bogorov sayım kamarası kullanılarak incelenmiş ve meiobentik gruplara ait bireyler sayılarak %75 etanol içeren 0.2 ml’lik tüplerde saklanmıştır. Çalışmanın ilk adımı olarak bölgedeki meiobentik komünite yapısı ve taksonomik grupların bollukları araştırılmıştır.



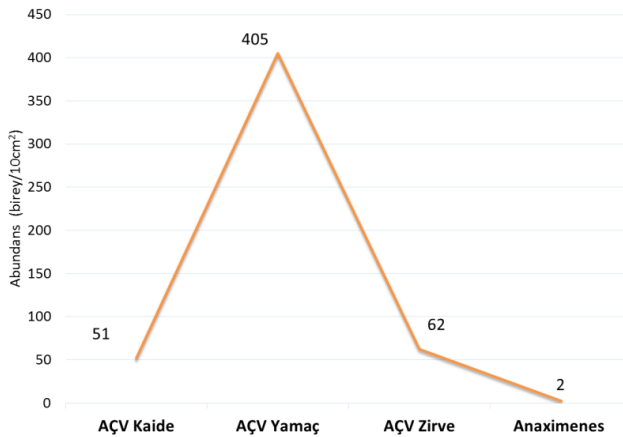
Şekil 6. Metan gazı sızıntı alanlarından ROV ile yapılan sediman kor örnekleme ve örneklerin yüzeye taşınması (Institute for Exploration/Ocean Exploration Trust)



Şekil 7. A. ROV (Hercules)’nin yüzeye taşıdığı örnekler Ellie Bors, Derya Ürkmez ve Sarah Fuller tarafından geminin laboratuvarına götürülmek üzere toplanıyor **B.** Geminin laboratuvarında örneklerin fiksasyonu (Fotoğraf: Liz Smith, Ocean Exploration Trust)

Meiobentik toplulukların yapısı

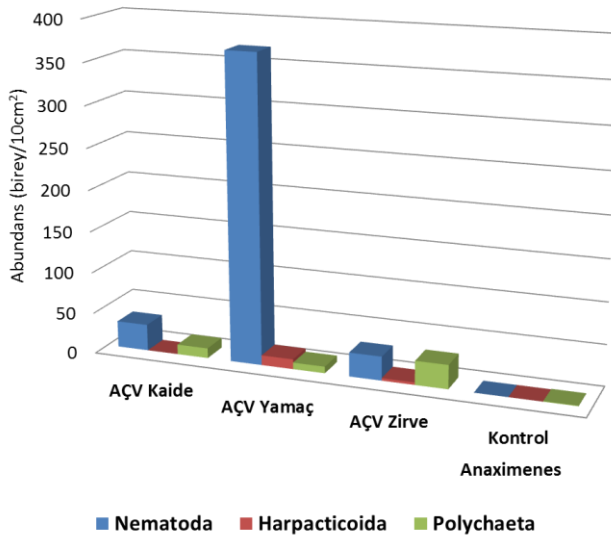
Bölgede meiobentosa ait 14 ana grup (Nematoda, Harpacticoida, Polychaeta, Foraminifera (sert kabuklu), Turbellaria, Oligocheta, Ostracoda, Gastropoda, Bivalvia, Aplacophora, Amphipoda, Cumacea, Tanaidacea, Copepoda) tespit edilmiştir. Meiobentos her bölgede 2 ila 10 takson ile temsil edilmiştir. Çamur volkanının yamaç ve zirve bölgesinde 10’ar grup, kaide bölgesinde 9 ana grup tespit edilmiştir. Kontrol bölgesi olarak belirlenen Anaximenes sırtlarında ise sadece iki gruba ait (Polychaeta, Foraminifera) birey kaydedilmiştir. Toplam abundans değerleri 2 – 405 birey/10cm² arasında değişmiş ve en yüksek değer çamur volkanının yamaç bölgesinde ve en düşük değer de kontrol bölgesinde, Anaximenes sırtlarındaki kumluk, yumuşak zemine sahip sızıntısız alanda (818 m) tespit edilmiştir (Şekil 8).



Şekil 8. Örneklem alanlarında tespit edilen meiobentik organizmaların toplam bolluk değerleri

Nematoda çamur volkanında en bol bulunan meiobentik takson olmuştur. Nematodların bolluk değeri çamur volkanının zirve ve kaide bölgelerinde yamaç sırasıyla 29 ve 32 birey/10 cm² iken, yamaç bölgesinde on kattan fazla artış sergilemiş ve oldukça yüksek bir bolluk ortaya koymuştur (369 birey/10 cm²). Kontrol bölgesinde nematodlara rastlanmamıştır. Harpaktikoid kopepodlar sadece yamaç ve zirvede tespit edilmiştir (sırasıyla 12 birey/10cm², 3 birey/10cm²). Poliketler, kontrol dahil tüm bölgelerde kaydedilmiş, en düşük değer kontrol bölgesinde (6 birey/10cm²) ve en yüksek değer de çamur volkanının zirvesinde (29 birey/10cm²) tespit edilmiştir. Zirve örneğinde poliketlerle nematodların eşit birey sayısına sahip olduğu görülmüştür (Şekil 9).

Tespit edilen 14 ana grubun örneklerdeki bağıl bollukları Tablo 2’de verilmiştir. Nematodların en yüksek yüzdeyle (%91.2) temsil edildiği örnek çamur volkanı yamaç örneği olmuş, onu kaide örneği (%62) ve zirve örneği (%46) izlemiştir. Kontrol bölgesinde nematodlara rastlanmamıştır. Harpacticoida çok düşük yüzdelere temsil edilmiş ve sadece zirve (%4.2) ve yamaç (%2.9) örneklerinde kaydedilmiştir. Polychaeta zirve örneğinde Nematoda ile çok yakın bir yüzdeyle (sırasıyla %45.8 ve %46) temsil edilmiştir. Sert kabuklu foraminiferler kontrol bölgesinde oldukça yüksek bir yüzde (%71.4) sergilemiştir. Cumacea sadece kaide örneğinde tespit edilmiş ve bireyler toplam meiobentosun %8.7 sini oluşturmuştur.



Şekil 9. Nematoda, Harpacticoida ve Polychaeta'nın örnekleme alanlarındaki bolluk değerleri

Tablo 2. Meiobentik grupların örnekleme alanlarındaki bağıl bollukları, (%) (ÇV: Çamur volkanı)

Örnekleme Alanı	Amsterdam ÇV	Amsterdam ÇV	Amsterdam ÇV	Anaximenes Sırtları
Bölge	Kaide	Yamaç	Zirve	Kontrol
Ekspedisyon No	NA022-003	NA022-008	NA022-019	NA022-029B
Derinlik	2307 m	2216 m	2015 m	818 m
Meiobentos%				
Nematoda	62,0	91,2	46,0	0,0
Harpacticoida	0,0	2,9	4,2	0,0
Polychaeta	22,4	2,0	45,8	28,6
Foraminifera	0,6	0,1	0,5	71,4
Turbellaria	0,2	0,1	0,0	0,0
Ostracoda	2,0	1,9	0,8	0,0
Aplacophora	0,0	0,2	0,2	0,0
Gastropoda	0,4	0,0	0,0	0,0
Oligochaeta	0,0	0,0	0,2	0,0
Bivalvia	3,0	0,0	0,2	0,0
Cumacea	8,7	0,0	0,0	0,0
Tanaidacea	0,0	0,7	0,2	0,0
Amphipoda	0,0	0,1	0,0	0,0
Copepoda	0,4	0,1	0,2	0,0
Diğerleri	0,2	0,7	1,8	0,0
	100	100	100	100

Sonuç

Çalışma bölgesinde çeşitli projeler kapsamında MEDINAUT (1998), NAUTINIL (2003), M70/3 (2006), MEDECO (2007), M112 (2014) ve POS498 (2016) ekspedisyonları yürütülmüştür. Ancak soğuk sızıntı bölgelerinin keşfinden bugüne kadar gerçekleştirilen araştırmalar daha çok kemosentetik megafauna ve mikrobiyota üzerine yoğunlaşmıştır. Bu bölgelerde, nematodlar, harpaktikoid kopepodlar, poliketler, amfipodlar, tanaidler, gastropodlar, ostrakodlar gibi meiobentik organizmaları kapsayan incelemeler çok sınırlıdır. Yayımlanan az sayıda çalışma, nematodların, tüm dünyadaki derin deniz soğuk sızıntı bölgelerinde çok hücreli meiofaunanın en baskın grubunu oluşturduğunu göstermektedir (Levin 2005; Lampadariou ve diğ. 2013; Zeppilli ve diğ. 2018). Meiobentik bolluk değerleri Hakon Mosby Çamur Volkanı'nda 2902 birey/10cm² (Soltwedel ve diğ. 2005), Nyegga'nın indirgenmiş sedimanlarında 333 birey/10cm² (Van Gaever ve diğ. 2009) olarak tespit edilmiştir. Kopepodlar da bolluk açısından genellikle ikinci grubu temsil etmektedir (Lampadariou ve diğ. 2013). Soğuk sızıntı bölgelerindeki foraminiferlerle ilgili çalışmalar ise, elde edilen bireylerin daha çok sızıntı olmayan alanlardan geldiğine işaret etmektedir (Fontanier ve diğ. 2014). Amsterdam Çamur Volkanı meiobentik topluluk yapısının incelendiği mevcut çalışma, yukarıda örneği verilen çalışmalarla paralel sonuçlar göstermiştir. Nematodların soğuk sızıntıların gözlendiği alanlara adapte

olduğu ve düşük oksijen ve yüksek hidrojen sülfür varlığı gibi sıra dışı ortam koşullarını da tolere edebildikleri bilinmektedir (Zeppilli ve diğ. 2012; Sergeeva ve Zaika 2013). Bazı türler de ekstrem ortamlara yüksek uyum sağlayarak baskın hale gelebilmektedir (Van Gaever ve diğ. 2006; Ürkmez ve diğ. 2015). Çalışmanın bir sonraki adımı olarak, Finike Denizaltı dağlarının nematod kompozisyonunun detaylı olarak incelenmesi, bölgeye iyi adapte olmuş dominant türler olup olmadığının belirlenmesini sağlayacak ve Akdeniz soğuk sızıntıları literatürüne önemli katkılarda bulunabilecektir.

Teşekkür

E/V Nautilus'un NA022 seferi kaptan ve mürettebatına, örneklemeleri gerçekleştiren bilimsel ve teknik personele, özellikle bentik örneklemelerden sorumlu Nicole Raineault'ya ve Türkiye'deki ekspedisyonları koordine eden Tufan Turanlı'ya teşekkür ederim. Teknik olanakları sunan Ocean Exploration Trust (ABD)'a ve sefere katılım için gerekli izinleri sağlayan Türkiye Cumhuriyeti Dışişleri Bakanlığı DHGY'na teşekkürlerimi sunarım. Bu çalışmanın ilk bulguları, Uluslararası Meiofauna Çalıştayı'nda (Plouzané/Fransa, Haziran 2016) sözlü olarak sunulmuştur.

Referanslar

Cita, M.B., Ryan, W.B.F., Paggi, L. (1981) Prometheus mud breccia. An example of shale diapirism in the western Mediterranean Ridge. *Ann Geol Pays Hell* 13: 37-49.

Danovaro, R., Company, J.B., Corinaldesi, C., D'Onghia, G., Galil, B., Gambi, C., Gooday, A.J., Lampadariou, N., Luna, G.M., Morigi, C., Olu, K., Polymenakou, P., Ramirez-Llodra, E., Sabbatini, A., Sardà, F., Sibuet, M., Tselepidis, A. (2010) Deepsea biodiversity in the Mediterranean Sea: The known, the unknown, and the unknowable. *PLoS ONE* 5: 1-25.

Fontanier, C., Koho, K.A., Goñi-Urriza, M.S., Deflandre, B., Galaup, S., Ivanovsky, A., Gayet, N., Dennielou, B., Grémare, A., Bichon, S., Gassie, C., Anschutz, P., Duran, R., Reichart, G.J. (2014) Benthic foraminifera from the deep-water Niger delta (Gulf of Guinea): assessing present-day and past activity of hydrate pockmarks. *Deep Sea Res I Oceanogr Res Pap* 94: 87-106.

Jorgensen, B.B., Boetius, A. (2007) Feast and famine—Microbial life in the deep-sea bed. *Nature Microbiology Reviews* 5: 770-781.

Lampadariou, N., Kalogeropoulou, V., Sevastou, K., Keklikoglou, K., Sarrazin, J. (2013) Influence of chemosynthetic ecosystems on nematode community structure and biomass in the deep eastern Mediterranean Sea. *Biogeosciences* 10: 5381-5398.

Levin, L.A. (2005) Ecology of cold seep sediments: interactions of fauna with flow, chemistry and microbes. In: *Oceanography and marine biology - an annual review*, vol 43 (eds., Gibson, R.N., Atkinson, R.J.A., Gordon, J.D.M.), Crc Press-Taylor & Francis Group, Boca Raton, pp. 1-46.

Lykousis, V., Alexandri, S., Woodside, J., de Lange, G., Dählmann, A., Perissoratis, C., Heeschen, K., Ioannim, C., Sakellariou, D., Nomikou, P., Rousakis, G., Casas, D., Ballas, D., Ercilla, G. (2008) Mud volcanoes and gas hydrates in the Anaximander mountains (Eastern Mediterranean Sea). *Marine and Petroleum Geology* 26: 854-872.

Nikolaus, R., Ammerman, J.W., MacDonald, I.R. (2003) Distinct pigmentation and trophic modes in Beggiatoa from hydrocarbon seeps in the Gulf of Mexico. *Aquat. Microb. Ecol.* 32: 85-93.

Olu-Le Roy, K., Sibuet, M., Fiala-Medioni, A., Gofas, S., Salas, C., Mariotti, A., Fouchier, J.P., Woodside, J. (2004) Cold seep communities in the deep eastern Mediterranean Sea: composition, symbiosis and spatial distribution on mud volcanoes. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 51: 1915-1936.

Omeregge, E.O., Niemann, H., Mastalerz, V., de Lange, G., Stadnitskaia, A., Mascle, J., Stadnitskaia, A., Mascle, J., Fouchier, J.P., Boetius, A. (2009) Microbial methane oxidation and sulfate reduction at cold seeps of the deep Eastern Mediterranean Sea. *Mar Geol* 261: 114-127.

Raineault, N.A., Ramey-Balci, P.A., Shank, T.M., Bors, E., Duman, M., Ürkmez, D., Tüzün, S. (2013) Exploration of the Anaximander Mountains: Mud volcanoes, cold-seep communities, and cold water corals. *New Frontiers in Ocean Exploration: The E/V Nautilus 2012 Field Season and Summary of Mediterranean Exploration. Oceanography*, supplement 26(1): 30-35.

Ritt, B., Desbruyeres, D., Caprais, J.C., Gauthier, O., Ruffine, L., Buscail, R., Olu, K., Sarrazin J. (2012) Seep communities from two mud volcanoes in the deep eastern Mediterranean Sea: faunal composition, spatial patterns and environmental control. *Marine Ecology Progress Series Inter- Research* 466: 93-119.

Ritt, B., Sarrazin, J., Caprais, J-C, Noël, P., Gauthier, O., Pierre, C., Henry, P., Desbruyères, D. (2010) First insights into the structure and environmental setting of cold-seep communities in the Marmara Sea. *Deep Sea Res I Oceanogr Res Pap* 57: 1120-1136.

Sergeeva, N.G., Zaika, V.E. (2013) The Black Sea meiobenthos in permanently hypoxic habitat. *Acta Zool Hung* 65: 139-150.

Sibuet, M., Olu, K. (1998) Biogeography, biodiversity and fluid dependence of deep-sea cold-seep communities at active and passive margins. *Deep Sea Res II Top Stud Oceanogr* 45: 517-567.

Soltwedel, T., Portnova, D., Kolar, I., Mokievsky, V., Schewe, I. (2005) The small-sized benthic biota of the Håkon Mosby Mud Volcano (SW Barents Sea slope). *Journal of Marine Systems* 55: 271-290.

Ürkmez, D., Brennan, M., Sezgin, M., Bat, L. (2015) A brief look at the free-living Nematoda of the oxic anoxic interface with a new genus record (*Trefusia*) for the Black Sea. *Oceanological and Hydrobiological Studies* 44(4): 539-551.

Van Gaever, S., Moodley, L., de Beer, D., Vanreusel, A. (2006) Meiobenthos at the Arctic Håkon Mosby Mud Volcano, with a parental-caring nematode thriving in sulphide-rich sediments. *Mar Ecol Prog Ser* 321: 143-155.

Van Gaever, S., Olu, K., Derycke, S., Vanreusel, A. (2009) Metazoan meiofaunal communities at cold seeps along the Norwegian margin: Influence of habitat heterogeneity and evidence for connection with shallow-water habitats. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 56: 772-785.

Vanreusel, A., Andersen, A.C., Boetius, A., Connelly, D., Cunha, M.R., Decker, C., Hilario, A., Kormas, K.A., Maignien, L., Olu, K., Pachiadaki, M., Ritt, B., Rodrigues, C., Sarrazin, J., Tyler, P., Van Gaever, S., Vanneste, H. (2009) Biodiversity of Cold Seep Ecosystems Along the European Margins. *Oceanography* 22(1): 110-127.

Zeppilli, D., Canals, M., Danovaro, R. (2012) Pockmarks enhance deep-sea benthic biodiversity: a case study in the western Mediterranean Sea. *Div Distrib* 18: 832-846.

Zeppilli, D., Leduc, D., Fontanier, C., Fontaneto, D., Fuchs, S., Gooday, A.J., Goineau, A., Ingels, J., Ivanenko, V.N., Kristensen, R.M., Neves, R.C., Sanchez, N., Sandulli, R., Sarrazin, J., Sørensen, M.V., Tasiemski, A., Vanreusel, A., Autret, M., Bourdonnay, L., Claireaux, M., *et al.* (2018) Characteristics of meiofauna in extreme marine ecosystems: a review. *Mar Biodiv* 48: 35-71.

Zitter, T.A.C., Huguen, C., ten Veen, J., Woodside, J.M. (2006) Tectonic control on mud volcanoes and fluid seeps in the Anaximander Mountains, eastern Mediterranean Sea. In: *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*, (eds., Dilek, Y., Pavlides, S.), Geological Society of America, USA, pp. 615-631

<https://www.marum.de/en/Research/RV-POSEIDON-POS498-18-April-Izmir-01-May-2016-Catania.html> (erişim tarihi 20 Eylül 2021)

Gaz Hidratlar ve Çevre Denizlerimizde Gaz Hidrat Potansiyeli

Derman DONDURUR

Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Haydar Aliyev
Bulvarı, No: 100, İnciraltı, İzmir, Türkiye
derman.dondurur@deu.edu.tr

Özet

Küresel anlamda dünya enerji talebi her geçen gün artmakta ve bu talebin yaklaşık %85'inin karşılandığı konvansiyonel veya fosil enerji kaynaklarına (petrol, doğal gaz ve kömür) olan gereksinim sürekli artış göstermektedir. Son yıllarda yeni ve yenilenebilir alternatif enerji kaynaklarının kullanımı popüler hale gelmiştir. Gaz hidratlar da, bu anlamda yakın gelecek için yeni ve alternatif bir enerji kaynağı olarak dikkate alınmaktadır. İçerdikleri büyük miktarlardaki doğal gaz potansiyeli nedeniyle, gaz hidratlara yakın geleceğin enerji kaynağı gözüyle bakılmaktadır. Bu nedenle, özellikle fosil enerji kaynakları kısıtlı olan ülkeler, gaz hidratlardan doğal gaz üretimi için farklı yöntemler test etmekte ve gaz hidratlardan ekonomik ticari gaz eldesi için alternatifler geliştirmekte, bu amaca yönelik ciddi araştırma ve geliştirme yatırımları yapmaktadır.

Ülkemiz karasularındaki gaz hidrat potansiyeli, özellikle Karadeniz ve Akdeniz için ciddi miktarlardadır. Ancak, hem Karadeniz ve hem de Akdeniz için gaz hidrat rezervlerinden ticari olarak elde edilebilecek doğal gaz miktarları üzerine yapılan değerlendirmeler oldukça geniş aralıklarda değişmekte, bu konuda bir fikir birliği bulunmamaktadır. Özellikle Karadeniz'de yapılan sismik çalışmalar, batı marjin boyunca büyük miktarlarda gaz hidrat birikimlerinin varlığını işaret etmektedir. Karadeniz'de gaz hidratların varlığı ve olası üretim teknolojisi üzerine yapılacak araştırmalar, enerji konusunda büyük oranda dışa bağımlı olan ülkemizin yakın gelecekteki enerji politikasının planlanması açısından önemli yatırımlardan biri olabilir. Petrol ve doğal gaz anlamında neredeyse tamamen dışa bağımlı olan ülkemiz için, gaz hidrat birikimlerinin içerdiği gaz miktarı ve bileşiminin incelenmesi önemli bir konudur. Bu anlamda geleceğin enerji kaynağı olarak görülen gaz hidrat birikimleri, ülkemiz için alternatif bir enerji kaynağı konumuna gelebilir.

Anahtar Kelimeler: Gaz hidrat, enerji, Karadeniz, Akdeniz, tabana benzeyen yansıma (BSR), sismik

Giriş

Günümüzde, tüm dünyanın her geçen gün artış gösteren enerji tüketiminin yaklaşık %85'i, fosil kaynaklar ya da konvansiyonel enerji kaynakları olarak tanımlanan petrol, doğal gaz ve kömürden karşılanmaktadır. Son yıllarda nükleer, hidroelektrik, jeotermal, kaya gazı, güneş, rüzgar, biyokütle gibi konvansiyonel olmayan enerji kaynakları da kullanıma girmekle birlikte, bu kaynakların dünya toplam enerji tüketimindeki yeri hala düşük seviyelerdedir. Ülkemiz için de durum oldukça benzer olup, özellikle petrol ve doğal gaz kaynakları konusunda 2018 yılı itibarıyla ülkemizin enerjide dışa bağımlılık oranı petrol için %93, doğal gaz için ise %99.3 oranındadır (TPAO 2019).

Bu aşamada, içerdikleri büyük orandaki doğal gaz miktarları dikkate alındığında, gaz hidratlar, dünyanın ve aynı zamanda ülkemizin gelecekteki enerji talebini karşılayabilecek potansiyele sahip alternatif bir enerji kaynağı olarak durmaktadır. Gaz hidratlar, temel olarak hidrokarbon kökenli gazlar içerseler de, konvansiyonel olmayan enerji kaynakları sınıfında değerlendirilmektedirler. Gaz hidratlardan ticari anlamda ve ekonomik şekilde doğal gaz üretmek için dünyanın farklı bölgelerinde test çalışmaları yapılmakta ve bu konuda ciddi aşamalar kaydedilmektedir. İçerdikleri büyük orandaki metan gazı nedeniyle, gaz hidratlardan gaz üretimine yönelik araştırmalar son yıllarda tüm dünyada ciddi şekilde hız kazanmıştır. Japonya, Çin, Kore gibi enerji kaynaklarının sınırlı olduğu ülkeler başta olmak üzere, özellikle denizel alanlarda gaz hidrat potansiyeline sahip birçok ülke, bu yeni ve potansiyel enerji kaynağını arama ve üretim faaliyetlerinde bulunmakta ve bu konudaki araştırmalara ciddi yatırımlar yapmaktadır.

Gaz hidratlar su ve doğal gazın belirli koşullar altında bir araya gelerek oluşturduğu katı maddelerdir ve genellikle karada kutuplara yakın donmuş alanlarda (permafrost) ve denizlerde su derinliğinin 500 m'yi aştığı kıtasal marjinlerde doğal olarak oluşurlar. Tüm dünyada, özellikle denizel alanlardaki gaz hidrat potansiyeli oldukça yüksektir. Ülkemiz çevre denizlerinde ise, özellikle Karadeniz'in ciddi miktarlarda gaz hidrat potansiyeline sahip olduğu, birçok çalışma ile ortaya konulmuştur (örn., Parlaktuna ve Erdoğan 2001; Vassilev ve Dimitrov 2002; Küçük 2016; Meray ve Sinayuc 2016; Nasıf ve diğ. 2020).

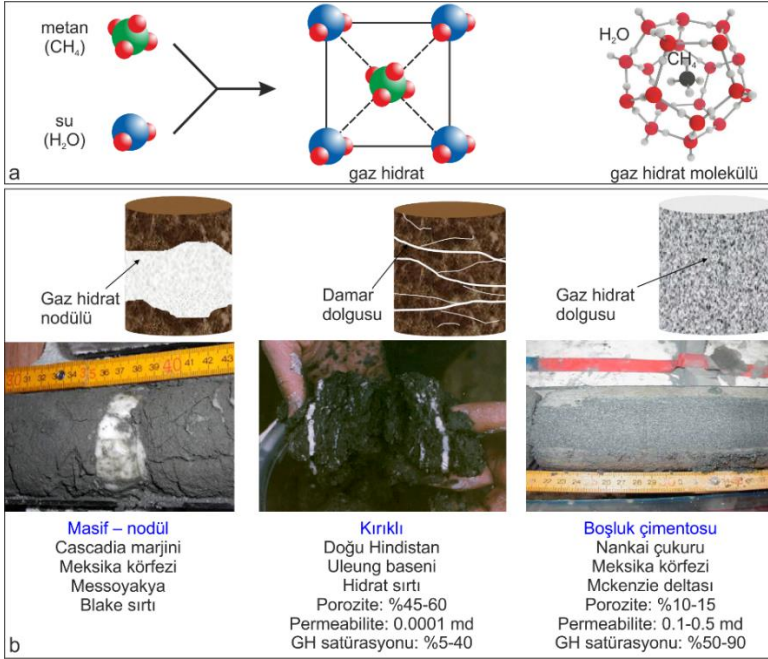
Bu çalışma, gaz hidratların tanımı, önemi, araştırılması ve bunlardan doğal gaz üretimine dair güncel yöntemlerin tanımının yanı sıra, ülkemizi çevreleyen denizlerimizdeki gaz hidrat varlığının, potansiyelinin ve bunların ekonomik öneminin değerlendirilmesini amaçlamaktadır. Ayrıca, gaz hidrat arama ve üretim faaliyetleri ile ilişkili olarak tüm dünyada yapılan güncel araştırmalar ve bunların sonuçları ile ilgili bilgiler de verilmeye çalışılmıştır.

Gaz hidrat nedir, nerelerde bulunur?

Gaz hidratlar, su molekülleri ile düşük moleküler ağırlıklı gazların bir kafes içerisine hapsolmesiyle oluşan ve buza benzeyen kristalin katılar olup, temel olarak yüksek basınç ve düşük sıcaklık koşulları altında oluşurlar. Gaz hidrat yapısında su molekülleri kafes görevi yapmakta ve farklı bileşimdeki gazlar bu kafese hapsolmektedir (Şekil 1a). Gaz hidrat yapısının bileşiminde etan, propan, bütan gibi ağır hidrokarbon gazları veya CO₂, H₂S gibi hidrokarbon kökenli olmayan gazlar bulunabilmesine rağmen, en yaygın gaz hidrat oluşturan gaz metandır (CH₄) ve en genel halde, 8 metan molekülü 46 su molekülü tarafından tutulur.

Gaz hidratlar, sedimentlerin boşluklarında farklı yapılarla bulunurlar. Doğada masif veya nodül şeklinde, sedimentlerdeki ince damar boşluklarını dolduran

dolgular şeklinde veya özellikle kumtaşı gibi yüksek poroziteye sahip ortamlarda boşluk çimentosu şeklinde gaz hidrat birikimleri gözlenir (Şekil 1b). Bu birikimlerde en fazla gaz hidrat satürasyonu boşluk çimentosu şeklindeki oluşumlarda gözlenmekte olup, bu tür birikimlerde konsantrasyon %50-90 arasında değişmektedir. Bu tür kumlu rezervuarlardaki gaz hidrat birikimleri, ticari anlamda en fazla umut vadeden gaz hidrat birikimlerini oluştururlar.



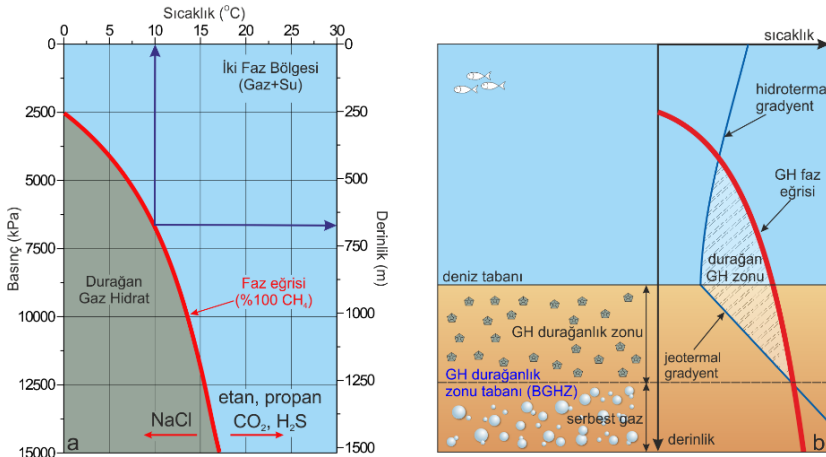
Şekil 1. (a) Gaz hidrat yapısında su molekülleri kafes görevi yapmakta ve farklı bileşimdeki gazlar bu kafese hapsolmaktadır. (b) Doğada masif nodüller, ince damar dolguları veya boşluk çimentosu şeklinde gaz hidrat birikimleri gözlenir.

Gaz hidratların durağanlık koşulu temelde yüksek basınç ve düşük sıcaklık ile ifade edilir ve bu koşullara “termobarik koşullar” adı verilir. Gaz hidrat oluşumu için gereken basınç değerinde bir düşüş ve/veya sıcaklıkta bir yükselme olduğunda, gaz hidrat yapısı ayrışarak su ve metan gazı olarak iki faz durumuna geçer. Tamamen metan gazından oluşmuş bir metan hidrat için termobarik koşulları ifade eden denge veya faz eğrisi Şekil 2a’ da verilmiştir. Faz eğrisinin solunda kalan yüksek basınç ve düşük sıcaklık koşullarını ifade eden alanın dışındaki koşullar altında (faz eğrisinin sağında kalan kısımdaki basınç ve sıcaklık koşulları altında) gaz hidrat oluşmaz. Örneğin 10°C sıcaklığa sahip denizel tortullar içerisinde gaz hidrat oluşabilmesi ve durağan kalabilmesi, ancak gaz hidratın deniz yüzeyinden 675 m veya daha fazla derinliklerde oluşması durumunda mümkündür (Şekil 2a). Aynı şekilde, tortulların içerisinde oluşmuş olan gaz hidrat birikimi için, mevcut basınç ve sıcaklık koşulları, herhangi bir

nedenden dolayı bu alanın dışına çıktığında gaz hidrat ayrışarak (gas hydrate dissociation) su ve gaz durumuna (iki faz durumu) geçer. Günümüzde, gaz hidratlardan doğal gaz üretimi için genellikle bu durum dikkate alınmaktadır.

Gaz hidratların kimyasal bileşimi durağanlık koşullarının belirlenmesinde büyük önem taşımaktadır. Gaz hidrat yapısı içerisinde bulunan en yüksek orandaki gaz metandır. Yapıyı oluşturan metan gazına belirli miktarlarda etan, propan gibi ağır hidrokarbon gazları veya CO_2 ya da H_2S eklenmesiyle, Şekil 2a’ da verilen faz eğrisi sağa kayar. Yani bileşimde bu gazların da bulunması durumunda, gaz hidratlar daha yüksek sıcaklık ve daha düşük basınç koşullarında oluşabilir veya durağan kalabilirler. Gaz hidratı oluşturan suyun tuzluluğu arttığında ise denge eğrisi sola, yani düşük sıcaklık ve yüksek basınç bölgesine kayacaktır. Bu nedenle, sadece metandan oluşan gaz hidratlar, metan-etan, metan-propan, metan- CO_2 ya da metan- H_2S karışımından oluşan hidratlara göre daha yüksek basınç ve düşük sıcaklıklarda duraylıdır.

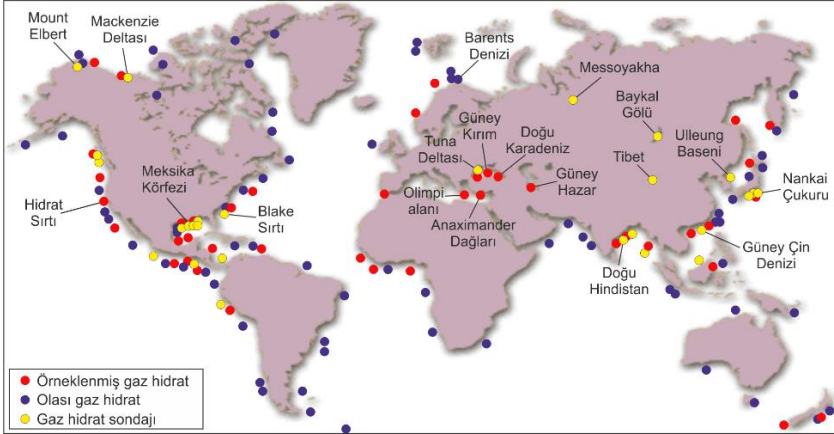
Gaz hidrat durağanlık zonu (Gas Hydrate Stability Zone, GHSZ) terimi, üstü deniz tabanı ile sınırlı olan ve gaz hidratın deniz tabanı altında durağan olarak bulunduğu derinliklere kadar uzanan jeolojik alana verilen isimdir. Gaz hidrat durağanlık zonunun taban derinliği, jeotermal gradyent tarafından belirlenir ve bu zonun tabanından itibaren sıcaklık koşullarının gaz hidrat durağanlık koşullarını aşması nedeniyle, daha derinlerde gaz hidrat oluşmaz (Şekil 2b). Gaz hidrat oluşum koşulları, gazın bileşimi, suyun tuzluluğu, ortamın sıcaklığı, basınç koşulları ve jeotermal gradyente bağlı olarak değiştiğinden, gerçekte bu zonun kalınlığını doğru olarak kestirebilmek güçtür. Diğer koşullar eşit ise, gaz hidrat zonu kalınlığı su derinliği ile artar ve en kalın gaz hidrat durağanlık zonu alanları düşük jeotermal gradyente sahip bölgelerde bulunur.



Şekil 2. (a) Tamamen metan gazından oluşmuş gaz hidrat (GH) için termobarik koşulları ifade eden denge (faz) eğrisi. (b) Gaz hidrat durağanlık zonunun taban derinliği, jeotermal gradyent tarafından belirlenir.

İster denizel, ister karasal ortam olsun, gaz hidrat oluşumu, yüksek oranda metan gazı üretimi ve uygun termobarik koşulların sağlanması durumunda gerçekleşir. Gaz hidrat bileşiminde bulunan hidrokarbon gazları termojenik veya biyojenik kökenli olabilirler. Bileşimde termojenik gazların bulunabilmesi için, derinlerdeki petrol ve doğal gaz üreten kaynak kayanın aktivitesi sonucu üretilen bu ağır hidrokarbon gazlarını, gaz hidratların durağan olabildiği uygun sıcaklık koşullarının bulunduğu sığ kısımlara taşıyacak fay sistemlerinin mevcut olması gerekmektedir. Biyojenik gaz üretimi durumunda ise, yüksek tortullaşma oranı (>30 m/My) ve en az %0.5 Toplam Organik Karbon (TOC) gerekir (Rice ve Claypool 1981).

Dünyadaki en büyük doğal gaz birikimleri gaz hidrat formunda olup, bunlar pasif ve aktif kıtasal marjinlerde, marjinal denizlerin derin sularında ve karada kutup bölgelerinde geniş çapta bulunmaktadır. Şekil 3, 2020 yılı itibarıyla gaz hidrat birikiminin olduğu bilinen ve tahmin edilen denizel ve karasal gaz hidrat alanlarının küresel dağılımını ve son yıllarda gaz hidrat araştırmaları için yapılan sondajların konumlarını göstermektedir. Artan gaz hidrat araştırmaları ile birlikte bu harita da sürekli güncellenmekte, her geçen gün bu haritaya yeni alanlar ve yeni gaz hidrat araştırma konumları eklenmektedir. Gaz hidratlar okyanus çukurluklarında ve derin basenlerde yaygın değildir, daha çok iç ve marjinal denizlerde, kıtasal yamaç ve kıtasal yükselim alanlarında oluşurlar.



Şekil 3. Gaz hidratların varlığı bilinen ve tahmin edilen alanların dünya üzerindeki dağılımı. Gaz hidrat araştırmaları için yapılan sondajlar da haritada gösterilmektedir.

Gaz hidratlar nasıl araştırılır?

Gaz hidratlar, ilk kez 1800'lerin başında yapılan laboratuvar deneyleri sırasında keşfedilmiş, doğal gaz hidratlar ise ilk kez 1974' de Karadeniz'de gözlenmiştir. Ardından Amerika'nın doğusunda yer alan Blake Sırtı'ndaki sismik kesitlerde gözlenen bazı sıra dışı yansımaların, gaz hidrat birikimlerinin tabanına karşılık

geldiği anlaşılmış ve sismik çalışmalar, denizlerde gaz hidratların aranması ve haritalanması için temel yöntem haline gelmiştir.

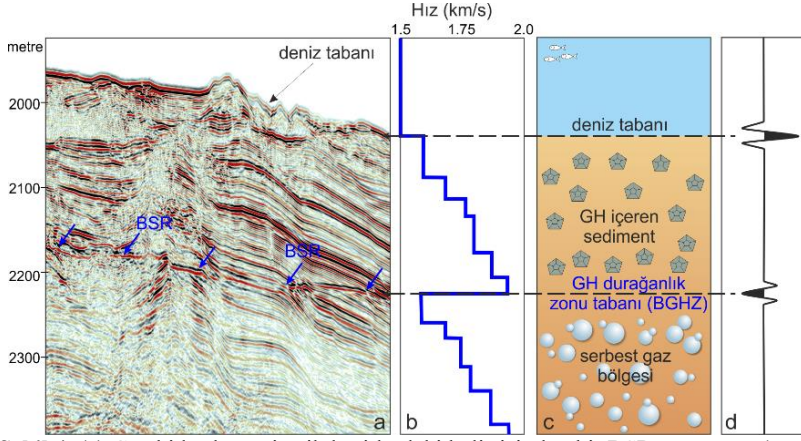
Gaz hidratlar, içerisinde bulundukları tortulların akustik özelliklerini geniş çapta değiştirirler ve durum gaz hidrat birikimlerinin sismik yöntemlerle belirlenebilmesini sağlar. Saf gaz hidratın P dalga hızı, su veya gaza doygun tortullara göre oldukça yüksektir (Tablo 1). Bu durum, gaz hidrat birikimlerinin tabanlarının sismik kesitlerde belirgin bir yansıma oluşturmaya neden olur. Bu arayüzeyler deniz tabanı topoğrafyasını takip ettikleri için “Tabana Benzeyen Yansıtıcı (Bottom Simulating Reflector, BSR)” olarak adlandırılırlar. BSR, üstte uzanan ve boşluklarında gaz hidrat içeren tortullar ve altta uzanan genellikle de serbest gaz içeren tortul zonu arasındaki ara yüzeyden alınan yansımadır ve BSR derinliği ile deniz tabanı arasında kalan bölge gaz hidrat durağanlık zonuna (GHSZ) karşılık gelir. Şekil 4, böyle bir yansımanın bulunduğu örnek bir sismik kesiti göstermektedir. Gaz hidrat içeren üstteki ortamın P dalga hızı, altta uzanan ve gaz hidrat içermeyen ortamın hızından oldukça yüksek olup, bu durum, BSR’ların, sismik kesitlerde yüksek genlikli ve ters polariteli yansımalar olarak gözlenmesine neden olur.

Tablo 1. Gaz hidratların ve gaz hidrat içeren/içermeyen tortulların akustik parametreleri (Anderson 1992)

Parametre	Suya doygun	Hidrat içeren	Saf hidrat	Gaz içeren
P dalga hızı (m/s)	1600-2500	2000-4500	3250-3600	≤1450
S dalga hızı (m/s)	380-400	700-1560	1650	----
Yoğunluk (gr/cm ³)	1.26-2.42	1.15-2.4	0.912	----

Sismik kesitlerde gözlenen BSR yansımalarının bazı karakteristik özellikleri aşağıdaki gibi sıralanabilir (Nasıf ve diğ. 2020):

- BSR’lar, eş sıcaklık seviyelerini takip eden yansılardır. Bu nedenle genellikle deniz tabanını taklit ederler ve normal stratigrafik yansımaları keserler.
- BSR’lar deniz tabanı yansımasına göre ters polariteli yansılardır. Bu durum, BSR’ın altındaki sedimentlerin hızının, üstteki gaz hidrat zonu hızından daha düşük olduğunu gösterir.
- BSR yansımalarının genlikleri, genellikle çevre yansımaların genliklerinden yüksektir.
- BSR yansımalarının derinlikleri, dolayısıyla gaz hidrat durağanlık zonunun kalınlığı, deniz suyu derinliği arttıkça artar.
- BSR yansıması seviyesinde ani genlik değişimleri gözlenebilir. Bazen BSR’ın altındaki arayüzeylerden alınan normal stratigrafik yansımalar BSR’a kadar uzanır ve burada yok olurlar.
- BSR yansımasının altında genellikle serbest gaz birikimi gözlenir. BSR’ın altındaki yüksek genlikli yansımalar veya parlak noktalar bunun kanıtıdır.



Şekil 4. (a) Gaz hidratların sismik kesitlerdeki belirtisi olan bir BSR yansıması (mavi oklar) içeren sismik profil, (b) BSR yansımasının üstündeki ve altındaki hız dağılımı, (c) jeolojik yapı ve (d) bu jeolojik yapıdan beklenen, deniz tabanından (üstte) ve BSR'dan alınan yansımayı (altta) gösteren sismik tepki.

Sismik kesitlerde gözlenen BSR seviyeleri haritalanarak bölgedeki gaz hidrat dağılımı, derinlikleri, gaz hidrat zonunun kalınlığı gibi temel bilgiler ortaya konulabilir. Ardından yapılacak deniz tabanı sediment örneklemleri ile gaz hidratlar örneklenebilir ve bunların jeokimyasal analizleri yapılabilir. Jeokimyasal çalışmalarda temel amaç, metan ve (varsa) gaz hidrat bileşimindeki diğer gazların miktar ve oranlarının belirlenerek, gaz hidratları oluşturan gazın kökeninin saptanmasıdır. Olası bir termojenik bileşenin varlığı, derinlerde bir hidrokarbon üretim sisteminin varlığı ile ilgili bilgiler temin edebilir.

Çoğu kez gaz hidrat araştırma çalışmaları, laboratuvarda yapılan gaz hidrat modelleme çalışmalarını da içermektedir. Modellemelerde, mevcut jeofizik ve jeolojik veriler kullanılarak, laboratuvarda deney düzenekleri içerisinde yapay şekilde gaz hidratlar oluşturulur. Modelleme sırasında, gaz hidrat yapısı içerisinde bulunan ve jeokimyasal analizlerden elde edilen gaz bileşimi kullanılır ve bu gaz bileşimini ile yapay olarak elde edilen gaz hidratın oluşum ve çözünme sırasındaki karakteristik davranışları incelenir. Bu bilgi, çalışılan bölgeye özel olmak üzere, gaz hidratlardan en uygun ve verimli doğal gaz üretim senaryolarının oluşturulmasında da kullanılmaktadır.

Gaz hidratların önemi

Gaz hidrat araştırmalarına günümüzde tüm dünyada ciddi yatırımlar yapılmaktadır. Bu yatırımların hem bilimsel hem de pratik anlamda birkaç nedeni vardır. Bunlar şu şekilde özetlenebilir:

Enerji potansiyeli

Gaz hidratlar, büyük miktarlarda metan gazı içerdikleri için yakın gelecekte bir enerji kaynağı olabilirler. 1 m³ katı gaz hidrat, ideal şartlarda 164 ile 180 m³ arasında gaz ve 0.8 m³ su içermektedir. Bu anlamda dünyadaki en büyük doğal gaz birikimleri gaz hidratlar şeklindedir ve tüm dünyada gaz hidratlarda depolanan üretilebilir metan gazı miktarının 1226 trilyon m³ olduğu öne sürülmektedir (Johnson 2011). Bu miktar, tüm dünyanın doğal gaz ihtiyacını tek başına yaklaşık 300 yıl boyunca karşılayabilir. Sadece Blake sırtında küçük bir alandaki gaz hidrat birikimlerinden elde edilebilecek doğal gaz hacmi, tek başına ABD'nin 105 yıllık doğal gaz gereksinimini karşılamaktadır (Zhang ve diğ. 2012).

Bunun yanı sıra gaz hidratlar, altlarında metan gazının birikmesine izin veren iyi birer örtü kayacıdır. Gerçekten de, denizel ortamlarda gözlenen gaz hidrat rezervlerinin büyük kısmının altında serbest gaz birikimleri mevcuttur ve kalınlığı 300 m'ye ulaşabilen bu gaz, hidrokarbon endüstrisi için ticari bir hedef haline gelebilir. Ayrıca gaz hidratların varlığı, daha derinlerdeki olası hidrokarbon rezervuarlarının işaretçisi olabilir. Bu nedenle, büyük gaz hidrat birikimlerinin varlığı, daha derinlerdeki hidrokarbon aramalarında bir rehber niteliği taşıyabilmektedir.

Yamaç kaymaları ve diğer olumsuz etkiler

Özellikle denizel sedimentlerde bulunan gaz hidratlar, aynı zamanda potansiyel bir yer tehlikesi (geo-hazard) olarak da görülmektedir. Deniz tabanının altındaki gaz hidratların ani çözünmesi, büyük çapta denizaltı heyelanlarına ve bu heyelanlar da yıkıcı tsunamilere neden olabilir. Basınç çok hızlı düştüğünde veya ortamdaki sıcaklık hızla arttığında, gaz hidratlar patlama göstererek de gaz ve su olarak ayrışabilirler. Bu durum özellikle görece sıcak sondaj sıvılarının kullanıldığı derin deniz sondajları sırasında kuyu civarında sıcaklık artışının olması durumunda meydana gelebilir. Hızlı çözünme nedeniyle açığa çıkan serbest gaz hacmi, mevcut gözenek boşluğu hacmi ile karşılanamaz ve aşırı artan boşluk basıncı ani patlamalara neden olabilir. Ayrıca gaz hidratlar, derin deniz doğal gaz iletim boru hatlarının içerisinde de doğal olarak oluşabilir ve borularda tıkanmalar meydana getirebilirler. Genellikle metanol veya glikol gibi kimyasalların kullanılmasına veya boru hatlarında ısı yalıtımı yapılmasına neden olan bir dizi operasyon, boru hatlarının işletme maliyetini artırabilir.

İklim değişiklikleri üzerindeki olası etkileri

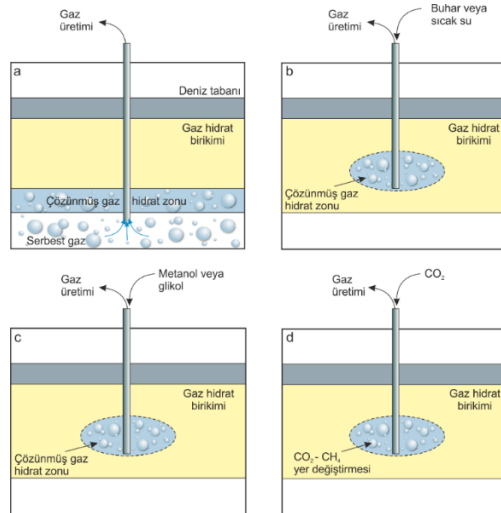
Gaz hidrat yapısı içerisinde bulunan metan gazı, CO₂'den 20 kat daha etkin bir sera gazıdır. Dünya üzerindeki organik karbonun %50'den fazlası gaz hidratlar içerisinde depolanmış halde bulunmaktadır. Bu nedenle, gaz hidrat içerisinde kapanlanmış olan büyük miktarlardaki metan gazının atmosfere salınmasının,

uzun dönem küresel iklim değışiklikleri üzerinde önemli etkisi olabileceği düşünölmektedir. Örneğin, kuzey yarıkürede 6-12°C sıcaklık artışına neden olan Paleosen-Eosen dönemi küresel sıcaklık artışının (Latest Paleocene Thermal Maximum) ani gaz hidrat çözünmesi ile ilgili olabileceği düşünölmektedir (Zhang ve diğ. 2012).

Gaz hidratlardan doğal gaz üretimi

Gaz hidratlardan ilk doğal gaz üretimi, Rusya'daki Messoyakha gaz hidrat alanında (Şekil 3) tesadüfen gerçekleştirilmiştir. Messoyakha alanında permafrost bölgesinde açılan kuyuda, gaz üretimi yapılmasına karşın rezervuar basıncının düşmediği görölmüş, bunun nedeninin çözönen gaz hidratlardan açığa çıkan ekstra metan gazı olduğu anlaşılmıştır. Bu alandan 1970' den beri 9.35 milyar m³ gaz üretimi yapılmıştır.

Gaz hidratlardan gaz üretiminin yapılması için, katı fazdaki gaz hidratın çözölerek gaz ve su olarak iki faz durumuna geçmesi gerekmektedir. Günümüzde test edilen mevcut üretim senaryolarındaki temel amaç, gaz hidratların olduğu ortamdaki basıncın düşürölmesi ve/veya sıcaklığın artırılmasıdır. Bu durumda gaz hidratların gaz ve su olarak çözölmesinin ardından açığa çıkan doğal gaz, ticari olarak kullanılabilir halde olmaktadır. Gaz hidratlardan metan gazı üretimi yapılmasına yönelik senaryolar, genellikle bu iki yaklaşım üzerinden yürütölmektedir. Yani üretim yöntemlerinin hemen hemen tümü, rezervuardaki basınç-sıcaklık koşullarını gaz hidrat oluşum bölgesi dışına taşımaya dayanmaktadır. Günümüzde gaz hidratlardan doğal gaz elde edilmesi için test edilen 4 farklı yöntem mevcuttur (Şekil 5).



Şekil 5. Gaz hidratlardan doğal gaz üretimi için test edilen güncel yöntemler. (a) Basınç düşölümü, (b) sıcaklık artırımı, (c) kimyasal enjeksiyonu ve (d) CO₂ yer değıştirmesi.

Basınç düşümü

Temel amaç, gaz hidrat birikimlerinin altında bulunan serbest gazın, bu bölgeye açılacak bir kuyu ile alınmasıdır (Şekil 5a). Gaz hidrat tabakasının altına kadar uzanan bir sondajla, buradaki serbest gaz alınarak rezervuarın basıncı düşürülür. Basıncın düşmesi, gaz hidrat birikiminin tabanından itibaren çözünmeye başlamasına neden olur. Basınç düşümü yöntemi, bu güne kadar test edilmiş en ekonomik yöntemdir ancak bu yöntemle gaz hidratlarda depolanan toplam gazın sadece %60'ı üretilebilir ve üretim oldukça yavaş gerçekleşir.

Sıcaklık artırımı

Gaz hidrat tabakasına sıcak su veya buhar enjeksiyonu veya kuyu cidarının ısıtılması ile rezervuarın ısısı yükseltilmesi ve bu sıcaklık artışı nedeniyle gaz hidratın çözünmesi hedeflenmektedir (Şekil 5b). Bu yöntem tek başına kullanıldığında gaz üretim oranı oldukça düşüktür. Üretilen gazın %60'ı rezervuarı ısıtmak için kullanıldığından, sıcaklık artırımı yöntemi tek başına ekonomik bir yöntem değildir. Ancak basınç düşürme yöntemi ile birlikte uygulandığında oldukça etkin olup, bu şekilde gaz hidratlardaki toplam gazın %100'ünün üretilebileceği görülmüştür.

Kimyasal eklenmesi

Gaz hidrat tabakası içerisine glikol veya metanol gibi kimyasal enjeksiyonu yapılarak, rezervuar koşullarının daha yüksek basınç ve düşük sıcaklık koşullarına kaydırılması ve gaz hidratın çözünmesinin sağlanması amaçlanmaktadır (Şekil 5c). Pahalı bir yöntem olduğundan henüz üretim için bir kuyuda test edilememiştir. Genellikle derin deniz doğal gaz boru hatlarının içerisinde gaz hidrat oluşumunun engellenmesi için kullanılmaktadır.

Karbondioksit yerdeğişimi

Gaz hidrat tabakası içerisine CO₂ enjeksiyonu, gaz hidratlardaki metan gazı ile CO₂'nin yer değiştirmesine neden olur ve açığa çıkan metan gazı ise ticarî olarak üretilebilir (Şekil 5d). Oldukça güncel olan bu yöntem aynı zamanda, sera gazı olan CO₂'den kurtulmanın bir yolu olarak da dikkate alınmaktadır.

Dünyadaki gaz hidrat araştırmaları

Gaz hidrat araştırmalarının günümüzde tüm dünyada ilgi çekmesinin en önemli nedeni, gaz hidratlar içerisinde depolanmış halde bulunan son derece büyük miktarlardaki doğal gaz kaynağının varlığıdır. Mevcut gaz hidrat birikimlerinin sadece küçük bir kısmının ticarî bir potansiyelinin olmasına karşın, yine de mevcut toplam doğal gaz kaynağı çok büyük boyutlara ulaşmaktadır. Tablo 2, dünya üzerinde bölgelere göre konvansiyonel gaz rezervleri ve gaz hidratlardan

elde edilebileceği tahmin edilen doğal gaz miktarının karşılaştırılmasını vermektedir. Her iki kaynak arasındaki rezerv miktarı oranı oldukça büyüktür. Bu nedenle, günümüzde gaz hidrat rezervlerine sahip dünya ülkeleri, bu konuya büyük bütçeler ayırmakta ve ciddi araştırma ve geliştirme yatırımları yapmaktadırlar.

Tablo 2. Dünya üzerinde bölgelere göre konvansiyonel gaz rezervleri ve gaz hidratlardan elde edilebilecek doğal gaz miktarının karşılaştırılması (Tcf: trilyon feet³).

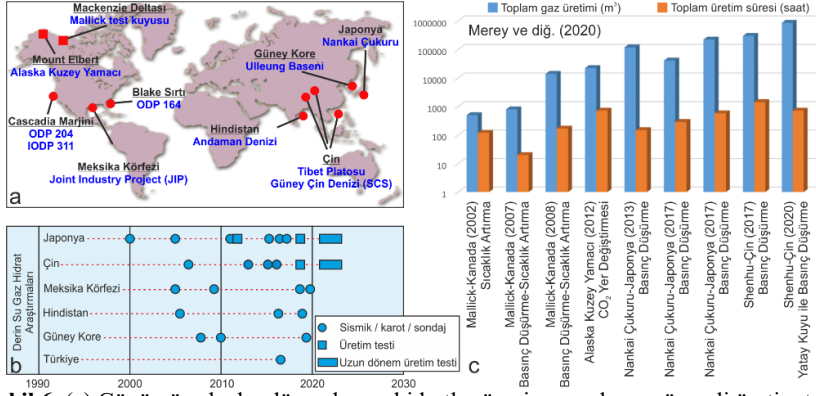
Bölge	Konvansiyonel doğal gaz (Tcf)	Gaz hidratlardaki doğal gaz (Tcf)
Kuzey Amerika	29	6853
Avrupa	13	856
Rusya	60	4711
Japonya-Avustralya	12.4	640
Güney Asya-Çin	2.3	429
Afrika-Ortadoğu	58	643
Güney Amerika	10	5139

Şekil 6, tüm dünyada günümüze kadar yapılan en önemli üretim testi bölgelerini ve bunların ana sonuçlarını göstermektedir. Gaz hidratarla ilgili ilk üretim testleri, 2000’li yılların başında kuzey Kanada’da donmuş topraklarda açılan Mallick kuyusu ve Alaska Kuzey Yamacı’nda açılan kuyularda yapılmıştır. Her iki kuyuda da belirli bir dönem boyunca sürekli bir gaz üretiminin mümkün olduğu görülmüştür. Mallick kuyusunda, 2002 yılı test programında uygulanan sıcaklık artırımı yöntemi ile yapılan test süresince sadece toplam 500 m³ gaz üretimi yapılablmış ve sıcaklık artırımı ile üretimin tek başına uygun ekonomik yöntem olmadığı anlaşılmıştır. 2012 yılında Alaska Kuzey Yamacı’nda karbondioksit değişimi yöntemi test edilmiş ve 30 günde toplam 22410 m³ gaz üretimi yapılmıştır.

Ardından Meksika Körfezi’nde birçok üniversite ve petrol şirketinin dahil olduğu “Joint Industry Project-JIP” isimli proje hayata geçirilmiş ve bunu Hindistan, Güney Kore, Çin ve Japonya’nın ulusal gaz hidrat araştırma çalışmaları takip etmiştir.

Ciddi yatırımlar yapılan bu çalışmalar arasında en önemli bulguların elde edildiği, en fazla gelecek vadeden çalışmalar ise Çin ve Japonya’nın gaz hidrat projeleridir. Nankai Çukuru olarak bilinen ve Japonya’nın ulusal gaz hidrat araştırmalarını yürüttüğü denizel alandaki gaz hidratlarda toplam 40 Tcf metan gazı bulunduğu ve bu miktarın Japonya’nın 100 yıllık gaz ihtiyacını karşılayacağı öngörülmektedir. Nankai Çukuru’nda 2013 yılında gerçekleştirilen gaz hidratlardan gaz üretim denemesi sırasında 6 günde toplam 119500 m³ gaz üretimi yapılmış, bu bölgede 2017’de yapılan testlerde ise, 24 günde 222500 m³ gaz üretimi mümkün olmuştur (Şekil 6).

Güney Çin Denizi'ndeki killi-siltli rezervuarda yapılan güncel üretim testleri ise, bölgede 2300 Tcf gaz (65 milyar ton petrol eşdeğeri) bulunduğunu göstermektedir. Bu bölgede 2017 yılında gaz hidratlardan 60 günlük kesintisiz üretim testi gerçekleştirilmiş ve basınç düşümü yöntemiyle toplam 300 bin m³ üretimle, gaz hidratlardan gaz üretiminde o dönemin dünya rekoru kırılmıştır. Aynı bölgede yatay kuyu açılarak 2020 yılı Şubat ayında gerçekleştirilen ikinci testte ise, 30 günde toplam 861400 m³ üretim yapılmıştır (Şekil 6).



Şekil 6. (a) Günümüze kadar dünyada gaz hidrattlar üzerine yapılan en önemli üretim testi bölgeleri, (b) bu alanlarda gerçekleştirilen yıllara göre çalışmalar ve (c) üretilen toplam gaz miktarı ve toplam üretim süreleri.

Çevre denizlerimizdeki gaz hidrat potansiyeli

Ülkemizi çevreleyen denizlerimizde, ülkemizin ekonomik zonu içerisindeki bölgelerde önemli gaz hidrat rezervlerinin var olduğunu bilinmektedir. Bunların arasında, en önemli rezervlere sahip bölgeler Akdeniz'de Antalya açıklarında bulunan Anaximander denizaltı dağları bölgesi ile batı Karadeniz olarak dikkate alınabilir. Ülkemizde özellikle Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, sahip olduğu K. Piri Reis araştırma gemisi ile uzun yıllardır Karadeniz'de gaz hidrat arama ve haritalama çalışmaları yapmaktadır. Toplanan sismik veriler özellikle Karadeniz'in belirli bölgelerindeki potansiyel gaz hidrat rezervlerini ortaya koymaktadır. Bu bölümde, çevre denizlerimizde gaz hidrat araştırmalarına yönelik çalışmaların ana sonuçları ve bu denizlerin gaz hidrat potansiyeli ayrı ayrı ele alınmıştır.

Karadeniz

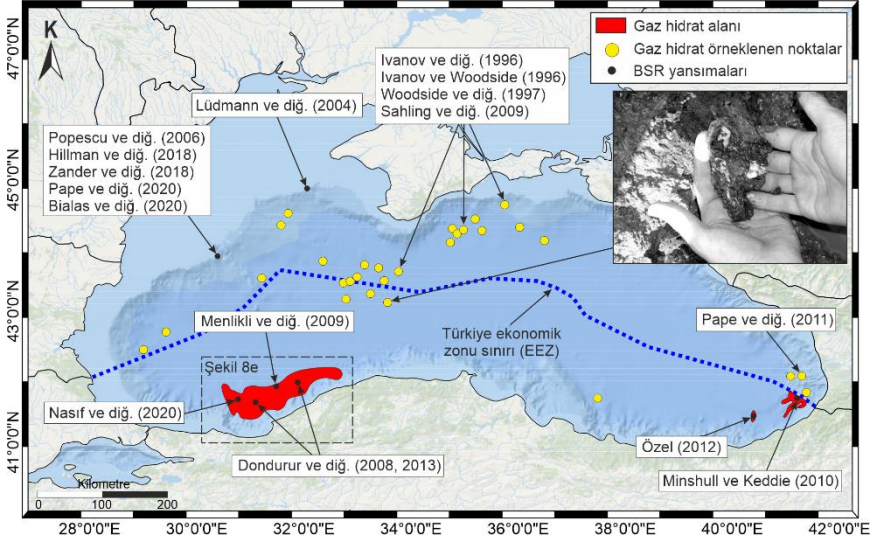
Fiziksel koşulları bakımından (derinlik, sıcaklık, metan gazı üretimi, rezervuar varlığı), gaz hidrat oluşumu için ideal koşullara sahip olan Karadeniz'in güney kısmı ülkemiz ekonomik zonu içerisinde kalmaktadır. Bununla birlikte, Karadeniz'in büyük kısmının henüz gaz hidrat araştırmaları anlamında detaylı şekilde araştırılmadığı da bir gerçektir. Karadeniz'in derin baseninde sık gaz

birikimleri, deniz tabanına gaz sızıntıları ve çamur volkanı gibi yapıların varlığı bilinmektedir (Örn., Ivanov ve diğ. 1996; Limonov ve diğ. 1997; Ergün ve diğ. 2002; Bohrmann ve diğ. 2003; Lüdmann ve diğ. 2004; Sahling ve diğ. 2009; Naudts ve diğ. 2009; Pape ve diğ. 2011; Dondurur ve diğ. 2013; Körber ve diğ. 2014). Karadeniz'in derin basenindeki ve Kırım'ın güneyindeki bazı çamur volkanlarında gaz hidrat örneklemeleri de yapılmıştır (Ivanov ve diğ. 1996; Ivanov ve Woodside 1996; Woodside ve diğ. 1997). Lüdmann ve diğ. (2004) Dinyeper kanyonunda, Popescu ve diğ. (2006) ise Tuna deltasında ilk kez sismik kesitlerdeki BSR yansımaları üzerinden kuzeybatı Karadeniz'deki gaz hidrat varlığını ortaya koymuştur. Minshull ve Keddie (2010) Hopa açıklarında 3B sismik veri üzerinden BSR yansımalarını haritalamış ve jeotermal gradyenti hesaplamış, Pape ve diğ. (2011) ise Batum açıklarında gaz hidrat örneklerini analiz ederek gaz konsantrasyonlarını ortaya koymuştur. Almanya ise, 2013 yılından bu yana Karadeniz'de Tuna deltasında gaz hidratlarla ilgili araştırmalar yürütmekte, 2B ve 3B sismik çalışmalara ek olarak sığ sondaj, deniz elektromanyetik ve jeokimya çalışmaları ile bölgedeki gaz hidratların yapısını ve üretilebilirlik potansiyelini ortaya koymaya çalışmaktadır (Hillman ve diğ. 2018; Zander ve diğ. 2018; Schwalenberg ve diğ. 2020; Pape ve diğ. 2020; Bialas ve diğ. 2020; Schicks ve diğ. 2020).

Tüm Karadeniz'i içeren, sığ sedimentler içerisinde oluşmuş gaz hidratlardaki toplam gaz miktarını kestiren çalışmalar ise oldukça sınırlıdır. Sonlu farklar yaklaşımı kullanarak, derin Karadeniz baseni için Parlaktuna ve Erdoğan (2001) 2430-3425 Tcf gaz miktarı hesaplamışlardır. Vassilev ve Dimitrov (2002) 350-1760 Tcf gaz miktarı önerirken, Klauda ve Sandler (2003) ise çok daha yüksek bir değer önermiş, tüm basen için olası gaz miktarını yaklaşık 30×10^3 Tcf olarak vermişlerdir. Merey ve Sinayuç (2016) ise, %14.75 oranındaki ortalama bir kum içeriği için, 303 m kalınlığında bir GHSZ öngörerek, Karadeniz gaz hidratlarındaki toplam gaz miktarını 480 Tcf olarak hesaplamıştır. Merey (2020), Karadeniz'in sadece ülkemiz ekonomik zonu içerisinde bulunması olası gaz hidratlarda depolanan ortalama metan gazı miktarını ise 4030 Tcf olarak hesaplamıştır. Bir referans değeri olarak vermek gerekirse, ülkemizin 2019 yılı itibarıyla yıllık doğal gaz tüketimi yaklaşık 1.77 Tcf (50 milyar m^3) civarındadır. Merey (2020) tarafından modelleme yaklaşımıyla yapılan bu hesaplama göre, Karadeniz'in ülkemiz karasularındaki gaz hidratlarda depolanan gaz miktarı, ülkemizin yaklaşık 2000 yıllık gaz ihtiyacını karşılamaktadır. Bu tür teorik modelleme çalışmalarının sonuçları değerlendirilirken unutulmaması gereken nokta şudur: Hesaplamalarda, söz konusu bölgedeki termobarik koşulların uygun olduğu tüm bir alan için, porozite ve gaz hidrat konsantrasyonu gibi bazı önemli parametreler önceden belirlenmektedir. Dikkate alınan tüm alan içerisinde gaz hidrat birikiminin var olduğu öngörülerek hesaplamalar yapılmaktadır.

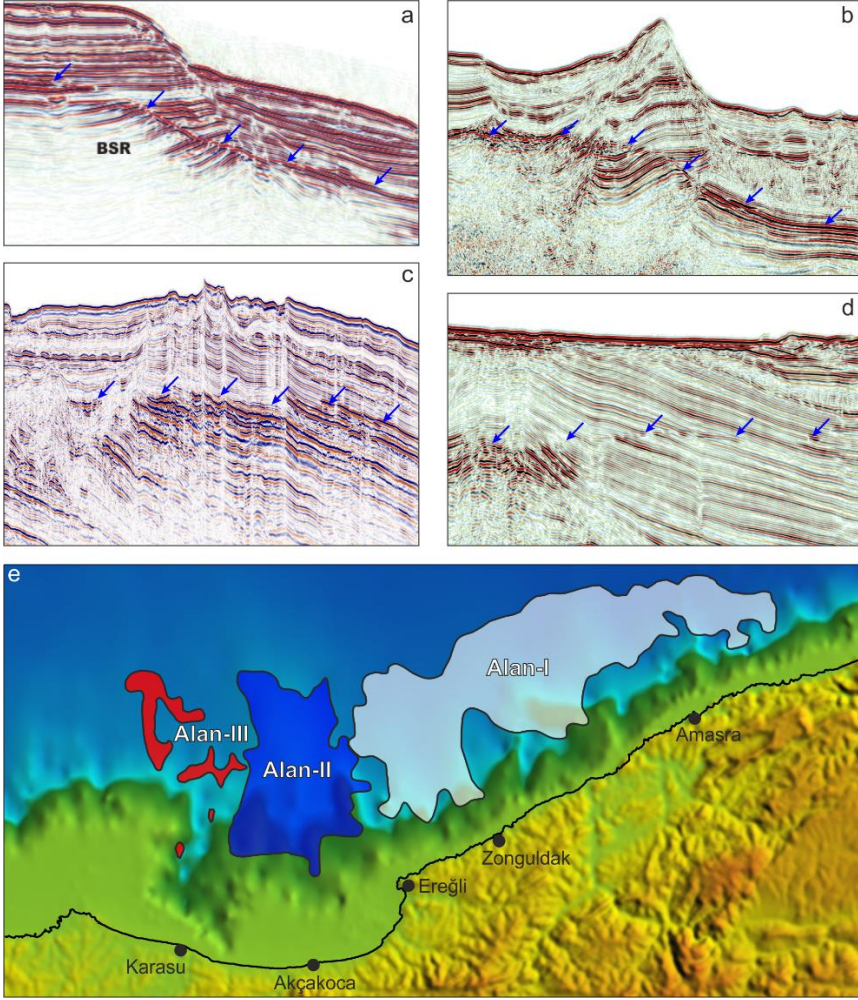
Şekil 7, bugüne kadar Karadeniz'de Türkiye ekonomik zonu içerisinde sismik verilerden gaz hidratların varlığının belirlendiği alanları ve tüm Karadeniz için deniz tabanında gaz hidratların örneklediği noktaları göstermektedir. Görüldüğü

üzere, Karadeniz’de ülkemiz ekonomik zonu içerisinde gaz hidrat araştırmalarına yönelik yapılan çalışmalar, Karadeniz’in diğer kısımlarına oranla oldukça sınırlıdır. Şekil 8 ise, ülkemiz karasularında yapılan gaz çalışmalardan elde edilen sismik verilerde gözlenen BSR yansımalarına örnek sismik kesitler sunmaktadır.



Şekil 7. Karadeniz’de gaz hidratların örneklediği noktalar ve Türkiye ekonomik zonu içerisinde sismik verilerden gaz hidratların varlığının belirlendiği alanlar. Fotoğrafta Kovalevsky çamur volkanından alınan gaz hidrat örneği (beyaz nodüller) görülmektedir (Kenyon ve diğ. 2001).

Yapılan sismik çalışmalarda, batı Karadeniz’de geniş çaplı gaz hidrat rezervlerinin varlığı ortaya konulmuştur (Dondurur ve diğ. 2008). Batı Karadeniz bölgesindeki araştırmalar, doğudan batıya doğru üç ana alana ayrılabilir: Zonguldak-Cide arasında uzanan bölge (Alan-I), Akçakoca açıkları (Alan-II) ve Sakarya Kanyonu bölgesi (Alan-III) (Şekil 8e). Alan-I, bölgedeki en büyük gaz hidrat rezervine sahip alandır. %10-%40 gaz hidrat konsantrasyonu dikkate alınarak, Alan-I içerisindeki gaz hidratların içerdiği gaz miktarı yaklaşık 90-360 Tcf olarak hesaplanmıştır (Küçük 2016). Bu miktardaki gaz, ülkemizin ortalama 50 ile 200 yıllık gaz ihtiyacını karşılayabilmektedir. Akçakoca açıklarındaki Alan-II için, yine aynı konsantrasyonlar dikkate alınarak, gaz hidratların içerdiği metan gazı miktarı 20-80 Tcf olarak hesaplanmış olup, bu miktar ise ülkemizin ortalama 10 ile 40 yıllık doğal gaz ihtiyacını karşılayabilmektedir (Özel ve diğ. 2015). Alan-III Sakarya nehri çıkışında bulunan Sakarya Kanyonu’nun kıtasal yükselim kısmına karşılık gelmektedir. Bu alanda toplam 280 km²’lik bir bölge içerisinde gaz hidrat birikimlerinin varlığı gözlenmiş olup, bu alan için herhangi bir rezerv kestirimi ve gaz miktarı hesabı henüz yapılmamıştır (Nasif ve diğ. 2020).

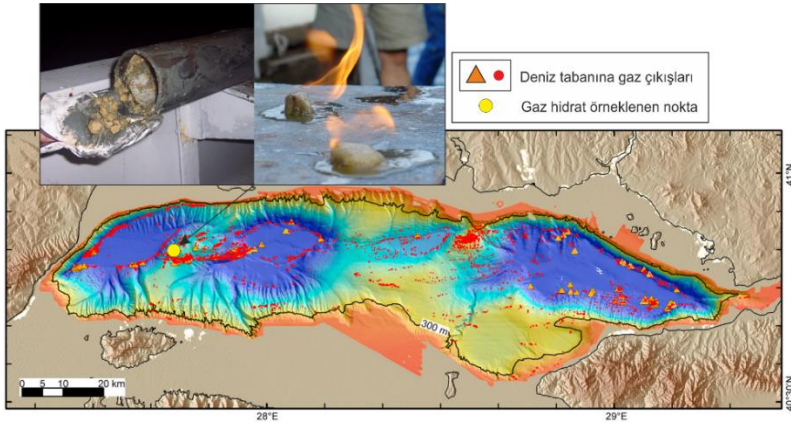


Şekil 8. Batı Karadeniz’den elde edilmiş sismik verilerde gözlenen BSR yansımalarına örnekler (mavi oklar). (a) Ereğli açıkları (Menlikli ve diğ. 2009), (b) Amasra açıkları (Dondurur ve diğ. 2008), (c) Akçakoca açıkları (Özel ve diğ. 2015), (d) Sakarya açıkları (Nasıf ve diğ. 2020), (e) Batı Karadeniz Türkiye marjindeki gaz hidrat alanları.

Ege ve Marmara Denizi

Ege Denizi, gaz hidrat oluşumu için uygun su derinliklerine (ve dolayısıyla uygun yüksek basınca) sahip olmadığından, herhangi bir gaz hidrat potansiyeline maalesef sahip değildir. Bu nedenle, sismik kesitlerde deniz tabanının altında sıkı sedimentler içerisinde gaz birikimleri gözlene de, gaz hidrat birikimlerini işaret eden bir BSR yansımasının varlığı rapor edilmemiştir.

Bununla birlikte Marmara Denizi, özellikle Kuzey Anadolu Fayı ve kolları boyunca deniz tabanına gaz çıkışları açısından oldukça aktif bir iç denizdir. Marmara Denizi'nde, fay hatları boyunca deniz tabanına gaz çıkışlarının (Şekil 9) ve özellikle güney kısmı boyunca deniz tabanının hemen altında sık gaz birikimlerinin var olduğu bilinmektedir (Vardar ve Alpar 2016). Marmara Denizi, kendisini boylu boyunca kat eden Kuzey Anadolu Fayı'nın yapısının anlaşılması amacıyla, farklı ayrımlılıktaki sismik verilerle oldukça detaylı şekilde incelenmiştir. Ancak elde edilen sismik profillerde, geniş çaplı gaz hidrat birikimlerini işaret eden hiçbir BSR yansıması tanımlanmamıştır. Marmara Denizi'nde gerçekleştirilen deniz tabanı örnekleme çalışmalarda, sadece Tekirdağ açıklarında derin sularda, deniz tabanından alınan tek bir sediment örneğinde (Şekil 9) petrol emareleri ile birlikte gaz hidrat örneğine rastlanmıştır (Bourry ve diğ. 2009). Elde edilen gaz hidrat örneklerine uygulanan analizler, gazın kaynağının derinlerde olabileceğini göstermektedir (Çağatay 2009). Mery (2020), yapmış olduğu modelleme çalışmasında, Marmara'nın tüm sedimentleri içerisindeki olası gaz hidratlardan elde edilebilecek ortalama gaz miktarını yaklaşık 10 Tcf olarak, sadece kumtaşı rezervuarlardan alınabilecek ortalama gaz miktarını ise yaklaşık 4 Tcf olarak vermiştir.



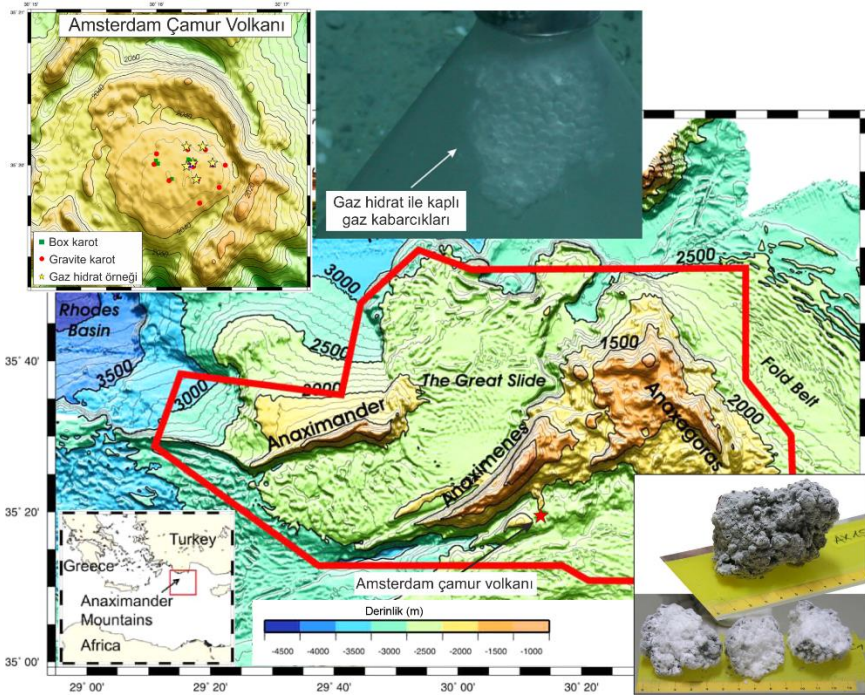
Şekil 9. Marmara Denizi'nde deniz tabanına gaz çıkışlarının gözlemlendiği noktalar (Dupré ve diğ. 2015) ve Tekirdağ açıklarında gaz hidrat örnekleme noktası. Fotoğraflar, örnekleme gaz hidratları göstermektedir (Çağatay 2009).

Akdeniz

Doğu Akdeniz, 1990'lı yıllardan beri ANAXIPROBE, Training Through Research (TTR), MEDINAUT/MEDINETH, SMILABLE gibi uluslararası birçok proje kapsamında detaylı şekilde araştırılmıştır. Bu çalışmalar sonrasında, doğu Akdeniz'de çok sayıda çamur volkanı haritalanmış ve bunlardan alınan sediment örnekleri alınarak analiz edilmiştir. Doğu Akdeniz'de gaz hidratlar ilk kez 1996'da Kula çamur volkanında, ardından 1999'da Amsterdam çamur volkanında örnekleştirilmiştir. Şekil 10, Amsterdam çamur volkanından örnekleme

gaz hidratların fotoğrafını ve çamur volkanının mikro batimetrik veri üzerindeki örnekleme noktalarını göstermektedir.

Elde edilen gaz hidrat örnekleri 0.3-8 cm çapında katı kristaller şeklindedir ve sıg derinliklerde (0.3-1.5 m) bulunmaktadır. Amsterdam çamur volkanından alınan sismik profillerden birinde ayrıca bir BSR yansıması gözlenmiş ancak bu yansıma ters polariteli olmadığından, gaz hidrat birikimlerinin üst yüzey yansıması olabileceği şeklinde yorumlanmıştır (Lykousis ve diğ. 2009).



Şekil 10. Akdeniz’de gaz hidrat araştırmalarının yoğunlaştığı Anaximander denizaltı dağları bölgesi (kırmızı poligon). Altta fotoğrafta Amsterdam çamur volkanından alınmış gaz hidrat örneği (Lykousis ve diğ. 2009), üstteki fotoğrafta ise, çamur volkanına indirilen bir uzaktan kumandalı araç (ROV) ile su kolonuna çıkan gaz kabarcıklarının örneklenmesi görülmektedir (Pape ve diğ. 2010). Kabarcıklar deniz tabanına çıktıkları anda ince bir gaz hidrat tabakası ile kaplanmaktadır.

İzleyen araştırma seferlerinde, farklı bölgelerdeki birçok çamur volkanı üzerinde de gaz hidratlar örneklenmiştir. Bunlar arasında Anaximander bölgesindeki Kazan, Athina, ve Thassaloniki (Lykousis ve diğ. 2009; Pape ve diğ. 2010; Perissoratis ve diğ. 2011), Olimpi bölgesindeki Napoli, Milano, Maidstone ve Moscow (Aloisi ve diğ. 2000) çamur volkanları sayılabilir. Akdeniz Sırtı üzerindeki ODP-971 noktasında yapılan sondajda, deniz tabanından itibaren 40

m derinliklere kadar masif gaz hidrat örnekleri kesilmiştir (Minshull ve diğ. 2020).

Görüldüğü üzere Doğu Akdeniz'deki gaz hidratlar hemen sadece çamur volkanları ile ilişkilidir. Bölgede çok sayıda sismik çalışma yapılmış olmasına karşın sadece tek bir bölgede, batı Nil deltasının derin sularında BSR yansıması gözlenmiştir. BSR süreksiz ve ters polariteli olup deniz tabanından 220-330 ms derinlerde uzanmaktadır (Praeg ve diğ. 2008). Lykousis ve diğ. (2009), doğu Akdeniz gibi sıkışma tektoniğinin etkin olduğu alanlarda BSR yansımalarının gözlenmediğini öne sürmüştür. Merey ve Longinos (2018) ise, gaz hidratın varlığı için BSR'ın gerekli bir önkoşul olmadığını, çünkü BSR'ın sadece altta uzanan serbest varlığı durumunda oluştuğunu işaret etmiş, altta serbest gaz yoksa BSR'ın da oluşmayacağını söylemiştir. Ancak doğu Akdeniz'den alınan sismik kesitlerde BSR yansımasının gözlenmemesi, bu bölgede gaz hidratların geniş çapta oluşum göstermediği şüphesini de beraberinde getirmektedir. Praeg ve diğ. (2008) doğu Akdeniz'de BSR bulunmamasının nedenleri arasında ortamın sıcaklık ve tuzluluk gibi oşinografik koşullarının etkili olmaması gerektiğini, çünkü bu bölgede zaten gaz hidratların örneklediğini ileri sürmüştür. Aynı araştırmacılara göre, BSR'lar eski sismik kesitler üzerinde olasılıkla yeterince tanımlanamamış veya gaz hidrat birikimlerinin altında serbest gaz bulunmadığından sismik verilerde BSR tespit edilememiştir.

Akdeniz de, tıpkı Karadeniz gibi deniz tabanı sıcaklığı ve su derinliği anlamında gaz hidrat oluşumuna elverişli bir yapıya sahiptir. Doğu Akdeniz'in gaz hidrat potansiyeli ile ilgili genel kanı, bölgede geniş çaplı gaz hidrat birikimlerinin bulunduğu yönündedir. Bruneton ve diğ. (2012), Akdeniz'in tüm sedimentleri içerisinde bulunması olası gaz hidratlardan elde edilebilecek gaz miktarını 22000 Tcf olarak vermektedir. Bu rakam, söz konusu gazın tamamının üretilebilir olduğunu işaret etmemektedir. Genellikle ticari olarak üretilebilir gaz hidratlar şeyilli veya killi sedimentler içerisindeki gaz hidratlardır. Bu durumu dikkate alarak modellemeler yapan Merey ve Longinos (2018), Akdeniz'in gaz hidratlardan üretilebilir gaz potansiyelini 3460 Tcf olarak vermişlerdir. Merey (2020) bu hesaplamaları geliştirerek, Akdeniz'in tüm sedimentleri içerisindeki olası gaz hidratlardan elde edilebilecek ortalama gaz miktarını 2400 Tcf olarak, sadece kumtaşı rezervuarlardan alınabilecek ortalama gaz miktarını ise 263 Tcf olarak vermiştir. Teorik modelleme yaklaşımlarıyla yapılan bu hesaplama göre, bu son değer ülkemizin yaklaşık 150 yıllık doğal gaz ihtiyacını karşılamaktadır.

Sonuçlar

Gaz hidratlar, tüm dünya denizlerinde oldukça yaygın bulunan potansiyel enerji kaynaklarıdır. Ancak günümüzde, gaz hidratlardan ticari anlamda ve ekonomik olarak gaz üretebilecek bir teknoloji henüz maalesef mevcut değildir. Bugün için ticari anlamda üretimin, konvansiyonel petrol/doğal gaz fiyatlarındaki artış ile

mümkün olabileceği düşünülebilir. Ancak üretim testleri ve teknoloji geliştirme çalışmaları tüm dünyada hızla devam etmektedir ve olasılıkla yakın gelecekte gaz hidratlardan ekonomik olarak doğal gaz üretim teknolojisine ulaşılmış olacaktır. Bu nedenle, günümüzde gaz hidrat rezervlerine sahip dünya ülkeleri, bu konuya büyük bütçeler ayırmakta ve ciddi araştırma geliştirme yatırımları yapmaktadır. Bu anlamda gaz hidrat AR-GE araştırmaları kapsamında birçok ülke rezerv hesaplamalarını yaparak üretim modellemelerini geliştirme yolunda önemli yollar kat etmiştir.

Ülkemiz karasularında, Akdeniz ve özellikle Karadeniz, doğal gaz hidrat birikimleri açısından oldukça geniş bir potansiyele sahiptir. Bu nedenle, özellikle Karadeniz'in gaz hidrat birikimleri üzerine yapılacak araştırmalar, ülkenin enerji planlanması açısından gelecek için yapılan önemli yatırımlardan biri olabilir. Ülkemizin giderek artan gelecekteki enerji ihtiyacı ve bu konudaki dışa bağımlılığımız dikkate alındığında, gaz hidrat araştırmalarına yapılacak yatırımlar, ülkemizin enerji geleceğinin planlanması açısından da önem taşımaktadır.

Bununla birlikte, gaz hidrat birikimlerinden ticari olarak elde edilebilecek doğal gaz miktarları üzerine yapılan değerlendirmelerin oldukça geniş aralıklarda değiştiği görülmektedir. Denizlerimizde toplanacak jeolojik, jeofizik ve oşinografik verilerin içeriği ve kapsamı arttıkça, yapılan modellemelerin gerçeğe daha yakın sonuçlar vereceği düşünülmektedir.

Referanslar

Aloisi, G., Pierre, C., Rouchy, J.M., Foucher, J.P., Woodside, J., Party, M.S. (2000) Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilization. *Earth Planet Sci Lett* 184: 321-338.

Anderson, A.L. (1992) Remote acoustic characterization of the seafloor including gassy and hydrated sediment regions. In: 2nd International Offshore and Polar Engineering Conference Proceedings, International Society of Offshore and Polar Engineering, Golden, Colorado, June, 1992, pp. 674-683.

Bialas, J., Bohlen, T., Dannowski, A., Eisenberg-Klein, G., Gassner, L., Gehrman, R., Heeschen, K., Hölz, S., Jegen, M., Klaucke, I., Krieger, M., Mann, J., Müller, Ch., Prüßmann, L., Schicks, J., Schünemann, E., Schwalenberg, K., Sommer, M., Smilde, P.L., Spangenberg, E., Trappe, H., Zander, T. (2020) Joint interpretation of geophysical field experiments in the danube deep-sea fan, Black Sea. *Marine and Petroleum Geology* 121: 104551.

Bohrmann, G., Ivanov, M., Foucher, J.P., Spiess, V., Bialas, J., Greinert, J., Weinrebe, W., Abegg, F., Aloisi, G., Artemov, Y., Blinova, V., Drews, M.,

Heidersdorf, F., Krabbenhöft, A., Klaucke, I., Krastel, S., Leder, T., Polikarpov, I., Saburova, M., Schmale, O., Seifert, R., Volkonskaya, A., Zillmer, M. (2003) Mud volcanoes and gas hydrates in the Black Sea: new data from Dvurechenskii and Odessa mud volcanoes. *Geo-Marine Letters* 23: 239-249.

Bourry, C., Chazallon, B., Charlou, J.L., Donval, J.P., Ruffine, L., Henry, P., Geli, L., Çağatay, N. (2009) Free gas and gas hydrates from the Sea of Marmara, Turkey Chemical and structural characterization. *Chemical Geology* 264:197-206.

Bruneton, A., Konofagos, E., Foscolos, A.E. (2012) Cretan Gas Fields – a New Perspective for Greece's Hydrocarbon Resources. Pytheas Market Focus, Athens, Greece.

Çağatay, N. (2009) Marmara Denizi'nde Jeolojik Afet Araştırmaları Raporu, İTÜ Emcol.

Dondurur, D., Çifçi, G., Ergün, M. (2008) Karadeniz sedimantasyonu ve Akdeniz su değişimi arasındaki karşılıklı etkileşim (Boğaz ve Sakarya Nehri çıkışları laboratuvarı), Tuna Deltası abisal düzlüğü ve Boğaz civarı sedimantasyonu arasındaki bağlantı, sediman duraylılığı ve hareket yolları, Karadeniz Pliyosen Kuvaterner masif taban kaymaları ve kıyısız insan aktiviteleri arasındaki bağlantı, TUBITAK Projesi, Proje Kodu: 108Y110.

Dondurur, D., Küçük, H.M., Çifçi, G. (2013) Quaternary mass wasting on the Western Black Sea margin, offshore of Amasra. *Global and Planetary Change* 103: 248-260.

Dupré, S., Scalabrin, C., Grall, C., Augustin, J-M., Henry, P., Şengör, A.M.C., Görür, N., Çağatay, N., Geli, L. (2015) Tectonic and sedimentary controls on widespread gas emissions in the Sea of Marmara: Results from systematic, shipborne multibeam echo sounder water column imaging. *Journal of Geophysical Research* 120: 2891-2912.

Ergün, M., Dondurur, D., Çifçi, G. (2002) Acoustic evidence for shallow gas accumulations in the sediments of the eastern Black Sea. *Terra Nova* 14: 313-320.

Hillman, J.I.T., Burwicz, E., Zander, T., Bialas, J., Klaucke, I., Feldman, H., Drexler, T., Awwiller, D. (2018) Investigating a gas hydrate system in apparent disequilibrium in the Danube Fan, Black Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 502: 1-11.

Ivanov, M.K., Limonov, A.F., VanWeering, T.C.E. (1996) Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge Mud Volcanoes. *Marine Geology* 132: 253-271.

Ivanov, M.K., Woodside, J.M. (1996) Shallow gas and gas hydrates on the Crimean continental margin, Black Sea. In: Abstract on Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climatic Change, (eds., Henriët, J., Mienert, J.), Gent, Belgium, pp. 46.

Johnson, A.H. (2011) Global Resource Potential of Gas Hydrate-A New Calculation, 7th International Conference on Gas Hydrates, Scotland.

Kenyon, N.H., Ivanov, M.K., Akhmetzhanov, A.M., Akhmanov, G.G. (2001) TTR11 post cruise report, UNESCO–IOC Technical Series No: 62.

Klauda, J.B., Sandler, S.I. (2003) Predictions of gas hydrate phase equilibria and amounts in natural sediment porous media. *Marine and Petroleum Geology* 20: 459-470.

Körber, J.H., Sahling, H., Pape, T., dos Santos Ferreira, C., MacDonald, I., Bohrmann, G. (2014) Natural oil seepage at Kobuleti Ridge, eastern Black Sea. *Marine and Petroleum Geology* 50: 68-82.

Küçük, H.M. (2016) Zonguldak-Kozlu Açıklarında Gaz ve Gaz hidrat Birikimlerinin Akustik Yöntemlerle Araştırılması, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.

Limonov, A.F., van Weering, Tj.C.E., Kenyon, N.H., Ivanov, M.K., Meisner, L.B. (1997) Seabed morphology and gas venting in the Black Sea mudvolcano area: Observations with the MAK–I deep–tow sidescan sonar and bottom profiler. *Marine Geology* 137: 121-136.

Lüdmann, T., Wong, H.K., Konerding, P., Zillmer, M., Petersen, J., Flüh, E. (2004) Heat flow and quantity of methane deduced from a gas hydrate field in the vicinity of the Dnieper Canyon, northwestern Black Sea. *Geo–Marine Letters* 24: 182-193.

Lykousis, V., Alexandri, S., Woodside, J., de Lange, G., Dahlmann, A., Perissoratis, C., Heeschen, K., Ioakim, Chr., Sakellariou, D., Nomikou, P., Rousakis, G., Casas, D., Ballas, D., Ercilla, G. (2009) Mud volcanoes and gas hydrates in the Anaximander mountains (Eastern Mediterranean Sea). *Marine and Petroleum Geology* 26: 854-872.

Menlikli, C., Demirer, A., Sipahioğlu, Ö., Körpe, L., Aydemir, V. (2009) Exploration plays in the Turkish Black Sea. *The Leading Edge* 28: 1066-1075.

Merey, S. (2020) Technically Recoverable Methane Hydrate Potential of the Marine Regions in the Exclusive Economic Zones of Turkey. Gas Hydrate Technologies: Global Trends, Challenges and Horizons Conference, Ukraine, 11-12 November, 2020.

Merey, S., Aydin, H., Eren, T. (2020) Design of electrical submersible pumps in methane hydrate production wells: A case study in Nankai trough methane hydrates. *Upstream Oil and Gas Technology* 5: 1-14.

Merey, Ş., Longinos, S.K. (2018) Does the Mediterranean Sea have potential for producing gas hydrates? *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 55: 113-134.

Merey, Ş., Sinayuç, Ç. (2016) Investigation of gas hydrate potential of the Black Sea and modelling of gas production from a hypothetical Class 1 methane hydrate reservoir in the Black Sea conditions. *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 29: 66-79.

Minshull, T.A., Keddle, A. (2010) Measuring the geotherm with gas hydrate bottom-simulating reflectors: a novel approach using three-dimensional seismic data from the eastern Black Sea. *Terra Nova* 22: 131-136.

Minshull, T.A., Marin-Moreno, H., Betlem, P., Bialas, J., Stefan, B., Burwicz, E., Cameselle, A., Cifci, G., Giustiniani, M., Hillman, J.I.T., Hölz, S., Hopper, J.R., Ion, G., Leon, R., Magalhaes, V., Makovsky, Y., Mata, M.P., Max, M.D., Nielsen, T., Okay, S., *et al.* (2020) Hydrate occurrence in Europe: A review of available evidence. *Marine and Petroleum Geology* 111: 735-764.

Nasıf, A., Özel, E., Dondurur, D. (2020) Seismic identification of gas hydrates: A case study from Sakarya Canyon, Western Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences* 29: 434-454.

Naudts, L., Batist, M., Greinert, J., Artemov, Y. (2009) Geo- and hydro-acoustic manifestations of shallow gas and gas seeps in the Dnieper paleodelta, northwestern Black Sea. *The Leading Edge* 28: 1030-1040.

Özel, S. (2012) Doğu Karadeniz ve Gwangyang Körfezi'ndeki Sığ Gaz Birikimleri ile Fiziksel ve Akustik Özellikler, Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.

Özel, Ö., Küçük, H.M., Atgın, O., Dondurur, D., Çifçi, G., the SeisLab Team (2015) Hydrocarbon Potential of the Offshore Akçakoca Region: Mud Volcano, Gas Hydrate and Shallow Gas Indications on Acoustic Data, EGU meeting, 12-17 April 2015, Austria.

Pape, T., Bahr, A., Klapp, S.A., Abegg, F., Bohrmann, G. (2011) High-intensity gas seepage causes rafting of shallow gas hydrates in the southeastern Black Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 307: 35-46.

Pape, T., Haeckel, M., Riedel, M., Kölling, M., Schmidt, M., Wallmann, K., Bohrmann, G. (2020) Formation pathways of light hydrocarbons in deep sediments of the Danube deep-sea fan, Western Black Sea. *Marine and Petroleum Geology* 122: 104627.

Pape, T., Kasten, S., Zabel, M., Bahr, A., Abegg, F., Hohnberg, H.J., Bohrmann, G. (2010) Gas hydrates in shallow deposits of the Amsterdam mud volcano, Anaximander mountains, northeastern Mediterranean Sea. *Geo-Marine Letters* 30: 187-206.

Parlaktuna, M., Erdoğan, T. (2001) Natural gas hydrate potential of the Black Sea. *Energy Sources* 23: 203-211.

Perissoratis, C., Ioakim, C., Alexandri, S., Woodside, J., Nomikou, P., Dahlmann, A., Casas, D., Heeschen, K., Amman, H., Rousakis, G., Lykousis, V. (2011) Thessaloniki Mud Volcano, the shallowest gas hydrate-bearing mud volcano in the Anaximander Mountains, eastern Mediterranean. *J Geol Res* 10.1155: 247983.

Popescu, I., Batist, M., Lericolais, G., Nouzé, H., Poort, J., Panin, N., Versteeg, W., Gillet, H. (2006) Multiple bottom-simulating reflections in the Black Sea: Potential proxies of past climate conditions. *Marine Geology* 227: 163-176.

Praeg, D., Geletti, R., Mascle, J., Unnithan, V., Harmegnies, F. (2008) Exploration for Gas Hydrates in the Mediterranean Sea and a Bottom Simulating Reflection on the Nile Fan, GNGTS, Trieste, Italy.

Rice, D.D., Claypool, G.E. (1981) Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas. *AAPG Bulletin* 65: 5-25.

Sahling, H., Bohrmann, G., Artemov, Y., Bahr, A., Brüning, M., Klapp, S.A., Klaucke, I., Kozlova, E., Nikolovska, A., Pape, T., Reitz, A., Wallmann, K. (2009) Vodyanitskii mud volcano, Sorokin trough, Black Sea: Geological characterization and quantification of gas bubble streams. *Marine and Petroleum Geology* 26: 1799-1811.

Schicks, J.M., Haeckel, M., Janicki, G., Spangenberg, E., Thaler, J., Giese, R., Strauch, B., Heeschen, K., Priegnitz, M., Luzi-Helbing, M., Deusner, C., Kossel, E., Bigalke, N., Schlüter, S., Hennig, T., Deerberg, G., Wallmann, K. (2020) Development, test, and evaluation of exploitation technologies for the application of gas production from natural gas hydrate reservoirs and their potential

application in the Danube Delta, Black Sea. *Marine and Petroleum Geology* 120: 104488.

Schwalenberg, K., Gehrmann, R.A.S., Bialas, J., Rippe, D. (2020) Analysis of marine controlled source electromagnetic data for the assessment of gas hydrates in the Danube deep-sea fan, Black Sea. *Marine and Petroleum Geology* 122: 104650.

TPAO (2019) 2018 Yılı Ham Petrol ve Doğal Gaz Sektör Raporu, Ankara.

Vardar, D., Alpar, B. (2016) High-resolution seismic characterization of shallow gas accumulations in the southern shelf of Marmara Sea, Turkey. *Acta Geophysica* 64: 589-609.

Vassilev, A., Dimitrov, L. (2002) Spatial and quantity evaluation of the Black Sea gas hydrates. *Russian Geology and Geophysics* 43: 672-684.

Woodside, J.M., Ivanov, M.K., Limonov, A.F. (1997) Neotectonics and fluid flow through seafloor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas, Parts I and II. UNESCO–IOC Technical Series No: 48.

Zander, T., Choi, J.C., Vanneste, M., Berndt, C., Dannowski, A., Carlton, B., Bialas, J. (2018) Potential impacts of gas hydrate exploitation on slope stability in the Danube deep-sea fan, Black Sea. *Marine and Petroleum Geology* 92: 1056-1068.

Zhang, Z., Wang, Y., Gao, L., Zhang, Y., Liu, C. (2012) Marine gas hydrates: Future energy or environmental killer? *Energy Procedia* 16: 933-938.

İstanbul Boğazı Karadeniz Çıkışı Şelfi ve Kanyon Sisteminin Morfolojisi ve Evrimini Kontrol Eden Faktörler

Seda OKAY GÜNAYDIN

Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Bakü Bulvarı,
No: 100 İnciraltı, İzmir, Türkiye
seda.okay@deu.edu.tr

Özet

Güneybatı Karadeniz kıtasal yamacını hemen hemen birbirine paralel derin basene doğru uzanan birçok kanyon şekillendirmektedir. Eğimli şelf (kıta sahanlığı) ve dik yamacı deniz seviyesi değişimlerinden önemli ölçüde etkilenen bir bölgede yer almaktadır. Bu çalışmada, yüksek çözünürlüklü Chirp sismik yansıma hatları ile birlikte Çok ışınlı batimetri verilerine dayalı olarak Güney Batı Karadeniz'in kıtasal şelf ve yamacının ayrıntılı morfolojik ve sismik analizini ortaya koyarken, oluşumu ve değişimi sırasında rol oynayan olası jeolojik süreçleri tartışılmıştır. Çalışmada elde edilen çok ışınlı batimetri verileri, şelf alanı morfolojisini ve kıtasal yamacı şekillendiren bu kanyon sisteminin üç boyutlu geometrisini ortaya koymuştur. Chirp mühendislik sismiği yansıma verileri ise deniz tabanı altı yansımaların ortaya konması, kanyon duvarlarında erozyonel aşınma yüzeyleri, kütle kayması ve tortullarda akustik maskelenme zonu (gaz birikimi) gibi yapıları ortaya konmasını sağlamıştır.

Veriler, erozyonel aşınma yüzeyleri ve kütle kaymalarının ön planda olduğu bir kanyon sistemini ve ayrıca yüksek çözünürlüklü batimetrik veride şelf üzerinde ilerleyen bir denizaltı kanyon başını belirgin bir yapı olarak ortaya koymuştur. Kanyonların gelişiminin hem tektonik hem de erozyonel işlemler kaynaklı tetiklediği yorumlanmış ve morfolojilerinin kütle kaymaları ve sismisite ile kontrol edildiği şeklinde yorumlanmıştır. Kıtasal yamaç üzerindeki kanyon sistemleri ile yamaç üzerindeki tortul hareketleri ve kanyon başlarındaki erozyonel yapılar çalışmada ayrı ayrı incelenmiştir. Bu veriler doğrultusunda ayrıca İstanbul Boğazı Karadeniz şelfi alanının morfolojik ve sedimantolojik özellikleri incelenerek, Boğaz çıkışından şelf kırığına kadar takip edilebilen, başlıca bir kanal ve "fan-delta" sistemi ortaya konmuştur.

Anahtar Kelimeler: İstanbul Boğazı, denizaltı kanyon, morfoloji, sismik yansıma, erozyonel süreçler, kayma

Giriş

Kanyonlar tortul erozyonuyla tanımlanan kıtasal yamaç yapılarıdır. Oluşumları nehir kazılmaları, karadaki yüzey erozyonu, türbidite akıntıları erozyonu, faylanma ve denizel bentik faunanın aktivitesiyle ilişkilendirilmiştir (Shepard ve Dill 1966; Shepard 1981; Twichell ve Roberts 1982). Kanyonların oluşumunun başlangıcında, değişiminde ve korunmasında birkaç faktörün rol oynadığını vurgulanmıştır. Bu faktörler; uzun süreli devam eden tektonik, östatik ve tortul işlemlerdir. Son yıllardaki çalışmalar deniz altı kanyonlarının karmaşık orijinli

(erozyonel ve yapısal) olduğunu ortaya koymuştur. Deniz altı kanyonları hem yakınsak hem de uzaklaşan kıta sınırlarında gözlenmiş olup kayma, heyelan, moloz akıntıları ve türbidite akıntıları aracılığıyla sığ sulardan derin sulara tortul taşınımını sağlamaktadırlar (Laursen ve Normark 2002; Antobreh ve Krastel 2006). Bazı araştırmacılar kanyonların oluşumunda, yoğunluk akıntıları, tortul erozyonu gibi faktörler de etkin olmakla birlikte, kanyonların kazılmasında en önemli etkenin kütle hareketleri olduğunu vurgulamışlardır (Laursen ve Normark 2002; Casas ve diğ. 2003). Yapılan çalışmalar denizaltı kanyonlarının karadan derin okyanusa tortul taşınımını sağlayan başlıca yapılar olduğunu ortaya koymuştur (Berner 1982; Van Weering ve diğ. 2002; Canals ve diğ. 2006). Nehirler aracılığıyla veya şelf boyunca olan taşınım kaynaklarından kanyon başlarına ulaşan tortullar, zamanla üst kısımlarda tortul istifleri şeklinde yığılarak geçici bir tortul birikimi meydana getirirler (Mastbergen ve Vanden Berg 2003). Kanyon başlarında fırtınalar ve tufanlar sırasında meydana gelen yüksek tortul girdisi ve/veya hızlı fasiyes ilerlemesi (progradation) ve yüksek enerjili taban akıntılarının yarattığı yoğun süspansiyon bu tortulların bozulmaya uğramasına neden olabilmektedir (Mulder ve Alexander 2001; Puig ve diğ. 2004). Ayrıca kanyonların üst kısımlarında meydana gelen bozulmalar, dik yamaçlardaki yüksek eğimin yarattığı dengesizlik (Mullenbach ve diğ. 2004; Puig ve diğ. 2004), ya da deprem tetiklemesinin meydana getirdiği deformasyonlarla ve tortullardaki sıvılaşma nedeniyle gerçekleşebilmektedir (Jones ve Omoto 2000).

Yamaç bozulmaları iki ana faktöre bağlanabilir (Canals ve diğ. 2004; Masson ve diğ. 2006): başlangıç etmenleri; düşük tortul direnci, permeabilite ve jeolojik zayıflıklar, (Terrinha ve diğ. 2003; Puig ve diğ. 2004), tetikleyen etmenler; depremlerden kaynaklanan dinamik yük (Jones ve Omoto 2000), hızlı çökmeden kaynaklanan aşırı tortul basıncı, aşırı yamaç yüksek eğimi ve iklimsel dalgalanmalardan (değişimlerden) kaynaklanan daha uzun süreli etkileri olan deniz seviyesi değişimleridir (Weaver ve Kuijpers 1983).

Tortul taşınımını sağlayan bu kanyon sistemleri büyüklük, morfoloji ve deniz tabanı tortulları bakımından aşırı farklılıklar gösterirler. Kanyon başlarını besleyen ve kanyon eksenleri boyunca tortul taşınımını sağlayan işlemler kanyona ulaşan tortul miktarına ve kanyonun bulunduğu bölgeyi etkileyen okyanusal rejime bağlı olarak çeşitlilik gösterirler (Normark 1970; Farre ve diğ. 1983; Normark ve Piper 1991). Eğer kanyon başı sığ iç şelf bölgesinde yer alıyorsa tortullar nehir deltalarından ya da kıyı boyunca sürüklenmelerinden sağlanır. Buna karşın kanyon başı şelf kırığına yakın bir konumda yer alıyorsa tortullar şelf akıntıları ve/veya kanyon duvarlarının duraysızlığıyla tetiklenen epizodik (devirsel) yoğunluk akıntıları tarafından sağlanmaktadır. Birçok araştırmacı kanyonların oluşumunun başlangıcını ve aktivitelerini düşük su seviyesi dönemleri sırasındaki deniz seviyesi düşmelerine bağlamıştır. Düşük su seviyesi dönemleri sırasında şelf daraldığından nehirlerden gelen tortullar direk olarak şelf kırığına yakın yer alan kanyon başlarına ulaşırlar (Twichell ve Roberts 1982; Carlson ve Karl 1988). Bu koşullar altında büyük ölçekli kaymalar ve türbidite

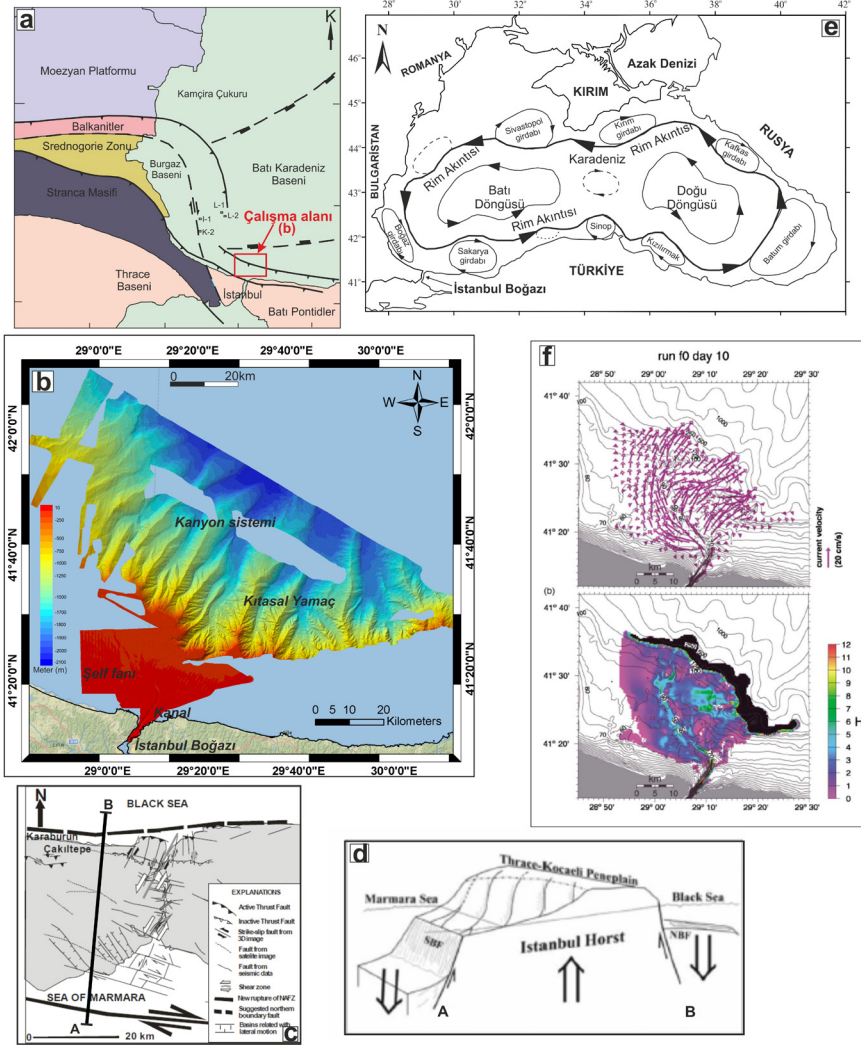
akıntıları meydana gelebilmektedir. Buna rağmen dünya çapındaki kanyonlarda yapılan araştırmalar deniz seviyesi düşmeleri ve düşük su seviyesi dönemleri kanyon aktivitesi için gerekli olan bir koşul olmadığını ortaya koymuştur. Bunun yanında yükselen su seviyesi ve yüksek su seviyesi dönemleri sırasında bazı kanyonların aktif olduğu saptanmıştır (Kolla ve Perlmutter 1993; Trincardi ve diğ. 1995). Geniş kanyon sistemlerinin kanal bankı kısımlarında, daha küçük çaplı kanal yapıları (gully) gözlenmekte (Kottke ve diğ. 2003; Laursen ve Normark 2002), bunların esas olarak küçük ölçekli deniz tabanı kaymaları veya tortul hareketleri sonucu oluştuğu düşünülmektedir (Casas ve diğ. 2003).

Kıtasal yamaçları şekillendirmesi, derin havzalara tortul taşınımı, boru hatları gibi denizaltı yapılarının konumlandırılması çalışmaları açısından, kütle kaymaları hareketlerinin ve şelf duraylılığının araştırılması önem taşımaktadır. Bunun yanı sıra oluşum ve tetikleme mekanizmalarının da araştırılması ile kanyon aktivitesinin daha iyi anlaşılması olası doğal afetlerin (tsunami, heyelanlar) önlenmesine de yardımcı olabilir.

Karadeniz Türkiye kıtasal yamacında kanyon sistemleri ile ilişkili varlığı bilinen en belirgin çalışmalar; Amasra açıkları kıtasal yamacı (Dondurur ve diğ. 2013), Yeşilirmak deltası kıtasal yamacı (Dondurur ve Çifci 2007), Sakarya Kanyonu morfolojisi ve yapısı (Algan ve diğ. 2002; Nasıf ve Dondurur 2021)'dir. Bu çalışma alanlarının hepsinde kanyon başları şelf kırığına kadar uzanmaktadır. İstanbul boğazı çıkışı şelfinde, şelfte karaya doğru ilerleyen kanyon başının varlığı en önemli özelliklerden biridir.

Güneybatı Karadeniz kıtasal yamacında daha önce yapılan çalışmalarda Kanyon sisteminin 3B batimetri haritası ortaya konmuş olsa da (Lericolais ve diğ. 2002; Okay ve diğ. 2011) kanyon yapısı ve gelişimi hakkında yeterli çalışma yoktur. Sipahioğlu ve Batı (2017) çalışmalarında bu çalışmadaki çalışma alanının batısında kalan Karaburun kanyonu ve çalışma alanının kuzeyinde kıtasal yükselim bölgesinde Boğaziçi kanyonları olarak isimlendirdikleri bölgenin 3B sismik veriden elde ettikleri verilerle yapısını ortaya koymuşlardır.

Bu çalışmada çok ışınli batimetri ve CHIRP Mühendislik sismiği verileri kullanılarak İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışındaki kıtasal yamaç üzerindeki kanyon sistemleri ile yamaç üzerindeki tortul hareketleri ve kanyon başlarındaki erozyonel yapılar incelenmiştir. Bu amaçla, çalışma alanındaki (Şekil 1a, b) kanyon sistemlerinin incelenmesi için, çok ışınli ekosounder sistemi kullanılarak, şelf ve kıtasal ayrıntılı batimetri haritası oluşturulmuştur.



Şekil 1. a) Batı Batı Karadeniz'in tektonik elemanları. I: İğneada kuyusu; L1, 2: Limanköy kuyuları; K: Karadeniz kuyusu (TPAO 2002). Çalışma alanı kırmızı kare alan ile gösterilmiştir; b) Çalışma alanı şelf ve kıtasal yamaçtaki kanyon sistemini gösteren çok ışınlı batimetri haritası (Lericolais ve diğ. 2019 ve Okay ve diğ. 2021'den değiştirilerek); c) İstanbul boğazı fay haritası (Oktay ve diğ. 2002); d) İki sınır fayı arasında yükselmiş İstanbul bloğu horstunun şematik gösterimi (Yılmaz 2007); e) Karadeniz'in yüzey akıntı döngüleri (Oğuz ve diğ. 1993); f) İstanbul Boğazı'ndan Karadeniz'e giriş yapan Akdeniz akıntısının hız ve tuzluluk değerlerinden hesaplanan model (Özsoy ve diğ. 2001).

Çalışma alanı ve metod

Batı Karadeniz'in Güncel Kinematığı ve Fiziksel Oşinografik Özellikleri

Türkiye ve yakın çevresinin depremselliği ve tektonik yapısı birçok araştırmacı tarafından Afrika, Arabistan, Avrasya ve Anadolu levhalarının birbirlerine göre hareketleri ile açıklanmaktadır. Karadeniz Havzasının en batı kesiminde, üst Kretase volkanikleri, volkanoklastikler ve granit sokulumları ile Srednogorie zonu, Balkanid bindirme kuşağı ve Batı Pontidler önemli bölgesel yapılarıdır (Şekil 1a). Batı Karadeniz bölgesi, doğu Anadolu'yu etkileyen K-G sıkışma kuvvetlerinin K-G açılma ile yer değiştirdiği bir alandır. Batıdaki bu açılma tektoniği, bir dizi horst ve grabenlerle ifade edilmektedir (Şekil 1c). İstanbul bölgesi, güneyde bir fay zonu ile sınırlı bir horst bloğu üzerinde bulunmaktadır. Bu fay zonu, Marmara denizi derin baseninin dik kuzey yamacını oluşturmakta ve KAF'ın batı uzantısı olarak dikkate alınmaktadır (Demirbağ ve diğ. 1999). İstanbul horstu, kendisini Karadeniz'den ayıran bir kuzey kenara sahiptir. Bu kenar, Kuzey Sınır Fayı (KSF) olarak bilinen ve kabaca şelf kırığında bulunan, dik eğime sahip oblik bir fay zonudur (Şekil 1d).

Karadeniz'de pek yoğun olmayan bir sismik etkinlik mevcuttur. Orta kısımlarında sismik etkinliğin ihmal edilebilecek kadar az, kenarlarında zaman zaman orta şiddette depremler gözlenmektedir. Çevresinde iki önemli sismik kuşak yer alır. Bunlar güneyindeki Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile doğusundaki Kafkaslar bölgesidir. Her ikisi de günümüzde aktif olan bu kuşaklardan KAF yaklaşık doğu-batı uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay, Kafkaslar ise kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı bir kıvrım-bindirme kuşağıdır. Avrasya ve Anadolu levhalarının sınırını oluşturan KAF boyunca tarihsel dönemlerde ve günümüzde, diğer bölgelere nazaran oldukça yoğun sismik etkinlik gözlenmektedir. Şengör ve diğ. (1985) tarafından Kuzey Türkiye Bölgesi olarak tanımlanan Karadeniz'in Türkiye kıyı şeridinde sığ odaklı depremlerden oluşan ve Türkiye'nin diğer bölgeleriyle karşılaştırıldığında çok belirgin olmayan bir sismik etkinlik olduğu görülmektedir.

Karadeniz'deki yüzey suyu sirkülasyonuna iki büyük merkez dairesel döngü (gyre) sistemi mevcuttur. Bunlar doğu ve batı döngüleri ile daha küçük antisiklonik kıyasal akımlardır (eddies) (Oğuz ve diğ. 1993). Döngüleri gösteren harita Şekil 1e'de verilmiştir. 5 km genişliğinde, dar, saat yönünde çember şeklinde dönen "Rim akıntısı (current)" siklonik basen döngülerini antisiklonik (karşı döngü) kıyasal girdaplardan ayırmaktadır. Bu akıntı Anadolu kıyısı boyunca doğuya doğru $\approx 20\text{cm s}^{-1}$ hızla akarak dar kıta şelfleri boyunca yüzey sirkülasyonunu yönetmektedir (Oğuz ve diğ. 1993).

Günümüzde Karadeniz ve Akdeniz arasındaki su giriş çıkışı İstanbul ve Çanakkale Boğazları ile arada kalan Marmara Denizi yoluyla iki yönlü akış şeklinde gerçekleşmektedir. Daha soğuk ($5-15^{\circ}\text{C}$) ve daha az tuzlu ($\approx 17-20$)

Karadeniz'e ait olan su tabakası güneyden güneybatı yönüne doğru $10-30 \text{ cm s}^{-1}$ hızla akarak İstanbul ve Çanakkale boğazlarından geçmektedir. Bu su kütlesi Karadeniz'de, Marmara ve Ege denizinin kuzeydoğusunda 25-100 m kalınlığında bir yüzey örtüsü oluşturmaktadır. Daha ılık ($15-20^{\circ}\text{C}$) ve daha tuzlu ($\%38-39$) Akdeniz suyu Ege Denizi boyunca kuzeye doğru akmaktadır. Akdeniz'e ait su kütlesi kuzeydoğu Ege Denizi'nde düşük tuzlu yüzey tabakasının altına dalarak Çanakkale boğazından geçerek kuzey doğuya doğru $5-25 \text{ cm s}^{-1}$ hızla akmaktadır. Akdeniz suyunun bu akışı daha kuzeydoğuya doğru devam etmekte ve İstanbul Boğazı'nı $5-15 \text{ cm/s}$ hızla geçerek Karadeniz'e ulaşmaktadır. 100-200 m su derinliklerine kadar taban suyunu teşkil etmektedir. İstanbul boğazı çıkışında hesaplanan akıntı hızı ve tuzluluk değerlerinden elde edilen model (Özsoy ve diğ. 2001) Şekil 1f'de verilmiştir.

Metod

Çok ışınlı batimetri ve chirp mühendislik sismiği verileri aynı anda simultane olarak toplanmıştır. Çalışmada 3 farklı veri seti kullanılmıştır.

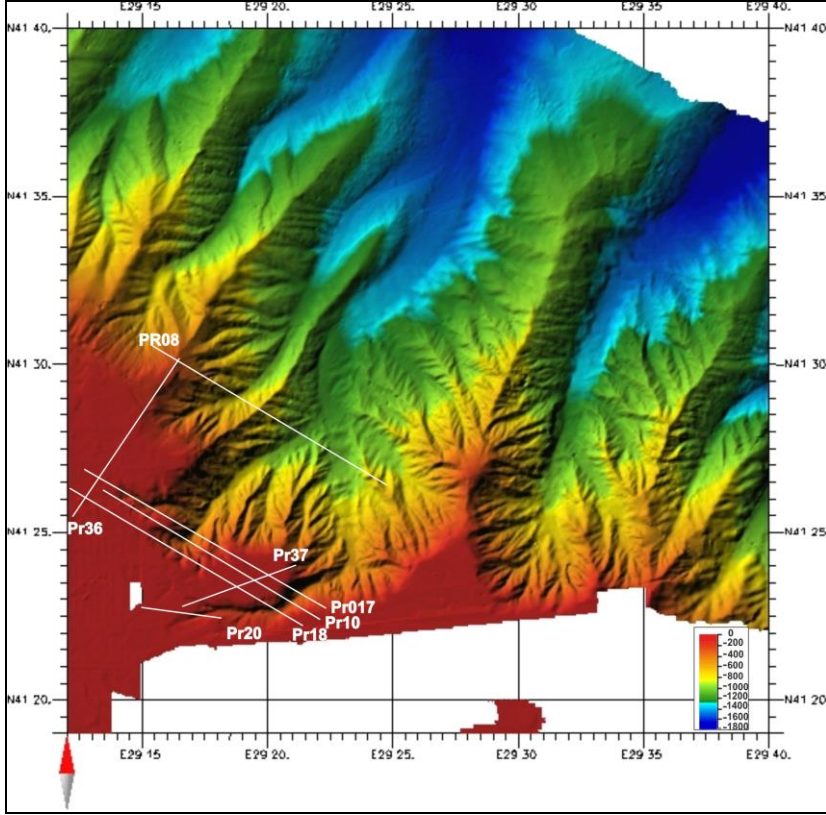
Batimetri verisi R/V Le Suroit araştırma gemisi ile BlaSON2 projesi kapsamında 2002 yılında 300kHz çalışma frekansına sahip SIMRAD-EM 300 ekosounder sistemi kullanılarak toplanmıştır. Swath genişliği derinliğe göre 111 ile 135 ışın arasında seçilebilmektedir. EM 300 sistemi 10 ile 5000m ye kadar olan su derinliklerinde çalışabilme özelliğine sahip olup optimum çalışma deriliği 0-500 m arasındadır. Bu batimetrik veri seti Ifremer' e ait "Caraibes" ve "Globe" yazılımları kullanılarak işlenmiştir. Çok ışınlı artefakMortları ortadan kaldırmak için kontur çıkarma, "spline" eğrileri ve iki boyutlu dijital filtreleme uygulanmıştır.

RV K. Piri Reis araştırma gemisi ile PIA Projesi kapsamında 180kHz fekansında ve 126 ışın sağlayan SeaBeam 1050D ekosounder sistemi kullanılarak veri toplanmıştır. Veri "Caraibes" ve "Globe" yazılımları kullanılarak işlenmiştir ve yukarıdaki çalışmalardan elde edilen batimetri verileri ile birleştirilerek batimetri haritası elde edilmiştir.

2008 yılında yapılan seferde ise CHIRP sistemi kullanılarak sismik veri toplanmıştır. Kullanılan Bathy 2010 CHIRP sistemi de geminin yan kısmına monte edilerek veri toplanmıştır. Kullanılan CHIRP sistemi 9 adet transdusere sahiptir. 2.75–6.75 kHz çalışma frekansında süpürme sinyali üretmekte ve gerçek zamanda yükseklik (heave) düzeltmesi yapabilmektedir.

BlaSON 2 çalışmasında 2002 yılında ayrıca alttan monteli Chirp mühendislik sismiği verisi toplanmıştır. Sistem 1.8-5.3 kHz arasında değişen çalışma frekansına sahip olup veri Delph PC tabanlı sistem ile toplanmıştır. Elde edilen veri Kogeo yazılımında işlenerek zarf kesitleri şeklinde yorumlamada kullanılmıştır.

Çalışmada kullanılan hat lokasyonları Şekil 2’de verilmiştir. Güneybatı Karadeniz’in şelf ve kanyonlarını gösteren çok ışınlı batimetri haritası oluşturulurken kullanılan çalışmalar; NRV Alliance ve TCG Çubuklu seferleri SACLANTCEN-SR269; Di Iorio ve Yüce (1999), R/V Le Suroit; Lericolais ve diğ. (2002) ve Okay ve diğ. (2011), R/V Koca Piri Reis seferi PIA07; Algan ve diğ. (2009)’dir.



Şekil 2. Çok ışınlı batimetri haritası üzerinde Chirp mühendislik sismiği hat numaraları ve hat lokasyonları (BlaSON2 seferi)(Okay 2008).

Bulgular

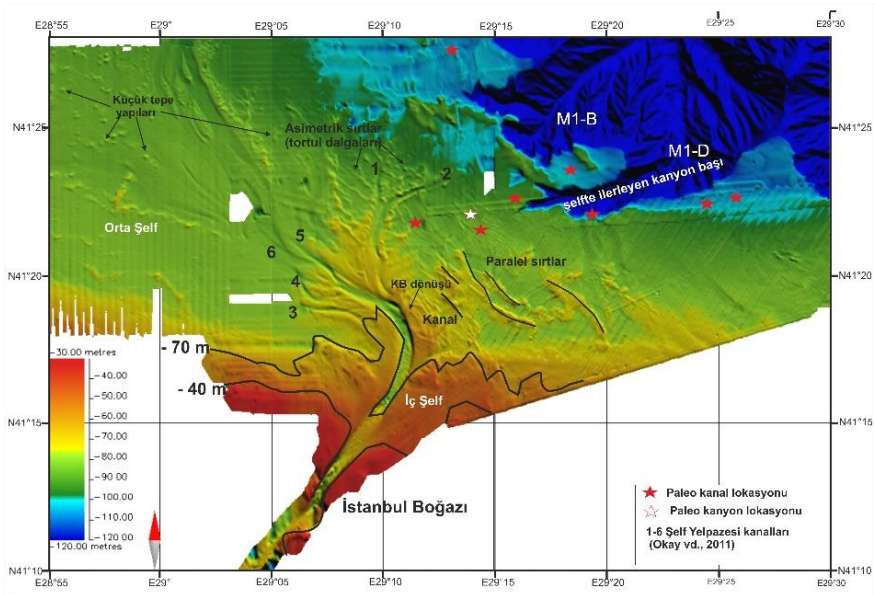
İstanbul Boğazı Karadeniz Çıkışı Morfolojisi

İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışında yer alan çalışma alanı şelf, kıtasal yamaç ve apron bölgelerini kapsamaktadır. Şelf alanı derinliğe göre iç, orta ve dış şelf olarak 3 farklı bölüme ayrılabilir. İstanbul boğazı çıkışında batimetrimin ortaya koyduğu jeomorfoloji 3 farklı fizyografik bölüm altında incelenebilir (Şekil 1b).

1. Boğaz Kanalı
2. Şelf
3. Kanyonlar

Boğaz Kanalı ve Şelf Fanı

Boğazı kanalı, İstanbul Boğazı'nın çıkışında iç şelfi keserek ve orta şelfe doğru uzanmakta olan, boğazın hemen çıkışında 2.8 km devam eden ve 85 m derinliğe sahip derin bir kanaldır (Şekil 3). Bu kanal -60 m derinlikte elips şeklinde bir eşik ile kesilir ve çıkıştan itibaren K-KD yönünde 8 km kadar devam etmektedir (Lericolais ve diğ. 2019). Bu noktada kanal -85 m derinliğe keskin bir dönüşle doğrultusunu KB'ya doğru aniden değiştirmektedir. Yaklaşık 7 km bu doğrultuda devam ettikten sonra, güneye doğru hafif bir kıvrılma ile şelften sadece 5-10 m daha derine aşındırmış olarak aynı yönde, şelf kenarına kadar devam eder (Flood ve diğ. 2009).

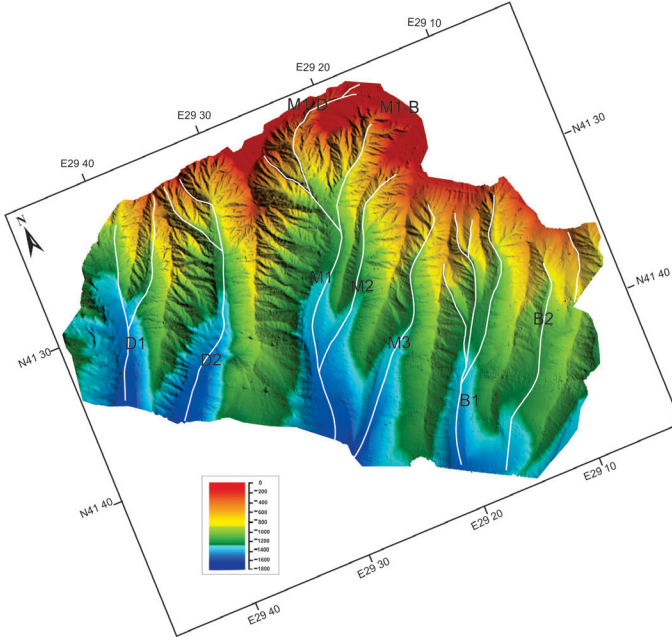


Şekil 3. Şelfteki fan delta sisteminin çok ışınli batimetri haritası (Kullanılan veri seti; NRV Alliance ve TCG Çubuklu seferleri SACLANTCEN-SR269 (Di Iorio ve Yüce 1999), R/V Le Suroit (Lericolais ve diğ. 2002 ve Okay ve diğ. 2011), R/V Koca Piri Reis seferi PIA07 (Algan ve diğ. 2009). Şelfteki tüm morfolojik yapıları göstermektedir (Okay ve diğ. (2021)'den değiştirilerek hazırlanmıştır). Yıldızlar şelfte gözlenen paleokanalları (gömülü kanal) ve paleokanyon lokasyonlarını göstermektedir (Algan ve diğ. (2009)'den değiştirilerek).

Keskin dönüş noktasında kanal birçok kola bölünmüştür. Bazı dallar KB' ya ve bazıları KKD' ya doğru uzanmaktadır. Okay ve diğ. (2011), Karadeniz ile Marmara Denizi arasındaki son bağlantının ifadesi olarak Boğaz çıkışındaki şelf alanında bir su altı şelf fanı gözlemlemişler ve 1 ana ve 6 yan kanaldan oluşan kanal sistemini tanımlamışlardır. Ana kanal doğrudan İstanbul boğazına bağlı olup batimetride belirgin olarak izlenebilmektedir. Kanalin her iki tarafında özellikle -60 ila -70 m su derinliklerinde setler (levee) mevcuttur. Şelf bu bölgede yaklaşık 15 km genişliktedir ve hemen hemen düzlüktür. Şelf üzerinde sığ-su depolanma (fan) yapıları bulunmaktadır. Bu yapıların çoğu kanal ile ilişkili Okay ve diğ. (2011) ve Flood ve diğ. (2009)' nin de tanımlandığı gibi sırtlar ve küçük tepe yapılarını içermektedir.

Kanyonlar

Kıtasal yamaç, şelf ile apron arasında, 100-2000 m batimetrik konturları arasında kalan ve maksimum 10-30° batimetrik eğime sahip bölgedir. Kıtasal yamacın üç boyutlu batimetri haritası Şekil 4'te verilmiştir. Ana eksenlere bağlanan sayısız kollar ve yarınlar mevcuttur. Kanyonlardan bir tanesinin (M1D) baş kısmı belirgin olarak şelf üzerinde önce GB yönünde, sonra da B yönüne dönerek geriye doğru aşınım yaptığı görülmektedir (Okay 2008).



Şekil 4. Kıtasal yamaçtaki kanyon sisteminin çok ışınlı batimetri haritası (Lericolais ve diğ. 2002; Okay 2008). Ana kanyon eksenleri beyaz çizgilerle belirtilmiştir. B: Batı kanyonlar, M: Orta kanyonları ve D: Doğu kanyonları simgelemektedir. M1 ve M2 kanyon başlarının şelfte karaya doğru ilerlemesi belirgindir.

Kıtasal yamacın şelfi kesen G-K yönlü birbirine hemen hemen paralel derin basene doğru uzanan birçok kanyondan oluştuğu gözlenmektedir. Bu kanyon sistemi şelf ucundan başlayan birçok kanyondan oluşan bir toplayıcı kanyon sistemidir. Yaklaşık -110 m derinlikteki şelf kenarından itibaren hızla -1250 m derinliklere kazılarak -2000 m derinliğe kadar devam etmektedirler. Gözlenen ana kanyonların eksenleri Şekil 4'te beyaz çizgilerle işaretlenmiştir.

Kıtasal yamacın üst kısmında kanyon başları 100 m su derinlikleri civarında gözlenmektedir. Şelf ucundan başlayan V şekilli bu kanyonlar kuzeye doğru birleşerek daha geniş U şekilli vadilere dönüşmektedirler. Şekil 4'te görüldüğü gibi kanyon sistemi soldan başlayarak D (doğu), M (orta) ve B (batı) olarak isimlendirilen 3 alt kanyon sisteminden oluşmuş olarak yorumlanmıştır.

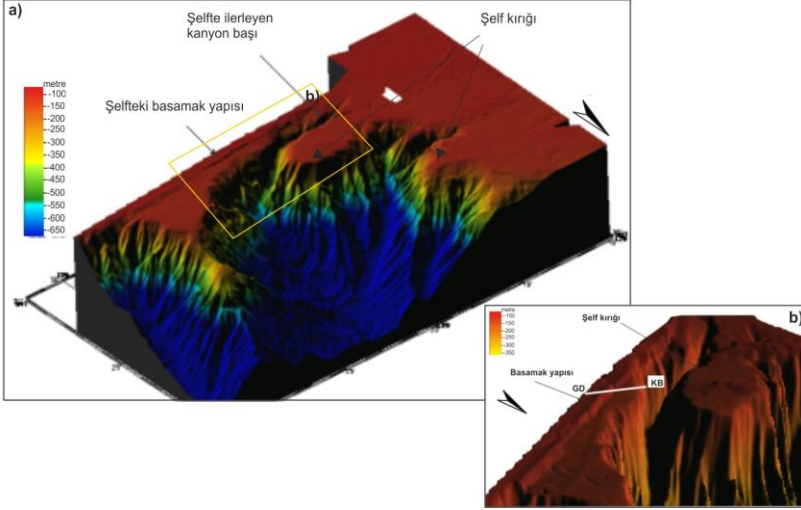
B1 ve B2 batı kanyonları 1700 m su derinliği civarında birleşmektedir. Ayrıca M1, M2 ve M3 kanyonları da 1600 m su derinliklerinde birleşerek U şekilli tek bir kanyon olarak devam etmektedir. Orta kanyon başı üst sınırları doğu ve batı kanyonlara göre şelfte daha çok ilerlemiştir. Genel olarak doğu ve orta kanyonlarında daha fazla ikincil kanyon ve kanal yapıları gözlenmektedir.

Özsoy ve diğ. (2001)'nin akıntı modeline göre halen hem batıya hem de doğuya doğru akıntı mevcuttur (Şekil 1f). Morfolojiye bakıldığında orta ve doğu kanyon başlarında erozyonel aşınma daha fazla olup Batı kanyon başlarında ise daha yumuşak bir morfoloji hâkimdir. Bu durumun halen devam eden bu akıntı sistemi ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Kazınma miktarı daha fazla olduğundan ikincil kanyon ve küçük kanal sayısı da artmaktadır. Buna ek olarak M ve D kanyon duvarlarında ikincil kanyon sayısı kanyonlarına göre belirgin olarak daha fazladır. Bu durum bölgesel tektonizma ile bağlantılı olarak yorumlanmıştır. Dolayısıyla kaymaların oluşumunu tetikleyen tektonik hareketin bu bölgede daha fazla olduğu düşünülmektedir.

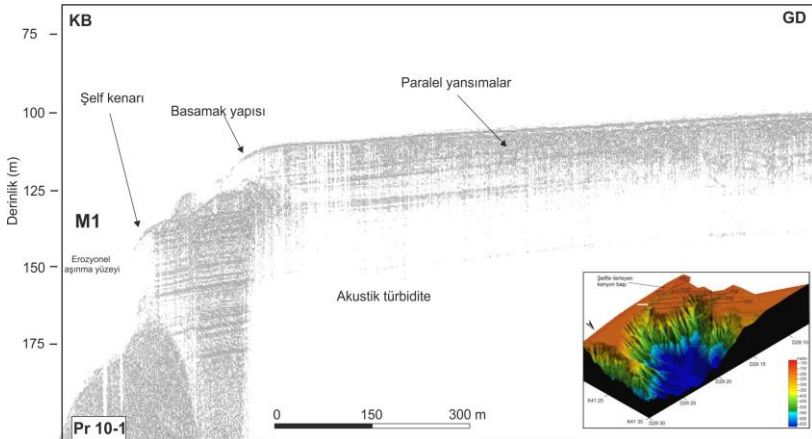
Ayrıca orta kanyonun 1800 m derinliklerinde deniz tabanında ripple (kum dalgaları) yapıları mevcuttur bu yapılar mevcut güncel akıntının varlığını ifade etmektedir.

Şekil 3' te şelfteki üç boyutlu batimetri haritasında, Boğaz kanalının kuzey kısmının Karadeniz şelfine ulaştığı bölgede ilk olarak boğaz geçidine paralel KD-GB yönünde doğrusallık gösterdiği ve aniden KB yönüne doğru yöneldiği görülür. Şelf kenarında şelfe doğru ilerleyen belirgin kanyon başı M1 kanyon başlarıdır. Bu kanyon başlarından en belirgin olanı şelf kenarından batıya doğru doğrusal olarak kıvrımlanmaktadır. Yamaçtan şelfe doğru ilerleyen bu kanyon başının varlığı daha önce boğazla birleşik olduğu izlenimini yaratmaktadır. Buna karşın, çok ışınli batimetrik haritada bu kanyonla boğaz kanalı arasında hiçbir bağlantı gözlenmemektedir. Yorumlanan Chirp mühendislik sismiği verilerinde bazı paleo kanal yapıları gözlenmiş olup, bu kanallar İstanbul Boğaz kanalının bu şelfte ilerleyen M1 kanyon başı ile geçmişte bağlantılı olduğunu ifade ediyor olsa

da morfolojide gözlenen bir bağlantısı yoktur (Şekil 3). Bu çalışmada, bu bölgeden geçen çok fazla yüksek ayrımlı sismik profil bulunmamaktadır. Bu konuda daha doğru yorum yapabilmek için daha detaylı mühendislik sismiği (sub-bottom profiler) verisine gereksinim duyulmaktadır. Şekil 5a şelfte ilerleyen kanyon başının bölgesel batimetri haritasını KD'dan bakış açısı ile göstermektedir.



Şekil 5. a) Perspektif bölgesel batimetride gözlenen şelfte karaya doğru ilerleyen M1 kanyon başı, b) Kanyon başını şelf kırığı yanında yer alan D-B uzanımlı sınırlandıran basamak yapısının yakınlaştırılmış görüntüsü.



Şekil 6. Chirp mühendislik sismiği hattında şelf kırığına yakın gözlenen basamak yapısı.

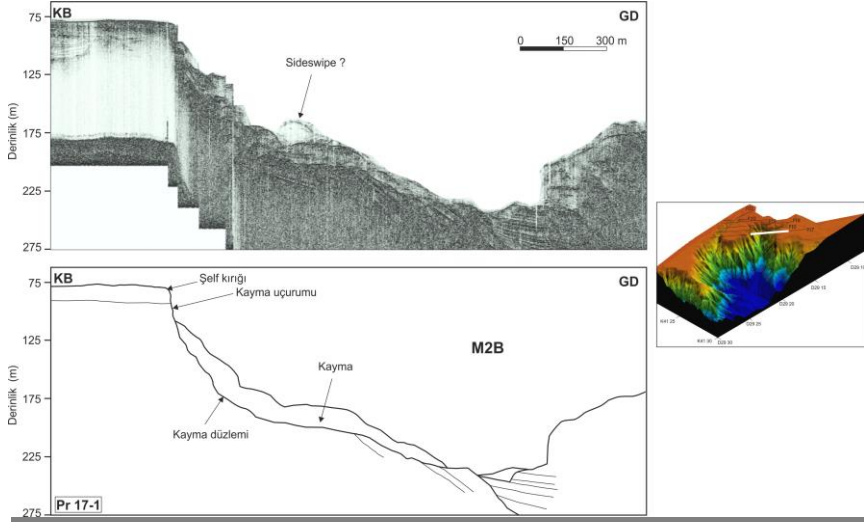
Şelf kenarından şelfte Boğaz yönüne doğru ilerleyen bu belirgin kanyon başı GB yönüne ani bir dönüş yaparak şelfte D-B yönünde uzanmaktadır. Bu ani dönüşünün sebebi yerel tektonizma olabileceği gibi volkanik yükselim yapısının kanyon başının doğrultusunu değiştirebileceği olasılığı da düşünülmektedir (Şekil 5a). Şekil 5b’de basamak yapısı olarak gözlenen yapının, çok ışınlı batimetri haritasındaki yakınlştırılmış görüntüsünü göstermektedir. Şekil 6’da bu profilin şelfte ilerleyen kanyon başı ve bu yapıyı kesen bölümü gösterilmiştir. Bu hattın KB’sındaki kanyon duvarında erozyonel aşınma yüzeyi net olarak gözlenmektedir. Bu bölgede su derinliği 100-125 m arasında değişmektedir. Basmak yapısı yaklaşık 100-125 m su derinliklerinde şelf kırığında yer almakta ve su derinliği arttıkça şelften uzakta yer almaktadır (Şekil 6). Hattın GD ucunda penetrasyon derinliği azalmaktadır.

Kanyon Duvarlarındaki Kayma Yapıları

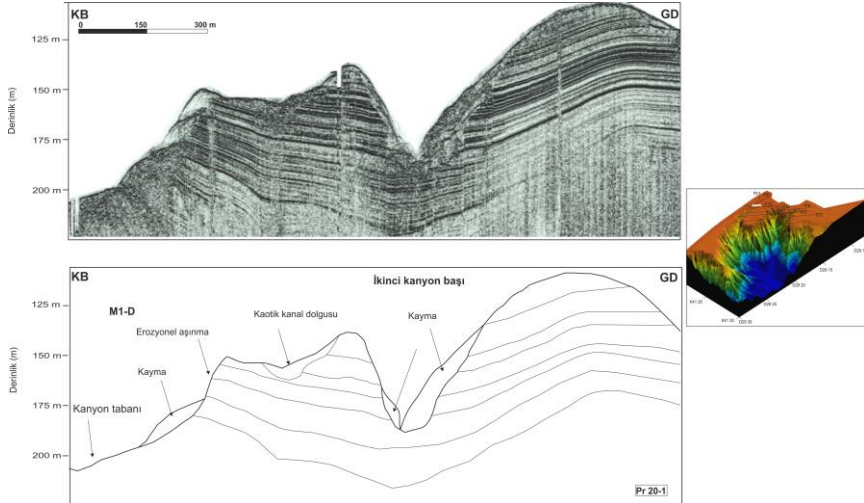
Kayma yapıları kaotik içsel yapıya sahip olup yamaçtaki hemipelajik örtüden belirgin bir şekilde ayrılmaktadır. Kanyon duvarlarındaki kayma yapılarının olduğu yamacın üst kısımlarında keskin kayma düzlemleriyle tanımlanan uçurumların varlığı kütle kaymalarının (slump) ifadesidir. Kayma yapılarının çoğu, bunlara özgü olarak tanımlanan uçurumların yanında gözlenmektedir (Şekil 7). Şekildeki kanyona bakıldığı zaman, düzgün paralel tabakalanmanın tortul erozyonuyla yok olduğunu ve bu kanyonun açılmasında etkili olduğu belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Bu kanyonun derinliği yaklaşık 250 m’dir. Üzerinde kaymanın olduğu kayma düzlemi bu hatta belirgin olmamakla birlikte kaymaların hemen arkasında yamacın üst kısımlarında gözlenen uçurum yapısı bu profilde belirgindir. Bu hatta kaymanın olduğu kayma düzlemi alttaki tortullardan belirgin olarak ayırt edilebilmektedir. Kanyon eksenine doğru yer alan küçük tepcikleri andıran üst üste binmiş içsel yansıma göstermeyen yapılar gözlenmektedir. Akustik olarak saydam yapıda olan bu hiperbolik kütleler gravite etkisiyle olan kütle kaymaları sonucunda oluşan kayma çökelleri (slump deposits) olarak yorumlanmıştır. Bu kesit eğim boyunca kaymaların gelişmesi ile kanyon genişlemesine örnek olarak gösterilebilir.

Şekil 8’de M1 Kanyonunu kesen bir chirp hattını göstermektedir. Kanyonun kesiti V şekillidir. Hattın ortasında gözlenen ikincil kanyon duvarlarında kayma yapıları mevcuttur. Kanyon tabanında çökelmiş tortul örtüsünün olmaması, kanyondan aşağı apron bölgesine doğru var olan aktif akıntının varlığına işaret edebilir. Buna ek olarak M1 kanyonunun apron bölgesinde gözlenen büyük ripillerin (kum dalgaları) gözlenmiş olması bu kanyondan aşağı doğru aktif akıntıyı desteklemektedir (Lericolais ve diğ. 2002). Kesitin GD’unda batı duvarındaki erozyonel aşınma yüzeyi önündeki kaotik içsel yansımaya sahip tortul paketi (kayma) yamaçtaki hemipelajik tortullardan belirgin olarak ayrılmaktadır. Bazı ikincil kanyon eksenlerinde üst üste çökelmiş kaotik yapıda çökeller gözlenmektedir (Şekil 9). Kanyon duvarlarına onlap yapan bu tortullar kanyon eksenini boyunca aşağı doğru akan kayma çökelleri olarak yorumlanmıştır.

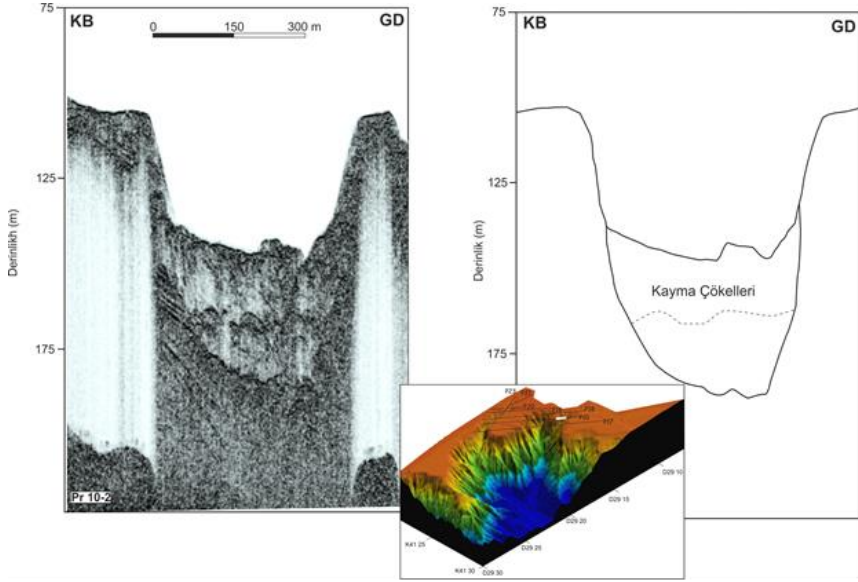
Kıtasal yamaçtaki kütle hareketi yapıları tortul paketlerinin yok olması ve yapıları deformasyonu şeklinde gözlenmektedir. Bu tortul paketlerinin hareket etmesiyle kanyonlarda erozyonael yüzeyler ve kayma uçurumları gözlenmiştir. Şekil 10, M2D kanyon başı ve doğu yamacındaki ikincil kanyonları göstermektedir. Kanyon tepelerinin altında gözlenen akustik maskelemeler sığ gaz birikimleri olarak yorumlanmıştır.



Şekil 7. Kanyon duvarında gözlenen kaotik yapıdaki kayma yapısı.



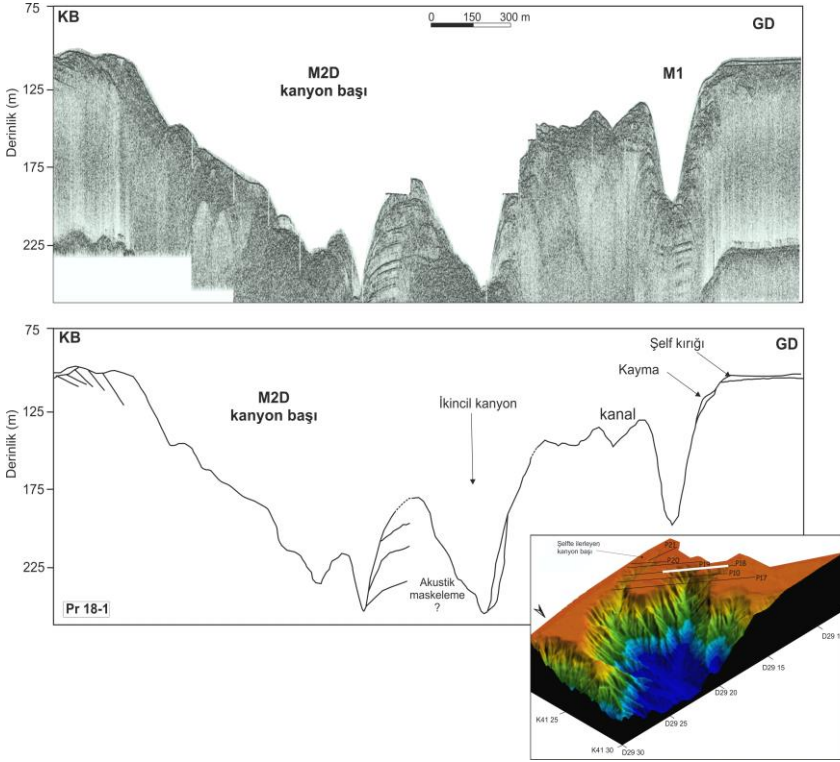
Şekil 8. Şelfte D-B yönlü ilerleyen M1 kanyon başını kesen Chirp mühendislik sismığı hattında gözlenen erozyonel aşınma yüzeyi ve kayma yapıları. İkincil kanyon duvarlarında erozyonel tıraşlanma ve kaymalar.



Şekil 9. İkincil kanyonlarda kanyon dolgusu olarak gözlenen kaotik yapıda kayma çökelleri.

Çalışma alanının batısındaki şelf ve şelf kırığı bölgesinde çok ışınlı batimetri haritasında, çalışma alanındaki kanyon başlarında gözlenen erozyonel işlemlerin etkisi gözlenmemiştir. Flood ve diğ. (2009)'nin batimetri haritasında batı kanyon başlarına küçük kanal yapıları net olarak gözlenememektedir. Flood ve diğ. (2009) kanallarda taşkın şeklinde olacak erozyon izlerine rastlamadıklarından ve kanal banklarının genç çökellerden oluşmuş olmalarından dolayı bu Şekil 3'te verilen kanal yapısının bir taşkın olarak değil uzun süren deniz altı akıntıları ile oluştuğunu öne sürmüşlerdir. Karadeniz ve Akdeniz akıntılardan kaynaklı tuzluluk kontrastı nedeniyle oluşan türbidite akıntılarının Kanyon başlarına tortul taşınımı yapabilecek miktarda tortul sağlayacak güçte olduğunu göstermektedir. Bu durum batimetri haritasında Batı kanyon başlarındaki daha düz topoğrafyayı açıklayabilir. Ayrıca batı şelf doğu şelfe göre daha az derin olduğundan düşük su seviyesi zamanında şelf kenarının erozyonel işlemlere maruz kalmadığını öne sürmüşlerdir.

Özsoy ve diğ. (2001)'nin hazırladıkları taban akıntılarının hız modellemesine bakıldığı zaman şelf bölgesinde taban akıntılarının halen devam ettiği gözlenmektedir. Karadeniz suyuna göre daha yoğun olan Akdeniz akıntısı halen şelfte hem KD' ya doğru ani dönüş yaparak hem de KKB yönünde devam ettiği gözlenmektedir (Şekil 1f).



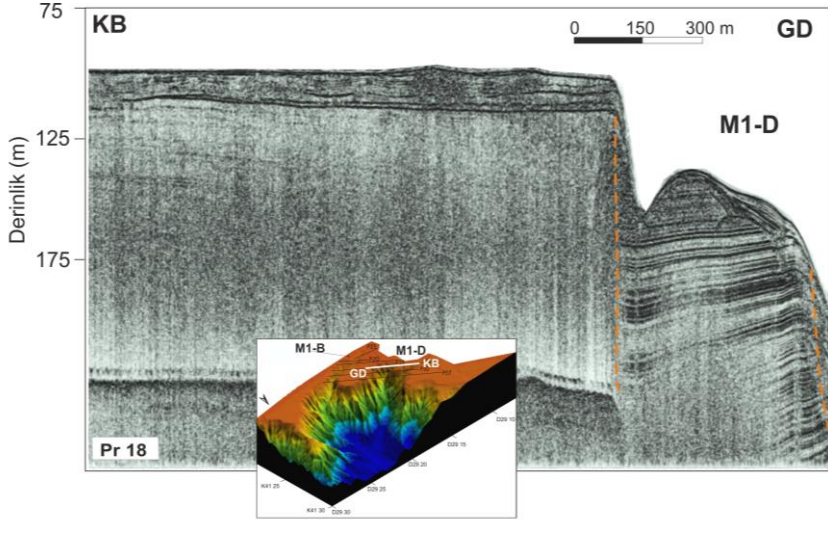
Şekil 10. Chirp mühendislik sismiği hattında M2D kanyon başı ve doğu yamacındaki ikincil kanyonlar. Dik kanyon duvarlarındaki kütle kaymaları.

Faylar

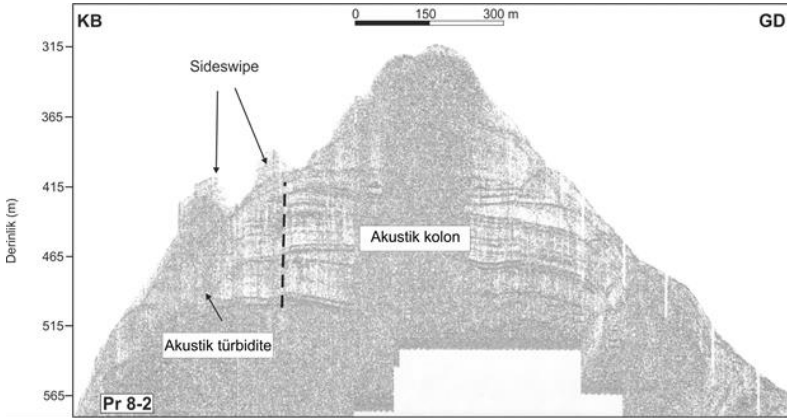
Kanyon duvarlarının belirgin olarak fay kökenli kaymalar ile (Şekil 11 ve 12) ilişkilendirilebileceği gibi bazıları da faylar ile birlikte denizaltı süreçleri ile (türbidit ve kütle kaymaları) geliştikleri düşünülmektedir. Şekil 11’de birbirine paralel iki olası düşey atımlı fay görülmektedir. Soldaki fayda tabakaların devamının izlenememesinin fay veya gaz maskeleymesi ayrımı yapılamamakla beraber, sağdaki yataya yakın tabakaların kıvrılmaya başlaması fay olasılığını daha kuvvetlendirmektedir. Düşey atım ile oluşan kanyonların duvarları son derece diktir. Düşmüş kütleyle ait yataya yakın paralel tabakalar her iki tarafta da kesilmiştir ve paralellikleri bozulmamıştır. Chirp mühendislik sismiği hatlarında izlenen fayların hiç biri yukarıya deniz tabanına kadar uzanmamaktadır. Bir başka deyişle, en üstteki tortul birimin depolanması sırasında aktif değildirler (Algan ve diğ. 2009).

Şekil 12’de kanyon sırtında paralel tortulları maskeleyen akustik kolon şeklinde gaz birikimleri gözlenmektedir. Kanyon duvarında fay ile birlikte yine sıg gaz birikimleri olduğu düşünülen akustik türbidite gözlenmiştir. Çok ışınlı batimetri

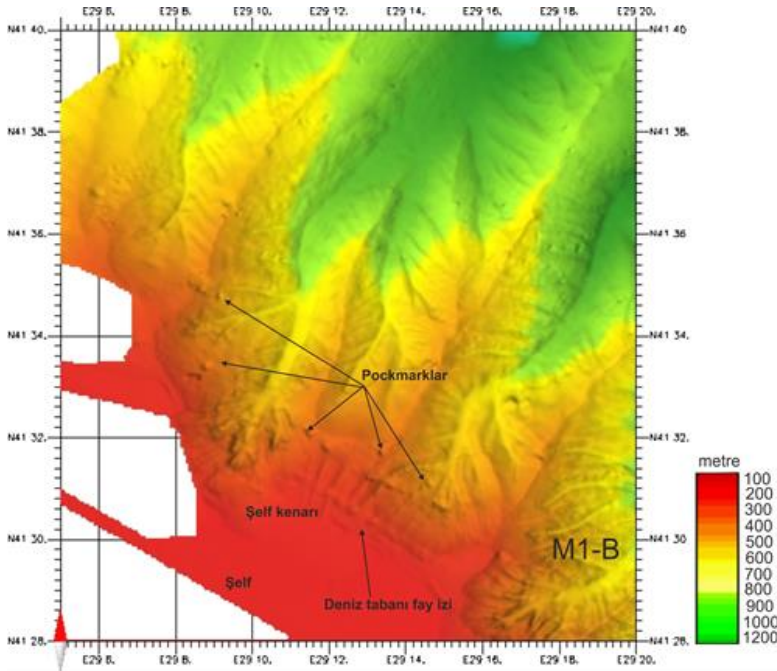
haritasında şelf kenarına yakın yamaç bölgesinde deniz tabanında gözlenen fay izi mevcuttur (Şekil 13).



Şekil 11. Chirp mühendislik sismliği hattında kanyon duvarlarını sınırlayan faylar.



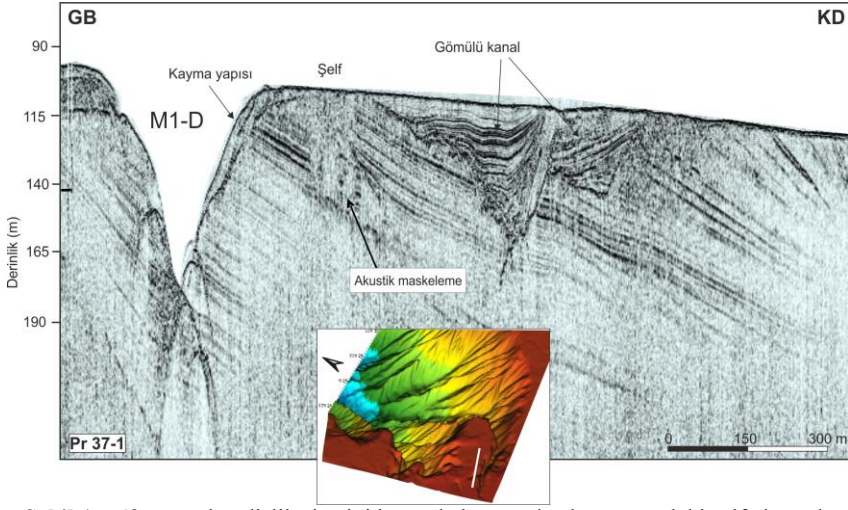
Şekil 12. Kanyon tepesinin altında gözlenen aksutik kolon ve türbidite tipi sığ gaz birikimi.



Şekil 13. Çok ışınli batimetri haritasında gözlenen deniz tabanı fay izi.

Paleokanallar (Gömülü kanallar)

Kanal ve kanyonların yanı sıra, chirp mühendislik sismiği verilerinde paleo-kanallar (gömülü kanal) da haritalanmıştır (Algan ve diğ. 2009). Şekil 14'te, 37 no'lu hattının gömülü kanalları kesen kısmı gösterilmiştir. M1-D kanyon başının yakınında yer alan bu kanalların duvarları birer uyumsuzluk yüzeyi şeklinde gözlenmekte ve kanal dolgularını oluşturan paralel tortullar kanal duvarlarına onlap yaparak sonlanmaktadır. Doğudaki kanal dolguları batıdakilere göre daha eğimlidir. Genel yayılım şekline bakarak (Şekil 3), paleokanalların Boğaz kanalının KD yönlü eski bir uzantısı olduğunu söylemek mümkündür. Şelf kenarında ~ 90 m su derinliğinde, bu genel doğrultunun dışında görülenler ise günümüzde gördüğümüz, geriye aşındırma yapan kanyon başlarının doldurulması ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 14. Chirp mühendislik sismiyiği hatında kanyon başları arasındaki şelf alanında gözlenen gömülü kanal yapıları (Okay ve diğ. 2021'den değiştirilerek).

Tartışma

Tetikleme Mekanizması ve Aktif Tektonik

Çalışma alanı kıtasal yamacı, su seviyesi değişimlerinden oldukça etkilenen bir bölgede yer aldığından, düşük su seviyesinin olduğu dönemlerde fazla miktarda tortul girdisi olduğu yorumu getirilmiştir. Ayrıca bu bölge Kuzey Anadolu fayının (KAF) etki bölgesinde bulunmaktadır. Bilindiği gibi depremsellik kıyı ötesi bölgelerdeki yamaçlardaki heyelan ve türbidite akıntılarını tetikleyen en önemli faktörlerden biridir.

Çalışma alanındaki erozyonel işlemleri tetikleyen olayları 3 başlık altında toplayabiliriz:

1- Gravitasyonel yük: Deniz seviyesinin düşük olduğu dönemlerde yüksek yamaç eğimi ve üst yamaçta hızlı tortullaşma, yamaç duraylılığının ve kayma direncinin bozulmasına neden olmaktadır. Gravitasyonel yük bozulmanın başlaması için yeterli bir sebeptir. Son buzul döneminde su seviyesinin düşük olmasıyla şelf kırığı bölgesine olan yüksek tortul girdisi tetikleyici bir faktördür. Ortaya çıkan gravitasyonel yükün etkisiyle yamacın duraylılığı bozulmakta ve kaymalar meydana gelmektedir. Kanyon duvarlarında gözlenen uçurum yapıları ve kanyon duvarlarındaki yansılarda tıraşlanma gözlenmektedir. Kanyon başı ve duvarlarında kütle hareketi sonucu oluşan türbidite akıntılarının yarattığı taban erozyonu, kanyon duvarlarındaki bu aşınmayı açığlayan ana mekanizmadır.

Bu erozyonel işlemler özellikle M1, M2 ve B2 kanyonlarında gözlenmektedir. Ayrıca küçük kanallar M1, M2 ve M3 kanyon başlarında belirgin olarak gözlenmektedirler.

2- Tektonizma (Faylar): M1 kanyonunun ani dönüşünün sebebinin yersel tektonizma ile ilgili olduğu düşünülmektedir. Bu tektonizmanın kanyon başını hemen hemen B-D yönünde sınırlayan basamak yapısını meydana getiren bir fay olabileceği gibi bölgesel volkanik yükselim de olabilir fakat bu bölgede daha derin penetrasyona sahip veriye ihtiyaç duyulmaktadır. Ayrıca Kuzey Anadolu Fay Zonu'ndaki sismik hareketliliğin de bu kaymaların başlamasında ana mekanizma olduğu düşünülmektedir.

3- Taban akıntıları su seviyesi değişimleri sırasındaki kasırgalar ve Karadeniz'in içsel akıntı döngüleri erozyonel işlemlere yardımcı olan diğer etkenlerdir. Ayrıca üst kanyon bölgesinde tortullaşma olmaması da halen aktif akıntının varlığını işaret etmektedir. Akdeniz suyu akıntısı şelfte halen daha yavaş olarak devam etmektedir. Karadeniz'in akıntı döngülerinden Rim akıntısı bu sisteminin batısını sınırlamaktadır.

Yılmaz (2007) boğazdan şelfe uzanan ve günümüzde Boğaz kanalı olarak isimlendirilen kanalın boğazın açılması sırasında var olan bir nehir vadisi olarak tanımlamış ve doğuya doğru yönelimini ise Kuzey Sınır Fayı (KSF) ile açıklamıştır. Bu çalışmada da çok ışınli ekosounder haritasında gözlenen kanyon başını sınırlayan ve batıya dönmeye neden olan dik yamaçlı basamak yapısının bir fay ile kontrol ediliyor olabileceği yorumu getirilmiştir. Dolayısıyla şelf kırığında gözlenen basamak yapısı, daha önceki çalışmalarda bahsedilen fakat konumu kesin olarak belli olmayan KSF'nin bir parçası olabilir.

Demirbağ ve diğ. (1999) ve Algan ve diğ. (2002)' de yaptıkları çalışmalarda kanyon sisteminin tüm sismik birimleri ve erozyonel yüzeyleri kesmekte olduğunu ve bu durumun kanyonun oluşumunun henüz tamamlanmadığını gösterdiğini ve şelf tarafındaki erozyonun henüz başlangıç aşamasında olduğunu ileri sürmüşler ancak erozyonun oluşum sebeplerini irdelememişlerdir. Bu bölgedeki (çalışma alanındaki doğu kanyonlar bölgesi) sismik kesitlere baktığımız zaman kanyon duvarlarındaki tortul birimlerin tamamen tıraşlandığı ve kanallara çökelmiş tortul örtüsü gözlenmemektedir. Ayrıca kanyon başlarındaki ilerleme erozyonun devam ettiğini göstermektedir. Bu durum kanyon duvarlarında gözlenen kayma yapılarını tetikleyen sebeplerden biri olan tektonik aktivitenin ve kayma olayları sonucu oluşan türbidite akıntılarının etkinliğinin halen devam ettiğini ortaya koymaktadır.

Sonuçlar

Güneybatı Karadeniz kıtasal yamacı kanyonlar ile karakterize edilmektedir. Çok yüksek ayrımlı chirp sismik hatlarda kanyon duvarlarında tıraşlanmış tabakalar,

kaotik çökellerle dolmuş ikincil kanyonlar, küçük kanallar ve kaymalar gözlenmiştir. Bu yapılar yamacın üst kısımlarında erozyonel işlemleri ifade etmektedir.

İstanbul Boğazı Kanyon sistemi batı, orta ve doğu olmak üzere 3 farklı kanyon olarak incelenmiştir. Kütle hareketlerinin yarattığı türbidite akıntılarının kanyon başlarında ve duvarlarındaki erozyonel aşınmanın meydana gelmesindeki ana mekanizma olduğu düşünülmektedir. Kanyon başlarının karaya doğru ilerlemesi hem şelfte yer alan faylar hem de su seviyesi değişimlerinin şelf ve şelf kenarı alanlarında etkili olmasıdır. Dik kanyon duvarlarındaki kaymalar türbidite akıntıları ile derinlere taşınmaktadır.

Şelfte karaya doğru ilerleyen kanyon başlarının Boğaz kanalı vasıtasıyla gelen akıntı sistemi erozyonu, su seviyesi değişimleri ve şelfte yer alan faylar ile gelişmiş olabileceği şeklinde yorumlanmıştır. Çok ışınlı batimetri haritasında bu iki kanal arasında bağlantı gözlenmemesi oluşumlarının boğaz kanalı akıntı sistemi ile ilişkili olup olmadığı hakkında bilgi vermemektedir. Boğaz çıkışında haritalanan bu fan-delta sisteminin evrim mekanizmasının güçlü bir Akdeniz kökenli akıntının C14 verisine göre 7.8 bin yıldan daha erken zamanda başlayarak oluştuğu bilinmektedir. Bu kanalların yaşlarının genç olması ve buna karşın Chirp sismik hatlarında gömülü kanalların ve kanyonların gözlenmesi şelfte gömülü kalan daha eski bir kanal ile bağlantılı olarak gelişmiş olabilecekleri düşünülmektedir.

Gerileyen kanyon başının şelfte batıya doğru dönüşü ise basamak yapısı ile kontrol edilmektedir. Bu basamak yapısı fay kontrollü bir yapı veya şelfin bu bölümünde volkanik yükselim ile ilişkili olabilir. Chirp sismik hatların penetrasyonu bu yorumu yapabilmek için yetersiz kaldığından bu bölgede daha derin penetrasyon derinliğine sahip yüksek ayrımlı sismik veriye ihtiyaç vardır. Ayrıca bu kanyon başında çökelmiş güncel tortul olmaması ve kanyonun derin kısmında deniz tabanına gözlenen mega rippıllar bu kanyondan derin basene doğru güncel akıntının varlığını işaret etmektedir.

Erozyonel işlemleri tetikleyen etmenler şu şekildedir; 1) Gravitasyonel yük: Düşük su seviyesi sırasında tortul girdisinin fazla olması yamacın duraylılığını bozarak kütle hareketlerini tetiklemesi, 2) bölgesel tektonik, 3) su seviyesi değişimleri sırasında olan içsel akıntılar.

Çalışma alanında hem şelf bölgesinde hem de yamacın üst kısımlarında akustik kolon ve akustik türbidite türü gaz birikimlerine rastlanmıştır. Bu gaz birikimlerinin orta şelfte ve şelf ucunda gözlenmesi lowstand ve transgresyon sırasında oluşmuş olma olasılığını artırmaktadır. Düşük su seviyesi dönemleri sırasında taşınan organik maddenin biyogenik gaz üretimine neden olduğu yorumu getirilmiştir.

Referanslar

Algan, O., Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Alpar, B., Güneysu, C., Kırıcı, E., Demirel, S., Sari, E., Ongan, D. (2002) A high-resolution seismic study in Sakarya Delta and submarine canyon, southern Black Sea shelf. *Continental Shelf Research* 22: 1511-1527.

Algan, O., Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Yücel, Z., Alpar, B., Güneysu, C., Kırıcı, E., Demirel, S., Sari, E., Ongan, D. (2009) A high-resolution seismic study in Sakarya Delta and Submarine Canyon, southern Black Sea shelf. *Continental Shelf Research* 22(10): 1511-1527.

Antobreh, A.A., Krastel, S. (2006) Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: a newly discovered canyon preserved off a major arid climatic region. *Marine and Petroleum Geology* 23: 37-59.

Berner, R.A. (1982) Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: Its geochemical and environmental significance. *Am J Sci* 282: 451-473.

Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Hafilidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P. (2004) Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology* 213: 9-72.

Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J. (2006) Flushing submarine canyons. *Nature* 444: 354-357.

Carlson, P.R., Karl, H.A. (1988) Development of large submarine canyons in the Bering Sea, indicated by morphologic, seismic, and sedimentologic characteristic. *Geol Soc Am Bull* 100: 1594-1615.

Casas, D., Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B., Maldonado, A. (2003) Recent massmovement processes on the Ebro continental slope (NW Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology* 20: 445-457.

Demirbağ, E., Gökaşan, E., Oktay, F.Y., Şimşek, M., Yüce, H. (1999) The last sea level changes in the Black Sea: evidence from the seismic data. *Marine Geology* 157: 249-265.

Dondurur, D., Çifci, G. (2007) Acoustic structure and recent sediment transport processes on the continental slope of Yeşilırmak River fan, Eastern Black Sea. *Marine Geology* 237: 37-53.

Dondurur, D., Küçük, M., Çifçi, G. (2013) Quaternary mass wasting on the western Black Sea margin, offshore of Amasra. *Global and Planetary Change* 103: 248-260.

Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.G.F., Robb, J.M. (1983) Breaching the shelfbreak: Passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. In: Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins, (eds., Stanley, D.J., Moore, J.C.), SEPM Spec. Publ., USA, pp. 25-39.

Flood, R.D., Hiscott, R., Aksu, A. (2009) Morphology and evolution of an anastomosed channel network where saline underflow enters the Black Sea. *Sedimentology* 56: 807-839.

Di Iorio, D., Yüce, H. (1999) Observations of Mediterranean flow into the Black Sea. *Journal of Geophysical Research* 104: 3091-3106.

Jones, A.P., Omoto, K. (2000) Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology* 47: 1211-1226.

Kolla, V., Perlmutter, M.A. (1993) Timing of turbidite sedimentation on the Mississippi Fan. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77: 1129-1141.

Kottke, B., Schwenk, T., Breitzke, M., Wiedicke, M., Kudrass, H.R., Spiess, V. (2003) Acoustic facies and depositional processes in the upper submarine canyon Swatch of No Ground (Bay of Bengal). *Deep-Sea Res.* 50: 979-1001.

Laursen, J., Normark, W.R. (2002) Late quaternary evolution of the San Antonio Submarine Canyon in the central Chile forearc (~33°S). *Marine Geology* 188: 365-390.

Lericolais, G., Algan, O., Morigi, C., Okay, S., Kirci-Elmas, E., Çifçi, G. (2019) Overview of the Bosphorus depositional fan from data sets recovered on the Black Sea shelf off the Strait of Istanbul. *International Journal of Environmental Sciences & Natural Resources* 17: 1-19.

Lericolais, G., Le Drezen, E., Nouze, H., Gillet, H., Ergün, M., Çifçi, G., Avcı, M., Dondurur, D., Okay, S. (2002) Recent canyon heads evidenced at the Bosphorus outlet. American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting, 2 August 2002, San Francisco, California.

Masson, D.G., Harbitz, C.B., Wynn, R.B., Pedersen, G., Lovholt, F. (2006) Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 364: 2009-2039.

Mastbergen, D.R., Van den Berg, J.H. (2003) Breaching in fine sands and the generation of sustained turbidity currents in submarine canyons. *Sedimentology* 50: 625-637.

Mulder, T., Alexander, J. (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.

Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Puig, P., Orange, D.L. (2004) Sediment deposition in a modern submarine canyon: Eel Canyon, northern California. *Marine Geology* 211: 101-119.

Nasıf, A., Dondurur, D. (2021) Morphology and potential geohazards using seismo-acoustic data in Sakarya Canyon, Western Black Sea Margin. *Geo-Marine Letters* 41: 16.

Normark, W.R. (1970) Growth patterns of deep sea fans. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 54: 2170-2195.

Normark, W.R., Piper, D.J.W. (1991) Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record. In: From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard, (eds., Osborne, R. H.), Geol Spec Publ no. 46, United Kingdom, pp. 207- 230.

Oğuz, T., Latun, V.S., Latif, M.A., Vladimirov, V.V., Sur, H.I., Markov, A.A., Özsoy, E., Kotovshchikov, B.B., Ereemeev, V.V., Ünlüata, Ü. (1993) Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 40: 1597-1612.

Okay, S. (2008) İstanbul Boğazı Çıkışı'nın İncelenmesi. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, Türkiye.

Okay, S., Jupinet, B., Lericolais, G., Çifçi, G., Morigi, C. (2011) Morphological and stratigraphic investigation of a Holocene Subaqueous Shelf Fan, North of the İstanbul Strait in the Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20: 287-305.

Okay, S., Lericolais, G., Algan, O., Çifci, G. (2021 baskıda) Synthesis of data sets recovered on the southwestern Black Sea shelf at the exit of Bosphorus and the evolution of depositional fan. Proceedings of "Does the song of the sea end on the coast", Khalil Gibran Archeology of the Black Sea in the new light, Schriften des Zentrums für Archäologie und Kulturgeschichte des Schwarzmeerraumes, No: 27.

Oktay, F.Y., Gökaşan, E., Sakınç, M., Yaltırak, C., İmren, C., Demirbağ, E. (2002) The effects of the North Anatolian Fault Zone on the latest connection between Black Sea and Sea Marmara. *Mar Geol* 190: 367-382.

Özsoy, E., Di Iorio, D., Gregg, M., Backhaus, J. (2001) Mixing in the Bosphorus Strait and the Black Sea continental shelf: Observations and a model of the dense water outflow. *J Mar Sys* 31: 99-135.

Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Parsons, J.D., Sternberg, R.W. (2004) Storm-induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin. *Journal of Geophysical Research* 109: C03019.

Shepard, F.P. (1981) Submarine canyons: multiple causes and longterm persistence. *Am Assoc Petrol Geol Bull* 65: 1062-1077.

Shepard, F.P., Dill, R.F. (1966) Submarine Canyons and Other Sea Valleys. Rand McNally and Co., Chicago, USA.

Sipahioğlu, Ö., Batı, Z. (2017) Messinian canyons in the Turkish western Black Sea. *Geological Society, London, Special Publications* 464 doi: 10.1144/SP464.12

Şengör, A.M.C., Görür, N., Şanoğlu, R. (1985) Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, In: Strike-slip Faulting and Basin Formation (eds., Biddle, K.T., Christie - Blick, N.) *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 37: 227-264.

Terrinha, P., Pinheiro, L.M., Henriët, J.P., Matias, L., Ivanov, M., Monteiro, J., Monteiro, J.H., Akhmetzhanov, A., Volkonskaya, A., Cunha, T., Shaskin, P., Rovereh, M. (2003) Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology* 195: 55-73.

TPAO (2002) Western Black Sea Concession 3678-A joint Venture Opportunity. Mevcut adres: <http://www.tpao.gov.tr> (erişim tarihi 6 Haziran 2002).

Trincardi, F., Correggiari, A., Field, M.E., Normark, W.R. (1995) Turbidite deposition from multiple sources: Quaternary Paola Basin (eastern Tyrrhenian Sea). *Journal of Sedimentary Research* 65(4b): 469-483.

Twitchell, D.C., Roberts, D.G. (1982) Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. *Geology* 10: 408-412.

Van Weering, T.C.E., de Stigter, H.C., Boer, W., de Haas, H. (2002) Recent sediment transport and accumulation on the NW Iberian margin. *Progress in Oceanography* 52: 349-371.

Weaver, P.P.E., Kuijpers, A. (1983) Climatic control of turbidite deposition on the Madeira Abyssal Plain. *Nature* 306: 360-363.

Yılmaz, Y. (2007) The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement. Springer, New York, USA.

Batı Karadeniz'deki Messiniyen Yaşlı Kanyonların Sismik Stratigrafik Değerlendirmesi

N. Özgür SİPAHİOĞLU*, Zühtü BATI

TPAO Genel Müdürlüğü, Söğütözü Mahallesi, 2180. Cadde No: 10, 06530 Çankaya, Ankara, Türkiye

*osipahi@tpao.gov.tr

Özet

Batı Karadeniz'in Türk Münhasır Ekonomik Bölge (TMEB) sınırları içerisinde Messiniyen Tuzluluk Krizi'ne (MTK; 5,96-5,33 Myıl) bağlı deniz seviyesi düşüşü sonucu çok belirgin bir aşınma (uyumsuzluk) yüzeyi ve kanyonlar oluşmuştur. Bu çalışmada, söz konusu kanyonların morfolojileri, geometrileri ve dolgu karakterleri ile bunların yamaç aşağı gösterdikleri değişimler dört adet üç boyutlu sismik etüt verisi ve birkaç bölgesel iki boyutlu sismik hattın kullanımı ile incelenmiş ve kıyaslanmıştır.

Çalışma alanında iki farklı kanyon morfolojisi gözlemlenmiştir: (1) Şelfi kazıyan kanyonlar ve (2) kör kanyonlar. Çalışma alanının batısında yer alan ve göreceli olarak geniş bir şelfi derince kazıyan Karaburun Kanyonu yaklaşık GB-KD yönlü uzanmaktadır. Kanyonun şelf alanında bulunan kesiminde hemen hemen hiç kanyon dolgusu görülmezken, kanyon tabanı havza kenarını temsil eden Pliyosen (5,33-1,81 Myıl) yaşlı ilerleyen klinoformlar tarafından doğrudan üzerlenmektedir. Kanyon dolgusu ilk olarak eğim aşağı yönde üst yamaçta görülmeye başlanmakta olup, alt yamaca doğru kalınlaşma eğilimi göstermektedir. Çalışma alanının doğusunda ise, Boğaziçi kanyonları olarak adlanan bir seri kör kanyon tespit edilmiştir. Belirgin olarak eğim yukarı yönde kıtasal yükselimi sırasında sıkışmış bu kanyonların başları aşağı yamaca nadiren ulaşmaktadır. Dolguları ise tamamıyla kayma-akma yapıları (MTC: mass transport complex: kütle taşıma veya kayma-akma karmaşıkları) ile karakterize edilmektedir.

Messiniyen (7,25-5,33 Myıl) dönemindeki deniz seviyesi düşmesi sırasında Karaburun Kanyonu içerisindeki sedimanların geniş şelfi geçerek yamaç boyunca taşındığı, kıtasal yükselimi sırasında havza kenarının ilerlemesi ile üzerlerinin örtüldüğü tespit edilmiştir. Bu alanda tektonik hareketliliğin izlerinin yoğun olmayışı, karadan havza merkezine kadar uzanan bir alanda olgun bir sediman dağıtım sisteminin gelişimi için kararlı koşulların oluşmasına yardımcı olmuştur. Bu alanda, şelf-yamaç morfolojisi çoğunlukla sedimanter paketlerin çökel geometrileri tarafından şekillendirilmiştir. Diğer taraftan, kıtasal yükselimi alanıyla sınırlı olan Boğaziçi kanyonları ise şelf-yamaç morfolojisinin Geç Kretase (99,6-66,5 Myıl) volkanik yayı tarafından kontrol edildiği bir alanda yer almaktadır. Kıyı çizgisine paralel uzanan volkanik oluşumlar, sahip oldukları oldukça dik eğimler ile en geç Erken-Orta Miyosen (23,03-11,60 Myıl) döneminden başlayarak duraylı olmayan bir havza kenarı yaratmış ve MTC çökeli için uygun şartları oluşturmuştur. Bu kanyonların genişlikleri ve rölyefleri batıdan doğuya doğru bir azalma eğilimindedir. Bu azalmanın nedeninin, bu dönem boyunca ana sediman kaynak alanı olabileceği düşünülen İstanbul Boğazı civarındaki muhtemel drenaj sistemine olan göreceli uzaklıklar olabileceği değerlendirilmiştir. Karadeniz'in Tersiyer (66,5-1,81 Myıl) stratigrafisinde önemli bir yer

tutan MTC'lerin zamansal ve mekânsal olarak dağılımlarının ortaya konulmasının ve bu birimlerin hidrokarbon aramacılığının temel unsurlarından örtü kaya, rezervuar kaya ve kaynak kaya dağılımları ile dolaylı ya da dolaysız ilişkilerinin ve göç ve kapanlanma mekanizmalarına olan etkilerinin incelenmesinin Karadeniz'deki hidrokarbon arama çalışmalarına yeni bir boyut getirebileceği düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Karadeniz, Messiniyen, denizaltı kanyonları, MTC, hidrokarbon sistemleri, havza kenarı

Giriş

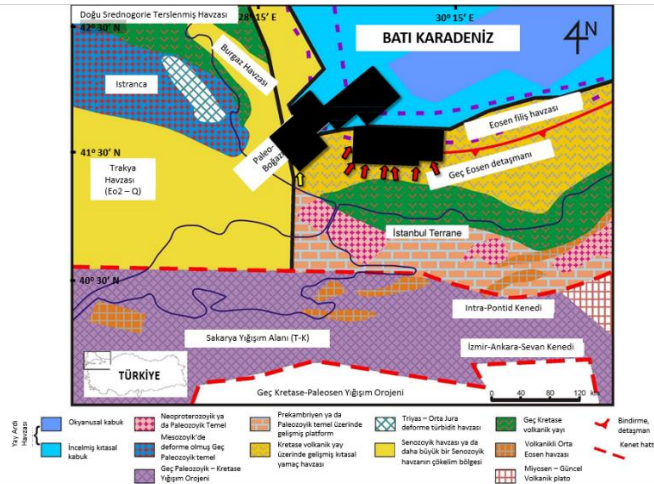
Kıtasal şelften kıtasal yükselim ve abisal düzlüğe değin geniş bir bir alanda temel sediman taşıma görevini üstlenen denizaltı kanyonları, uzun süreden beri birçok çalışmacının ilgisini çekmiş ve çok sayıda çalışmanın temel araştırma konusunu oluşturmuştur. Özellikle 1970'li yıllardan itibaren sismik veri toplama, işleme ve yorumlama tekniklerinde yaşanan gelişmeler sayesinde artık bu sistemlerin fasiyes mimarileri çok daha iyi görüntülenebilmekte, böylece oluşumları ve evrimleri çok daha iyi anlaşılabilir. Denizaltı kanyonları ile ilgili son yirmi yılda yapılan çalışmaların çoğunluğunun pasif kıta kenarları üzerinde yoğunlaştığı görülse de (Posamentier 2003; Posamentier ve Kolla 2003; Lofi ve Berne 2008; Hanquiez ve diğ. 2010; Gong ve diğ. 2011, 2014; Martinez ve diğ. 2011; Nelson ve diğ. 2011; Sutton ve Mitchum 2011; He ve diğ. 2013; Garcia ve diğ. 2015; Suc ve diğ. 2015; Tari ve diğ. 2016; Li ve diğ. 2019, 2020; Liang ve diğ. 2020; Su ve diğ. 2020; Gales ve diğ. 2021) aktif kıta kenarlarında yer alan denizaltı kanyonları ile ilgili de çok sayıda çalışma mevcuttur (Roy Moulik ve Prasad 2007; Covault ve Graham 2008; Lui ve Shipp 2011; Nelson ve diğ. 2011; Gamberi ve diğ. 2013; Sipahioğlu ve diğ. 2013a; Rossi ve diğ. 2015; Mauffrey ve diğ. 2017; Maier ve diğ. 2018; Sipahioğlu ve Batı 2018; Jipa ve Panin 2020; Serra ve diğ. 2020; Hsu ve diğ. 2021). Birçok çalışmada sismik ve batimetrik veri yardımıyla kanal dolgularının farklı unsurları (kanal setleri, moloz akıntıları, talveg ve taban çökelleri, yanall birikim çökelleri, şeyl örtüleri, kalıntı çökeller, sediman dalgaları, vs.) ayrıntılı olarak tariflenmiştir (Posamentier ve Kolla 2003; Roy Moulik ve Prasad 2007; Gong ve diğ. 2011; Figueiredo ve diğ. 2013; He ve diğ. 2013; Li ve diğ. 2013; Sipahioğlu ve diğ. 2013a; Nakajima ve diğ. 2014; Tassy ve diğ. 2014; Maier ve diğ. 2018; Sipahioğlu ve Batı 2018; Liang ve diğ. 2020; Su ve diğ. 2020; Hsu ve diğ. 2021).

Her ne kadar çeşitli kanyon sistemlerinin Batı Karadeniz'in sedimanter dolgusu içerisindeki varlığı iki ve üç boyutlu sismik veriye dayalı olarak biliniyor olsa da, bu sistemler şimdiye kadar sadece birkaç yayında ayrıntılı olarak incelenmiştir (Gillet ve diğ. 2007; Sipahioğlu ve Çiftçi 2010; Suc ve diğ. 2015; Tari ve diğ. 2015; Kitchka ve diğ. 2016; Tari ve diğ. 2016; Sipahioğlu ve Batı 2018). Bütün bu çalışmalar MTK döneminde meydana gelen deniz seviyesi düşmesi sonucu oluştuğu düşünülen kanyon sistemleri üzerinde yoğunlaşmıştır. Biz de bu çalışmada Batı Karadeniz'in TMEB'sinde yer alan ve MTK döneminde oluşmuş olan farklı havza kenarı morfolojilerine sahip iki adet kanyon sisteminin farklı

dolgu mimarilerini ve geometrilerini iki ve üç boyutlu sismik veri yardımıyla karşılaştırmalı olarak inceledik. Amacımız havza kenarı morfolojilerinin, birbirinden sadece yaklaşık 50 km uzaklıkta bulunan ve MTK ile ilişkili ani deniz seviyesi düşmesi sonucu oluşan iki kanyon sisteminin dolgu tipleri ve mimarileri üzerindeki etkisini araştırmaktır.

Paleocoğrafik konum

Avrupa ve Anadolu Yarımadası arasında yer alan Karadeniz, Geç Kretase-Paleosen (99,6-55,8 Myl) döneminde Tetis Okyanusu'nun kuzeye doğru Avrasya Kıtası'nın altına yitimiyle oluşmuş bir yay ardı havzasıdır (Boccaletti ve diğ. 1974; Letouzey 1977; Şengör ve Yılmaz 1981; Zonenshain ve Le Pichon 1986; Görür 1988; Finetti ve diğ. 1988; Okay ve diğ. 1994, 2001, 2013; Robinson ve diğ. 1996; Spadini ve diğ. 1996, 1997; Banks ve Robinson 1997; Okay ve Görür 2000; Nikishin ve diğ. 2003, 2012, 2015a, b; Shillington ve diğ. 2008, 2009). Eosen (55,8-33,9 Myl) döneminde Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun (İzmir-Ankara Okyanusu) kapanması ve bu kapanmayla ilişkili kıta-kıta çarpışmaları, batıda İsviçre'deki Molas Havzası'ndan doğuda Orta Asya'daki Aral Denizi'ne kadar geniş bir alanı kaplayan Paratetis'in (Rögl 1999) güneydeki Akdeniz'den ayrılmasına neden olmuştur (Gillet ve diğ. 2007). Paratetis'in bir parçası olan Karadeniz Havzası'nın güney kenarı Eosen dönemindeki sıkışmanın bir sonucu olarak yükselmiş olup, Oligosen'den (33,09-23,03 Myl) itibaren havzada yüksek hızla çökelmiş türbidit sistemleri hakim olmuştur (örn. Nikishin ve diğ. 2015b). Bu türbidit sistemleri havzada zamansal ve mekansal olarak değişken bir dağılım göstermektedir (örn. Sipahioğlu ve diğ. 2013b).

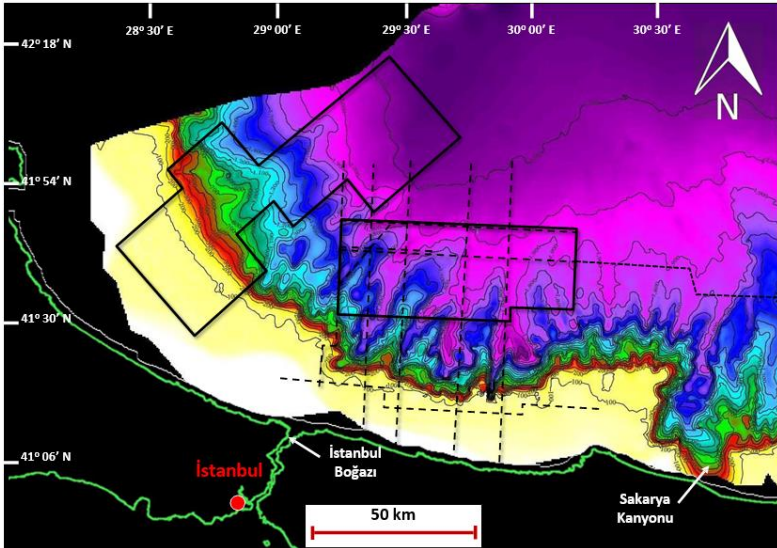


Şekil 1. Batı Karadeniz'in tektonik haritası (Nikishin ve diğ. 2015a'dan tekrar çizilmiştir). Bu çalışmada kullanılan üç boyutlu sismik veri alanları siyah poligonla gösterilmiştir. Sarı ve siyah oklar sırasıyla Karaburun ve Boğaziçi kanyonlarına olan sediman giriş noktalarını göstermektedir.

Çalışma alanı Karadeniz'in Şekil 1'de verilen tektonik haritasında gösterilmektedir. Söz konusu alanın batı-güneybatı ucu Senozoyik zamanında (son 66,5 Myıl) gelişmiş ve göreceli olarak daha “pasif” bir havza kenarında, doğusu ise Geç Kretase (99,6-65,5 Myıl) yaşlı volkanik yayın üzerinde gelişmiş kıtasal yamaç üzerinde yer almaktadır. Bu iki farklı havza kenarı, önlerinde oluşan kanyon dolgularının geometrilerini farklı şekillerde etkilemiş olup, söz konusu etkiler bu çalışmada irdelenecektir.

Çalışma alanı

Kıtasal şelf ve yamaçtan kıtasal yükselime kadar uzanan ve yaklaşık 6000 km²'lik bir alanı kaplayan çalışma alanında su derinlikleri 80-2200 m arasında değişmektedir (Şekil 2). Günümüzde şelf kenarı yaklaşık 100 m su derinliğinde bulunmaktadır. Karadeniz'in güneyi boyunca uzanan diğer havza kenarlarıyla karşılaştırıldığında çalışma alanı göreceli olarak daha geniş şelf (15-45 km) ve yamaçlarla (40-50 km) karakterize edilmekte olup, genişlikler çalışma alanının batısından doğusuna doğru bir azalma göstermektedir. Karadeniz ve Akdeniz'deki şelf genişliklerinin ortalama ve maksimum değerlerinin sırasıyla 17 km ve 166 km olduğu göz önüne alındığında (Harris ve diğ. 2014), çalışma alanındaki şelf genişliği bu iki havzanın standartlarına göre “orta” olarak nitelendirilebilir. Benzer şekilde, yamaç genişliklerinin ortalama ve maksimum değerlerinin sırasıyla 31 km ve 127,6 km olduğu Akdeniz ve Karadeniz ölçeğine göre çalışma alanındaki yamaç genişlikleri yine “orta” olarak tanımlanabilir (Harris ve diğ. 2014).



Şekil 2. Batı Karadeniz'in Türk Münhasır Ekonomik Alanı'nda kalan kısmının batimetri haritası. Kesikli çizgiler ve siyah kutular sırasıyla bu çalışmada kullanılan iki boyutlu sismik hatları ve üç boyutlu sismik veri setlerine ait alanları göstermektedir.

Batı Karadeniz'in TMEB'sinde Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) ve proje ortakları tarafından açılmış petrol kuyuları ile iki ve üç boyutlu sismik veriler, alanda fizyografik şartların Erken-Orta Miyosen'den (23,03-11,6 Myıl) bu yana değişmediğini göstermektedir.

Veri ve metodoloji

Bu çalışmada öncelikli olarak üç boyutlu sismik veri setleri kullanılmış olup, on dokuz adet iki boyutlu sismik hattan da bölgesel korelasyon amaçlı yararlanılmıştır. Sismik veri setleri hidrokarbon arama amaçlı toplanmış endüstri verisi olup, TPAO tarafından sağlanmıştır. Üç boyutlu sismik veriler 1995 ve 2013 yılları arasında yapılmış dört farklı çalışmada toplanmıştır (Şekil 1, 2). Bu etütlerin üç adedi çalışma alanının batısında kümelenmiştir. Veri kalitesi çok yüksek olup, "inline" ve "crossline" arası mesafe 25 m'dir. Sismik yorumların tamamı yığma öncesi zaman migrasyonlu sismik küpler üzerinde yapılmıştır.

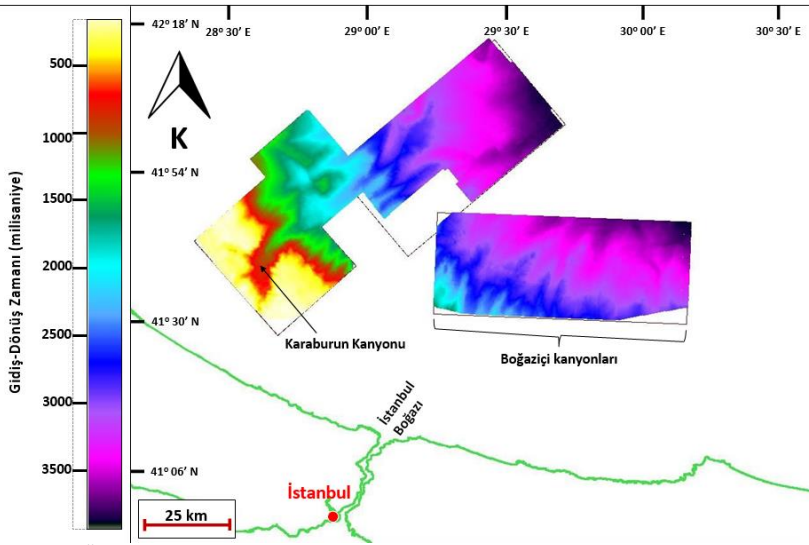
Messiniyen yaşlı kanyonların tabanları tüm üç boyutlu sismik veri setlerinde yorumlanmıştır. Kıtasal şelften kıtasal yükselime kadar olan bir alanda net olarak gözlenen ve Messiniyen zamanında meydana gelmiş olan deniz seviyesi düşmesinin bir ürünü olan bu sismik yüzey daha yaşlı stratigrafik katmanların yoğun bir şekilde aşınmasını temsil etmektedir. Kanyon dolgularının üzerini örten sismik seviye de dolgu kalınlıklarını hesaplayabilmek amacıyla yorumlanmıştır. Dolguların sismik yansıma karakterleri, dolguların çökelim geometrilerini, çökelim süreçlerini ve mekansal dağılımları ile fasiyes mimarilerini ortaya çıkarmak amacıyla incelenmiştir.

Harris ve diğ. (2014) tüm dünya denizlerinin jeomorfolojisini derledikleri çalışmalarında denizaltı kanyonlarını “şelf kazımalı” ve “kör” olarak isimlendirdikleri iki kategoriye ayırmışlardır. Bu çalışmada incelenen kanyonlar da bu kategoriye göre sınıflandırılmıştır. İsminden de anlaşılacağı üzere, şelf kazımalı kanyonlar kıtasal şelfi şelf kenarından itibaren eğim yukarı yönde aşındırarak, batimetri haritalarında şelf üzerinde kara yönünde sapmış eşderinlik eğrileri ile temsil edilen bir görünüme sahiptir. Kör kanyonlar ise tamamen kıtasal yamaç ile sınırlı olup, şelf kenarının kara tarafında, başka bir deyişle şelf üzerinde, herhangi bir kazınma göstermemektedir.

Batı Karadeniz Denizaltı Kanyonları

MTK dönemi boyunca Batı Karadeniz'in güney kenarı boyunca çok sayıda kanyon gelişmiştir (Hsü ve Giovanoli 1979; Can 1996; Gillet ve diğ. 2007; Sipahioğlu ve Çiftçi 2010; Korucu ve diğ. 2013; Suc ve diğ. 2015; Tari ve diğ. 2015, 2016). Bu kanyonların MTK ile ilişkisi, TPAO ve proje ortakları tarafından Karadeniz'de açılan kuyu verileri (Karadeniz-1, İğneada-1, Limanköy-1 ve 2) ve Batı Karadeniz'in TEMB'sinde kalan alanda toplanan sismik veri ile teyit edilmiştir. Ayrıca, önceki çalışmalarla sismik kesitlerde şelf, yamaç hatta kıtasal

yükselim ve abisal düzlük boyunca Messiniyen Uyumsuzluğu (MU) ve bu uyumsuzluğa karşılık gelen korelatif uyumlu yüzeyler kolaylıkla izlenmiştir. Çalışma alanında, bu kanyonlar üç boyutlu sismik etütlerde görüntülenmiştir (Şekil 3). Söz konusu sismik etütler tek bir kanyon formunda olan Karaburun Kanyonu'nun şelften kıtasal yükselime kadar olan hat boyunca tam olarak görüntülenmesine olanak tanımaktadır. Karaburun Kanyonu'nun doğusunda, diğer bir üç boyutlu Boğaziçi sismik verisinde ise, birden çok kanyondan oluşan ve bu çalışmada Boğaziçi kanyonları olarak adlandırılan bir kanyon sistemi kısmen gözlemlenebilmektedir (Şekil 2).



Şekil 3. Üç boyutlu sismik veri setleri üzerinde yorumlanmış Karaburun ve Boğaziçi kanyonlarının tabanlarına ait zaman-yapı haritası.

Karaburun ve Boğaziçi kanyonlarının hem güncel hem de Messiniyen dönemi havza kenarı morfolojileri birbirilerinden farklılık göstermektedir. Karaburun Kanyonu göreceli daha durağan ve geniş bir kıtasal şelf (~45 km) ile düşük eğimli (0,5-3°) ve Pliyosen döneminde ilerleyen bir havza kenarı gelişimine ev sahipliği eden Messiniyen öncesi bir havza kenarında yer alırken, Boğaziçi kanyonları kıtasal şelfin oldukça dar (~15 km, kıtasal yamacın ise oldukça dik olduğu (7-15°) bir havza kenarı boyunca konumlanmıştır (Şekil 2).

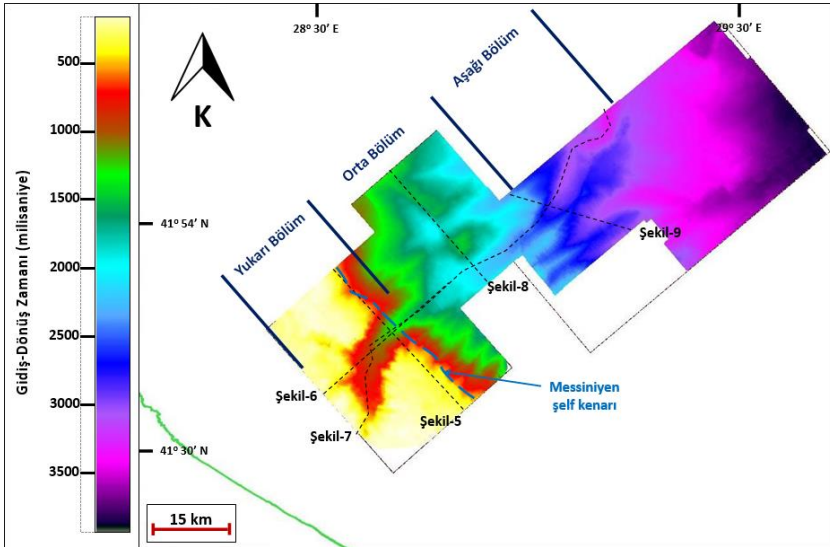
Sismik fasiyes ve geometrilerine dayanarak bu kanyonların dolguları 5 ayrı kategoriye ayrılmıştır:

- 1) Düşük genlikli-sürekli (D-S)
- 2) Yüksek genlikli-sürekli (Y-S)
- 3) Düşük genlikli-süreksiz (D-SZ)
- 4) Yüksek genlikli-süreksiz (Y-SZ)
- 5) Kaotik (K)

Karaburun Kanyonu dolguları ağırlıklı olarak D-S, Y-S, D-SZ ve Y-SZ sismik fasiyesleri ile temsil edilmektedir. Diğer taraftan, Boğaziçi kanyonları tamamıyla K sismik fasiyesinden oluşmaktadır.

Karaburun Kanyonu

Karaburun Kanyonu, İstanbul Boğazı'nın KB'sında yer almaktadır (Şekil 2). Görece geniş bir şelf ile düşük eğimli bir kıtasal yamaca sahip olan ve Pliyosen boyunca ilerlemiş bir havza kenarında bulunmaktadır. GB-KD uzanımlı kanyon, Messiniyen döneminde çalışma alanındaki şelfi kazıyan tek kanyondur (Şekil 3 ve 4). Messiniyen şelf kenarına kara istikametinde yaklaşık 30 km uzaklıkta birkaç küçük kanalla başlayan bu kazınma yaklaşık 10 km gibi bir mesafede geniş ve derin tek bir kanyona dönüşmektedir. Söz konusu kanyon, altında yer alan Messiniyen öncesi birimleri derin şekilde kazıyarak Messiniyen şelf kenarı civarında 9 km genişliğe ve 1000 m derinliğe ulaşmaktadır. Kanyonun tabanı alanın tümünde ve şelfte bir kazınma yüzeyi olarak izlenebilmektedir. Her ne kadar dünyadaki bazı kanyonların kazınma dereceleri, kara yönünde şelf vadileri şeklinde uzanarak karasal akarsu sistemlerine bağlanacak kadar etkin olsa da (Harris ve Whiteway 2011), Karaburun Kanyonu'nda bu özellik gözlenmemektedir. Bunun nedeni bu ölçekte bir kazınmanın Karaburun Kanyonu'nda ya hiç gelişmemiş olması ya da sismik çözünürlüğün bunun tespiti için yetersiz olmasıdır.

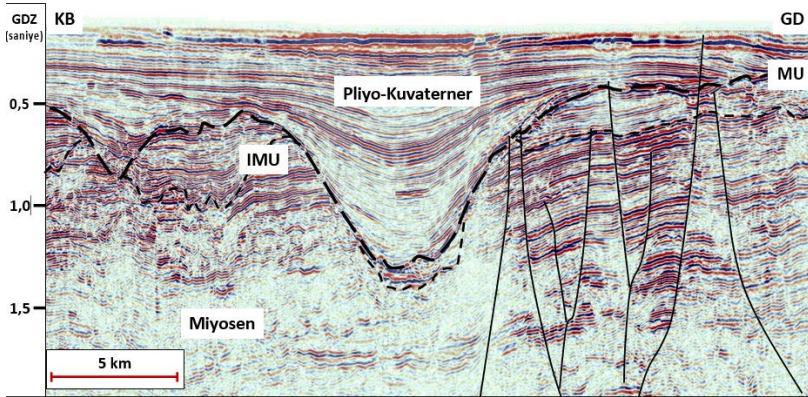


Şekil 4. Üç boyutlu sismik veri setleri üzerinde yorumlanmış Karaburun Kanyonu'nun tabanına ait zaman-yapı haritası. Şekil 5-9'da gösterilen sismik kesitlerin lokasyonları kesik çizgilerle gösterilmektedir

Karaburun Kanyonu, Messiniyen dönemi şelf kenarındaki konumlarına göre üç bölüme ayrılmıştır (Şekil 4):

- 1) Yukarı Bölüm
- 2) Orta Bölüm
- 3) Aşağı Bölüm

Karaburun Kanyonu'nun Yukarı Bölüm'ü, altta yer alan daha yaşlı birimlerin çökeltme eğimlerinin $0,5^\circ$ yi aşmadığı Messiniyen Şelfi'ni kazımaktadır. Bu bölümde kanyon 9 km genişliğe ve 1000 m'ye ulaşan derinliğe sahiptir (Şekil 4 ve 5). Kanyon tabanı ve duvarları ve ayrıca Messiniyen yüzeyinin tamamı alttaki reflektörleri yüksek açılarla kazımaktadır. Genel olarak kanyon dolgusu paralel, yarı paralel, hafif dışbükey D-S ve Y-S tip sismik fasiyeslerden oluşmakla beraber, D-SZ sismik fasiyesler de nadir de olsa mevcuttur. Diğer taraftan, Y-SZ fasiyesler neredeyse yok denecek düzeydedir. Eğim yönünde kesitlerde kanyon tabanında “downlap”lerle biten sigmoidal reflektör geometrileri çok karakteristiktir (Şekil 6 ve 7).

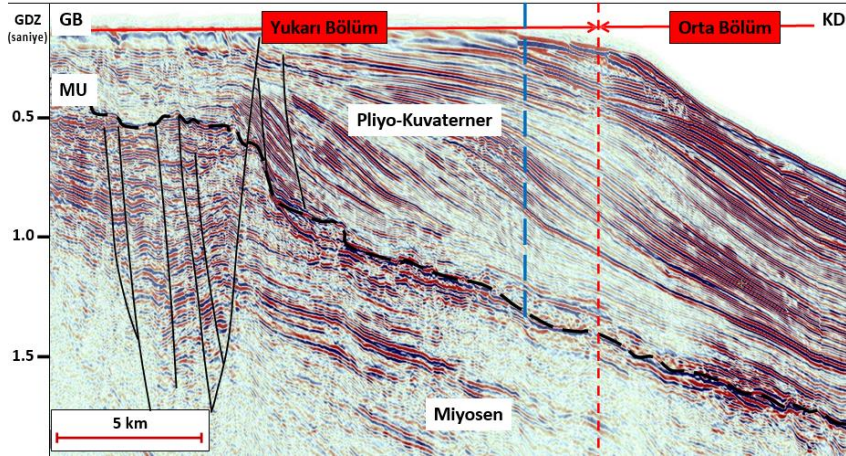


Şekil 5. Karaburun Kanyonu'nun yukarı bölümünün eksenine dik yönde uzanan bir sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 4'e bakınız). Miyosen istifi içerisinde Messiniyen

Uyumsuzluğu tarafından aşındırılmış olan daha yaşlı bir uyumsuzluk yüzeyi bulunmaktadır ve 'Intra-Miyosen Uyumsuzluğu' olarak adlandırılmıştır (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu, IMU: Intra-Miyosen Uyumsuzluğu).

Yukarı Bölüm, Karaburun Kanyonu'nda Messiniyen kazınmasının en yoğun gözlemlendiği bölümdür. Messiniyen aşınma yüzeyinin tamamının oldukça düzensiz olması, MTK döneminde şelfin Yukarı Bölüm'e ait kanyon tabanını da içerecek şekilde su üstüne çıkmış olmasının bir göstergesi olarak değerlendirilebilir (Tari ve diğ. 2016). Bu bölümde Karaburun Kanyonu çoğunlukla, sediman baypasına işaret eden taban çökellerinin çok ince ya da hiç olmaması ile karakterize edilmektedir. Burada dikkate alınması gereken en önemli husus, Yukarı Bölüm'ün birçok noktasında kanyonun Messiniyen öncesi daha yaşlı bir kanyon dolgusunun büyük bölümünü aşındırmış olmasıdır. Bu nedenle, bu eski kanyon dolgusunun Karaburun Kanyonu'nun bir bölümü olarak

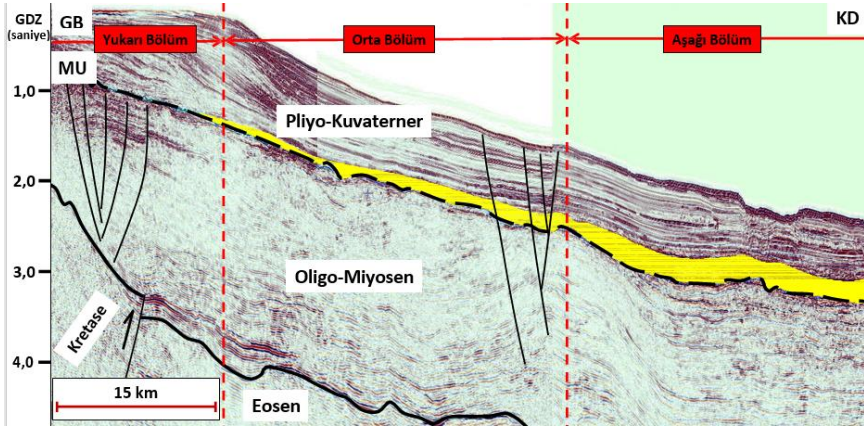
değerlendirilmemesine özen gösterilmiştir (Şekil 5). Yukarı Bölüm Pliyosen dönemindeki deniz seviyesi yükselimi sırasında ilerleyen havza kenarına ait çökeller tarafından doldurulmuştur (Şekil 6). Karaburun Kanyonu'nun Orta Bölüm olarak tanımlanan kesimi üst yamaçta yer almaktadır. Bu kesimdeki çökeltme eğimleri 3° civarındadır. Kanyonun genişliği en fazla 9 km olup, derinliği 500 m'yi geçmemektedir. Bu bölümün eğim yukarı sınırı şelf kenarı, eğim aşağı sınırı ise kanyon profil eğiminin eğim aşağı yönde ani artış gösterdiği noktada yer almaktadır (Şekil 4 ve 7). Kanyon, bu bölüm içerisinde, her ne kadar alttaki reflektörleri yoğun şekilde kazısa da, Yukarı Bölüm'dekine göre daha pürüzsüz ana hatlara sahiptir (Şekil 8). Paralel-yarı paralel D-S ve Y-S sismik fasiyeslere ilave olarak, Orta Bölüm'de D-SZ ve Y-SZ sismik fasiyesler de baskın kanyon dolguları olarak göze çarpmaktadır.



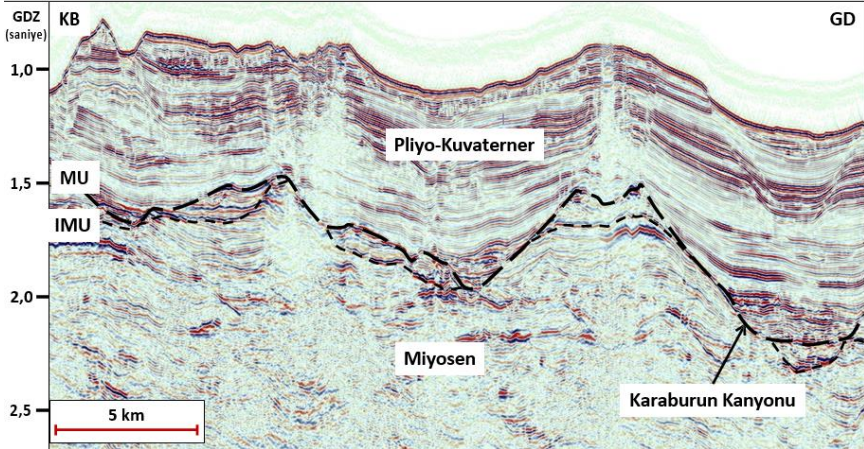
Şekil 6. Karaburun Kanyonu'nun yukarı ve orta bölümünün yukarı kısımlarından geçen rastgele bir sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 4'e bakınız). Mavi kesikli çizgi Messiniyen zamanındaki şelf kenarının tahmini yerini göstermektedir (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu).

Şelften alt yamaca uzanan kanyon eksenı boyunca oluşturulan sismik kesit, Orta ve Aşağı bölümler arasında yer alan ve kanyon tarafından kazınan yaşlı bir antiklinal yapının varlığını göstermektedir (Şekil 7). Bu yapı üzerine gelen kanyon dolgusuna ait "onlap" geometrilerinin yorumu sonucunda, yapının Karaburun Kanyonu'nun oluşumunun en başından beri mevcut olabileceği değerlendirilmiştir. Söz konusu antiklinal, kanyonun aktif olduğu dönemlerde paleo-deniz tabanında yerel bir yükselme olarak yerini almış, kanyon profilini modifiye ederek, aşınmanın yoğunluğunu azaltmış ve göreceli düşük kanyon eksenı eğimlerinin oluşumuna neden olmuştur. Bu bölümde kanyon dolguları çoğunlukla D-SZ ve Y-SZ sismik fasiyeslerden oluşmaktadır. Bu fasiyesler Pliyosen dönemi boyunca ilerleyen havza kenarını temsil eden bir dizi klinoform tarafından üzerlenmektedir. Bu bölümde, Karaburun Kanyonu'na paralel uzanan birkaç kanyon daha mevcuttur (Şekil 4 ve 8). Tamamı kör kanyon olarak

nitelendirilen bu kanyonlar Messiniyen kıtasal şelfi ile herhangi bir bağlantıya sahip değildir.



Şekil 7. Karaburun Kanyonu'nun yukarı, orta ve aşağı bölümlerinden geçen rastgele bir sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 4'e bakınız). Kanyon tabanına aşmalı (onlap) olarak gelen kanyon dolgusu sarıyla gösterilmiştir (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu).



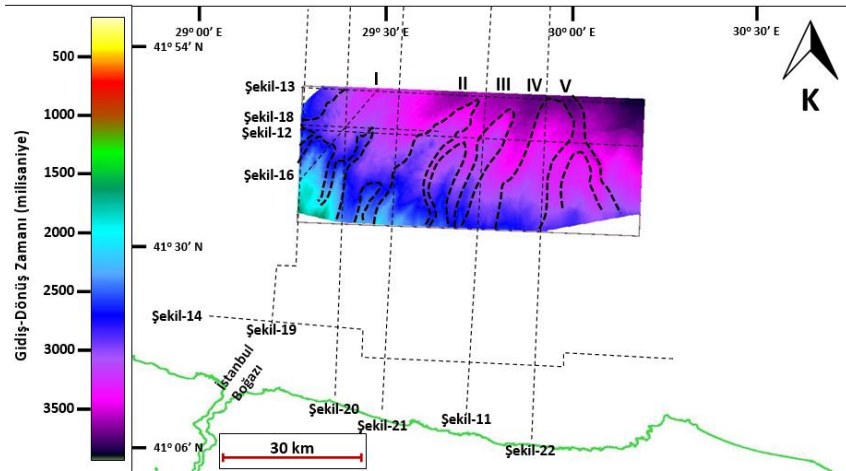
Şekil 8. Karaburun Kanyonu'nun orta bölümünün eksenine dik yönde uzanan bir sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 4'e bakınız). Bu bölümde kanyonda yüksek genlikli, süreksiz reflektörlerle temsil edilen kanyon dolgusu gelişimi görülmektedir. Kesitte kuzeybatı yönünde daha düşük rölyefli iki kanyon daha görülmektedir. Bu kanyonlar kör kanyon olup Messiniyen şelfi ile hiç bir bağlantıları bulunmamaktadır (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu, IMU: Intra-Miyosen Uyumsuzluğu).

Karaburun Kanyonu'nun Aşağı Bölüm'ü çökelme eğimlerinin 1-1,5° olduğu Messiniyen kıtasal kenarının alt yamacında yer almaktadır (Şekil 4 ve 7). Kanyonun bu bölümünün maksimum genişliği 8 km, rölyefi ise 300 m'dir. Aşağı

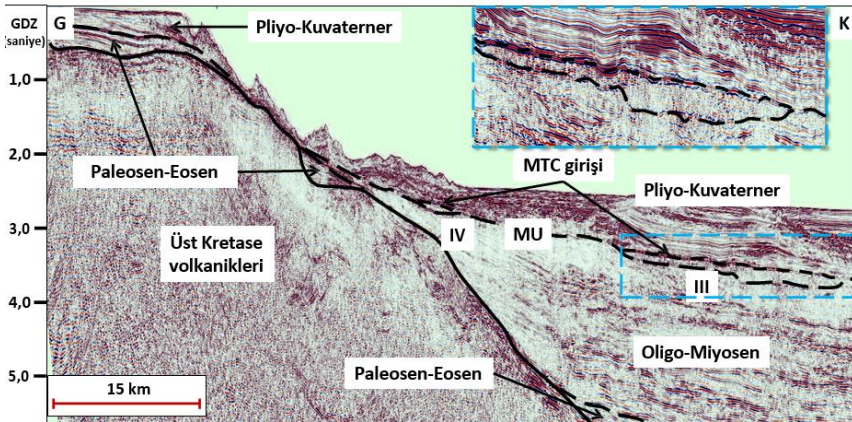
Boğaziçi Kanyonları

Yaklaşık G-K yönlü uzanan bir seri kanyon, İstanbul Boğazı'nın kuzeydoğusundaki yamaç topuğu-kıtasal yükseliminde baskın durumdadır. Bu kesimde, Karaburun Kanyonu'nun tanımlandığı alandan farklı olarak, üç boyutlu sismik veri sadece kıtasal yükselim alanını içine almaktadır. Ancak, mevcut birkaç bölgesel iki boyutlu sismik kesit bu alandaki kanyonlarının eğim aşağı ve eğim yukarı uzanımı ve özellikleri hakkında bilgi sahibi olmamıza olanak sağlamaktadır. Çalışma alanının batısından farklı olarak bu alan, dar bir şelf ve Üst Kretase volkaniklerinin üstünde yer alan dik bir yamaç ile karakterize edilmektedir. Bu alandaki volkanik yayın bir bölümünü oluşturan bu volkanik kaya istifi, kıyı çizgisine paralel uzanmaktadır (Şekil 1) ve sismik kesitlerde de görüleceği üzere, şelf ve kıtasal yükselim arasında dik bir şev oluşturmaktadır (Şekil 11).

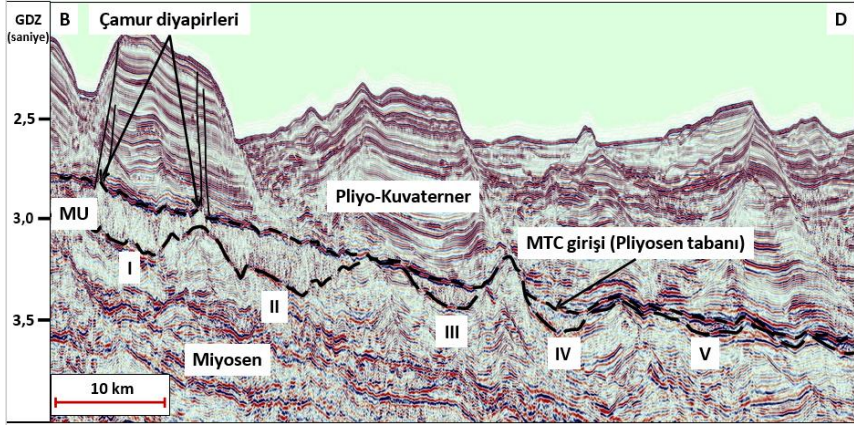
Boğaziçi sismik veri alanında batıdan doğuya doğru I-V olarak numaralandırılan değişik boyutta beş adet Messiniyen kanyonu mevcuttur (Şekil 10). Bu kanyonların genişlikleri 8-12 km arasında, rölyepleri de 80-350 m arasında değişmektedir (Şekil 12). Kanyonlar eğim aşağı gidildiğinde genişliği 50 km'ye varan bir erozyonel yüzey oluşturacak şekilde birleşirler (Şekil 13). Boğaziçi kanyonlarının eğim yukarı yönünün güneyinde kalan şelf boyunca uzanan D-B yönlü birleştirilmiş (kompozit) sismik kesit Üst Kretase volkanikleri üzerinde çok ince Senozoyik çökellerinin varlığını göstermektedir (Şekil 14). Bu Senozoyik istif içinde oldukça belirgin bir erozyon yüzeyi gözlemlenmiştir. Bu yüzey, her ne kadar bu gözlemi doğrulayacak bir kuyu verisi olmasa da, MU'yu gösteren bir veri olarak değerlendirilmiştir. MU boyunca Boğaziçi kanyonları ile mevcut şelf arasında bir bağlantı olduğunu gösterecek ve yukarıdaki yorumlarımızı destekleyecek herhangi bir erozyonel geometri de gözlemlenmemiştir. Bu nedenle, Boğaziçi kanyonlarının, paleo-yamaç ile sismikte gözlenebilen herhangi bir bağlantı olmaksızın tamamıyla kıtasal yükselim ve abisal düzlükle sınırlı oldukları düşünülmektedir. Bu nedenle bu kanyonlar kör kanyonlar olarak tanımlanmıştır. Kanyonlar yamaç topuğu civarından başlayarak abisal düzlüğe kadar uzanmaktadır. 80 ve 280 m arasında değişen kalınlıklara sahip oldukları belirlenen bu kanyonların zaman-yapı ve zaman-kalınlık haritalarında gözlenen ana hatları oldukça düzgündür (Şekil 10 ve 15). Kanyon dolguları çoğunlukla, tavan ve tabanlarında Y-S yansıma yüzeyleri ile sınırlandırılmış, belirgin şekilde saydam olan K tipi sismik fasiyeslerden oluşmaktadır (Şekil 12, 13 ve 16). Boğaziçi kanyonlarının tabanları altta yer alan reflektörleri kazıyan ve çalışma alanı boyunca bir erozyon yüzeyi olarak izlenebilecek Y-S yansıma yüzeyleri ile belirgindir.



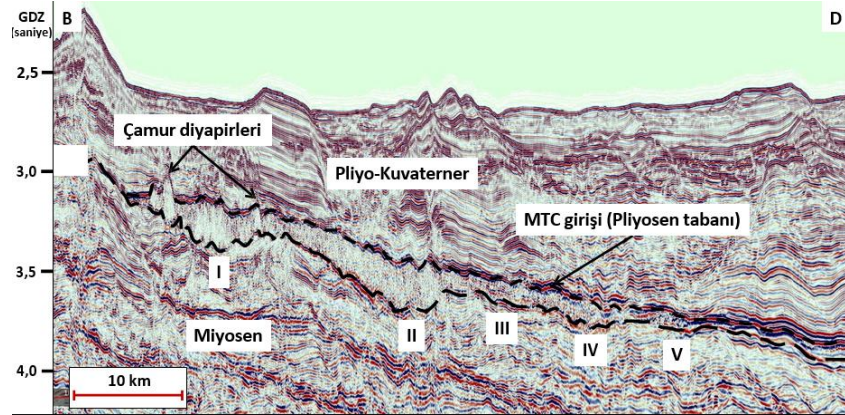
Şekil 10. Boğaziçi kanyonlarının zaman-yapı haritası. Kalın kesikli çizgiler kanyon sınırlarını, ince kesikli çizgiler ise Şekil 11-14, 16, 18 ve 19-22'de sunulan sismik kesitlerin yerlerini göstermektedir.



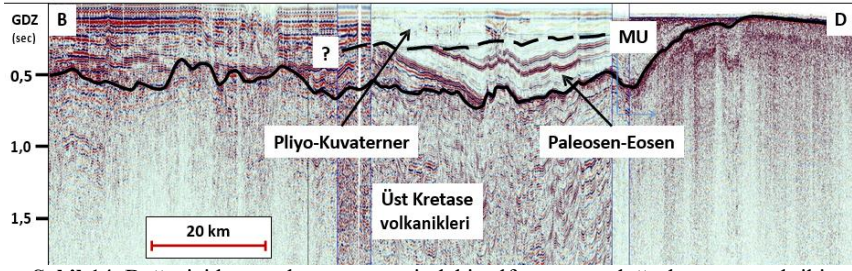
Şekil 11. IV ve III numaralı Boğaziçi kanyonlarından geçen bölgesel bir iki boyutlu sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 10'a bakınız). III numaralı kanyon daha net bir görünüm için büyütülmüştür (sağ üst) (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu).



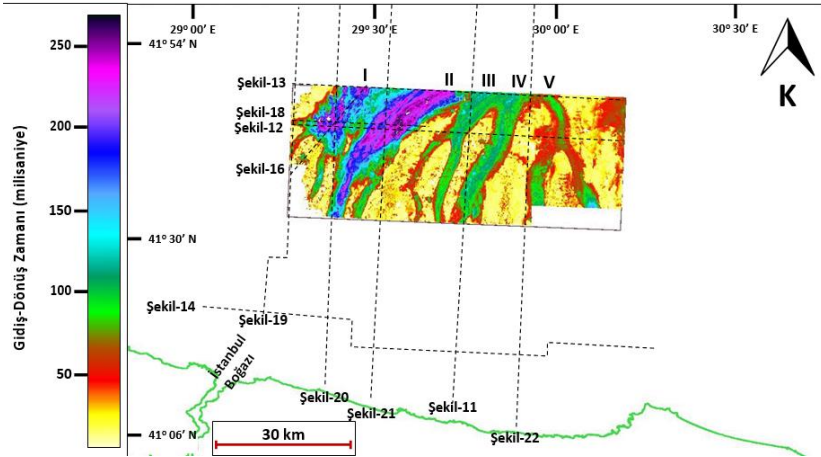
Şekil 12. Boğaziçi kanyonlarının tamamını eksenlerine dik olarak kesen sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 10'a bakınız). Kanyon derinlikleri batıdan doğuya doğru azalma göstermektedir. Kaotik-saydam reflektörlerden oluşan kanyon dolguları tamamen MTC'lerden oluşmaktadır. Kanyon 1'de gözlenen çamur diyapirinin Pliyo-Kuvaterner boyunca devam eden çökelimin bir sonucu olarak remobilize olmuş MTC'ler tarafından oluşturulduğu düşünülmektedir (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu).



Şekil 13. Boğaziçi kanyonlarının tamamını üç boyutlu sismik verinin en kuzeyinde (kanyonların üç boyutlu sismik veride görüntülenebilir en ıraksak kısımlarında) eksenlerine yaklaşık dik olarak kesen sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 10'a bakınız). Bu alanda kanyonlar birleşerek tek bir MTC haline gelmektedir (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu).

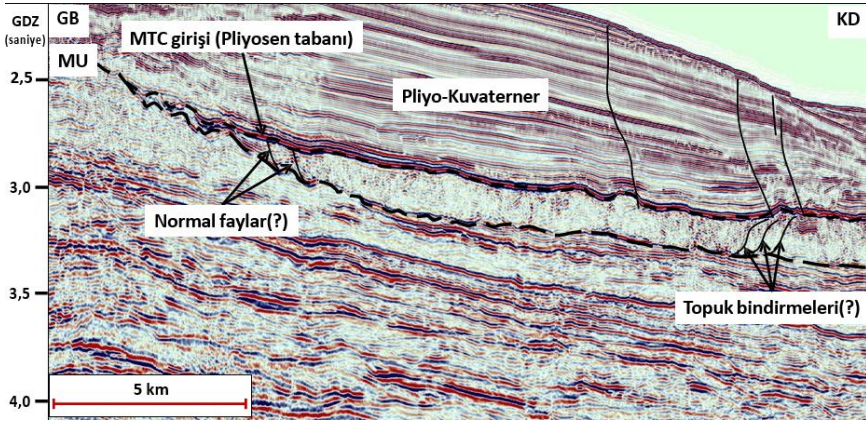


Şekil 14. Boğaziçi kanyonlarının güneyindeki şelften geçen doğu-batı uzanımli iki boyutlu kompozit sismik hat (haritadaki yeri için Şekil 10'a bakınız). Geç Kretase yaşlı volkanik yükselimin çökelim için yetersiz bir alan yaratması güneyden gelen sedimanların baypasına yol açmıştır (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu).

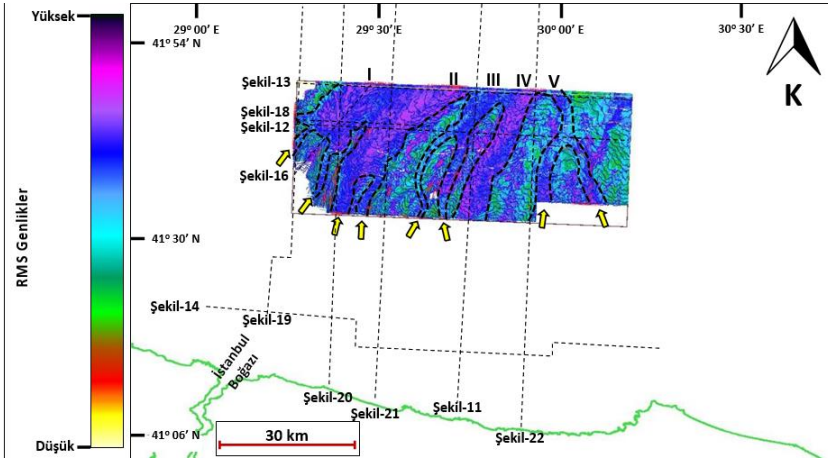


Şekil 15. Boğaziçi kanyonlarının zaman-kalınlık haritası. Kesikli çizgiler Şekil 11-14, 16, 18 ve 19-22'de sunulan sismik kesitlerin yerlerini göstermektedir.

Her ne kadar kanyon dolgularının kalınlıkları kanyon I'den V'ye doğru gittikçe azalsa da, Boğaziçi kanyonlarında gözlemlenen K tipi dolgu kalıpları oldukça tekdüze olup, baskın bir dağılıma sahiptir (Şekil 12, 13 ve 16). Taban yüzeyinin yapısal konturları ile üzerlenen kanyon girişi ve tabanı arasında kalan aralığa ait "root mean square" (RMS) sismik genlik haritaları, kanyon dolgularının çok düşük genliklere sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 17). Boğaziçi kanyon dolgularının oldukça düşük genlikleri ve K tipi sismik fasiyesleri, bunların MTC olduğunu göstermektedir.



Şekil 16. I numaralı Boğaziçi Kanyonu'nun eksenine paralel uzanan sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 10 ve 15'e bakınız). Kanyon dolgusunun yukarı kesiminde normal fayların, aşağı kesiminde ise topuk bindirmelerinin varlığı muhtemel olsa da dolgunun kaotik ve saydam görünümü sağlıklı bir yorumu engellemektedir. Kanyon dolgusunun eğim aşağı yönde kalınlaşması da topuk bindirmelerine işaret ediyor olabilir (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu).

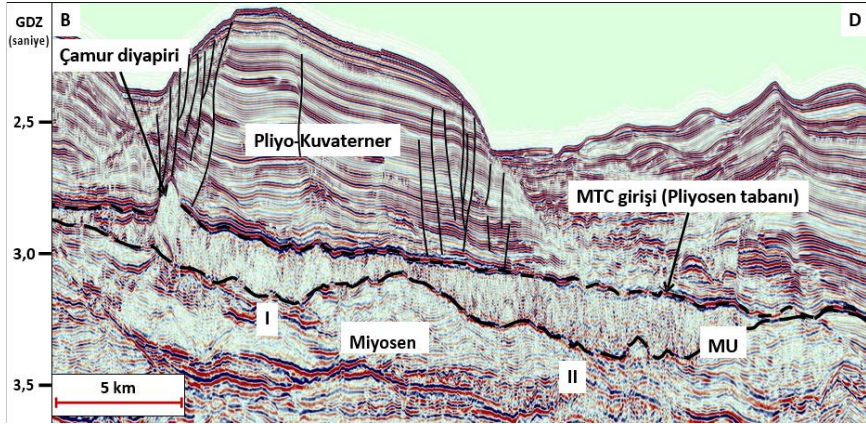


Şekil 17. Pliosen tabanı ile Messiniyen kazınması arasındaki RMS genlik haritası. MTC dolgulu kanyonlar tipik olarak düşük genlikler ile karakterize edilmektedir. Kalın kesikli çizgiler kanyon sınırlarını, ince kesikli çizgiler ise Şekil 11-14, 16, 18 ve 19-22'de sunulan sismik kesitlerin yerlerini göstermektedir. Sarı oklar kanyonlara tahmini sediman giriş noktalarını göstermektedir.

Düşük sismik genlikler Boğaziçi kanyon dolguları ile ilişkili çökelim eş zamanlı ve çökelim sonrası geometrilerinin ayrıntılı şekilde yorumlanmasına engel olmaktadır. Ancak, buna rağmen kanyon dolgularının eğim yukarı ve eğim aşağı bölümlerinde yer alan bazı gerilme ve sıkışma faylarının varlığından söz etmek

mümkündür (Şekil 16). Oldukça düşük genlikli kanyon dolguları nedeniyle açık olarak gözlemlenememekle beraber, gerilme faylarının MTC'lerin eğim yukarı yönde en yakınsak kısımları civarında gelişmiş olması beklenebilir. Diğer taraftan sıkışma fayları, başka bir deyişle topuk bindirmeleri, MTC'lerin terminal bölümleri ile ilişkili olup yapısal kısılmanın ürünleridir (örn. Bøe ve diğ. 2000; Posamentier ve Martinsen 2011; Frey-Martinez ve diğ. 2005; de la Vara ve diğ. 2016). Bunu destekleyecek bir başka gözlem de MTC'lerin eğim aşağı yönde kalınlaşma göstermesidir. Biz bu kalınlaşmanın sadece çökelimle ilgili değil, topuk bindirmeleriyle de ilişkili olabileceğini düşünmekteyiz. MTC I içinde bazı rotasyonel ve deformasyonel geometriler gözlenmiş olup (Şekil 12, 13 ve 18) bu geometrilerin çökelim sonrası oluşmuş olabileceği ve oluşum mekanizmalarının Pliyo-Pleyistosen (son 5,33 Myıl) boyunca devam eden çökelinin yarattığı yükün ağırlığı nedeniyle MTC'nin üst bölümünün yeniden mobilizasyonu ile ilişkili olabileceği yorumlanmıştır. Ayrıca, MTC'ler üzerindeki farklı kompaksiyonun ise genç birimleri etkilediği ve bugünkü deniz tabanını şekillendirdiği değerlendirilmiştir.

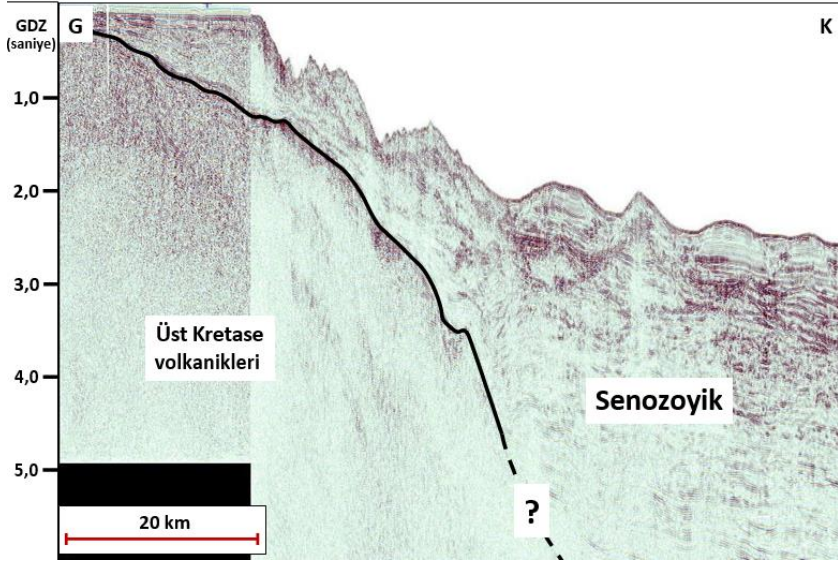
MTC'lerin üst dokanakları çok belirgin olup, çalışma alanında senkronize şekilde MTC çökelinin sonlanmasına işaret eden ve Boğaziçi kanyon dolgularını örten paralel-yarıparalel Y-S sismik fasiyesle temsil edilmektedir (Şekil 12, 13, 16 ve 18). Bu sismik fasiyes ise Pliyosen'den günümüze kadar çökelmiş derin deniz ince taneli klastikleri temsil ettiği şeklinde yorumlanan ve deniz tabanına kadar uzanan paralel, Y-S fasiyesi tarafından üzerlenmektedir. Bu sedimanter paket içinde bazı MTC ara birimleri gözlenirse de, bunlar Boğaziçi kanyonlarının aksine yaşıtlı olmayıp, stratigrafik istif içinde izole olmuş sedimanter paketlerdir.



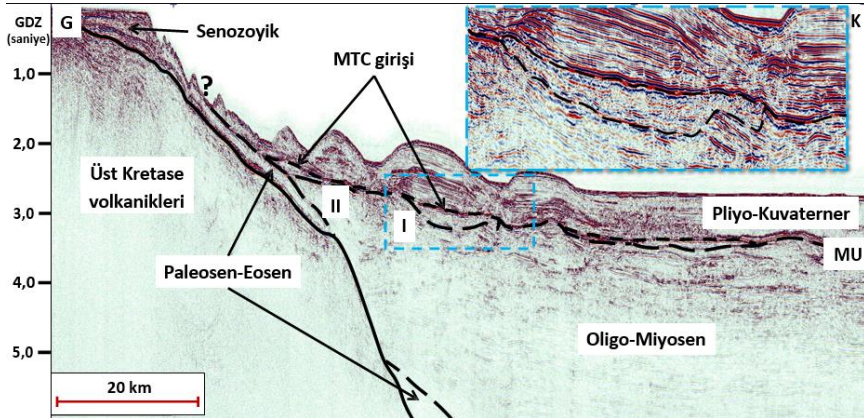
Şekil 18. I ve II numaralı Boğaziçi kanyonlarını eksenlerine yaklaşık dik olarak kesen sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 10, 15 ve 17'ye bakınız) (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu).

Boğaziçi kanyonlarının genişlikleri, rölyefleri ve dolgu kalınlıkları doğudan batıya, İstanbul Boğazı'na doğru artmaktadır (Şekil 10, 12, 15 ve 17). Benzer

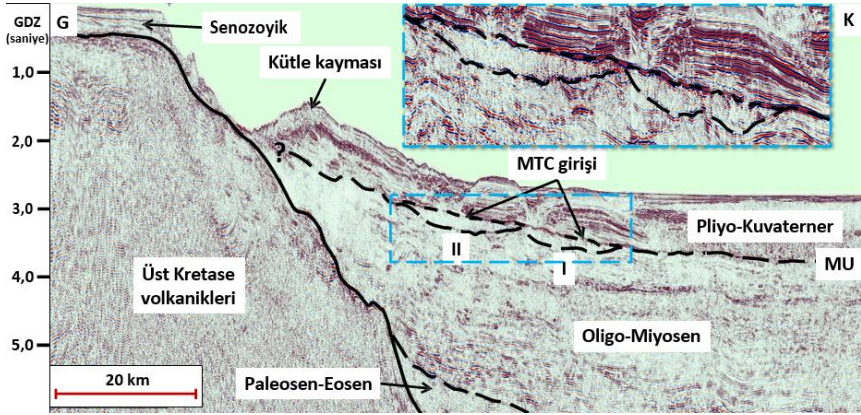
şekilde, gerek Eosen'den (hatta daha öncesinden) bu yana devam eden şelf ilerlemesi, gerekse Üst Kretase volkaniklerini üzerleyen yamaç sedimanlarının kalınlığı da aynı istikamette artmaktadır (Şekil 11, 19, 20, 21 ve 22).



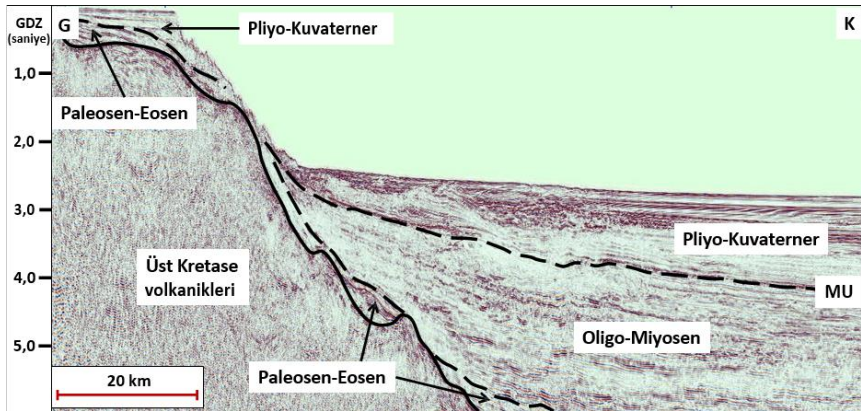
Şekil 19. İstanbul Boğazı'nın kuzey ucuna yakın bölgesel bir iki boyutlu sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 10, 15 ve 17'ye bakınız). Düşük veri kalitesi nedeniyle Messiniyen Uyumsuzluğu yorumlanamamıştır. Bu alanda şelf kenarı daha fazla ilerlemiş olup kıtasal yamaç üzerinde de Senozoyik zamanında çökelim gerçekleşmiştir. Karşılaştırma için Şekil 11 ve 20-22'ye bakınız) (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı).



Şekil 20. II ve I numaralı Boğaziçi kanyonlarından geçen bölgesel bir iki boyutlu sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 10, 15 ve 17'ye bakınız). I numaralı kanyon daha net bir görünüm için büyütülmüştür (sağ üst). Karşılaştırma için Şekil 11, 19, 21 ve 22'ye bakınız (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu).



Şekil 21. II ve I numaralı Boğaziçi kanyonlarından geçen bölgesel bir iki boyutlu sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 10, 15 ve 17'ye bakınız). Yamaç topuğundaki büyük kütle kayması Üst Kretase volkaniklerini neredeyse tamamen açığa çıkarmıştır. I ve II numaralı kanyonlar daha net bir görünüm için büyütülmüştür (sağ üst). Karşılaştırma için Şekil 11, 19, 21 ve 22'ye bakınız (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu).



Şekil 22. V numaralı Boğaziçi kanyonunun batı kenarına yakın bir alandan geçen bölgesel bir iki boyutlu sismik kesit (haritadaki yeri için Şekil 10, 15 ve 17'ye bakınız). Karşılaştırma için Şekil 11 ve 19-21'e bakınız (GDZ: Gidiş-dönüş zamanı, MU: Messiniyen Uyumsuzluğu).

Tartışma

Bu çalışmada Batı Karadeniz'in güneybatı kenarında Messiniyen deniz seviyesi düşmesi sonucu oluşan kanyonlar dört adet üç boyutlu sismik veri küpü ve 19 adet iki boyutlu sismik hat kullanılarak çalışılmıştır. Çalışmalar sonucunda iki ana kanyon sistemi tanımlanmıştır. Bunlar batıdan doğuya Karaburun ve Boğaziçi kanyonlarıdır (Şekil 3). Karaburun Kanyonu şelfi kazıyan bir karaktere sahip

olup, kanyonun tamamı, şelften alt yamaca kadar görüntülenmesine olanak sağlayan üç adet üç boyutlu sismik veri seti alanı içerisinde yer almaktadır (Şekil 3 ve 4). Kanyon çok belirgin bir erozyon yüzeyi ile bunun üzerine gelen ve kanyonun Messiniyen kıtasal kenarı üzerindeki fizyografik konumuna bağlı olarak kalınlıkları değişen dolgularla karakterize edilmektedir. Diğer taraftan Boğaziçi kanyonları ise, bir adet üç boyutlu sismik veri seti ve birkaç iki boyutlu sismik hat kullanılarak kısmen görüntülenebilmiştir. Eğim yukarı yönde kıtasal yükselimin ötesine geçmeyen bu kanyonlar, kör kanyonlar olarak tanımlanmış olup, iyi gelişmiş aşınmalı tabanlar ve MTC baskın dolgularca karakterize edilmektedir.

Karaburun Kanyonu GB-KD yönünde uzanmaktadır. Kanyon içinde tanımlanan mimari elemanlar kanyon bölümlerinin fizyografik konumuna bağlı olarak değişiklikler göstermektedir. Messiniyen şelfi üzerinde yer alan Yukarı Bölüm herhangi bir dolgu malzemesi içermemektedir. Bu bölüm ilerleyen Pliyosen havza kenarı klinoformları tarafından doğrudan üzerlenen ileri derecede aşınmalı kanyon tabanı ile karakterize edilmektedir. Söz konusu Pliyosen sedimanter istifinin, havza kenarının hızlı bir ilerleme eğilimi gösterdiği transgresif dönem ve sonrasında çökelmiştir (Şekil 5 ve 6). Bu alan, Messiniyen şelfinin tekrar su altında kaldığı ve havza kenarı ilerlemesinin başladığı Pliyosen dönemine kadar sediman baypas alanı olarak kalmıştır (Şekil 4). Orta Bölüm, tabanı hala aşınmalı, ancak daha düz bir hatta sahip olan ve üzerinde sedimanter dolgunun oluşmaya başladığı Messiniyen yamacı boyunca uzanmaktadır (Şekil 7). Kanyon dolguları belirgin olarak düşük süreklilik ve yüksek genlik gösteren sismik fasiyeslerle temsil edilmektedir. Bu dolguların üst dokanıkları genellikle düzensiz olup, Pliyosen havza kenarının yamaç topuğu/kıtasal yükseliminde çökelen ince tabakalı türbiditleri temsil ettiği düşünülen paralel yansımalı fasiyes tarafından üzerlenmektedir. Orta Bölüm'ün eğim aşağı sınırında bulunan daha yaşlı antiklinalin ise eğim derecesini azaltarak akış enerjisini düşürdüğü ve dolgu çökelimini sağladığı düşünülmektedir (Şekil 7). Diğer taraftan, Aşağı Bölüm Messiniyen yamaç topuğunda yer almaktadır. Aşağı Bölüm'ün eğim yukarı sınırında, antiklinalin eğim aşağı yönünde, eğim aniden çok kısa bir mesafede artmakta, ardından oldukça düzleşmektedir (Şekil 7). Erozyonel kanyon tabanı hala oldukça belirgin olsa da bu bölümde yüksek genlikli, sürekli/yarı sürekli reflektörlerle temsil edilen kalın bir dolgunun varlığı ön plana çıkmaktadır (Şekil 9). Eğim yönündeki kesitlerde kama şeklinde bir geometriye sahip olan kanyon dolgusu paleo-yapısal yükselim üzerine yaslanarak eğim aşağı yönde giderek kalınlaşmaktadır. Bu alanın Messiniyen düşük deniz seviyesi dönemi boyunca aktif bir depolanma alanı olduğu ve Messiniyen şelfini ve kanyonun üst ve orta bölümlerini geçen sedimanların yamaç aşağı yönde taşınarak bu alanda çökeldikleri değerlendirilmiştir. Karaburun Kanyonu'nun ekseni boyunca şelften yamaca uzanan rastgele bir sismik hatta bakıldığında, eğimlerin Messiniyen yamacının yukarı kısımları boyunca göreceli yüksek olduğu, eğim aşağı yönde ise giderek azaldığı görülmektedir (Şekil 7). Yüksek eğimlerden düşük eğimlere geçiş erozyondan dolgu çökeline geçiş karşılık gelmektedir. Kanyon,

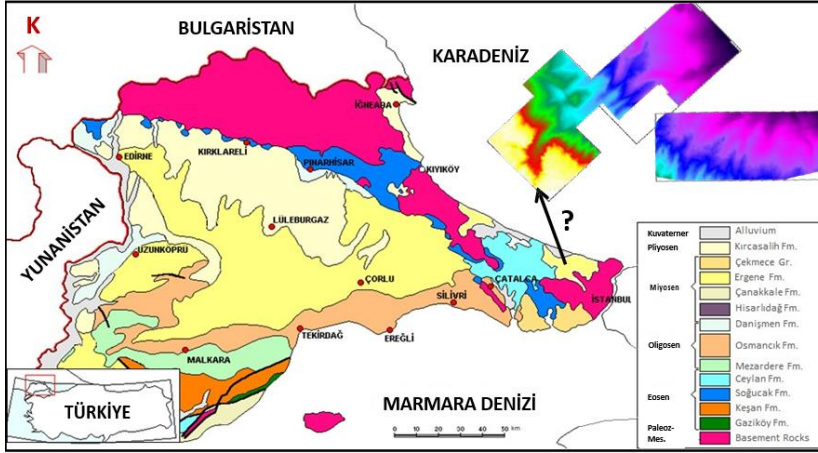
eğimlerin yüksek olduğu yukarı kısımlarda herhangi bir belirgin dolgu içermemektedir. Diğer taraftan, eğimlerin giderek azaldığı noktadan başlayarak, eğim aşağı yönde kanyon dolgularının çökeldiği görülmektedir.

Şelfi kazıyan kanyonlar, akarsu ve şelf sediman kaynaklı ve aşındırma özelliğine sahip turbidit akıntılarla oluşmaktadır (Harris ve Whiteway 2011). Her ne kadar bu tür aşındırma süreçleri ile ilişkilendirilseler de (örn. Garcia ve diğ. 2015), kanyonun bütünsel evrimi aslında erozyon ve çökelime neden olan artan ve azalan akış enerjisi döngüsü (Gong ve diğ. 2011; McHargue ve diğ. 2011; Figueiredo ve diğ. 2013; He ve diğ. 2013; Macauley ve Hubbard 2013) ve bu döngüye eşlik eden aşındırılmalı türbiditik akıntıların yol açtığı eğim aşağı yönde ve/veya kütle akımlarından kaynaklanan eğim yukarı yönde ilerleme ile ilgilidir (Harris ve Whiteway 2011). Bu bağlamda Karaburun Kanyonu'nun gelişimi üç periyoda bölünebilir: (1) erozyon, (2) erozyon-çökelim ve (3) çökelim. Erozyon periyodu şelfin ve üst yamacın tamamının açığa çıktığı zaman dilimine karşılık gelmektedir (Tari ve diğ. 2016). Bu dönem boyunca şelf, havzanın daha derin kısımlarına aktarılan ve buralarda çökelen sedimanlarca yoğun bir şekilde kazanmıştır. Her ne kadar erozyon ve çökelim baskın olsa da biz alt yamacın hiçbir zaman su üstüne çıkmadığını düşünmekteyiz. Erozyon-çökelim periyodu, şelf kazınması hala devam ederken kanyonun geri yönde dolmaya başladığı zamana karşılık gelen deniz seviyesi düşmesinin sonu ile yükselmesinin başı arasına işaret etmektedir. Çökelim periyodunda ise, deniz seviyesinin ani yükselimi kıyı çizgisinin geri çekilmesine, kanyonun tamamının boğulmasına ve şelfte çok ince taban çökellerinin oluşmasına neden olmuştur.

Nehir bağlantılı şelf kazıyan kanyonlar, havzaya yüksek sediman taşınma oranının görüldüğü aktif kıta kenarlarında oldukça yaygındır (Harris ve Whiteway 2011). Üç boyutlu sismik verinin çözünürlüğü dahilinde, Karaburun Kanyonu'nun şelf kazınmasının şelf kenarından kara yönüne doğru 30 km mesafede başlamış olduğu görülmektedir. Eğim yukarı yönde kıyıya doğru izlendiğinde bu nokta sediman kaynağı olarak davranabilecek bir Miyosen (28,4-5,33 Myıl) akarsu sistemi tarafından çöktirilmiş Ergene Formasyonu'na (Siyako ve Huvaz 2007) ve Suc ve diğ. (2015) tarafından Çatalca'da Akpınar ve Kocayemiş mahallerinde tespit edilen Orta-Üst Miyosen (15,97-5,33 Myıl) birimlerine karşılık gelmektedir. (Şekil 23). Ancak, bu sedimanter paketin Karaburun Kanyonu ile ilişkisini kanıtlamak için daha kapsamlı bir çalışmaya ihtiyaç vardır.

Üç boyutlu sismik veri alanı içerisinde kalan Boğaziçi kanyonları, G-K yönünde uzanan birbirine yaklaşık paralel olan beş adet kanyondan oluşmaktadır (Şekil 10, 15 ve 17). Bu kanyonların tamamı kıtasal yükselim üzerinde yer almakta olup, eğim yukarı yönde yamaca doğru izlenememektedir (Şekil 14). Batıdan doğuya doğru I'den V'ye doğru numaralandırılmış olan bu kanyonlar, aynı yönde azalan genişlik ve rölyef değerlerine sahiptir (Şekil 10, 15 ve 17). Karaburun Kanyonu'ndan sadece 50 km doğuda yer alan bu kanyonlar farklı çököl mimari

geometrisine sahiptir. Tipik olarak yüksek genlik, sürekli yansıma yüzeyleri ile karakterize edilen taban ve tavan yüzeyleri ile çok düşük genlikli-transparan ve kaotik sismik fasiyeslerden oluşan kanyon dolgularının MTC'leri temsil ettikleri düşünülmektedir (Şekil 12, 13, 16 ve 18). Stratigrafik olarak üstte yer alan Pliyosen-Güncel (son 5,33 Myıl) yaşlı derin-denizel sedimanter paketler ağırlıklı olarak değişken genlikli sürekli sismik fasiyesler ile temsil edilmektedir (Şekil 12, 13, 16 ve 18). Ayrıca bazı izole MTC kütleleri de bu stratigrafik birim içinde gözlemlenmiştir.



Şekil 23. Trakya Baseni'ne ait jeoloji haritası üzerinde Karaburun ve Boğaziçi kanyonlarının zaman-yapı haritasının gösterimi (renk skalası için Şekil 3'e bakınız) (Siyako ve Huvaz 2007'ye göre Siyako 2006'dan değiştirilmiştir). Karaburun Kanyonu'nun güney ucu karaya doğru uzatıldığında Miyosen yaşlı fluvial karakterdeki Ergene Fm.'na bağlanmaktadır.

Birçok çalışmacı tarafından denizaltı heyelanları, kütle kayma ve akmaları şeklinde gerçekleşen MTC'ler için çok sayıda farklı oluşum mekanizması tanımlanmış olsa da, bu mekanizmalar aşağıdaki genel başlıklar altında toplanabilir: (1) Deniz seviyesi değişimleri (Posamentier ve Kolla 2003; Solheim ve diğ. 2005; Algar ve diğ. 2011; Diaz ve diğ. 2011; King ve diğ. 2011; Lui ve Shipp 2011; Nelson ve diğ. 2011; Sutton ve Mitchum 2011; Martin-Merino ve diğ. 2014; Liang ve diğ. 2020), (2) yamaç topoğrafyası (Moscardelli ve diğ. 2006; Moscardelli ve Wood 2007; Gamberi ve diğ. 2011; Diaz ve diğ. 2011; Gamboa ve diğ. 2010; Lui ve Shipp 2011; Mosher ve Campbell 2011; Richardson ve diğ. 2011; Zhu ve diğ. 2011; Gong ve diğ. 2014; Tian ve diğ. 2019), (3) yüksek gözenek suyu basıncı (Posamentier ve Kolla 2003; Solheim ve diğ. 2005; Richardson ve diğ. 2011; Zhu ve diğ. 2011) (4) sismisite (Moscardelli ve diğ. 2006; Moscardelli ve Wood 2007; Gamberi ve diğ. 2011; Martinez 2011; Mosher ve Campbell 2011; Nelson ve diğ. 2011; Richardson ve diğ. 2011; Zhu ve diğ. 2011; Gong ve diğ. 2014; Zhang ve diğ. 2016; Sun ve diğ. 2017; Madrussani ve diğ. 2018; Brooks 2020; Liang ve diğ. 2020); (5) yüksek sedimantasyon hızları

(Algar ve diğ. 2011; Diaz ve diğ. 2011; Mosher ve Campbell 2011; Nelson ve diğ. 2011; Sutton ve Mitchum 2011; Zhu ve diğ. 2011; Gong ve diğ. 2014; Sun ve diğ. 2017; Madrussani ve diğ. 2018; Liang ve diğ. 2020), (6) tektonik yükselme sonucu aşırı dikleşme (Algar ve diğ. 2011; King ve diğ. 2011; Sutton ve Mitchum 2011; Martin-Merino ve diğ. 2014; Sun ve diğ. 2017), ve (7) gaz hidrat bozulması (Posamentier ve Kolla 2003; Algar ve diğ. 2011; Nelson ve diğ. 2011; Richardson ve diğ. 2011; Zhu ve diğ. 2011; Sun ve diğ. 2017; Madrussani ve diğ. 2018; Liang ve diğ. 2020). Aslında bu faktörler birbirleriyle yakından ilişkili olup, bunlardan birinin varlığı diğer birkaçının da tetiklenmesine sebebiyet verebilmektedir.

MTC'lerin hidrokarbon sistemi içerisindeki rolleri son yıllarda yapılan birçok çalışmayla ortaya konulmuştur. Geçirimsiz özelliklerinden ötürü iyi örtü kaya özelliğine sahip olan MTC'ler (Shipp ve diğ. 2004; Moscardelli ve diğ. 2006; Alves ve diğ. 2014; Riedel ve diğ. 2012; Gong ve diğ. 2014; Kenning ve Mann 2020) rezervuar seviyelerini yanal ve düşey yönden sınırladıkları durumlarda stratigrafik kapan oluşturabilmektedir (Gong ve diğ. 2014). MTC'ler genel olarak şeylce zengin olmalarından ötürü her ne kadar kötü rezervuar olarak değerlendirilmekte olsalar da (Moscardelli ve diğ. 2006; Weimer ve diğ. 2006; Gong ve diğ. 2014) deniz tabanı topoğrafyasını değiştirerek, türbidit çökelimi için alanlar yaratarak türbidit kanalı kuşaklarının uzanımını ve dolayısıyla rezervuarların dağılımını etkilemektedir (Brunt ve diğ. 2013; Frey Martinez ve diğ. 2005; Moscardelli ve diğ. 2006; Moscardelli ve Wood 2007; Ortiz-Karpf ve diğ. 2015; Kneller ve diğ. 2016; Wang ve diğ. 2017; Henry ve diğ. 2018; Kremer ve diğ. 2018; Dennielou ve diğ. 2019; Zhao ve diğ. 2019; Liang ve diğ. 2020; Nwoko ve diğ. 2020). Kumca zengin oldukları birimlerde ise boyanma çok kötü olmadığı takdirde iyi rezervuar özelliği gösterebilme potansiyelleri bulunmaktadır (Xu ve diğ. 2018). Buna ek olarak, yapısal ve petrofiziksel özellikleri nedeniyle uygun şartlar oluştuğunda hidrokarbon göçüne katkı sağladıkları bilinmektedir (Paull ve diğ. 2003; Bünz ve diğ. 2005; Flemings ve diğ. 2005; Masson ve diğ. 2006; Sun ve diğ. 2017; Sun ve Alves 2020).

Bu çalışmada incelenen, gerek MTC içermeyen Karaburun Kanyonu, ve gerekse MTC içeren Boğaziçi kanyonları, MTK ile ilgili deniz seviyesi düşmesi sonucunda oluşmuştur. Ancak bu düşüşün miktarı tartışmalıdır. Hsü ve Giovanoli (1979)'ye göre 1600 m, Munteanu ve diğ. (2012)'e göre, 1300-1700 m, Krezsek ve diğ. (2016)'e göre 500 m, Tari ve diğ. (2016)'e göre birkaç yüz metre, Gillet ve diğ. (2007) ve Popov ve diğ. (2010)'e göre birkaç yüz metre, Krijgsman ve diğ. (2010)'e göre 50-100 m ve Vasiliev ve diğ. (2013)'e göre onlarca metredir. Boğaziçi kanyonlarına özel MTC çökeliminin, Anadolu ve Arap plakalarının çarpışması ile oluşan Eosen sıkışma rejiminin daha da dikleştirdiği yay volkaniklerine bağlı dik kıtasal yamaçların varlığı ve yine bu çarpışmanın etkisiyle söz konusu alanda oluşan sismik aktivite yoğunluğundan kaynaklandığı değerlendirilmiştir.

olduğu görülmektedir (Şekil 1, 19, 20, 21 ve 22). Öyle ki batıdaki şelf doğudakinden daha geniştir. Buna paralel olarak, Üst Kretase volkaniklerini üzerleyen yamaç sedimanları da batıda, doğuya oranla belirgin bir şekilde daha kalındır (Şekil 11, 19, 20, 21 ve 22). Bunun temel nedeninin, Boğaziçi kanyonlarının güneybatısından göreceli olarak daha yüksek hızlı sediman gelimi olabileceği değerlendirilmiştir. Günümüz kıyı çizgisi ile korele edildiğinde, söz konusu sediman geliş yolunun genel olarak İstanbul Boğazı alanı ile örtüştüğü görülmektedir. Her ne kadar bu gözlem, “Paleo-İstanbul Boğazı” drenaj sisteminin söz konusu alana sediman sağlanmasındaki olası rolünü açıklayabilse de, şelf ve yamaçta üç boyutlu sismik verinin olmaması bu konuda kesin bir değerlendirme yapmamıza imkan tanımamaktadır.

Sonuçlar

Çalışma alanında bulunan ve MTK ile ilişkili olarak geliştiği düşünülen kanyonların dolguları iki farklı sismik yansıma geometrisi (fasiyesi) ile temsil edilmektedir: (1) yüksek-düşük genlikli, sürekli-süreksiz (Karaburun Kanyonu dolguları), ve (2) saydam-düşük genlikli kaotik (Boğaziçi kanyonları dolguları). Birbirlerinden çok uzak olmayan kanyonların morfolojileri, farklı tektonostratigrafik koşulların etkisiyle şekillenen farklı havza kenarlarında gelişmiş olmaları nedeniyle değişkenlik sunmaktadır (Şekil 1).

Çalışma alanının batısında, Karaburun Kanyonu’nun bulunduğu alanda kıtasal yamaç ağırlıklı olarak sedimanter kayaçlardan oluşmaktadır ve çalışma alanının doğusuna göre daha düşük bir eğime sahiptir. Sismik geometriler havza kenarının en geç Erken Miyosen’den beri ilerlediğini ve alanda göreceli olarak geniş şelf gelişimini tetikleyen pasif kıta kenarı koşullarının hüküm sürdüğünü göstermektedir (Şekil 2, 3, 4, 6 ve 7).

Boğaziçi kanyonlarının bulunduğu çalışma alanının doğusunda ise kıtasal yamacın Geç Kretase (93,5-65,5 Myıl) yaşlı volkanik yayın etkisiyle oldukça yüksek bir eğime sahip olduğu görülmektedir. Söz konusu yüksek eğimler nedeniyle yamaç bir baypas yüzeyi olarak davranmış ve bunun sonucu olarak Eosen’den beri yamaç üzerinde çok sınırlı bir çökelim gerçekleşmiş, yamaçta tutunamayan sedimanlar ise havzanın derin kısımlarına taşınmıştır (Şekil 11, 19, 22). Bu ortam kayma ve akma tipi kütle hareketlerini tetikleyerek MTC gelişimi için uygun koşulları sağlamıştır. Günümüz deniz tabanı topoğrafyasında dahi bu yüksek eğimli yamaçta geçici olarak çökelmiş sedimanların kıtasal yükselim ve abisal düzlüğe doğru yeniden harekete geçtiğini gösteren geometriler gözlenmektedir.

Karadeniz’in büyük bir kısmında Tersiyer çökelimini domine eden türbidit sistemlerinin ayrılmaz bir bileşeni olan MTC’lerin zamansal ve mekânsal olarak dağılımlarının ortaya konulmasının ve bu birimlerin hidrokarbon aramacılığının temel unsurlarından örtü kaya, rezervuar kaya ve kaynak kaya dağılımları ile

dolaylı ya da dolaysız ilişkilerinin ve göç ve kapanlanma mekazımlarına olan etkilerinin incelenmesinin Karadeniz'deki hidrokarbon arama çalışmalarına yeni bir boyut getirebileceği düşünülmektedir.

Sismik veride Paleo-İstanbul Boğazı'nın büyük olasılıkla Geç Miyosen'den (son 11,6 Myıl) beri alana sediman getirdiğini gösteren izler gözlenirse de bu fikri kanıtlamak için çok daha yoğun bir sismik veriye gerek duyulmaktadır.

Katkı Belirtme

TPAO ve Shell şirketlerine, orijinal yayında sismik verinin kullanılması için verdikleri izin nedeniyle teşekkürü bir borç biliriz. Ayrıca Prof. Dr. Namık Çağatay'a metin üzerinde yaptığı değerlendirmeler ve önerileri nedeniyle; Sarp Karakaya'ya sismik haritalama konusundaki yardımlarından, Şakir Özsoy'a ise bazı şekillerin çiziminde verdikleri destek nedeniyle teşekkür ederiz.

Referenslar

Algar, S., Milton, C., Upshall, H., Roestenburg, J., Crevello, P. (2011) Mass-transport deposits of the deepwater northwestern Borneo margin-characterization from seismic-reflection, borehole, and core data with implications for hydrocarbon exploration and exploitation. In: Mass-transport Deposits in Deepwater Settings, (eds. Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.). SEPM Special Publications 96, Mclean, United States of America, pp. 351-366.

Alves, T.M., Kurtev, K., Moore, G.F., Strasser, M. (2014) Assessing the internal character, reservoir potential, and seal competence of mass-transport deposits using seismic texture: a geophysical and petrophysical approach. *AAPG Bulletin*: 98: 793-824.

Banks, C.J., Robinson, A.G. (1997) Mesozoic strike-slip back-arc basins of the Western Black Sea Region. In: Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas (ed., Robinson, A.G.). American Association of Petroleum Geologists, Memoirs 68: 53-62.

Boccaletti, M., Gocev, P., Manetti, P. (1974) Mesozoic isopic zones in the Black Sea region. *Italian Journal of Geoscience* 93: 547-565.

Bøe, R., Hovland, M., Instanes, A., Rise, L., Vasshus, S. (2000) Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution. *Marine Geology* 167: 147-165.

Brooks, G.R. (2020) Evidence of a strong paleoearthquake in ~9.1 ka cal BP interpreted from mass transport deposits, western Quebec e northeastern Ontario, Canada. *Quaternary Science Reviews* 234: 16250.

Brunt, R.L., Di Celma, C.N., Hodgson, D.M., Flint, S.S., Kavanagh, J.P., van der Merwe, W.C. (2013) Driving a channel through a levee when the levee is high: An outcrop example of submarine down-dip entrenchment. *Marine and Petroleum Geology* 41: 134-145.

Bünz, S., Mienert, J., Bryn, P., Berg, K. (2005) Fluid flow impact on slope failure from 3D seismic data: a case study in the Storegga Slide. *Basin Research* 17: 109-122.

Can, E. (1996) Tectonic evolution of the southwestern Black Sea Margin, offshore Turkey. Unpublished M. Sc. Thesis, Texas, A&M University, pp. 88.

Covault, J.A., Graham, S.A. (2008) Turbidite architecture in proximal foreland basin system deep-water depocenters; insights from the Tertiary of western Europe. *Austrian Journal of Earth Sciences* 101: 36-51.

de la Vara, A., van Baak, C.G., Marzocchi, A., Grothe, A., Meijer, P.T. (2016) Quantitative analysis of Paratethys sea level change during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 379: 39-51.

Dennielou, B., Jegou, I., Droz, L., Jouet, G., Cattaneo, A., Berné, S., Aslanian, D., Loubrieu, B., Marina, R., Bermell, S. (2019) Major modification of sediment routing by a large Mass Transport Deposit in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology* 411: 1-20.

Diaz, J., Weimer, P., Bouroullec, R., Dorn, G. (2011) 3-D seismic stratigraphic interpretation of Quaternary mass-transport deposits in the Mensa and Thunder Horse intraslope basins, Mississippi Canyon, Northern deep Gulf of Mexico, U.S.A. In: Mass-transport Deposits in Deepwater Settings, (eds., Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.). SEPM Special Publications 96, Mclean, United States of America, pp. 127-149.

Figueiredo, J.J.P., Hodgson, D.M., Flint, S.S., Kavanagh, J.P. (2013) Architecture of a channel complex formed and filled during long-term degradation and entrenchment on the upper submarine slope, Unit F, Fort Brown Fm., SW Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology* 41: 104-116.

Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., Xuan, Z. (1988) Geophysical study of the Black Sea. *Boll Geofis Teor Appl* 30: 197-324.

Flemings, P.B., Behrmann, I., Davies, T., John, C., the Expedition 308 Project Team (2005) Gulf of Mexico hydrogeology-Overpressure and fluid flow processes in the deepwater Gulf of Mexico: Slope stability, seeps, and shallow-water flow. *IODP Scientific Prospects* 308. doi: <https://doi.org/10.2204/iodp.sp.308.2005>.

Frey-Martinez, J., Cartwright, J., Hall, B. (2005) 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. *Basin Research* 17: 83-108.

Gales, J., Rebesco, M., De Santis, L., Bergamasco, A., Colleoni, F., Kim, S., Accettella, D., Kovacevic, V., Liu, Y., Olivo, E., Colizza, E., Florindo-Lopez, C., Zgur, F., McKay, R. (2021) Role of dense shelf water in the development of Antarctic submarine canyon morphology. *Geomorphology* 372: 107453.

Gamberi, F., Rovere, M., Dykstra, M., Kane, I.A., Kneller, B. (2013) Integrating modern sea floor and outcrop data in the analysis of slope channel architecture and fill. *Marine and Petroleum Geology* 41: 83-103.

Gamberi, F., Rovere, M., Marani, M. (2011) Mass-transport complex evolution in a tectonically active margin (Gioia basin, Southeastern Tyrrhenian Sea). *Marine Geology* 279: 98-110.

Gamboa, D., Alves, T., Cartwright, J., Terrihna, P. (2010) MTD distribution on a 'passive' continental margin: The Espírito Santo Basin (SE Brazil) during the Palaeogene. *Marine and Petroleum Geology* 27: 1311-1324.

Garcia, M., Ercilla, G., Estrada, F., Jane, G., Mena, A., Alves, T., Juan, C. (2015) Deep-water turbidite systems: a review of their elements, sedimentary processes and depositional models. Their characteristics on the Iberian margins. *Bolletín Geológico y Minero* 126: 189-218.

Gillet, H., Lericolais, G., Réhault, J.-P. (2007) Messinian event in the Black Sea: Evidence of a Messinian erosional surface. *Marine Geology* 244: 142-165.

Gong, C., Wang, Y., Hodgson, D.M., Zhu, W., Li, W., Xu, Q., Li, D. (2014) Origin and anatomy of two different types of mass-transport complexes: A 3D seismic case study from the northern South China Sea margin. *Marine and Petroleum Geology* 54: 198-215.

Gong, C., Wang, Y., Zhu, W., Li, W., Xu, Q., Zhang, J. (2011) The Central Submarine Canyon in the Qiongdongnan Basin, northwestern South China Sea: Architecture, sequence stratigraphy, and depositional processes. *Marine and Petroleum Geology* 28: 1690-1702.

Görür, N. (1988) Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics* 147: 247-262.

Hanquiez, V., Mulder, T., Toucanne, S., Lecroart, P., Bonnel, C., Marches, E., Gonthier, E. (2010) The sandy channel-lobe depositional systems in the Gulf of

Cadiz: Gravity processes forced by contour current processes. *Sedimentary Geology* 22: 110-123.

Harris, P.T., Macmillan-Lawler, M., Rupp, J., Baker, E.K. (2014) Geomorphology of the oceans. *Marine Geology* 352: 4-24.

Harris, P.T., Whiteway, T. (2011) Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285: 69-86.

He, Y.L., Xie, X.N., Kneller, B.C., Wang, Z.F., Li, X.S. (2013) Architecture and controlling factors of canyon fills on the shelf margin in the Qiongdongnan Basin, northern South China Sea. *Marine and Petroleum Geology* 41: 264-276.

Henry, L.C., Wadsworth, J.A., Hansen, B., Hartman, K. (2018) Erosion and ponding of Thunder Horse deepwater turbidites by mass transport complexes in Mississippi Canyon based on image log sedimentology. *Marine and Petroleum Geology* 97: 639-658.

Hsü, K.J., Giovanoli, F. (1979) Messinian event in the Black Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 29: 75-93.

Hsu, H.H., Liu, C.S., Chen, T.T., Hung, H.T. (2021) Stratigraphic framework and sediment wave fields associated with canyon-levee systems in the Huatung Basin offshore Taiwan Orogen. *Marine Geology* 433: 106408.

Jipa, D.C., Panin, N. (2020) Narrow shelf canyons vs. wide shelf canyons: Two distinct types of Black Sea submarine canyons. *Quaternary International* 540: 120-136.

Kenning, J.J., Mann, P. (2020) Control of structural style by large, Paleogene, mass transport deposits in the Mexican Ridges fold-belt and Salina del Bravo, western Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 115: 104254. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104254>.

King, P., Ilg, B.R., Arnot, M., Browne, G.H., Strachan, L.J., Crundwell, M., Helle, K. (2011) Outcrop and seismic examples of mass-transport deposits from a Late Miocene deep-water succession, Taranaki Basin, New Zealand. In: Mass-transport Deposits in Deepwater Settings, (eds. Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.). SEPM Special Publications 96, Mclean, United States of America, pp. 311-348.

Kitchka, A.A., Tyshchenko, A.P., Lysenko, V.I. (2016) Mid-late Miocene Sea Level Falls, Gas Hydrates Decay, Submarine Sliding, and Tsunamites in the

Black Sea Basin. 78th EAGE Conference ve Exhibition 2016 Vienna, Austria, 30 May - 2 June 2016.

Kneller, B., Dykstra, M., Fairweather, L., Milana, J.P. (2016) Mass transport and slope accommodation: implications for turbidite sandstone reservoirs. *AAPG Bulletin* 100: 213-235.

Korucu, Ö., Sipahioğlu, N.Ö., Aktepe, S., Bengü, E. (2013) Correlation and determination of Neogene sequences employing recent ultra-deep wells in Western-Central part of Turkish Black Sea. AAPG Europe Regional Conference, Tbilisi, Georgia, 12-19 October, 2013.

Kremer, C.H., McHargue, T., Scheucher, L., Graham, S.A. (2018) Transversely-sourced mass-transport deposits and stratigraphic evolution of a foreland submarine channel system: Deep-water tertiary strata of the Austrian Molasse Basin. *Marine and Petroleum Geology* 92: 1-19.

Krezsek, C., Schleder, Z., Bega, Z., Ionescu, G. Tari, G. (2016) The Messinian sea level fall in the western Black Sea: small or large? Insights from offshore Romania. *Petroleum Geoscience* 22: 392-399. Doi: 10.1144/petgeo2015-093.

Krijgsman, W., Stoica, M., Vasiliev, Popov, V. (2010) Rise and fall of the Paratethys Sea during the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters* 290: 183- 191.

Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Krischev, K., Montadert, L., Sungurlu, O. (1977) The Black Sea: a marginal basin: geophysical and geological data. In: Structural History of the Mediterranean Basins, (eds., Biju-Duval, B., Montadert, L.). Editions Technip, Paris, France, pp. 363-376.

Li, X., Fairweather, L., Wu, S., Ren, J., Zhang, H., Quan, X., Jiang, T., Zhang, C., Su, M., He, Y., Wang, D. (2013) Morphology, sedimentary features and evolution of a large palaeo submarine canyon in Qiongdongnan basin, Northern South China Sea. *Journal of Asian Earth Sciences* 62: 685-696.

Li, J., Li, W., Alves, T.M., Rebesco, M., Zhan, W., Sun, J., Mitchell, N.C., Wu, S. (2019) Different origins of seafloor undulations in a submarine canyon system, northern South China Sea, based on their seismic character and relative location. *Marine Geology* 413: 99-111.

Li, S., Li, W., Alves, T.M., Wang, J., Feng, Y., Sun, J., Li, J., Wu, S. (2020) Large-scale scours formed by supercritical turbidity currents along the full length of a submarine canyon, northeast South China Sea. *Marine Geology* 424: 106158.

Liang, C., Liu, C., Xie, X., Yu, X., He, Y., Chen, H., Zhou, Z., Tian, D., Lu, B., Mi, H., Li, M., Zhang, H., Yang, Y. (2020) The role of large-scale mass wasting processes in ranging the sediment dispersal pattern in the deep-water Central Canyon of the northwestern South China Sea. *Marine and Petroleum Geology* 122: 104693.

Lofi, J., Berne, S. (2008) Evidences for Pre-Messinian submarine canyons incisions on the Gulf of Lions Miocene slope (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology* 25: 804-817.

Lui, H., Shipp, C.R. (2011) Impact of a large mass-transport deposit on a field development in the upper slope of southwestern Sabah, Malaysia, offshore northwest Borneo. In: Mass-transport Deposits in Deepwater Settings, (eds. Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.). SEPM Special Publications 96, Mclean, United States of America, pp. 199-218.

Macauley, R.V., Hubbard, S.M. (2013) Slope channel sedimentary processes and stratigraphic stacking, Cretaceous Tres Pasos Formation slope system, Chilean Patagonia. *Marine and Petroleum Geology* 41: 146-162.

Madrussani, G., Rossi, G., Rebescio, M., Picotti, S., Urgeles, R., Llopart, J. (2018) Sediment properties in submarine mass-transport deposits using seismic and rock-physics off NW Barents Sea. *Marine Geology* 402: 264-278.

Maier, K.L., Johnson, S.Y., Hart, P. (2018) Controls on submarine canyon head evolution: Monterey Canyon, offshore central California. *Marine Geology* 404: 24-40.

Martin-Merino, G., Fernández, L.P., Colmenero, J.R., Bahamonde, J.R. (2014) Mass-transport deposits in a Variscan wedge-top foreland basin (Pisuerga area, Cantabrian Zone, NW Spain). *Marine Geology* 356: 71-87.

Martinez, J.F., Bertoni, C., Gerard, J., Matias, H. (2011) Processes of submarine slope failure and fluid migration on the Ebro continental margin: Implications for offshore exploration and development. In: Mass-transport Deposits in Deepwater Settings, (eds. Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.). SEPM Special Publications 96, Mclean, United States of America, pp. 181-198.

Masson, D., Harbitz, C., Wynn, R., Pedersen, G., Løvholt, F. (2006) Submarine landslides: processes, 697 triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: 698 Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 364: 2009-2039.

Mauffrey, M-A., Urgeles, R., Berné, S., Canning, J. (2017) Development of submarine canyons after the Mid-Pleistocene Transition on the Ebro margin, NW

Mediterranean: The role of fluvial connections. *Quaternary Science Reviews* 158: 77-93.

McHargue, T., Pyrcz, M.J., Sullivan, M.D., Clark, J.D., Fildani, A., Romans, B.W., Covault, J.A., Levy, M., Posamentier, H.W., Drinkwater, N.J. (2011) Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: Patterns and predictions. *Marine and Petroleum Geology* 28: 728-743.

Moscardelli, L., Wood, L. (2007) New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research* 20: 73-98.

Moscardelli, L., Wood, L., Mann, P. (2006) Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. *AAPG Bulletin* 9: 1059-1088.

Mosher, D.C., Campbell, C.D. (2011) The Barrington submarine mass-transport deposit, western Scotian slope, Canada. In: Mass-transport Deposits in Deepwater Settings, (eds. Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.). SEPM Special Publications 96, Mclean, United States of America, pp. 151-159.

Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., Cloetingh, S. (2012) Effects of large sea-level variations in connected basins: the Dacian Black Sea system of the Eastern Paratethys. *Basin Research* 24: 583-597.

Nakajima, T., Kakuwa, Y., Yasudomi, Y., Itaki, T., Motoyama, I., Tomiyama, T., Machiyama, H., Katayama, H., Okitsu, O., Morita, S., Tanahashi, M., Masumoto, R. (2014) Formation of pockmarks and submarine canyons associated with dissociation of gas hydrates on the Joetsu Knoll, eastern margin of the Sea of Japan. *Journal of Asian Earth Science* 90: 228-242.

Nelson, C.H., Escuta, C., Damuth, J.E., Twichell Jr., D.C. (2011) Interplay of mass-transport and turbidite-system deposits in different active tectonic and passive continental margin settings; external and local controlling factors. In: Mass-transport Deposits in Deepwater Settings, (eds. Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.). SEPM Special Publications 96, Mclean, United States of America, pp. 39-66.

Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., Brunet, M.F. (2003) The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling. *Sedimentary Geology* 156: 149-168.

Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., Petrov, E. (2015a) The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology* 59: 38-655.

Nikishin, A. M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., Petrov, E. (2015b) The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology* 59: 656-670.

Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Bolotov, S.N., Fokin, P.A. (2012) Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe region: a view from the Russian platform. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20: 571-634.

Nwoko, J., Kane, I., Huuse, M. (2020) Mass transport deposit (MTD) relief as a control on post-MTD sedimentation: Insights from the Taranaki Basin, offshore New Zealand. *Marine and Petroleum Geology* 12: 104489.

Okay, A.I., Görür, N. (2000) Tectonic evolution models for the Black Sea. AAPG Regional Meeting, Istanbul, Turkey, 9-12th July 2000.

Okay, A.I., Sunal, G., Sherlock, S., Altiner, D., Tüysüz, O., Kylander-Clark, A.R.C., Aygül, M. (2013) Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the active margin of Eurasia: southern Central Pontides, Turkey. *Tectonics* 32: 1247-1271.

Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Görür, N. (1994) Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology* 22: 267-270.

Okay, A.I., Tansel, İ., Tüysüz, O. (2001) Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geological Magazine* 138: 117-142.

Ortiz-Karpf, A., Hodgson, D.M., McCaffrey, W.D. (2015) The role of mass-transport complexes in controlling channel avulsion and the subsequent sediment dispersal patterns on an active margin: The Magdalena Fan, offshore Colombia. *Marine and Petroleum Geology* 64: 58-75.

Paull, C.K., Brewer, P., Ussler, W., Peltzer, E., Rehder, G., Clague, D. (2003) An experiment demonstrating that marine slumping is a mechanism to transfer methane from seafloor gas-hydrate deposits into the upper ocean and atmosphere. *Geo-Mar Lett* 22: 198-203.

Popov, S.V., Antipov, M.P., Zastrozhnov, A.S., Kurina, E.E., Pinchuk, T.N. (2010) Sea- level fluctuations on the north shelf of the Eastern Paratethys in the Oligocene–Neogene. *Stratigraphy and Geological Correlation* 18: 200–224.

Posamentier, H.W. (2003) Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system: case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 20: 677-690.

Posamentier, H.W., Kolla, V. (2003) Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep water settings. *Journal of Research* 73: 367-388.

Posamentier, H.W., Martinsen, O.J. (2011) The character and genesis of submarine mass-transport deposits: Insights from outcrop and 3D seismic data. In: Mass-transport Deposits in Deepwater Settings, (eds. Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.). SEPM Special Publications 96, Mclean, United States of America, pp. 7-38.

Richardson, S.E.J., Davies, R.J., Allen, M.B., Grant, S.F. (2011) Structure and evolution of mass transport deposits in the South Caspian Basin, Azerbaijan. *Basin Research* 23: 702-719.

Riedel, M., Bahk, J.J., Scholz, N.A., Ryu, B.-J., Yoo, D.G., Kim, W., Kim, G.Y. (2012) Mass-transport deposits and gas hydrate occurrences in the Ulleung Basin, East Sea - Part 2: Gas hydrate content and fracture-induced anisotropy. *Marine and Petroleum Geology* 35: 75-90.

Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., Wiles, R.L.F. (1996) Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology* 13: 195-223.

Rossi, M., Minervini, M., Ghielmi, M., Rogledi, S. (2015) Messinian and Pliocene erosional surfaces in the Po Plain-Adriatic Basin: Insights from allostratigraphy and sequence stratigraphy in assessing play concepts related to accommodation and gateway turnarounds in tectonically active margins. *Marine and Petroleum Geology* 66: 192-216.

Roy Moulik, S.K., Prasad, G.K. (2007) Seismic expression of the canyon fills facies and its geological significance - A case study from Ariyalur - Pondicherry subbasin, Cauvery basin. Am. Assoc. Pet. Geol. Annual Convention, Long Beach, California, USA, April 1-4, 2007, Search and Discovery Article no. 10125.

Rögl, F. (1999) Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). *Geologica Carpathica* 50: 339-349.

Serra, C.S., Martinez-Loriente, S., Gracia, E., Urgeles, R., Vizcaino, A., Perea, H., Bartolome, R., Pallas, R., Lo Iacono, C., Diez, S., Danobeitia, J., Terrinha, P., Zitellini, N. (2020) Tectonic evolution, geomorphology and influence of bottom currents along a large submarine canyon system: The Sao Vicente Canyon (SW Iberian margin). *Marine Geology* 426: 106219.

Shillington, D.J., Scott, C.L., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., White, N. (2009) Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the Eastern Black Sea. *Geology*: 37: 7-10.

Shillington, D.J., White, N., Minshull, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A., Scott, C.L. (2008) Cenozoic evolution of the Eastern Black Sea: a test of depth dependent stretching models. *Earth Planet Science Letters* 265: 360-378.

Shipp, C.R., Nott, J.A., Newlin, J.A. (2004) Physical characteristics and impact of mass transport complexes on deepwater jetted conductors and suction anchor piles. Annual Offshore Technology Conference, Houston, Texas, May 2004. 16751: 11. doi: <https://doi.org/10.4043/16751-MS>.

Sipahioğlu, N.Ö., Batı, Z. (2018) Messinian canyons in the Turkish western Black Sea. In: Petroleum Geology of the Black Sea, (eds. Simmons, M.D., Tari, G.C., Okay, A.I). Geological Society, Special Publications 464, London, United Kingdom, pp. 365-387.

Sipahioğlu, N.Ö., Çiftçi, S.Y. (2010) Seismic stratigraphic analysis of Late Oligocene-Recent deltaic-turbiditic systems, Kırklareli and Bogazici 3D seismic survey areas, Western Black Sea. AAPG European Region Annual Conference: Exploration in the Black Sea and Caspian Regions, Kiev, Ukraine, 17-19 October 2010.

Sipahioğlu, N.Ö., Karahanoğlu, N., Altiner, D. (2013a) Analysis of Plio-Quaternary deep marine systems and their evolution in a compressional tectonic regime, Eastern Black Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology* 43: 187-207.

Sipahioğlu, Ö., Korucu, Ö., Aktepe, S., Bengü, E. (2013b) Westerly-sourced Late Oligocene-Middle Miocene axial sediment dispersal system in Turkish Western Black Sea: myth or reality? 19th International Petroleum and Natural Gas Congress and Exhibition of Turkey, Ankara, Turkey, 15-17 May 2013.

Siyako, M. (2006) Trakya Havzası Tersiyer Kaya Birimleri. In: Trakya Bölgesi Litostratigrafi Birimleri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, pp. 43-83.

Siyako, M., Huvaz, O. (2007) Eocene stratigraphic evolution of the Thrace Basin, Turkey. *Sedimentary Geology* 198: 75-91.

Solheim, A., Berg, K., Forsberg, C.F., Bryn, P. (2005) The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology* 22: 97-107.

Spadini, G., Robinson, A., Cloetingh, S. (1996) Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation. *Tectonophysics* 266: 139-154.

Spadini, G., Robinson, A.G., Cloetingh, S. (1997) Thermo-mechanical modelling of Black Sea basin formation, subsidence and sedimentation. In: *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, (ed. Robinson, A.G.). AAPG Memoir 68, pp. 19-38.

Su, M., Lin, Z., Wang, C., Kuang, Z., Liang, J., Chen, H., Liu, S., Zhang, B., Luo, K., Huang, S., Wu, Q. (2020) Geomorphologic and infilling characteristics of the slope-confined submarine canyons in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Marine Geology* 424: 106166.

Suc, J.-P., Gillet, H., Çağatay, M.N., Popescu, S.-M., Lericolais, G., Armijo R., Melinte-Dobrinescu, M.C, Şen, Ş., Clauzon, G., Sakıncı, M., Zabcı, C., Ucarkus, G., Meyer, B., Çakır, Z. Karakaş, Ç., Jouannic, G., Macalet, R. (2015) The region of the Strandja Sill (North Turkey) and the Messinian events. *Marine and Petroleum Geology* 66: 149-164.

Sun, Q., Alves, T. (2020) Petrophysics of fine-grained mass-transport deposits: A critical review. *Journal of Asian Earth Sciences* 192: 104291.

Sun, Q., Alves, T., Xie, X., He, J., Li, W., Ni, X. (2017) Free gas accumulations in basal shear zones of mass-transport deposits (Pearl River Mouth Basin, South China Sea): An important geohazard on continental slope basins. *Marine and Petroleum Geology* 81: 17-32.

Sutton, J.P., Mitchum, R.M. (2011) Upper Quaternary seafloor mass-transport deposits at the base of slope, offshore Niger Delta, deepwater Nigeria. In: *Mass-transport Deposits in Deepwater Settings*, (eds. Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.). SEPM Special Publication 96 Mclean, United States of America, pp. 85-110.

Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. (1981) Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75: 181-241.

Tari, G., Fallah, M., Kosi, W., Floodpage, J., Baur, J., Bati, Z., Sipahioğlu, N.Ö. (2015) Is the impact of the Messinian Salinity Crisis in the Black Sea comparable to that of the Mediterranean? *Marine and Petroleum Geology* 66: 135-148.

Tari, G., Fallah, M., Schell, C., Kosi, W., Bati, Z., Sipahioğlu, N.Ö., Krezsek, Cs., Schleder, Zs., Kozhuharov, E., Kitchka, A. (2016) Why are there no Messinian evaporates in the Black Sea? *Petroleum Geoscience* 22: 381-391.

Tassy, A., Fournier, F., Munch, P., Borgomano, J., Thinon, I., Fabri, M.C., Rabineau, M., Arfib, B., Begot, J., Beslier, M.-O., Cornée, J.J., Fournillon, A., Gorini, C., Guennoc, P., Léonide, P., Oudet, J., Paquet, F., Sage, F., Toullec, R. (2014) Discovery of Messinian canyons and new seismic stratigraphic model, offshore Provence (SE France): Implications for the hydrographic network reconstruction. *Marine and Petroleum Geology* 57: 25-50.

Tian, D., Jiang, T., Liu, B., Liu, J., Zhang, Z., Xu, H., Cheng, C. (2019) Early Miocene sedimentary processes and their hydrocarbon implications in the the Baiyun Sag of Pearl River Mouth Basin, northern south China sea. *Marine and Petroleum Geology* 101: 132-147.

Vasiliev, I., Reichart, G.-J., Krijgsman, W. (2013) Impact of the Messinian Salinity Crisis on Black Sea hydrology - Insights from hydrogen isotopes analysis on biomarkers. *Earth and Planetary Science Letters* 362: 272-282.

Wang, X., Wang, Y., He, M., Chen, W., Zhuo, H., Gao, S., Wang, M., Zhou, J. (2017) Genesis and evolution of the mass transport deposits in the middle segment of the Pearl River canyon, South China Sea: Insights from 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology* 88: 555-574.

Weimer, P., Slatt, R.M., Bouroullec, R. (2006) Introduction to the petroleum geology of deepwater settings. *AAPG Stud Geol* 57.

Xu, S., Hao, F., Xu, C., Zou, H., Zhang, X., Zhang, Y., Gao, B., Wang, Q. (2018) Gravity-flow deposits and their exploration prospects in the Oligocene Dongying Formation, northwestern Bozhong Subbasin, Bohai Bay Basin, China. *Marine and Petroleum Geology* 96: 179-189.

Zhang, C., Wei, W., Zhang, S., Wu, C., Fu, X. (2016) Architecture of lacustrine mass-transport complexes in the Mesozoic Songliao Basin, China. *Marine and Petroleum Geology* 78: 826-835.

Zhao, X., Qi, K., Patacci, M., Tan, C., Xie, T. (2019) Submarine channel network evolution above an extensive mass-transport complex: A 3D seismic case study from the Niger delta continental slope. *Marine and Petroleum Geology* 104: 231-248.

Zhu, M., Graham, S., McHargue, T. (2011) Characterization of mass-transport deposits on a Pliocene siliciclastic continental slope, northwestern south China Sea. In: Mass-transport Deposits in Deepwater Settings, (eds. Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.). SEPM Special Publications 96, Mclean, United States of America, pp. 111-125.

Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. (1986) Deep basins of the Black-Sea and Caspian Sea as Remnants of Mesozoic Back-Arc Basins. *Tectonophysics* 123: 181-211.

Sakarya Kanyonu Morfolojisi

Aslıhan NASIF

Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü,
Haydar Aliyev Bulvarı, No: 100, İnciraltı – İzmir, Türkiye
aslihan.nasif@deu.edu.tr

Özet

Sakarya Nehri'nin denize döküldüğü Karasu açıklarında yer alan Sakarya Kanyonu'nun morfo-akustik yapısı, farklı tür ve ayrımlılıktaki deniz jeofiziği verileri kullanılarak incelenmiştir. Çalışma kapsamında çok kanallı sismik yansıma, Chirp mühendislik sismiği ve çok ışınlı batimetri verileri kullanılmıştır. Batimetrik veriler Sakarya Kanyonu'nun güney şelfte doğu, orta ve batı olmak üzere üç girişe (head) sahip olduğunu göstermektedir. Orta giriş, 640 m su derinliğinde doğu girişle birleşerek Sakarya Kanyonu'nun yakın kısımlarını oluşturur. Batı giriş 860 m su derinliğinde bu ana kanala bağlanır ve Sakarya Kanyonu ana eksenini meydana getirir. Küçükboğaz Gölü'nün ağzında yer alan Sakarya Kanyonu'nun doğu girişinin karada bir akarsu sistemi ile bağlantısının olabileceği, batı girişinin ise Sakarya Nehri ile bağlantılı olabileceği anlaşılmaktadır. Orta girişin olası bir kara bağlantısının varlığı net olarak ortaya konulamamıştır. Doğu girişini oluşturan kol, kıyı çizgisine en yakın koldur ve diğerlerine oranla daha geniş ve daha derindir. Ayrıca, batı ve orta kol, kuzeye doğru doğu kol ile birleşmektedirler. Bu durum, daha eski olan doğu kolunun, Sakarya Kanyonu'nun ana kolu olduğunu ve Sakarya Kanyonu'nun bu ana kol boyunca oluştuğunu göstermektedir.

Her üç kanyon girişinin kanyon duvarları da oldukça dik olup, üst kıtasal yamaçta deniz tabanı eğimi 20° civarındadır. Kanyonlar boyunca, kanyon duvarlarında gravitasyonel kaymalar ve erozyonel aşınmalar gözlenmiştir. Batı kıtasal yamacı üzerinde ise kuzey ve güney kısımda iki ayrı girişten oluşan Kefken Kanyonu bulunur. Kefken Sırtı olarak bilinen ve GB-KD yönünde uzanan, ortalama yüksekliği yaklaşık 200 m olan bir sırt, Kefken ve Sakarya Kanyonları'nı birbirinden ayırır. Her iki kanyon 1460 m su derinliğinde birleşerek Sakarya Kanyon sisteminin uzak (distal) kısmını oluştururlar.

Günümüzde Sakarya Kanyonu'nun doğu kolunun karşısında, aslında menderes çizen eski bir nehir yatağı görünümünde olan Küçükboğaz Gölü bulunur. Bu eski nehir yatağı önce güneye ardından doğuya dönmekte olup, geçmişte olasılıkla daha doğudaki Maden Deresi ile birleşmektedir. Maden Deresi engebeli bir arazide kanyonlar içerisinden ilerlemekte, Sakarya Nehri tarafından taşınan ince daneli silt/kil/çamur türü malzemeye göre, oldukça iri daneli sedimentleri denize taşımaktadır. Maden Deresi tarafından taşınan iri daneli kum/çakıl türü malzemenin erozyonel etkisi görece çok daha yüksek olup, Sakarya Kanyonu gibi bir kanyonu kazıyarak aşındırmaya daha uygun görünmektedir. Bu durum, Sakarya Kanyonu'nun doğu kolunun, bir zamanlar Küçükboğaz Gölü üzerinden denize akan Maden Deresi ile bir bağlantısı olduğunu ve bu dere tarafından taşınan iri daneli malzemelerle aşındırılarak genişletildiğini işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Karadeniz, Sakarya Kanyonu, sismik yansıma, Chirp mühendislik sismiği, çok ışınlı batimetri, denizaltı morfolojisi, kanyon sistemleri

Giriş

Denizaltı kanyonları, dik duvarlara sahip, eksenleri derin basene eğimli, yamaç aşağı uzanan, V şekilli enine batimetrik kesitlere sahip denizaltı kanalları olarak tanımlanırlar (Shepard 1963). Kıtasal şelflerden derin basenlere uzanan kanyon sistemleri, şelf alanlarından derin basenlere sediment taşınımı için uygun yolları oluştururlar (Eschard 2001). Harris ve Whiteway (2011) tarafından bir araya getirilen küresel batimetri verisinin analizi, tüm dünya okyanuslarındaki 5849 farklı ve geniş kanyonun varlığını ortaya koymuştur. Birçok kanyonun giriş kısmı (canyon head) kıtasal şelfe kadar uzanır; bazıları şelf platformundaki gömülü kanallar üzerinden karadaki aktif akıntı sistemine (fluvial system) bağlanırlar. Bu kanallar, genellikle son buzul dönemindeki düşük deniz seviyesi döneminde şelf üzerinden akan nehir sistemlerinin oluşturduğu kanallardır. Kanyon başları kıtasal şelfe kadar uzanmayan ve yamacın orta kısımlarından başlayan kanyonlar ise “kör kanyonlar” olarak isimlendirilirler.

Denizaltı kanyonlarının oluşum mekanizması yerel tektonik yapı, deniz seviyesi değişimleri, karadaki akıntı sisteminin varlığı, tortul girdisi, denizaltı kütle hareketleri ve taban akıntıları gibi birçok etken tarafından kontrol edilmektedir. Bunlar arasındaki en etkili faktörler, kütle kaymaları nedeniyle oluşan deniz tabanı erozyonu ve türbidite akıntılarıdır (Shepard 1981). Buna göre, kaymalar sonucu kanyon oluşumunun başlamasının ardından, kanyonlar, bunu izleyen kaymalarla şekillenerek türbidite akıntısı erozyonu ile genişlemekte ve daha küçük kanyonları kendisine katarak kanyon sistemlerini meydana getirmektedir (Casas ve diğ. 2003; Sultan ve diğ. 2004; Harris ve Whiteway 2011). Deniz seviyesi değişimi ve karasal erozyon (subaerial erosion), kanyon oluşumu için bir diğer önemli etkidir. Son buzul döneminde deniz seviyesi günümüz seviyesinden yaklaşık -120 m daha aşağıda olduğundan, nehirler şimdiki şelf alanları üzerinden akarak doğrudan üst kıtasal yamaca ulaşmaktaydı. Karasal sedimentin Pleyistosen düşük deniz seviyesi döneminde bu şekilde doğrudan şelf kırığına ulaşması, yamaç aşağı türbidite akıntıları için bir sediment kaynağı oluşturmuş ve yamaçta kanyonların kazılmasına olanak sağlamıştır (Harris ve Whiteway 2011).

Günümüzde kanyon sistemlerinin araştırılmasının en önemli nedeni, denizaltı kablo ve boru hatları gibi mühendislik yapılarının güvenli şekilde konumlandırılması, askeri denizaltı operasyonları, kıtasal marjinlerin doğasının ve oluşumunun anlaşılması, kanyonların sedimanter, ekolojik ve oşinografik işlevlerinin anlaşılabilmesidir. Ayrıca kanyonların sona erdiği bölgelerde oluşan birikim fanları, hidrokarbon birikimleri açısından umut vaat etmektedir (Clark ve diğ. 1992). Son dönemlerde, özellikle kanyon girişlerindeki bentik habitatlara yönelik ilgi de artmıştır. Şelfi geçerek karaya kadar uzanan kanyonlar, organik malzemece zengin sedimentlerin şelfin dış kısımlarına kadar dağılmasında önemli rol oynamaktadır (Shepard 1963; Mullenbach ve diğ. 2004; Walsh ve Nittrouer 2009).

Sakarya Nehri çıkışındaki deniz jeolojisi çalışmaları oldukça kısıtlı olup, literatürde sadece birkaç bilimsel çalışma mevcuttur. Bunlardan Yiğitbaş ve diğ. (2004), TPAO tarafından toplanmış olan dört adet rejyonel sismik hattan, Sakarya Kanyonu'nun derin sularına karşılık gelen bölgedeki jeolojik yapıyı ve fayları incelemişlerdir. Kullandıkları sismik veri, deniz tabanına kadar ulaşan aktif fayların varlığını işaret etmektedir. Yiğitbaş ve diğ. (2004) bu fayları haritalayarak Sakarya Kanyonu'nun özellikle derin kısmındaki fay haritasını ortaya çıkarmaya çalışmışlardır. Kanyonun yapısının incelenmesi amacıyla yapılan bir diğer deniz jeolojisi/jeofiziği çalışması, Algan ve diğ. (2002) tarafından gerçekleştirilmiştir. Çalışma, sadece sıg şelf platformunu içermekte ve bu alandan toplanılan tek kanallı sparker sismik verilerinin ve gravite karot örneklerinin sedimantolojik, stratigrafik ve yapısal yorumuna dayanmaktadır. Algan ve diğ. (2002), yorumladıkları sismik kesitlerden yola çıkarak, sıg şelf alanındaki faylanmaları, erozyonel yapıları ve onlap kesilmeleri gibi stratigrafik unsurları ortaya koymuşlardır. Bunlara ek olarak, Nasıf ve diğ. (2020) kullandıkları sismik verilerle, Sakarya Kanyonu kıtasal yükselim bölgesindeki gaz hidrat birikimlerini haritalamışlar ve bunların oluşum ve duraylılık özelliklerini ortaya koymuşlardır. Dondurur ve Nasıf (2021) ise, yine aynı bölgede gözlenen üst üste yığılmış yapıdaki gömülü moloz (debris) akmalarını inceliş, bunların oluşum mekanizmalarını tartışmışlardır. Son olarak, Nasıf ve Dondurur (2021), yüksek ayrımlı sismik ve Chirp verileri yardımıyla tüm Sakarya Kanyonu boyunca sıg sediment yapısını sınıflandırmışlar ve kanyon boyunca gözlenen olası yer tehlikelerini haritalamışlardır.

Bu çalışmanın temel amacı, farklı deniz jeolojisi ve jeofiziği verilerini kullanarak Sakarya Kanyonu boyunca batimetrisinin, kanyon morfolojisinin ve kanyonun olası oluşum mekanizmasının incelenmesidir. Kanyonun mevcut 3 girişinden aktivitesini devam ettiren kanyon girişi ve bunun olası bir kara bağlantısının varlığının incelenmesi, çalışmanın temel amaçlarından biridir.

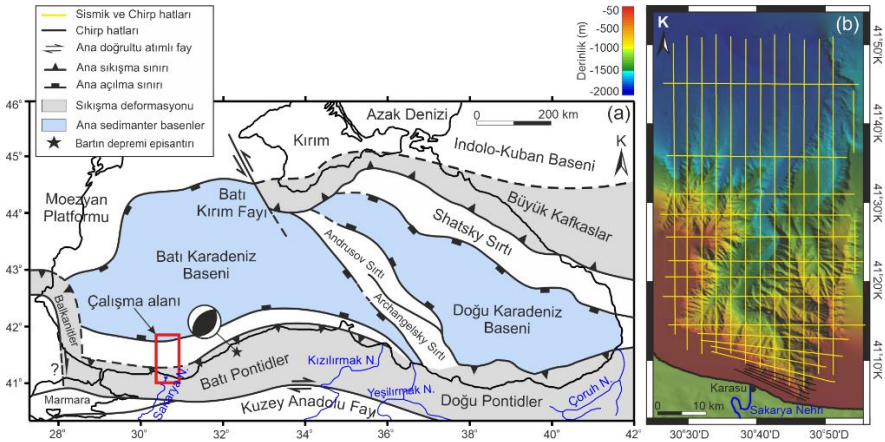
Karadeniz'in tektonik yapısı

Karadeniz, Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) kuzeyinde ve aktif Arap-Avrasya kıtasal çarpışmasının batı kanadında yer alan, kuzeye dalan Tetis Okyanusu tarafından oluşturulmuş marjinal bir basendir (Finetti ve diğ. 1988; Okay ve diğ. 1994; Robinson ve diğ. 1995; Robinson ve diğ. 1996; Spadini ve diğ. 1996). Karadeniz, açılma tektoniği sonucu oluşan bir basen yapısına sahip olmasına rağmen, Eosen zamanında tektonik durum değişmiş olup, kuzeybatı marjin dışında Karadeniz'in marjinleri günümüzde sıkışma deformasyonu ile karakterize edilmektedir (Robinson ve diğ. 1996; Şekil 1a).

Günümüzde batimetrik olarak tek bir basen olmasına rağmen Karadeniz, Orta Karadeniz Sırtı (OKS) adı verilen rejyonel bir yükselimle birbirinden ayrılan, batı ve doğu Karadeniz baseni (sırasıyla BKB ve DKB) olmak üzere iki alt basenden oluşur. OKS, kuzey ve güneyde sırasıyla Andrusov ve Archangelsky Sırtlarına

ayrılmıştır (Şekil 1a). Bazı araştırmacılar (Finetti ve diğ. 1988; Okay ve diğ. 1994), BKB ve DKB'nin Geç Kretase'de batı ve orta Pontidler'in Moezyan Platformundan riftleşmesiyle aynı anda açıldığını öne sürmüşlerdir. Buna karşın, Spadini ve diğ. (1996) ve Robinson ve diğ. (1995, 1996)'ya göre ise, BKB orta Barremiyen'de batı ve orta Pontidler'in Moezyan Platformu'ndan riftleşmesiyle, DKB ise Orta Paleosen-Eosen döneminde Andrussov Sırtı'nın saat yönünde dönmeleriyle açılmıştır. BKB, okyanusal bir kabuğa sahiptir ve Üst Kretase'den bu yana rift sonrası sediment kalınlığı, basenin orta kısmında 15 km'ye ulaşmaktadır (Nikishin ve diğ. 2015).

Karadeniz ve çevresi düşük depremselliğe sahip bir bölge olarak kabul edilir (Tari ve diğ. 2000). Sıkışma tektoniğinin oldukça belirgin olduğu kuzeydoğu kenarlarında bindirme mekanizmasına sahip depremler oluşmaktadır. Karadeniz'in güney kıyısı ise neredeyse tamamen asismiktir. Güney kenarı boyunca gözlenen en önemli sismik aktivite, Sakarya Kanyon sisteminin yaklaşık 70 km güneyinde yer alan KAF ile ilgilidir. Kanyonun 150 km doğusundaki Bartın ilinde 1968 yılında meydana gelen ($M_s=6.6$) Bartın depremi (Şekil 1a), bölgede aletsel olarak kaydedilmiş en güçlü depremdir ve bindirme fayı mekanizması gösterir (Alptekin ve diğ. 1986).



Şekil 1. (a) Karadeniz ve çevresinin ana tektonik elemanları (Finetti ve diğ. 1988; Robinson ve diğ. 1996; Spadini ve diğ. 1996'dan değiştirilerek). (b) Çalışmada kullanılan veri setlerinin dağılımı.

Birçok araştırmacı, son buzul maksimum (LGM) döneminde Karadeniz'in deniz seviyesinin günümüz deniz seviyesinden 120 m daha düşük olduğunu öne sürmektedirler (Lericolais ve diğ. 2009; Yanchilina ve diğ. 2017). Bu aşamada Karadeniz kapalı bir göl konumundayken, baseni çevreleyen şelf platformu karada açığa çıkmış ve nehirler kıta şelflerini aşındırmıştır. LGM'yi takiben, günümüzden 8500 ile 7150 yıl önce, hızlı bir transgresyon dönemi meydana gelmiş ve Karadeniz'in deniz seviyesi hızla yükselmiştir. Akdeniz'in tuzlu suları

derin baseni basmış ve Holosen ortalarında, günümüzden 7150 yıl kadar önce, günümüz oşinografik koşulları meydana gelmiştir (Ryan ve diğ. 1997; Panin ve Popescu 2007; Lericolais ve diğ. 2009; Yanchilina ve diğ. 2017).

Veri ve yöntem

Çalışma kapsamında, Sakarya Nehri açıklarında K-G ve D-B yönlü uzanan yüksek ayrımlı çok kanallı sismik yansıma, çok ışınlı (multibeam) batimetri ve çok yüksek ayrımlı Chirp mühendislik sismiği verileri kullanılmıştır. Kullanılan akustik veri, 108Y110 kodlu TÜBİTAK projesi kapsamında, 2010 ve 2012 yıllarında düzenlenen iki ayrı deniz araştırma seferi sırasında, Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsüne bağlı R/V K. Piri Reis araştırma gemisi ile toplanmıştır. Toplanan hatların konumları Şekil 1b’de verilmiştir.

Çalışma alanından, SeaBeam 1050D çok ışınlı batimetri sistemi ile toplam yaklaşık 3300 km² batimetrik veri toplanmıştır. 50 kHz frekansında çalışan sistem, geminin tabanına monte edilmiş olan V şekilli iki transduser ile üretilen 126 adet eş açılı ışın kullanmaktadır. Toplam tarama açısı 153°’dir. Chirp mühendislik sismiği verisi, Bathy2010 sistemi kullanılarak toplanmıştır. Sistem, 9 adet transduser ile 3.5 kHz merkez frekansında, 2.75-6.75 kHz aralığında bir süpürme (sweep) sinyali üretmektedir. Chirp sistemi ile çalışma alanında toplam 1480 km uzunluğunda çok yüksek ayrımlı sismik veri toplanmıştır.

Çalışma alanında ayrıca, NTRS2 sismik sistemi kullanılarak toplam yaklaşık 1400 km uzunluğunda çok kanallı sismik yansıma verisi toplanmıştır. Sismik kaynak olarak kendi kabarcık (bubble) gürültüsünü sönmüleyebilen Generator/Injector (GI gun) tipi hava tabancası kullanılmıştır. Sismik sinyalin algılanması için 1050 m uzunluğunda ve 6.25 m grup aralığında, 168 kanal içeren SeaMUX dijital alıcı kablo (streamer) kullanılmıştır. Kayıt uzunluğu 6 s, örnekleme aralığı 1 ms, minimum ofset değeri ise 50 m alınmıştır.

Sakarya Kanyonu’nun morfolojik yapısı

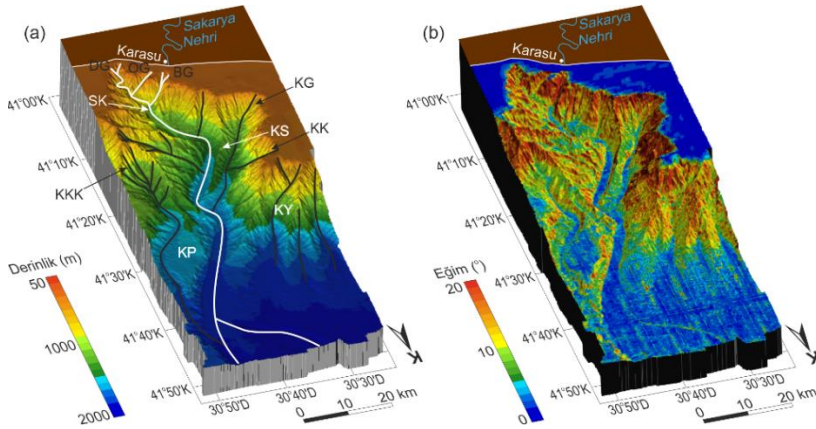
Sakarya Kanyonu ’nun bileşenleri

Sakarya Kanyonu, kıta yamacının morfolojisi üzerinde oldukça belirgin bir etkiye sahiptir. Kanyon, birçok bileşenden oluşan karmaşık bir kanyon sistemi şeklinde, kıtasal şelf alanından derin basene uzanır. Deniz tabanı ve taban altı yapısı da dahil olmak üzere, tüm marjinin morfolojisi, kanyon boyunca oluşan farklı türdeki erozyonel işlemler tarafından yeniden biçimlendirilmektedir. Sakarya Kanyonu, yakın bölüm (proximal sektör, şelf kırığından itibaren 1500 m su derinliğine kadar) ile uzak bölüm (distal sektör, 1500-2000 m su derinliği arasındaki kısım) bölgelerinde farklı çökelleme ve erozyon özellikleri

göstermektedir. Batimetri verisi, Sakarya Kanyonu'nun yakın bölüm boyunca menderes çizerek ilerlediğini işaret etmektedir.

Şekil 2a, Sakarya Kanyonu ve bileşenleri ile marjin boyunca diğer ana morfolojik oluşumları, kanyonun çok ışınlı batimetrik haritası üzerinde göstermektedir. Sakarya Kanyonu, kıtasal şelf alanından, iki kola ayrıldığı 2000 m su derinliğine kadar, yaklaşık GGB-KKD yönünde batimetrik harita üzerinde takip edilebilmektedir. Yakın kısımdaki şelf alanında kanyon üç farklı girişe (canyon head) sahiptir.

Batı şelfte, şelfi aşındıran iki bağımsız kanyon girişinden oluşan bir başka büyük kanyon sistemi olan Kefken Kanyonu bulunur. Kefken Kanyon sistemi iki büyük koldan oluşmakta olup, bunlar Kefken-kuzey ve Kefken-güney kolları olarak isimlendirilmiştir. Kanyonun ana kolu güney koldur ve GB-KD yönünde uzanmaktadır. Kefken-kuzey kolu, ana kanyona 1340 m su derinliklerinde katılır (Şekil 2a). GB-KD uzanımlı, ortalama yüksekliği yaklaşık 200 m olan ve Kefken Sırtı olarak isimlendirilen bir sırt, Kefken ve Sakarya Kanyonları'nı birbirinden ayırmaktadır. Her iki kanyon 1460 m'de birleşerek Sakarya Kanyon sisteminin uzak kısmını oluştururlar (Şekil 2a).



Şekil 2. (a) Sakarya Kanyon sisteminin eksenlerini ve marjin boyunca diğer ana morfolojik unsurları gösteren çok ışınlı batimetrik harita. Ana kanyonların eksenleri siyah çizgilerle, Sakarya Kanyonu'nun eksenleri ve girişleri beyaz çizgilerle gösterilmiştir. SK: Sakarya Kanyonu, KK: Kefken Kanyonu kuzey girişi, KG: Kefken Kanyonu güney girişi, KS: Kefken Sırtı, KP: Kuzey Platformu, DG: Sakarya Kanyonu Doğu Girişi, OG: Sakarya Kanyonu Orta Girişi, BG: Sakarya Kanyonu Batı Girişi, KY: Kuzey Yamacı, KKK: Karasu Kör Kanyonu. (b) Çalışma alanı batimetrisi üzerine bindirilmiş deniz tabanı eğim haritası.

Sakarya Kanyon sisteminin bileşenlerinin hemen tamamı şelften başlamaktadır. Bununla birlikte, çok ışınlı batimetrik veri, Karasu Kör Kanyonu olarak adlandırılan kuzeydoğu yamacında yer alan büyük bir kör kanyon sisteminin

varlığını ortaya koymaktadır (Şekil 2a). Bu kanyon 340 m su derinliğindeki üst yamaçtan başlar ve yaklaşık olarak K-G doğrultusunda uzanır. Kıtasal yamacın KB kısmı, K-G yönünde uzanan üç kanyonu barındıran Kuzey Yamacı olarak isimlendirilmiştir (Şekil 2a). Bunlar, derin sularda yaklaşık 1900 m derinliklerde ana kanyona bağlanırlar. Kıtasal yükselimin doğu kısmında, Karasu Kör Kanyonu ile ana Sakarya Kanyonu arasında, uzunlamasına merccek şekilli düz bir platform bulunur (Şekil 2a). Kuzey Platformu olarak isimlendirilen bu alanın üzeri tamamen pelajik/yarı pelajik sedimentler ile kaplıdır ve platformun batı sınırı, Sakarya Kanyonu'nun bu kısımdaki doğu kanadını oluşturmaktadır.

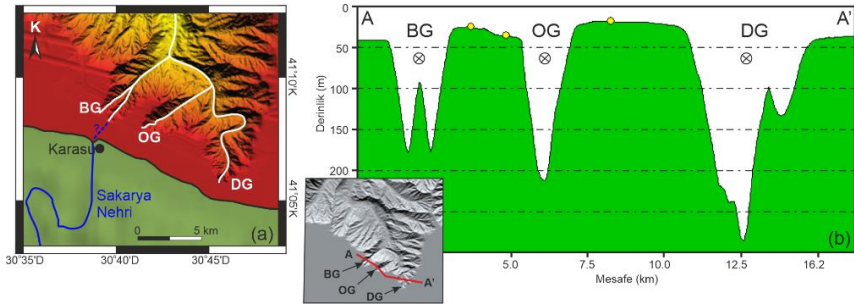
Şekil 2b, çok ışınlı batimetri haritasından hesaplanan, çalışma alanındaki deniz tabanının eğim haritasını, 3B batimetri üzerinde göstermektedir. Eğim tipik olarak kıtasal şelfte, Sakarya Kanyonu'nun uzak kısımlarında, abisal düzlükte ve çalışma alanının KD bölümündeki Kuzey Platformu'nda 3°'den azdır. Ayrıca, Sakarya Kanyonu'nun yaklaşık 1500 m'den daha derin olan uzak bölümü boyunca kanyon tabanında da, taban eğiminin görece daha düşük olduğu görülmektedir. Eğim diğer yerlerde, özellikle şelf kırığı çevresinde ve üst kıtasal yamaç boyunca oldukça yüksektir ve bu bölgelerde 20°'ye kadar ulaşır (Şekil 2b). Özellikle şelf kırığının hemen ötesinde, yüksek orandaki sediment erozyonu nedeniyle eğim en yüksek değerine ulaşmakta, kanyon eksenlerine yaklaştıkça da azalmaktadır.

Sakarya Kanyon girişleri (canyon heads)

Batimetrik veriler, güney şelfine doğru kanyonun doğu, orta ve batı olmak üzere üç kanyon girişine (canyon head) sahip olduğunu ve hepsinin şelf kırığını keserek aşındırdığını göstermektedir (Şekil 3a). Bu girişler sırasıyla doğu, orta ve batı kanyon girişleri olarak adlandırılmışlardır. Batimetri verisinde batı girişi karadan kuzey yönünde 1.3 km, orta giriş 1.7 km ve doğu giriş ise 0.7 km'ye kadar izlenebilmiş, doğu girişin kara ile olan olası bağlantısı, karaya daha yakın veri toplanamadığı için netleştirilememiştir. Batı, orta ve doğu kanyon girişleri, kanyon eksenleri boyunca sahilden 3 km kuzey yönünde sırasıyla 190, 170 ve 260 m derinliklere ulaşmaktadır (Şekil 3b). Batı giriş, iki alt girişten meydana gelir. Doğu giriş, orta ve batı girişlerle karşılaştırıldığında, üst kıtasal yamaçta görece daha menderesli bir görünüm sunmaktadır. Orta ve batı girişlerin kanyon eksenleri, kıtasal yamaç boyunca tekdüze şekilde derinleşen, kabaca doğrusal, kıvrımsız bir akış yolu çizmektedir. Bu üç giriş, yaklaşık 860 m derinlikte birleşerek K-KB yönlü uzanan Sakarya Kanyonu ana eksenini meydana getirirler.

Her üç kanyon girişinin kanyon duvarları da oldukça dik olup, deniz tabanı eğimleri 20° civarındadır. Kanyon başlarını sadece karaya yakın KB-GD yönlü Chirp mühendislik sismği kesitleri kesmekte olup, bu kesitler Şekil 4'de verilmiştir. Kesitler, Sakarya Kanyonu'nun girişlerini neredeyse dik bir doğrultuda kesmektedir. Karaya en yakın Chirp kesiti Şekil 4a'da görülmekte olup, bu kesitte sadece kanyonun doğu girişinin varlığı görülebilmektedir. Orta

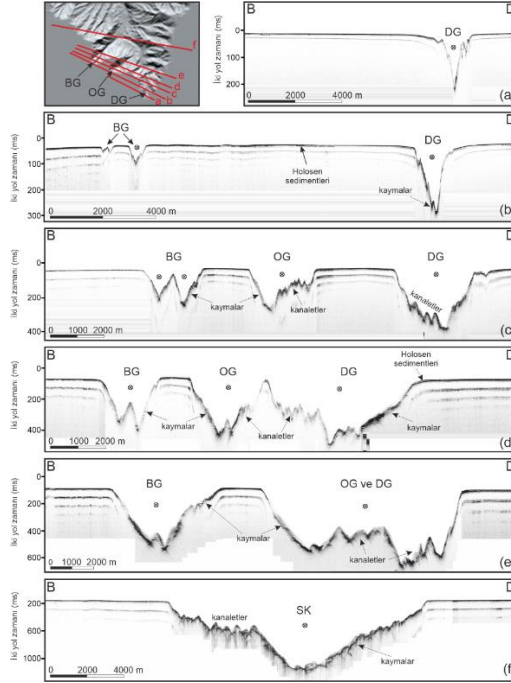
ve batı girişlere ait herhangi bir iz kesitte yoktur. Batı girişinin şelf üzerindeki etkisi, kuzeye doğru bir sonraki Chirp kesitinde görülmeye başlanır (Şekil 4b), ancak bu kesitte hala orta girişe ait bir iz yoktur. Batı giriş birbirinden ayrı, iki farklı kanyon girişinden meydana gelmektedir (Şekil 4b). Bunlardan daha doğuda yer alan giriş, batıdakine göre daha derin olup, kanyon duvarlarındaki küçük ölçekli kayma yapıları da daha belirgindir. Kuzeye doğru ilerlediğimizde, Şekil 4c’de verilen Chirp kesitinin her üç kanyon girişini de kestiği görülmektedir. Batı girişini oluşturan iki ayrı kanyon girişi kesitte oldukça belirgindir. Her iki giriş arasında, ters V şekilli, dik duvarlı, tepe kısmı aşınarak şelf seviyesinden daha derine inmiş bir kanal bankı bulunur. Orta giriş, bu kesitte çok daha geniştir (Şekil 4c). Batı duvarında uzunlamasına bir kayma yapısı mevcutken, doğu duvarını kanaletler şekillendirmektedir. Kaymanın topuk kısmı, kanyon tabanına kadar ulaşır. Doğü kanyon girişi de, orta giriş kadar geniştir, ancak kanyon eksenleri orta girişe oranla çok daha derinlere erişmektedir (Şekil 4c). Daha da kuzeye ilerlediğimizde (Şekil 4d) doğü kanyon girişi hızla genişlemekte ve en kuzeydeki Chirp kesitinde ise (Şekil 4e), doğü ve orta girişlerin arasında yer alan kanyon bankının artık yok olduğu ve her iki girişin birleşerek tek bir kol haline geldiği görülmektedir. Buna karşın batı kanyon girişi bu kesitte hala mevcut genişliğini korumakta, sadece kanyon tabanı biraz daha derinleşen izole bir kanyon girişi olarak varlığını devam ettirmektedir. Daha kuzeydeki Chirp hattında ise, artık tüm girişlerin tek bir ana kanyonda birleştiği görülmektedir (Şekil 4f).



Şekil 3. (a) Sakarya Kanyonu’nun şelf platformunu kesen doğü (DG), orta (OG) ve batı (BG) girişleri (canyon heads). Kanyon eksenleri beyaz eğrilerle işaretlenmiştir. Batı girişin Sakarya Nehri ile olası bağlantısı mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. (b) Sakarya Kanyonu’nun batı, orta ve doğü kanyon girişlerini, kanyon eksenleri boyunca kıyı çizgisinden itibaren 3 km kuzey yönünde dik kesen A-A’ hattı boyunca alınan batimetrik profil.

Şekil 4’deki Chirp kesitleri, Sakarya Kanyon girişlerinden doğü girişinin, karaya en yakın aşınma kanalına sahip olduğunu işaret etmektedir. Bu girişin her iki kanadındaki erozyonel izler oldukça belirgindir (Şekil 4a). Girişin doğü kanadında, dik ve erozyonel kanatlara sahip kanaletler (gully) göze çarpmaktadır. Kanalın ana eksenini sınırlayan her iki duvarda ise, hiperbolik yansımalarla ifade edilen kayma yapıları bulunur. Kanalın kesiti dik duvarlardan oluşan dar bir V şekilli kesit sunmakta olup, kanyon tabanının oldukça dar olduğu görülmektedir

(Şekil 4a). Sakarya Kanyonu doğu girişi, diğer girişlere oranla şelfi daha fazla aşındırarak şelfin iç kısımlarına kadar girmiş ve şelf platformunu diğer girişlerden çok daha derine kazmıştır (Şekil 3). Sakarya Kanyonu ana eksenini doğu girişi üzerinden devam etmekte, diğer iki kanyon girişi daha sonra bu ana eksene bağlanmaktadır.

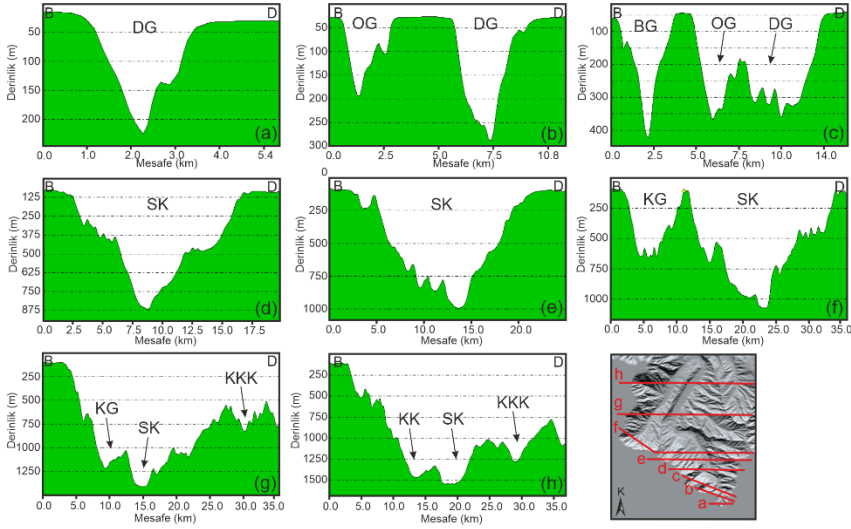


Şekil 4. Sakarya Kanyon'unun girişlerini kesen, KB-GD yönünde uzanan Chirp mühendislik sismiyi kesitleri. BG: batı giriş, OG: orta giriş, DG: doğu giriş, SK: Sakarya Kanyonu.

Yakın bölüm (proximal sektör)

Sakarya Kanyonu'nun 120 m su derinliğindeki şelf kırığından itibaren 1500 m su derinliğine kadar olan bölümü yakın bölüm (proximal sektör) olarak dikkate alınmıştır. Sakarya Kanyonu, farklı büyüklüklerde birçok kanyon ve kanalın birleşmesiyle oluşmuş bir kanyon sistemidir. Bu sistemin farklı bileşenlerinin, yakın bölüm boyunca birbirlerine göre derinlik ve morfoloji değişimlerinin daha kolay anlaşılabilmesi amacıyla, çalışma alanı boyunca yaklaşık D-B yönlü uzanan ve Sakarya Kanyonu bileşenlerini kabaca dik yönde kesen 8 hat boyunca batimetrik profil çıkarılmıştır (Şekil 5). Sakarya Kanyonu boyunca kuzey yönünde ilerledikçe, tüm kanyon boyunca morfolojideki değişim, bu batimetrik kesitlerde açıkça görülmektedir. Sakarya Kanyonu yarı kapalı (semi-confined) bir kanyon sistemidir. Yakın bölüm içerisinde batı kanadı oldukça dik bir kıtasal

yamaç ile sınırlandırılmış olmasına ve kanyonun batıda daima kıtasal şelften başlayarak derinleşmesine karşın (Şekil 5a-f), doğu kanadı derin basene ve Karadeniz'in doğu kıtasal marjinine açıktır. Bu kısım bir kıtasal yamaç ve şelf platformu ile sınırlı değildir ve daha büyük batimetrik değerlerle ifade edilir (Şekil 5g-h).



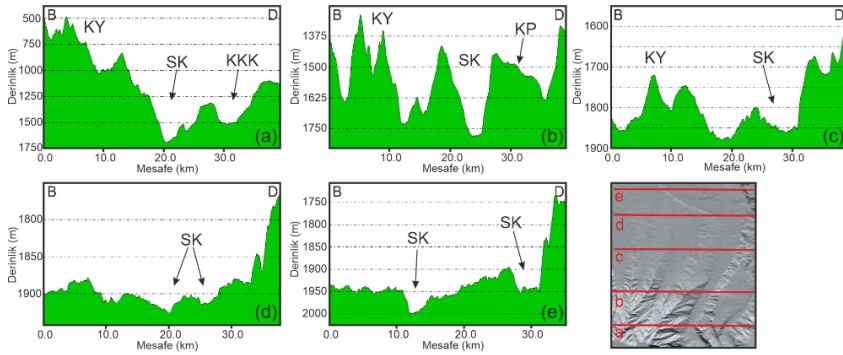
Şekil 5. Sakarya Kanyonu'nun yakın bölümdeki bileşenlerini enine kesen ve yaklaşık D-B yönlü uzanan batimetrik profiller. SK: Sakarya Kanyonu, KK: Kefken Kanyonu kuzey girişi, KG: Kefken Kanyonu güney girişi, DG: Sakarya Kanyonu doğu girişi, OG: Sakarya Kanyonu orta girişi, BG: Sakarya Kanyonu batı girişi, KKK: Karasu Kör Kanyonu.

Sakarya Kanyonu'nun bileşenlerinin şelf kırığı civarındaki batimetrik kesitleri, şelf kırığından itibaren yaklaşık 1000 m su derinliklerine kadar oldukça dik duvarlara sahip V şekilli kanyon duvarlarının varlığını işaret etmektedir. Bu derinliklerden sonra kanyonların enine kesitleri daha geniş tabanlı U biçimli kesitlere dönüşür. Şekil 5'de verilen batimetrik kesitlere göre, tüm Sakarya Kanyon sistemi kuzeye ilerledikçe genişlemektedir. Ayrıca, Sakarya Kanyonu'nun doğu girişinin derinliğinin, tüm batimetrik kesitlerde orta ve batı girişine göre daha fazla olduğu ve kanyonun doğu girişinin yamacı çok daha derinlere aşındırdığı görülmektedir (Şekil 5b ve 5c). Her üç kol, 860 m su derinliklerinde birleşerek, kuzeyde daha geniş tek bir ana kol haline gelirler (Şekil 5d).

Uzak bölüm (distal sektör)

Sakarya Kanyonu'nun 1500 ile 2000 m su derinlikleri arasında kalan bölümü uzak bölüm (distal sektör) olarak dikkate alınmıştır. Sakarya Kanyonu, 1500 m

su derinliklerinde, batıdaki Kefken Kanyonu ile birleşmesinin ardından, kuzeye kıtasal yükselime tek bir ana kanyon kolu olarak ilerler. 1800 m su derinliklerinde ise, biri kuzeye diğeri KB yönüne uzanan iki kola ayrılır (Şekil 2a). Sakarya Kanyon sisteminin uzak (distal) bölümdeki bileşenlerinin birbirlerine göre derinlik ve morfoloji değişimlerinin daha kolay anlaşılabilmesi amacıyla, çalışma alanı boyunca D-B yönlü uzanan ve Sakarya Kanyonu bileşenlerini dik yönde kesen 5 profil boyunca batimetrik kesit çıkarılmıştır (Şekil 6). Bu bölüm, KB kısımdaki kuzey yamacı kanyonları dışında, batimetrisinin çok fazla değişim göstermediği bir alandır. Kanyonlar arasındaki sırt yapılarının, kuzeye kıtasal yükselime doğru 1800 m su derinliklerine kadar uzandığı gözlenmiştir. Sakarya Kanyonu bu bölgede geniş ve neredeyse yatay bir kanyon tabanı oluşturur. Batıda kanyonun tabanı Kuzey Yamacı, doğuda ise Kuzey Platformu ile sınırlıdır. Kuzey kısımda Sakarya Kanyon tabanı türbidite oyukları (scour marks) ile ifade edilmektedir.



Şekil 6. Uzak bölümdeki Sakarya Kanyonu bileşenlerini enine kesen ve D-B yönlü uzanan batimetrik profiller. SK: Sakarya Kanyonu, KP: Kuzey Platformu, KY: Kuzey Yamacı, KKK: Karasu Kör Kanyonu.

Tartışma ve sonuçlar

Sakarya Kanyonu morfolojisi ve gelişimi

Deniz altında kıtasal yamaçlar boyunca belirli bir bölgede kanyon oluşumunun nedeni günümüzde de tartışmalı bir konudur. Öngörülen birkaç teori arasında en önemlileri, aşağıda sıralanmıştır:

- Üst kıtasal yamaçtaki kütle kaymaları kanyon oluşumunu başlatabilir.
- Düşük deniz seviyesi döneminde, nehir sistemlerinin şelf üzerinden akması ve şelfi erozyona uğratması ile nehir akıntı sistemlerinin üst yamacı kazması sonucu kanyonlar oluşabilir.
- Yamaç aşağı akan türbidite akıntılarının etkisiyle, kıtasal yamaçlarda kanyonlar kazılabilir.

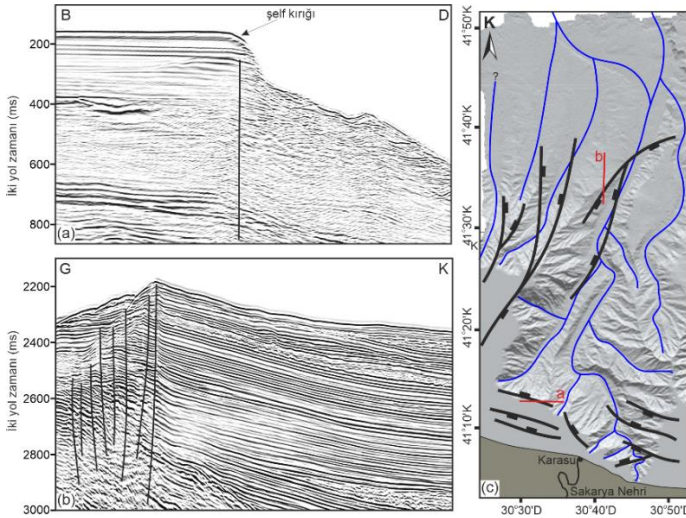
- Şelf kırığı ve üst kıtasal yamaç civarındaki aktif faylar ve güncel tektonik yapı da kanyon oluşumuna katkı sağlayabilir.
- Kör kanyonlar, olasılıkla orta kıtasal yamaçtaki kütle kaymaları ile başlatılmaktadır.

Kullanılan sismik ve çok ışınli batimetrik veriler, Sakarya Kanyonu'nun oluşumunun ve gelişiminin yukarıda tanımlanan farklı etmenler tarafından kontrol edildiğini göstermektedir. Bunlar, aşağıdaki gibi sıralanabilir:

- Faylanmalar
- Yamaç aşağı kütle kaymaları
- Türbidite akıntıları nedeniyle oluşan erozyonel aşınmalar
- Nehir girişleri ve kara ile bağlantı (fluvial incision)

Faylanma

Okyanus marjinerindeki bazı kanyon sistemleri lokal tektonizma ve faylanmalarla kontrol edilmektedir (Harris ve Whiteway 2011; Mountjoy ve diğ. 2009). Bu çalışmada kullanılan akustik verinin analizinden Sakarya Kanyonu boyunca elde edilen fay haritası Şekil 7b'de verilmiştir. Bu harita, şelf platformu boyunca (KB şelf alanı dışında) yaklaşık D-B, kanyonun derin kısmı boyunca da yaklaşık K-G yönünde uzanan fayların varlığını işaret etmektedir. Şelf platformundaki atım yönü kıtasal yamaç yönünde olan bu normal fayların büyük kısmı, şelf kırığı boyunca veya yakınında uzanmaktadır. Bu durum, Sakarya ve Kefken Kanyonlarının şelf üzerindeki kanyon girişlerinin oluşumunun ve gelişiminin olasılıkla fay kontrollü olduğunu göstermektedir.

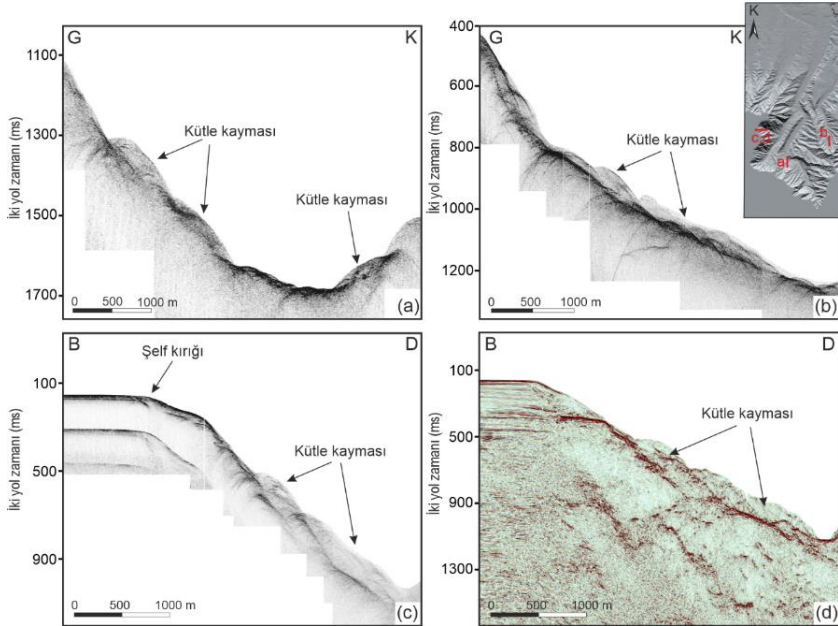


Şekil 7. (a) Şelf kırığı civarından ve (b) kanyonun derin kısmından iki sismik kesitte görülen normal faylar. (c) Kanyonun fay haritası.

Sakarya Kanyonu'nun özellikle doğu girişini kesen, alanın GD kısmında bulunan faylardan bazıları, kanyonun bu bölgelerde meydana getirdiği menderes yapısının nedenini de açıklamaktadır (Şekil 7b). Kanyon kolunun üst kıtasal yamaçta çizdiği menderes, bu faylar tarafından kontrol edilmektedir. Buna ek olarak, Sakarya Kanyonu'nun Kefken Sırtı'nın daha kuzeyinde, KKD-GGB yönünde tamamen doğrusal bir hat boyunca kuzeye uzanmasının nedeninin de, bu bölgede uzanan aynı yönlü bir fay olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 7b). Bu fay, Yiğitbaş ve diğ. (2004) tarafından da haritalanmış ancak taban morfolojisi ile ilişkilendirilmemiştir.

Yamaç aşağı kütle kaymaları

Denizaltı kanyonlarının oluşumunda etkili olduğu düşünülen bir diğer unsur, farklı büyüklük ve türdeki denizaltı kütle hareketleridir. Özellikle yüksek eğimlere sahip şelf kırığı civarında oluşan kütle kaymaları, kanyon oluşumunu başlatabilir, gelişimi üzerinde etkin rol oynayabilir. Sakarya Kanyonu boyunca, özellikle üst ve orta kıtasal yamaçta kanyon duvarlarında ve kanyonların şelf kırığı civarındaki kanyon girişlerinin olduğu kısımlarda geniş çaplı gravitasyonel kaymalar gözlenmiştir (Nasıf ve Dondurur 2021). Bu kaymalar hem Chirp mühendislik sismiği ve hem de çok kanallı sismik verilerde oldukça belirgin pozitif rölyefli sediment birikimleri olarak gözlenirler (Şekil 8).

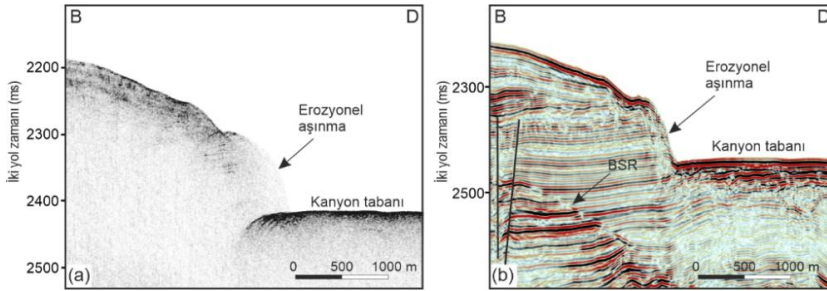


Şekil 8. (a) Sakarya Kanyonu'nun yakın (proximal) kısmından, (b) Karasu Kör Kanyonu sisteminin giriş bölgesinden ve (c) Kefken Kanyonu'nun kuzey giriş bölgesinden gravitasyonel kütle kaymalarına örnek Chirp kesitleri. (d), (c)'deki Chirp hattına karşılık gelen çok kanallı sismik kesiti göstermektedir.

Küçük ölçekli gravitasyonel kaymaların kanyon oluşumu üzerindeki birincil etkisi net olarak bilinmemekle birlikte, özellikle dik kanyon duvarlarında oluşan bu tür kaymaların, Sakarya ve Kefken Kanyonları'nın gelişmesi üzerinde etkili olduğu düşünülmektedir. Dik kanyon duvarlarından kanyon eksenine kaymalar şeklinde hareket eden sediment, önce kanyon ekseninde birikmekte, ardından olasılıkla türbidite akıntıları yoluyla derin basene dağıtılmakta, bu işlem her iki kanyonun en azından yanal yönde genişlemesini sağlamaktadır.

Taban akıntıları ve erozyonel aşınmalar

Derin deniz sistemlerinde, özellikle kanyon duvarlarında görülen erozyonel aşınmalardan genellikle türbidite akıntıları sorumludur. Bir türbidite akıntısı, içerdği yüksek orandaki sediment nedeniyle yoğunluğu artmış olan su kütlelerinin yamaç aşağı hızlı şekilde akmasıdır. Bu akıntılar genellikle depremler veya sediment kaymaları tarafından tetiklenirler ve geniş alanları aşındırdıkları için derin deniz yapılarının fiziksel şeklini ve morfolojisini biçimlendirirler, denizaltı kanyonlarını meydana getirirler.



Şekil 9. Sakarya Kanyonu'nun uzak kısımlarından aşınma yüzeylerini gösteren (a) Chirp ve (b) karşılık gelen çok kanallı sismik veri. BSR, gaz hidrat birikimlerinin taban yansımasıdır.

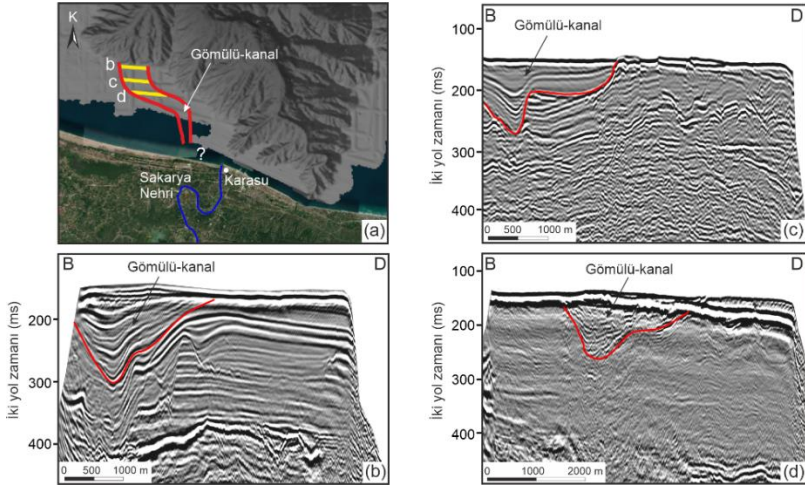
Sismik veri, çalışma alanında, özellikle Sakarya Kanyonu'nun uzak kısmı boyunca, kanyon duvarlarında türbidite akıntılarının neden olduğu erozyonel aşınmaların oldukça etkin olduğunu göstermektedir (Şekil 9). Kanyon duvarları genellikle ya birkaç metre kalınlığında kütle kayması sedimentlerinden ya da çok belirgin kayma uçurumlarından (scarps) oluşur. Her durumda, ne kanyon duvarları ne de tabanları üzerinde, pelajik veya yarı-pelajik sediment örtüsü mevcut değildir ve bu durum büyük olasılıkla türbidite akıntılarının güncel aktivitesini göstermektedir. Akustik veriler, Sakarya Kanyonu'nun ana türbidite akıntısının kanyonun girişlerinin birinden başladığını ve K-G yönünde daha derin sulara doğru uzandığını göstermektedir. Bu aktivitenin, birçok araştırmacı tarafından önerildiği gibi (Alonso ve diğ. 1995; Ercilla ve diğ. 2002; Dasgupta 2003), şelf kırığının hemen ötesindeki üst kıtasal yamaç alanı içerisinde kütle kaymaları tarafından başlatıldığı düşünülmektedir. Üst yamaçın dik eğimli bölgeleri boyunca kanyon girişleri etrafındaki (muhtemelen ardışık şekilde oluşan) kütle kaymaları ile oluşmalarının ardından, türbidite akıntıları basenin

derin kısımlarına doğru akarak kanyonların kazılmasına neden olmaktadır. Bu yorum, aynı zamanda doğu kıtasal yamacında Karasu Kör Kanyon sisteminin oluşumunu ve gelişimini de açıklamaktadır.

Nehir girişleri ve kara ile bağlantı

Son buzul döneminde (LGM), dünya denizlerinin seviyesi bugünkü seviyelerinden yaklaşık 120 m daha aşağıda olduğundan, o dönem boyunca nehirler, günümüzde sular altında kalmış olan şelf platformları üzerinden akmış ve kıtasal yamaçlara ulaşmışlardır. Bu akıntılar, şelf platformunda erozyonel kanallar oluşturmuş olup, dünya okyanus marjinlerindeki birçok kanyon girişi nehir ağızlarında yer almaktadır.

LGM döneminde, şelf üzerinde bu tür akıntıların oluşturduğu erozyon izleri sismik kesitlerde genellikle gömülü-kanallar (paleo-channels) olarak karşımıza çıkarlar. Sakarya Kanyonu batı şelfinde gözlenen bir gömülü-kanal sismik veri ile haritalanmıştır (Şekil 10). Bu kanalın güney ucu, Sakarya Nehri'nin günümüzdeki çıkışına doğru yönelmiştir. Buna göre, LGM döneminde, özellikle Sakarya Nehri, şelf üzerinde önce kuzey sonra batı yönünde akmış ve günümüzdeki Kefken Kanyonu'nun güney girişine kadar uzanmıştır. Ancak bu gömülü-kanalın Sakarya Nehri'nin güncel çıkışı ile olan olası bağlantısı, bu alanda sismik veri bulunmadığı için netleştirilememiştir. Tartışmaya açık olmakla birlikte, bu gömülü-kanalın Kefken Kanyonu'nu LGM sırasında karadaki akıntı sistemine (olasılıkla Sakarya Nehri) bağladığı ve Kefken Kanyonu'nun oluşum ve evrimi aşamasında olası bir akarsu ile bağlantısının bulunduğu düşünülmektedir.

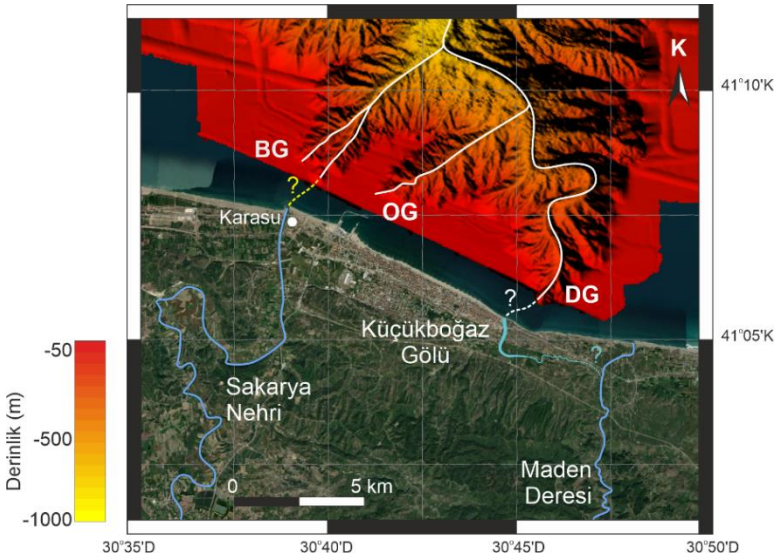


Şekil 10. (a) Mevcut sismik verilerin analizinden elde edilen, batı şelf boyunca uzanan gömülü-kanal yapısı. (b), (c) ve (d) batı şelf üzerinde gözlenen gömülü-kanal yapısını kesen çok kanallı sismik kesitlerden örnekler. Gömülü-kanalın tabanı kesitlerde kırmızı eğrilerle işaretlenmiştir.

Sakarya Kanyonu'nun gelişimi

Sakarya Kanyonu'nun oluşumu ve yaşı ile ilgili net bir bilgi elimizde maalesef mevcut değildir. Ancak genel kanı, kanyonun Sakarya Nehri'nin akıntı erozyonu (fluvial incision) nedeniyle oluşmuş olduğu şeklindedir. Bunun nedeni, kanyonun Sakarya gibi büyük bir nehrin tam karşısında bulunuyor olması ve kanyonun giriş(ler)inin bu nehir ile olan olası bağlantısının günümüze kadar tam olarak ortaya konulamamış olmasıdır.

Bu çalışmada kullanılan batimetrik veriler, kanyonun Algan ve diğ. (2002) tarafından önerildiği gibi iki değil, üç girişi olduğunu göstermektedir. Bunlardan, Küçükboğaz Gölü'nün ağzında yer alan Sakarya Kanyonu'nun doğu girişinin günümüzde olası bir akarsu sistemi ile bağlantısı olabileceği, batı girişinin ise Sakarya Nehri ile bağlantılı olabileceği anlaşılmaktadır (Şekil 11). Orta girişin olası bir kara bağlantısının varlığı, bu çalışmada kullanılan akustik veri setleri ile net olarak ortaya konulamamıştır. Sakarya Nehri'nin ağzı, kanyonun batı girişi yakınında yer almaktadır. Bununla birlikte, karaya en yakın profil olan en güneydeki DB uzanımlı Chirp sismik hattı, Sakarya Nehri ağzına doğru şelfin yaklaştığına ya da kanyonun batı girişini Sakarya Nehri'nin bugünkü akarsu sistemine bağlayan gömülü bir kanalın varlığına dair bir kanıt göstermemektedir (Şekil 4). Bu, Sakarya Kanyonu'nun kökeni ve evriminin, LGM sırasında Sakarya Nehri'nin akarsu bağlantısı ile değil, tektonik ve erozyonel süreçlerin etkileşimi ile ilişkili olduğunu ileri süren Algan ve diğ. (2002)'nin önerisine uygundur.



Şekil 11. Sakarya Kanyonu'nun doğu (DG), orta (OG) ve batı (BG) girişleri (canyon heads). Kanyon eksenleri beyaz eğrilerle işaretlenmiştir. Batı girişin Sakarya Nehri ile olası bağlantısı sarı, doğu girişin Küçükboğaz Gölü ile olası bağlantısı ise beyaz kesikli çizgi ile gösterilmiştir.

Batimetrik ve sismik veriler, Sakarya Kanyonu'nun doğu girişini oluşturan kolunun, güneydeki kıyı çizgisine en yakın kol olduğunu ve bu kolun diğerlerine oranla daha geniş ve daha derin olduğunu, dolayısıyla erozyonel etkiye daha şiddetli ve uzun süre maruz kaldığını göstermektedir (Şekil 11). Ayrıca, hem batı hem de orta kol, kanyonun yakın (proximal) bölgesinde bu ana kola birleşmektedirler. Bu durum, diğer kollara göre belirgin şekilde daha geniş ve derin, dolayısıyla daha eski olan Sakarya doğu kolunun, Sakarya Kanyonu'nun ana kolu olduğunu ve Sakarya Kanyonu'nun bu ana kol boyunca oluştuğunu göstermektedir. Yani, doğu kolun oluşumu diğer iki kolun oluşumundan çok daha eski olup, günümüzde olasılıkla Sakarya Nehri ile bağlantılı olan batı kolun bu ana kol ile birleşmesi çok daha sonra gerçekleşmiştir.

Günümüzde Sakarya Kanyonu'nun doğu kolunun karşısında, karada herhangi bir nehir bulunmamaktadır. Buna karşın bu kol, Küçükboğaz Gölü'nün hemen KD kısmında bulunur (Şekil 11). Küçükboğaz, günümüzde bir göl olmasına karşın, şekil itibarıyla menderes çizen eski bir nehir yatağı görünümündedir. Bu eski nehir yatağı önce güneye doğru uzanmakta ardından menderes çizerek doğuya dönmektedir. Uydu görüntüleri, Küçükboğaz Gölü'nün doğu ucunun, bu yönde yaklaşık 2 km daha takip edilebilmesine olanak tanımaktadır (Şekil 11). Net bir bilgi bulunmamasına karşın, gölün bu uzantısının, daha doğuda K-G yönlü akan Maden Deresi ile geçmiş dönemlerde birleşiyor olması olasıdır. Bu olası bağlantı, Şekil 11'de açık mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir.

Uzunluğu 30 km olan Maden Deresi, Hendek yakınında Çataltepe' den doğar ve Karasu ilçesinin doğusundan Karadeniz'e dökülür. Maden Deresi'nin doğduğu ve kuzeye doğru aktığı bölge oldukça engebeli bir alan olup, bu bölgede topoğrafya 400 m yüksekliklere ulaşmaktadır. Sakarya Nehri'nin aktığı alüvyal Adapazarı Ovası'ndan farklı olarak, Maden Deresi bu engebeli arazide kanyonlar içerisinden ilerlemektedir. Dere, yukarı kısmında yer alan kayaları fiziksel olarak parçalayarak çakıl taşları oluşturur. Aşağı kısmında ise kalker bloklarını derince aşındırarak bir kanyon vadi oluşturmuştur (Yılmaz ve Uygun 2011).

Daha batıdaki Sakarya Nehri ağzındaki akarsu-deniz birikim sistemi, Algan ve diğ. (2002) tarafından şelfin güney kısmındaki kanyon başları civarından toplanan gravite karot verilerine göre, çoğunlukla çamurca zengin çökellerden oluşan kıyusal ve sıg-deniz çökellerinden meydana gelmektedir. Sakarya Nehri, denize ulaşmadan önce taşıdığı kadar daneli sediment yükünün önemli bir kısmını Adapazarı düzlüğünde bırakmaktadır. Dolayısıyla, Sakarya Nehri tarafından taşınan malzeme temel olarak ince daneli silt/kil/çamur türü malzemelerdir (Kahraman 1992; Algan ve diğ. 2002) ve bu tür ince daneli malzemelerin, Sakarya Kanyonu gibi bir kanyonun kazılması için gereken erozyonel aşınımına çok fazla katkısının bulunması olası değildir. Kahraman (1992), Sakarya Nehri tarafından taşınan bu ince daneli malzemenin büyük kısmının, daha çökelden akıntılarla açıklara taşındığını ve bu nedenle Sakarya nehir ağzında büyük çapta bir delta oluşumu gözlenmediğini de öne sürmektedir.

Buna karşın Maden Deresi, topoğrafik olarak daha yüksek bölgelerden aşındırdığı, çakıl veya daha iri daneli malzemeleri denize taşımaktadır. Dolayısıyla, Maden Deresi tarafından taşınan bu iri daneli malzemenin erozyonel etkisi çok daha yüksek olup, Sakarya Kanyonu gibi bir kanyonu kazıyarak aşındırmaya daha uygun görünmektedir. Bu durum, Sakarya Kanyonu'nun doğu kolunun, bir zamanlar Küçükboğaz Gölü üzerinden denize akan Maden Deresi ile bir bağlantısı olduğunu ve bu dere tarafından taşınan iri daneli malzemelerle aşındırılarak genişletildiğini işaret etmektedir. Maden Deresi'nin denize yakın kısmında bir kanyon vadisi oluşturduğu ve bunun içerisinden akmakta olduğu bilinmektedir (Yılmaz ve Uygun 2011). Bu dönemde, Maden Deresi tarafından oluşturulan bu vadinin, günümüzdeki şelf platformunu keserek kuzeye ilerlediği de düşünülebilir. Bu vadinin denizaltındaki bugünkü izleri, Sakarya Kanyonu tarafından aşındırılarak yok edilmiş olmalıdır. Ancak karadaki kalıntıları, bu bölgede gelecekte yapılacak jeofizik ölçümler ve/veya sondaj çalışmaları ile onaylanabilir. Bu durum, Sakarya Kanyonu'nun doğu kolunun karaya bu denli yakın olmasını da açıklayabilir. Dünya denizlerinde, karadaki vadilerin karşısında yer alan ve kıyı çizgisinin hemen ötesinden başlayan kanyonlar mevcuttur. Özellikle İtalya'nın güneyinde Kalabriya bölgesindeki Siderno ve Bovalino Kanyonları, buna çok güzel birer örnektir (Morelli ve diğ. 2011). Bu tür kanyonlar açıkça karadaki bu vadilerin denizaltındaki devamı olarak dikkate alınabilir.

Sonuç olarak, olasılıkla Orta/Geç Pliyosen dönemine kadar Sakarya Kanyonu'nun doğu kolu, kanyonun ana kısmını oluşturmaktaydı. Bu dönemde, Sakarya Nehri henüz mevcut değildir veya bazı araştırmacıların önerdiği gibi Sapanca Gölü üzerinden batıya, İzmit Körfezi'ne akmaktadır. Daha sonra, olasılıkla Geç Pliyosen döneminde Karadeniz'e yönelen Sakarya Nehri, LGM döneminde şelf üzerindeki kanal boyunca akarak, günümüzde batı şelf üzerinden batıya Kefken Kanyonu güney girişine doğru akmış ve bu bölgeden kıta yamacına ulaşmıştır. LGM döneminin ardından terkedilen bu kanal, günümüzde sismik kesitlerde gözlediğimiz batı şelfteki gömülü-kanal haline gelmiştir. Bu dönemde, Sakarya Nehri, Maden Deresi tarafından taşınan malzemeler tarafından aşındırılarak oluşturulmuş olan Sakarya Kanyonu'na doğrudan kuzey yönlü bir giriş oluşturarak, günümüzde Sakarya batı girişi olarak gördüğümüz kol üzerinden sisteme dahil olmuştur. Şelf kırığı civarında kaymalarla başlatılan türbiditye akıntıları, batı kolun bu bölgeyi aşındırarak kanyonun batı kolunun derinleşmesini ve güneye şelf içerisine kadar ilerlemesini sağlamıştır. Kanyonun orta girişinin Sakarya Nehri ve/veya Maden Deresi ile olan geçmişteki veya günümüzdeki olası bağlantısı mevcut akustik veriler ile çözülememiştir. Ancak batimetrik veriye göre bu girişin günümüzde Sakarya Nehir ağzına yönelmiş olması ve bu kolun batı kol ile benzer morfolojik özellikler göstermesi, nehir ağzındaki hiperpiknal akıntıların, batı kol ile kabaca eş zamanlı şekilde orta kolu da meydana getirdiğini işaret etmektedir.

Teşekkür

Veri toplama sırasında özveri ile çalışan K. Piri Reis kaptan ve mürettebatına ve Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, sismik laboratuvarı SeisLab ekibine teşekkür ederim. Bu çalışma TÜBİTAK tarafından 108Y110 kodlu proje kapsamında maddi olarak desteklenmiştir. Proje koordinatörümüz, çok değerli hocamız Prof. Dr. Derman DONDURUR' a, bu bilgilerin üretilmesinde, veri toplama, veri işleme ve yorumlama konusunda önderlik ettiği ve bizden hiçbir yardımını esirgemediği için en içten sevgi ve saygılarımı sunarım. Çalışma, yazarın doktora tezinin bir bölümünden derlenmiştir.

Referanslar

Algan, O., Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Alpar, B., Güneysu, C., Kirci, E., Demirel, S., Sarı, E., Ogan, D. (2002) A high-resolution seismic study in Sakarya Delta and submarine canyon, southern Black Sea shelf. *Continental Shelf Research* 22: 1511-1527.

Alonso, B., Canals, M., Palanques, A., Rehault, J.P. (1995) A Deep-sea channel in the northwestern Mediterranean Sea: Morphology and seismic structure of the Valencia Channel and its surroundings. *Marine Geophysical Research* 17: 469-484.

Alptekin, Ö., Nabelek, J.L., Toksöz, M.N. (1986) Source mechanism of the Bartın Earthquake of September 3, 1968 in northwestern Turkey: Evidence for active thrust faulting at the southern Black Sea margin. *Tectonophysics* 122: 73-88.

Casas, D., Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B., Maldonado, A. (2003) Recent mass-movement processes on the Ebro continental slope (NW Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology* 20: 445-457.

Clark, J.D., Kenyon, N.H., Pickering, K.T. (1992) Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. *Geology* 20: 633-636.

Dasgupta, P. (2003) Sediment gravity flow-the conceptual problems. *Earth-Science Reviews* 62: 265-281.

Dondurur, D., Nasıf, A. (2021) Stacked debris flows offshore Sakarya Canyon, western Black Sea: Morphology, seismic characterization and formation processes. *Turkish Journal of Earth Sciences* 30: 247-267.

Ercilla, G., Wynn, R.B., Alonso, B., Baraza, J. (2002) Initiation and evolution of turbidity current sediment waves in the Magdalena turbidite system. *Marine Geology* 192: 153-169.

Eschard, R. (2001) Geological factors controlling sediment transport from platform to deep basin: a review. *Marine and Petroleum Geology* 18: 487-490.

Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., Xuan, Z. (1988) Geophysical study of the Black Sea. *Bolletino Di Geofisica Teorika Ed Applicata* 30: 197-324.

Harris, P.T., Whiteway, T. (2011) Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285: 69-86.

Kahraman, N. (1992) Sakarya Deltası ve Yakın Çevresinin Jeomorfolojisi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.

Lericolais, G., Bulois, C., Gillet, H., Guichard, F. (2009) High frequency sea level fluctuations recorded in the Black Sea since the LGM. *Global and Planetary Change* 66: 65-75.

Morelli, D., Cuppari, A., Colizza, E., Fanucci, F. (2011) Geomorphic setting and geohazard-related features along the Ionian Calabrian margin between Capo Spartivento and Capo Rizzuto (Italy). *Marine Geophysical Researches* 32: 139-149.

Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., Pettinga, J.R. (2009) Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin, Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology* 260: 45-68.

Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Puig, P., Orange, D.L. (2004) Sediment deposition in a modern submarine canyon: Eel Canyon, northern California. *Marine Geology* 211: 101-119.

Nasıf, A., Dondurur, D. (2021) Morphology and potential geohazards using seismo-acoustic data in Sakarya Canyon, Western Black Sea Margin. *Geo-Marine Letters* 41: 16.

Nasıf, A., Özel, E., Dondurur, D. (2020) Seismic identification of gas hydrates: A case study from Sakarya Canyon, Western Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences* 29: 434-454.

Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., Petrov, E. (2015) The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology* 59: 638-655.

Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Görür, N. (1994) Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology* 22: 267-270.

Panin, N., Popescu, I. (2007) The northwestern Black Sea: climatic and sea-level changes in the Late Quaternary. In: The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement (eds., Yanko-Hombach, V., Gilbert, A., Panin, N., Dolukhanov, P.), Springer, Germany, pp. 387-404.

Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., Wiles, R.L.F. (1996) Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology* 13: 195-223.

Robinson, A., Spadini, G., Cloetingh, S., Rudat, J. (1995) Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modeling. *Marine and Petroleum Geology* 12: 821-835.

Ryan, W.B., Pitman, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M., Yüce, H. (1997) An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology* 138: 119-126.

Shepard, F.P. (1963) Submarine Geology. New York: Harper & Row.

Shepard, F.P. (1981) Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin* 65(6): 1062-1077.

Spadini, G., Robinson, A.G., Cloetingh, S.A.P.L. (1996) Western versus eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation. *Tectonophysics* 266: 139-154.

Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dannelou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi, F., Urgeles, R., Vorren, T., Wilson, C. (2004) Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology* 213: 291-321.

Tarı, E., Şahin, M., Barka, A., Reilinger, R., King, R.W., McClusky, S., Prilepin, M. (2000) Active tectonics of the Black Sea with GPS. *Earth, Planets and Space* 52: 747-751.

Walsh, J.P., Nittrouer, C.A. (2009) Understanding fine-grained river-sediment dispersal on continental margins. *Marine Geology* 263: 34-45.

Yanchilina, A.G., Ryan, W.B., McManus, J.F., Dimitrov, P., Dimitrov, D., Slavova, K., Filipova-Marinova, M. (2017) Compilation of geophysical, geochronological, and geochemical evidence indicates a rapid Mediterranean-derived submergence of the Black Sea's shelf and subsequent substantial salinification in the early Holocene. *Marine Geology* 383: 14-34.

Yılmaz, R., Uygun, Ö. (2011) Karasu'nun Genel Durum Değerlendirmesi ve Swot Analizi, Ankara: Marka Doğu Marmara Kalkınma Ajansı Raporu.

Yiğitbaş, E., Elmas, A., Sefünç, A., Özer, N. (2004) Major neotectonic features of eastern Marmara region, Turkey: development of the Adapazarı-Karasu corridor and its tectonic significance. *Geological Journal* 39: 179-198.

Akdeniz'de (Dalaman-Mersin) Deniz İçi Yeraltı Suyu Boşalımları

Nur ÖZYURT*, Pınar AVCI

Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, Ankara, Türkiye
*nozyurt@hacettepe.edu.tr

Özet

Okyanus ve denizlere tatlısu boşalımı denizel ekosistemin çeşitliliği ve yoğunluğu açısından ekstrem ortamlar oluşturmaktadır. Türkiye'nin yaklaşık 1600 km uzunluğundaki Akdeniz kıyı şeridi boyunca denize tatlısu boşalımı akarsular ve yeraltı suyu ile gerçekleşmektedir. Bu çalışmada batıda Dalaman ve doğuda Mersin arasındaki kıyı şeridi boyunca gerçekleşen tatlısu boşalımının hacimsel büyüklüğünün belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda Dalaman, Eşençay, Aksu, Köprüçay, Manavgat, Göksu, Lamas, Tarsus ve Seyhan akarsularının uzun süreli akım gözlem verileri kullanılmıştır. Yeraltı suyu boşalımının belirlenmesi için ise Dalaman, Demre, Finike, Kumluca, Antalya Traverten Platosu (ATP), Gazipaşa, Anamur ve Mersin kıyı ovalarının hidrojeolojik verileri derlenmiştir. Sonuç olarak, yapılan hesaplamalara göre akarsular ve akiferlerden sırası ile 20325 Mm³/yıl ve 1598 Mm³/yıl tatlısuyun Akdeniz'e boşaldığı belirlenmiştir. Bu hesaplama göre Akdeniz'e boşalan tatlısuyun %7.3'ü yeraltı suyundan karşılanmaktadır. Akdeniz'e yeraltı suyu ile tatlısu katkısında kıyı ovalarının yanı sıra üst kotlardan beslenen karst akiferlerinin de belirleyici rolü vardır. Dünya ortalamasının çok üstünde gerçekleşen tatlısu katkısının devamlılığı için kıyı akiferlerinde sürekli yeraltı suyu gözlemi yapılması ve tüm tatlısu kaynaklarının (yüzey ve yeraltı) kirlilikten korunması gereklidir.

Anahtar Kelimeler: Akdeniz, tatlısu boşalımı, yeraltı suyu, ekosistem, kirlilik

Giriş

Jeokimyasal ve fiziksel ekstrem özelliklere sahip deniz ortamları, mikrobiyal tür çeşitliliği ve yoğunluğu açısından uygun ortamlar oluşturmaktadır. Mikrobiyal türlerin ihtiyaç duyduğu besin ve enerjinin karşılanabildiği bu ortamlar sıcak derin deniz hidrotermal çıkışları, soğuk su boşalımları, çamur volkanları ve aşırı tuzlu su (hypersaline) koşullarında oluşmaktadır (Mapelli ve diğ. 2016). Bu çalışmada tatlısu boşalımlarının ekstrem deniz ortamlarına katkıları Doğu Akdeniz'de Türkiye kıyıları boyunca gerçekleşen boşalımlar üzerinden incelenmiştir.

Karalardan denize gerçekleşen tatlısu boşalımları doğrudan akarsular ile gerçekleşebildiği gibi uygun jeolojik koşullarda yeraltı suları da doğrudan denizlere ulaşmaktadır. Topografik eğimi izleyerek akarsular üzerinde toplanıp akışa geçerek denizlere ulaşan tatlısuyun hacimce büyüklüğünün (akarsu debisi/akımının) belirlenmesi ve izlenmesi uzun yıllardır işletilmekte olan akım gözlem sistemleri ile sürekli olarak yapılmaktadır. Denize ulaşan yeraltı suyu

akımının varlığının belirlenmesi, tatlısu boşalım miktarının ölçülmesi ve boşalmanın zaman içindeki değişiminin izlenmesi ise günümüzde araştırmalara konu olmaktadır. Denizlere yeraltı suyu boşalımının belirlenmesi için deniz suyunda kalite (çözünmüş madde miktarı, tuzluluk, iyon bolluklarında değişiklikler, bazı izotoplar) ve fiziksel (sıcaklık, bulanıklık) özelliklerindeki farklılaşmanın izlenmesi, sızıntı ölçerler (seepage meters) ile ölçüm yapılması ve uydu görüntüsü gibi güncel araçlar kullanılmaktadır (Burnett ve diğ. 2006). Ancak bir kısmı dolaylı göstergelerden oluşan bu yaklaşımlar ile denize boşalan tatlısu hacminin sürekli izlenmesi mümkün olmamaktadır. Denizel biyoçeşitliliğin sürekliliği tatlısu boşalımının dolayısıyla besin kaynağının devamlılığına bağlıdır. Akdeniz kıyı şeridindeki akarsuların önemli bir bölümü mevsimsel olduklarından sürekli boşalım gösteren yeraltı suyu katkısının önemi ortaya çıkmaktadır. Yeraltı suyu boşalımının sürekliliği ise kıyı akiferlerinde yeraltı suyu seviyesinin aşırı çekim sonucunda düşürülmemesine bağlıdır.

Deniz ortamındaki biyoçeşitlilik açısından yeraltı suyu ve yüzey suyu boşalımının sürekliliği kadar kalitesi de oldukça önemlidir. Yüzey suları genellikle kirliliğe yeraltı sularına göre daha açık olduklarından, yüzey suları ile kirleticilerin deniz ortamına taşınımı hızlı ve sürekli olarak gerçekleşebilmektedir. Günümüzde çok farklı kimyasal kompozisyonda olabilen kirleticilerin denizel canlılar üzerindeki etkilerinin önceden belirlenmesi oldukça güçtür. Kirlilik kaynaklı denizel ekosistemi etkileyen müsilaj (deniz salyası) problemi tüm Marmara hatta Ege Denizi kıyı şeridinde 2021 yılında etkili olmuştur. Deniz suyunun sıcaklık ve kimyasındaki değişiklikler ile denizel canlı türlerinin (tropik türler baskın hale gelmektedir) farklılaşması Akdeniz kıyı şeridinde de izlenmektedir.

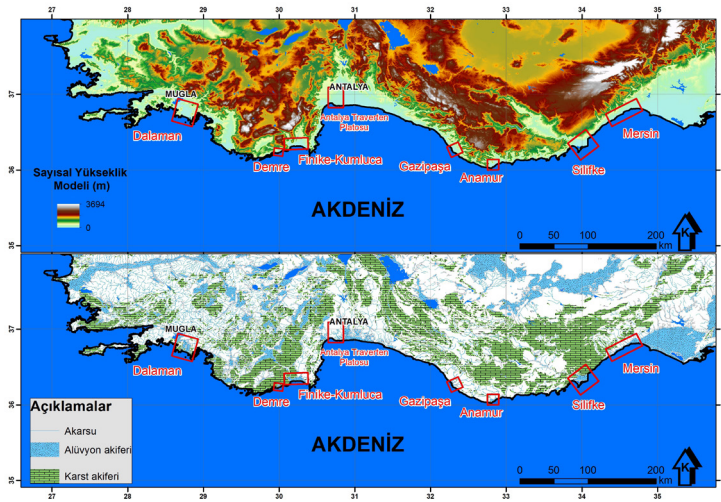
Biyoçeşitlilik açısından ekstrem deniz ortamlarının korunabilmesi için öncelikle ekstrem ortamı oluşturan sürecin tanınması, izlenmesi ve bulgular doğrultusunda korunması gereklidir. Bu bakış açısı ile tatlısu boşalımı ile oluşan denizel ekstrem koşullarının da karadaki kaynak bölgelerinden (akarsu drenaj alanları, akiferlerin beslenme bölgeleri dikkate alınarak) başlayarak karakterize edilip korunması gereklidir. Küresel olarak okyanus ve denizlere yeraltı suyu ile tatlısu boşalımının belirlenmesi için Luijendijk ve diğ. (2020) araştırmasında tatlısu boşalımını belirleyen faktörler (akifer özellikleri, beslenme miktarı, hidrolik eğim vb.) ve tatlısu boşalımının küresel olarak dağılımını sayısal modelleme yöntemleri ile incelenmiştir. Çalışmada küresel olarak denizlere boşalan yeraltı suyu kökenli su hacminin toplam tatlısu boşalımının %0.004 ile %1.3'ü düzeyinde ve oldukça az hatta önemsiz olduğu belirtilirken özellikle yeraltı suyu boşalımı açısından noktasal büyük deşarj (hot spots) bölgelerindeki katkının oldukça önemli olduğu vurgulanmaktadır. Kıyı akiferlerinden noktasal büyük hacimli tatlısu deşarjlarına sıklıkla karst akiferlerinin bulunduğu bölgelerde rastlanmaktadır. Türkiye'nin Akdeniz kıyı şeridinin önemli bir bölümü karstlaşmış karbonatlı akiferlerden oluştuğundan bu bölgenin tatlısu boşalımı açısından etkili potansiyel bölgeler olduğu bilinmektedir. Akdeniz kıyı şeridinde karst akiferi kökenli boşalımlar ile ilgili yapılmış çok sayıda araştırma

bulunmaktadır (Bayarı 2019; Bayarı ve Özyurt 2008; Bayarı ve Özyurt 2014; Bayarı ve diğ. 2007; Bayarı ve diğ. 2011). Okyanus ve denizlere tatlısu boşalımı ile sağlanan karbon, azot, silis ve stonsiyum katkısının ise % 0.003 ile % 7.7 arasında değişen büyüklüklerde olduğu öngörülmektedir (Luijendijk ve diğ. 2020). Bu öngörüden hareket ile denizlere olan tatlısu boşalımının deniz ortamına besin oluşturacak çözünmüş madde katkısının hacimsel su kütlesi katkısından çok daha önemli olduğunu ortaya konmaktadır.

Bu çalışmada, Türkiye'nin Akdeniz kıyı şeridinde (Dalaman-Mersin arası) gerçekleşen yüzey ve yeraltı kaynaklı tatlısu boşalımlarının literatür verilerinden hareket ile hacimsel olarak belirlenmesi amaçlanmıştır. Hidrojeolojik ve hidrolojik veriye ulaşılabilen noktalarda yapılan hesaplamalar ile yeraltı suyu kaynaklı boşalım mekanizmasında karst akiferlerinin önemi vurgulanmıştır.

Çalışma alanı ve yöntem

Türkiye'nin yaklaşık 1600 km uzunluğundaki Akdeniz kıyı şeridi boyunca gerçekleşen tatlısu boşalımlarının hacimsel büyüklüğünün belirlenmesi için batıda Dalaman Ovası ile doğuda Mersin kıyı akiferine kadar uzanan bölge seçilmiştir (Şekil 1). Bu bölgede batıdan doğuya doğru verisi derlenip kullanılan kıyı ovaları Dalaman, Demre, Finike, Kumluca, Antalya Traverten Platosu (ATP), Gazipaşa, Anamur ve Mersin'dir. Bölgede Akdeniz kıyı şeridinden itibaren ovalar yaklaşık 2000-3500 m yüksekliğinde Toros Sıradağlarını oluşturan karstik kireçtaşları ile sınırlanmaktadır. Şekil 1'de sunulan akifer haritası oldukça geniş bir alanı kapsadığından sadece Kuvaterner alüvyon, pelajik ve denizel kireçtaşları ve mermerleri içerecek şekilde hazırlanmıştır (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma alanı için hazırlanmış sayısal yükseklik haritası (üstte), alüvyon ve karstik akiferleri (altta) gösterir haritalar.

Çalışma alanında kıyı ovaları alüvyondan oluşan kırıntı akiferler oluştururken, kireçtaşları verimli karstik akiferlerdir. Çalışma alanları içinde sadece Antalya Traverten Platosu (ATP) karst kaynaklarından boşalan yeraltı suyunun çökeliminden oluşmuş bir traverten akiferdir. Akdeniz kıyı şeridinde karst akiferlerinin karada ve deniz altında çok sayıda doğal kaynak boşalımı bulunmaktadır, ancak bu çalışmada bu doğal boşalımlardan kaynaklı yeraltı suyu katkısı hesaplamalara dahil edilmemiştir. Çalışma alanındaki tüm kıyı ovalarında yeraltı suyu yıl boyunca yoğun olarak tarımsal sulama için kullanılmaktadır. Kıyı ovaları ve ilişkili karst akiferlerinden boşalımın yanısıra çalışma alanı içindeki sürekli akış gösteren Dalaman, Eşençay, Aksu, Köprüçay, Manavgat, Göksu, Lamas, Tarsus ve Seyhan akarsularının uzun süreli akım gözlem verileri kullanılmıştır. Mevsimsel ya da sadece taşkın akımı gösteren yüzey sularının akımları bu çalışma kapsamına alınmamıştır.

Sonuçlar

Çalışma alanında sürekli akış gösteren Dalaman, Eşençay, Aksu, Köprüçay, Manavgat, Göksu, Lamas, Tarsus ve Seyhan akarsularının Akdeniz'e boşalım noktasına en yakın akım gözlem istasyonunun (AGİ) uzun süreli gözlem verileri kullanılarak değerlendirilmiştir. Çalışmada verisi kullanılan AGİ'lerin genel özellikleri ve uzun süreli ortalama akımları Tablo 1 de sunulmuştur (EİE 2008). Verisi kullanılan AGİ'lerin drenaj alanları 1005 km² (Lamas) ile 13846 km² (Seyhan) arasında değişmektedir. Drenaj alanı büyüklüğü ile orantılı olarak en yüksek ortalama akım 145 m³/s ile Seyhan Nehrinde gözlenirken, en düşük akım gözlemi Lamas Çayında 5.59 m³/s olarak ölçülmüştür. Ortalama akım gözlemlerinden itibaren hesaplanan yıllık toplam yüzeyel akış ile Akdeniz'e boşalan tatlısu hacmi 20325 Mm³/yıl olarak hesaplanmıştır. Akarsular üzerinde inşa edilen özellikle depolamalı su yapıları nedeni ile yıl boyunca gerçekleşen akımın günümüzde bu değerlerin altında olabileceği unutulmamalıdır.

Tablo 1. Çalışma kapsamında kullanılan akım gözlem istasyonlarının (AGİ) verilerinin özeti

Akarsu	AGİ No	Drenaj Alanı km ²	İstasyon Kot m	Ortalama Akım m ³ /s	Yıllık Ort. Akım Mm ³ /yıl	Gözlem Dönemi
Dalaman	801	4965	128	42.7	1347	1964-2005
Eşen	815	2948	8	37.6	1186	1972-2005
Aksu	906	6975	10	41.3	1302	1952-1967
Köprüçay	902	1942	116	87.7	2766	1993-2005
Manavgat	918	1324	4	133	4194	1972-2005
Göksu	1714	10065	24	113	3564	1961-2005
Lamas	1717	1005	975	5.59	176	1966-2005
Tarsus	1708	1416	57	38.6	1217	1954-1993
Seyhan	1818	13846	130	145	4573	1966-2005

Çalışmaya dahil edilen kıyı ovalarında yapılan yeraltı suyu boşalım hesaplamasına temel oluşturan genel özellikler Tablo 2’de toplu olarak sunulmuştur. Kıyı ovalarını oluşturan alüvyon akiferlerin kıyı şeridi uzunlukları (G, m), hidrolik iletkenlik katsayısı (K, m/gün), iletimlilik katsayısı (T, m²/gün), ortalama akifer kalınlığı (b, m), hidrolik eğim (i, boyutsuz) verileri kullanılarak alüvyon akiferden denize yeraltı suyu boşalımı Darcy yasasına (Darcy 1856) göre hesaplanmıştır (Eşitlik 1). Verilerin derlendiği kaynaklarda alansal olarak farklılık gösteren hidrojeolojik özellikler (Örn. Hidrolik iletkenlik katsayısı) için ortalama değerler kullanılarak hesap yapılmıştır.

$$Q = K \cdot b \cdot i \cdot G = T \cdot i \cdot G$$

Eşitlik 1

Eşitlik 1’de yeralan parametrelerin tümü denize yeraltı suyu boşalımı açısından aynı yönde etkili olmaktadır, diğer bir deyişle iletimliliğin, kıyı uzunluğunun ya da hidrolik eğimin artması gerçekleşen yeraltı suyu boşalım hacmini arttıracaktır. Dalaman, Demre, Finike, Kumluca, Antalya Traverten Platosu, Gazipaşa, Anamur ve Mersin ovaları içinde kıyı şeridi uzunluğu 3600 m (Finike) ile 43000 km (Mersin) arasında değişmektedir. Akifer kalınlığı alüvyon akiferlerde genellikle 100 m’nin altındadır, bu akiferlerden yüzeye yakın yeraltı suyu seviyesi nedeni ile yoğun olarak tarım için su temini yapılmaktadır. ATP traverten akiferinin kalınlığı kuzeyde 290 m olup Akdeniz kıyısına doğru kalınlık azalmaktadır (Kaya 2019). Traverten akiferin deniz altındaki kalınlığının ise 150 m olduğu tahmin edilmektedir (Özüş 1992). Hesaplamalarda eğer pompalama testi ile üretilmiş veri var ise iletimlilik katsayısı (T) değerleri kullanılmıştır. İletimlilik katsayısı bilgisi olmayan alüvyon akiferler için hidrolik iletkenlik katsayısı ve ortalama akifer kalınlığı verileri ile hesaplama yapılmıştır. Alüvyon akifer ortamlarında, kırıntılı malzeme taşınımı ve depolanması sürecinin doğası gereği iletimlilik ve hidrolik iletkenlik katsayıları ova genelinde geniş aralıklarda değişkenlik göstermektedir. Bu nedenle hesaplamalarda ortalama değerler kullanılmıştır. Akiferdeki su tablası yüzeyinin eğimini tanımlayan hidrolik eğim de akiferlerde alansal ve zamansal olarak farklılık göstermektedir. Hesaplama yapılan ovalarda hidrolik eğim, Mersin kıyı ovası dışındaki tüm akiferlerde 10⁻³ olarak belirlenmiştir. Yapılan hesaplamalar sonucunda yeraltı suyundan kıyı akiferleri aracılığı ile denize boşalım 5 Mm³/yıl (Demre) ile 1356 Mm³/yıl (Mersin) arasında değişen büyüklüklerde belirlenmiştir. Mersin Kıyı akiferinden gerçekleşen büyük hacimli yeraltı suyu boşalımı 40 km’lik uzun kıyı şeridinin yanı sıra diğer ovalardan 80 kat daha yüksek hidrolik eğim nedeni ile gerçekleşmektedir. ATP’ndan yıllık 88 Mm³ gibi oldukça büyük yeraltı suyu boşalımı gerçekleşmektedir. ATP’nda kıyı şeridi uzunluğu ve travertenden oluşan akiferin alüvyon akiferlere oranla daha yüksek iletimliliği bu büyük hacimli boşalımda belirleyicidir. Benzer bir durum 53 Mm³/yıl yeraltı suyu boşalımı belirlenen Anamur akiferinin 4000 m²/gün olarak ölçülmüş iletimliliği nedeni ile ortaya çıkmaktadır. Dalaman, Demre, Finike, Kumluca, Gazipaşa ve Silifke kıyı ovalarından gerçekleşen yeraltı suyu boşalımı yıllık 5-27 Mm³/yıl arasında değişmektedir.

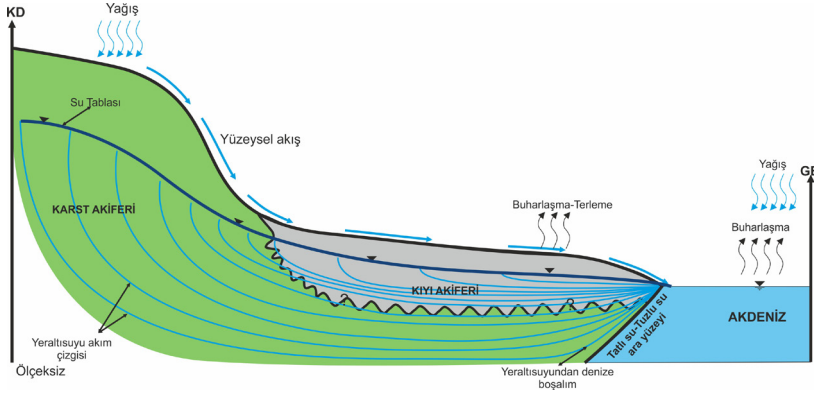
Tablo 2. Kıyı ovalarının genel hidrojeolojik özellikleri
(*: veri bulunamamıştır. ** hesaplamada kullanılan ortalama değer)

Kıyı Ovası	Ova Alanı	Kıyı Şeridi Uzunluğu (G)	Hidrolik İletkenlik Kat (K)	İletimlilik (T)	Akifer Kalınlığı (b)	Hidrolik gradyan	Denize Boşalım (Q)	Denize Boşalım (Q)	#Kaynakça
	km ²	m	m/gün	m ² /gün	m	-	m ³ /yıl	Mm ³ /yıl	
Dalaman	84	6100	*	2000	30	5.8x10 ⁻³	2.58 x10 ⁷	26	1
Demre	24	4950	52	100-4000 (2000**)	≈ 50	1.3 x10 ⁻³	4.60 x10 ⁶	5	2,3
Kumluca	64	8100	*	78-3000 (1500**)	10-60	5.8 x10 ⁻³	2.56 x10 ⁷	26	4
Finike	56	3600	*			3.6 x10 ⁻³	7.06 x10 ⁶	7	
ATP	630	17500	0.864	2500-2700 (2600**)	40-290	5.3 x10 ⁻³	8.80 x10 ⁷	88	5
Gazipaşa	38	6750	*	1192 (Bıçkıcı D.) 3682 (Hacımusca D.)	60	3.0 x10 ⁻³	2.09 x10 ⁷	21	6,7, 8
Anamur	30	11000	*	4000	20-25	3.3 x10 ⁻³	5.25 x10 ⁷	53	9
Silifke	155	9100	14.08	*	60	6.2 x10 ⁻³	1.74 x10 ⁷	17	10
Mersin	810	43000	9-45 (27**)	*	40	8.0 x10 ⁻² ** 1.0 x10 ⁻³	1.36 x10 ⁹	1356	11, 12

#Kaynakça: 1-Çeker 2015; 2-DSİ 1978a; 3-Avcı 2015; 4- DSİ 1978b; 5-Kaya 2019; 6-DSİ 1972;7-Bozan 2018; 8-Bozan ve diğ. 2019; 9- DSİ 1978c; 10-Dokuz 2015; 11-Hatipoğlu 2004; 12-Hatipoğlu ve diğ. 2009

Kıyı ovalarından denize yeraltı suyu boşalımı yıl boyu devam etmektedir. Yeraltı suyu boşalımının azalmasına neden olabilecek tek süreç ova genelinde hidrolik yüklerin düşmesi ile gerçekleşebilir. Kıyı ovalarında bulunan alüvyon akiferlerdeki yeraltı suyu seviye değişimleri sürekli gözlenmemektedir. Uzun süreli yeraltı suyu seviye gözlemi yapılan Demre ve Gazipaşa kıyı akiferlerinde seviyenin pompaj yapılan kuyular çevresinde kısa süreli olarak 1-5 m arasında değiştiği gözlenmiştir (Avcı 2015; Bozan 2018). Yeraltı suyu pompajı sonucunda oluşan yeraltı suyu seviye düşümlerinin ova yüzeyinden yıllık yağış ile beslenimin ötesinde alüvyon akifer ile yanal olarak bağlantılı kireçtaşı akiferlerinden kısa süre için karşılandığı Demre, Gazipaşa ve ATP akiferlerinde yapılan çalışmalarda belirlenmiştir. Karstlaşmış kireçtaşı akiferlerinden alüvyon akifere gerçekleşen akımda süreç kireçtaşlarındaki hidrolik eğim ile kontrol edilmektedir. Karstik kireçtaşlarından gerçekleşen yanal beslenme sürecini gösterir genelleştirilmiş bir kesit Şekil 2’de sunulmuştur. Yüksek hidrolik iletkenlik değerine sahip kireçtaşı akiferlerinde hidrolik gradyan 1x10⁻¹ gibi yüksek değerlere çıkabildiğinden alüvyon akiferinin karst akiferinden beslenimi hacimce oldukça yüksek olmaktadır. Örneğin Demre kıyı akiferinin karstik

kireçtaşlarından beslenimi yaklaşık 15 Mm³/yıl iken, denize yeraltı suyu boşalımı 5 Mm³/yıl olarak gerçekleşmektedir. İklim değişimi sonucunda karstik akiferlerin besleniminin ardışık uzun yıllar boyunca kesilmesi ya da ortalamaların altına inmesi durumunda kıyı akiferlerinin bu süreçten hızla etkileneceği açıktır. Bu etkinin oluşması durumunda kıyı akiferlerinin önemli bölümünde tuzlu su girişi problemi yaşanması kaçınılmazdır.



Şekil 2. Karstik kireçtaşlarında gerçekleşen yanal beslenme sürecini gösterir genelleştirilmiş kesit (Bozan (2018)'den değiştirilerek alınmıştır).

Çalışma alanı için yapılan denize boşalım hesaplamalarına göre akarsular ve akiferlerden sırası ile 20325 Mm³/yıl ve 1598 Mm³/yıl tatlısuyun Akdeniz'e boşalmaktadır. Bu hesaplama göre Akdeniz'e boşalan tatlısuyun %7.3'ü yeraltı suyundan karşılanmaktadır. Luijendijk ve diğ. (2020)'de küresel ölçekte yapılan değerlendirmede okyanus ve denizlere boşalan tatlısuyun ortalama % 0.6 sının yeraltı suyundan kaynaklandığı belirtilmiştir. Aynı çalışmada yoğun noktasal yeraltı suyu boşalım noktalarında yeraltı suyu katkısının daha da yüksek olabildiği vurgulanmıştır. Sonuç olarak Türkiye'nin Akdeniz kıyı şeridi boyunca bilinen yeraltı suyu aracılığı ile sağlanan tatlısu katkısının elde edilen veriler ile dünya ortalamalarının çok üstünde olduğu sayısal olarak gösterilmiştir. Hacimce su katkısının ötesinde katı madde taşınımı için denizel ekosistemin besin ihtiyacı açısından da önemli katkının yeraltı suyu boşalımından sağlandığı öngörülebilmektedir.

Tartışma

Sonuçları sunulan çalışmada Türkiye'nin Akdeniz kıyı şeridinde Dalaman-Mersin arası için denize boşalan tatlısu hacmi incelenmiştir. Çalışmada yapılan hesaplamalarda Akdeniz kıyı şeridi boyunca karadan ve deniz altından gerçekleşen kaynak boşalımları ile mevsimsel ve taşkın akım gösteren akarsuların verileri kullanılmamıştır. İleride yürütülecek benzeri çalışmalara bu verilerin eklenmesi ve verilere erişim sağlandığında benzeri hesapların sayısal modeller ile güncellenmesi de faydalı olacaktır.

Denizel ekosistem için önemi ortaya konulan denizlere tatlısu katkısının sürdürülebilirliği için gözlem programlarına yüzeysel akışın yanısıra yeraltı suyu akım sitemlerinin (yeraltı suyu seviye gözlemi) dahil edilmesi gereklidir. Bu gözlemlerin önemi iklim değişimi etkilerinin gözlenmeye başladığı günümüzde giderek artmaktadır.

Referanslar

Avcı, P. (2015) Demre Kıyı Akiferinde (Antalya) Sürdürülebilir Yeraltısuyu Kullanımının Sayısal Akım Modellemesi İle İncelenmesi, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Türkiye.

Bayarı, C.S. (2019) Development of coastal and submarine caves in the south-western part of Turkey. In: Marine Caves of the Eastern Mediterranean Sea. Biodiversity, Threats and Conservation (eds. Öztürk, B.), Turkish Marine Research Foundation, Publication no: 53, Istanbul, Turkey, pp. 41-57.

Bayarı, C.S., Özyurt, N.N. (2008) Isotopic and chemical characterization of coastal and submarine Karstic groundwater discharges in southern Turkey, Nuclear ve digand isotopic techniques for the characterization of submarine groundwater discharge in coastal zones. IAEA-TECDOC-1595, Vienna, Austria, pp. 75-92.

Bayarı, C.S., Özyurt, N.N. (2014) Earth tide, a potential driver for hypogenic fluid flow: observations from a submarine cave in SW Turkey. In: Hypogene Cave Morphologies (eds., Klimchouk, A., Sasowsky, I.D., Mylroie, J., Engel, S.A., Engel, A.S.) Karst Waters Institute Special Publication 18, San Salvador Island, Bahamas, pp. 20-25.

Bayarı, C.S., Özyurt, N.N, Hamarat, S., Baştanlar, Y., Varınlıoğlu, G. (2007) Türkiye Kıyıları Tatlı Su Boşalımlarının Geri Kazanılması: Patara-Tekirova Pilot Projesi Final Raporu (TUBİTAK Proje No. CAYDAG-103Y025), Ankara, Türkiye.

Bayarı, C.S., Özyurt, N.N., Öztan, M., Bastanlar, Y., Varinlioglu, G., Koyuncu, H., Hamarat, S. (2011) Submarine and coastal karstic groundwater discharges along the southwestern Mediterranean coast of Turkey. *Hydrogeology Journal* 19: 399-414.

Bozan, Ç. (2018) Gazipaşa (Antalya) Kıyı Ovasının Hidrojeolojik İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Türkiye.

Bozan, Ç., Avcı, P., Özyurt, N.N., Bayarı, C.S. (2019) Gazipaşa (Antalya) Kıyı Akiferinin Hidrojeolojik Kavramsal Modeli. *Pamukkale Univ Muh Bilim Derg* 25(3): 352-363.

Burnett, W.C., Aggarwal, P.K., Aureli, A., Bokuniewicz, H., Cable, J.E., Charette, M.A., Kontar, E., Krupa, S., Kulkarni, K.M., Loveless, A., Moore, W.S., Oberdorfer, J.A., Oliveira, J., Ozyurt, N., Povinec, P., Privitera, A.M.G., Rajar, R., Ramessur, R.T., Scholten, J., Stieglitz, T., Taniguchi, M., Turner, J.V. (2006) Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Science of the Total Environment* 367(2-3): 498-543.

Çeker, A. (2015) Sürdürülebilir Tarım Kapsamında Dalaman Ovası'nın Mekânsal Analizi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul, Türkiye.

Darcy, H. (1856) Les fontaines publiques de la ville de Dijon, Les fontaines publiques de la ville de Dijon Exposition et Application des Principes a Suivre et des Formules a Employer dans les Questions de Distribution d'Eau (eds., Dalmont, V.), Paris, France.

Dokuz, U.E. (2015) Göksu Deltası Sağ Yakası (Mersin-Silifke) Kıyı Akiferi Yeraltısuyu Sisteminin Modellenmesi, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Türkiye.

DSİ (1972) Gazipaşa Ovası Hidrojeolojik Etüd Raporu, Ankara, Türkiye.

DSİ (1978a) Elmalı, Akçay ve Demre Ovaları Hidrojeolojik Etüd Raporu, Ankara, Türkiye.

DSİ (1978b) Finike Kumluca Ovası Hidrojeolojik Etüd Raporu, Ankara, Türkiye.

DSİ (1978c) Anamur Ovası Hidrojeolojik Etüd Raporu, Ankara, Türkiye.

EİE (2008) Su Akımları Aylık Ortalamaları (1935-2005), Ankara, Türkiye.

Hatipoğlu, Z. (2004) Mersin-Tarsus Kıyı Akiferinin Hidrojeokimyası, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Türkiye.

Hatipoğlu, Z., Motz, L.H., Bayarı, C.S. (2009) Characterization of the groundwater flow system in the hillside and coastal aquifers of the Mersin-Tarsus region (Turkey). *Hydrogeology Journal* 17: 1761-1778.

Kaya, Ö.A. (2019) Altınova Akiferinde (Antalya) Yeraltısuyu Kökeninin Çevresel İzleyici Ve Hidrokimya Teknikleri İle Araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Türkiye.

Luijendijk, E., Gleeson, T., Moosdorf, N. (2020) Fresh groundwater discharge insignificant for the world's oceans but important for coastal ecosystems. *Nat Commun* 11: 1260.

Mapelli, F., Crotti, E., Molinari, F., Daffonchio, D., Borin, S. (2016) Extreme marine environments (Brines, Seeps, and Smokers) In: *The Marine Microbiome* (eds., Stal, L., Cretoiu, M.), Springer, Netherlands, pp. 251-282.

Özüş, A.S. (1992) Antalya Traverten Platosunun Jeolojik, Hidrolojik, Hidrojeolojik ve Hidrokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi, Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana, Türkiye.

Yerbilimleri Perspektifiyle Deniz Araştırmalarının Dünya ve Türkiye Geçmişine ve Türkiye'nin Gelecek Hedeflerine Bir Bakış

Hüseyin ÖZTÜRK^{1,2*}, Güler ALKAN³

¹ İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, Jeoloji Müh. Böl., Türkiye

² Türk Deniz Araştırmaları Vakfı (TÜDAV), Beykoz, İstanbul, Türkiye

³ Mersin Üniversitesi, Denizcilik Fakültesi, Deniz Ulaştırma İşletme Mühendisliği Bölümü, Mersin, Türkiye

*ozturkh@istanbul.edu.tr

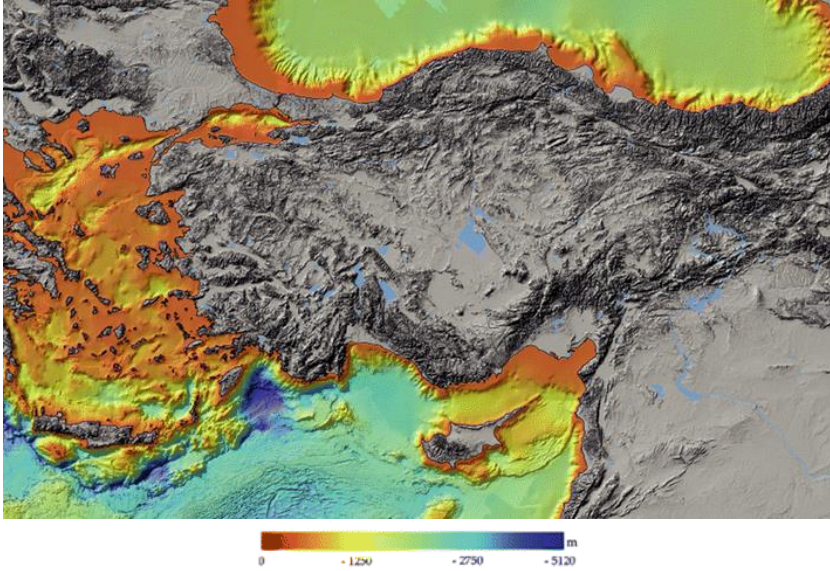
Özet

Türkiye'yi çevreleyen Karadeniz, Ege ve Akdeniz yanında bir iç denizimiz olan Marmara Denizi, farklı jeolojik geçmişe, farklı morfolojiye ve ortam koşullarına sahiptir. Bu ortamları çağdaş düzeyde araştırılabilmesi duraylı izotop analizleri başta olmak üzere ileri jeokimyasal analiz yapabilen laboratuvarlara sahip olmakla mümkün olabilecektir. Derin denizlerin ekstrem ortamlarına ait işlemlerin incelenmesinde su altı robotları da aynı şekilde önemli görülmektedir. Yakın gelecekte deniz tabanlarında teknolojik ekipmanlar yarışacaktır ve bu nedenle deniz ortamına ait araştırma ekipmanları geliştirmeden denizlerimizin derinliklerini ayrıntılı ve diğer ülkelerle yarışabilir incelememiz mümkün olamayacaktır. Marmara ve Ege Denizinin oluşum yaşını, geçirdiği evrimi ve içermesi olası hidrokarbon potansiyelinin ortaya çıkarılması için derin araştırma sondajların planlanması ve bu çalışmaların çok disiplinli ve yerli imkanlarla yapılması gerekmektedir. Türkiye denizlerinde yapılan çalışmalardan elde edilen tüm örneklerin depolanacağı bir yapının da örnek bankası olarak şimdiden gündeme alınması yararlı görülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Türkiye, deniz jeolojisi ve jeofiziği araştırmaları, ekstrem ortamlar, jeokimya

Giriş

Türkiye her biri farklı jeolojik geçmişe, değişik morfolojik, oşinografik, biyolojik ve sedimantolojik özelliklere sahip denizlerle çevrilidir (Şekil 1). Akdeniz, Ege Denizi, Marmara Denizi ve Karadeniz son bir kaç milyon yıl içinde, tektonik ve iklim etmenlerine bağlı olarak birbirinden kopan ve yeniden bağlantı kuran dönemler geçirmesi, hızlı ortamsal değişimlere sahne olması nedeniyle yaygın bir araştırmaya konu olmuştur. Bununla birlikte bu denizlerin ortasında Türkiye olduğu gibi, bu araştırmalarının merkezinde yer alan ülkenin de Türkiye ve Türk bilim insanları olması gerekir. Ancak ne yazık ki henüz bu durumda değiliz. En azından kendi egemenlik alanımıza giren deniz alanımızda oluşumundan bugüne kadar ne olup bittiğini anlamak zorundayız. Bu yazıda dünya ve Türk denizlerindeki araştırma geçmişimize bir bakıp yakın gelecekte odaklanmamız gereken deniz araştırmalarına ve organizasyonlarımıza ışık tutulmaya çalışılacaktır.



Şekil 1. Doğu Akdeniz, Ege Denizi, Marmara Denizi ve Karadeniz’e ait morfobatimetrik harita (Brosolo ve diğ. 2012). Haritada çok sınırlı sığ şelfe sahip morfolojik olarak görece monoton Karadeniz çanağı ve kıyılarında K-G doğrulu eski akarsu yatakları (kanyonlar) oldukça belirgindir. Marmara Denizi’nde ise Kuzey Anadolu Fayının yarattığı D-B doğrultulu üç derin çukur ve bunun Ege Denizi’ndeki devamı görülmektedir. Haritada Ege Denizi’nin Akdeniz ve Karadeniz’e göre oldukça sığ yapısı ve aktif faylara bağlı çöklüntülerle oluşan adaları öne çıkılmaktadır. Girit’in güneyinde ise Afrika Plakasının sınırındaki yitim zonuna ait 5 bin metreden derin çukurluk (Helenid Hendeği- Finike Denizaltı Dağları) ve en güneyde tabanında 200 milyondan daha yaşlı Afrika Plakasına ait okyanus kabuğunun bulunduğu derin düzlükler görülmektedir.

Türkiye’nin denizlerine yerbilimsel açıdan bir bakış

Akdeniz

Akdeniz yaklaşık 250 milyon yıl ile dünya üzerinde yaşayan en eski okyanus olan Tethis okyanusundan kalma bir denizdir. Akdeniz havzası Afrika Kıtası’nın Avrasya kıtası ile yakınlaşması nedeniyle giderek küçülmektedir ve hesaplamalar yaklaşık 50 milyon yıl sonra Afrika’yla Avrasya plakasının kenetleneceğini ve Akdeniz’in tamamen ortadan kalkacağını göstermektedir. Akdeniz’in tabanında yer alan okyanus kabuğu Girit yay hendek sistemi boyunca mantoya dalarak tükenmekte, Anadolu kıtası altına dalan okyanus kabuğunun ergimesiyle Akdeniz ve Ege Denizi içinde volkanik etkinlik gerçekleşmektedir. Bu yitim kuşağından kaynaklanan derin odaklı depremler tsunamiye neden olmuş, kıyı kentleri zaman zaman volkanik püskürükler ve deniz suyu altında kalmıştır. Akdeniz kıyılarında, İskenderiye’den İtalya açıklarına ve Türkiye kıyılarında denizaltında kalmış pek çok batık kent bulunmaktadır. Morfolojik ekstremlik açısından bakıldığında

Afrika plakasının Anadolu plakası altına dalmasıyla; a) Derin bir çizgisel çukurluk olan Helenid - Rodos Çukurluğu (Helenid -Rhodes Trench) b) Bu çukurluğun güneyinde yığılma karmaşığında (accretionary complex) oluşan sığlık, Tersiyerden günümüze (yaklaşık 40 milyon yıldan beri) aktif olan bir volkanik etkinlik – volkanik yay (volcanic arc) meydana gelmiştir (Dilek 2006).

Kuvaternerde bu yitim açısının dikleşmesi veya yitimin gerilemesi sonucu (roll back veya retreat of subduction) Ege bölgesi dünyanın en hızla gerilen bölgesine dönüşmüş (Şengör 1987; Seyitoğlu ve Scott 1991; Seyitoğlu ve diğ. 2004) ve buna bağlı Batı Anadolu’da tepe -çukur -tepe şeklinde tekrarlanan yükselim ve çöküntü alanları oluşmuştur. Bugün de oluşumuna devam eden bu gerileme sistemi bölgede sıcak sular ve depremler şeklinde hem karada, hem de Ege Denizi’nde varlığını sürdürmektedir.

Karadeniz

Karadeniz Alt Kretase, yani yaklaşık 110 milyon yıldan beri var olan bir denizdir. Bu özelliğiyle Karadeniz dünyamızın yaşlı denizlerindendir ve tabanında bir okyanus kabuğu olduğu kabul görür (Görür 2008; Şengör ve Yılmaz 1981; Okay ve diğ. 2008). 35 milyon yıl önce Akdeniz sistemi (Tethis okyanusu) ile bağlantısı kesilerek kapalı bir denize dönüşen (Steininger ve Rögl 1984) bu deniz alanı Paratethis olarak adlandırılmıştır. Paratethiste 35 milyon yıl önce günümüz Kazakistan coğrafyasından başlayıp Hazar Denizi ve Karadeniz’i de kapsayacak şekilde Avrupa’nın batısına uzanmaktaydı. Erken Oligosende geniş ölçekte oksijensiz olan Paratethisin sığ alanlarında Hazar ve Karadeniz petrolünün ana kayası Maykop şeyli son 35 ile 15 milyon yıl arasında çökelmiştir. Son incelemeler Miyosen – Badeniyen (Tarkanian) döneminde (15 milyon yıl önce) buzul erimesi sonucu doğu Paratethis bölgesinde suların yükselerek batı Paratethise geçtiğini tüm havzayı oksijenlendirdiğini ve yaklaşık bugünkü koşullara ulaşıldığını göstermiştir (Palcu ve diğ. 2019). Son 3 milyon yıldan beri yaşanan buzullaşma ve buzul erimleri şeklindeki devrselliklere bağlı yükselen Karadeniz’in tatlı suları boğazlar yoluyla çeşitli kez Akdeniz’e ulaşmış Akdeniz’de havza ölçeğinde oksijensizliğe neden olmuş ve bu dönemler Akdeniz tabanlarında siyah organik çamur tabakaları (saprofel) şeklinde kayıtlanmıştır (Sperling ve diğ. 2003).

Karadeniz’deki yaygın görülen çamur volkanları, Maykop şeylerinden gelen petrol gaz kaçırlarıyla ilgilidir ve bunlar üstte yer alan genç kırıntılılar içine sızarak yersel hidrokarbon yataklarını oluşturmaktadır. Bir istisna olarak Tuna ve Sakarya gaz sahalarında TPAO tarafından yeni keşfedilen gazların olasılıkla çok daha derinde bulunan Paleozoyik kömür yataklarından (Örneğin Zonguldak kömürleri) kaçan ve porozitesi yüksek kumlar içine sızarak depolanan gazlar olduğu söylenebilir. Karadeniz’de genç tektonikle ilgili kanyonların oluşumu ve dip sedimentlerinde yaygınca gaz hidrat depolanması (Dondurur ve diğ. 2013) tarafından detaylıca irdelenmiştir. Sismik çalışmalara göre Karadeniz’in en

önemli morfolojik yapısı olan KB-GD uzanımlı Andrusov Sırtı'nın günümüzde tektonik anlamda aktif değildir (Nikishin ve diğ. 2011). Bununla birlikte bu yükseltiye ait dik kenarların, sismolojik ve gaz çıkışları bağlamında daha sığ alanlara doğru olan (Giresun - Ordu açıkları) ayrıntılı tetkiki önemlidir.

Marmara Denizi

Marmara Denizi Kuvaterner başlarında güneyde Bursa - Balıkesir ve kuzeyde İstanbul - Trakya horstu (Yılmaz ve diğ. 2010) arasında etkin olan gerilme tektoniğine bağlı bir çöküntü alanı gelişmiştir. Pliyosende oluşan çökmelere bağlı Bursa bölgesinde kalın karasal kırıntılılar çökelmiş (Barka ve diğ. 1999; Selim ve diğ. 2016) çökmenin ilerlemesiyle Pliyosen sonrası önce göle ve sonra deniz ortamına erişilmiş olmalıdır. Marmara Denizi'nin oluşumuna yol açan Kuvaterner yaşlı normal faylar kuzeyde İstanbul civarında Tuzla – Haliç (Öztürk 2005) ve Beykoz - Sarıyer Fayı (Öztürk 1998), güneyde ise Bursa fayı ve Yenişehir fayları olarak izlenmektedir. Marmara Denizi içine yaklaşık 300 bin yıl önce giren (Şengör 2011; Selim ve diğ. 2016) Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ise Marmara Denizi içindeki a) derin çukurlukların oluşumuna, b) sıcak ve soğuk su ve gaz çıkışlarına c) Marmara bölgesini etkileyen depremlere ve tsunamilere sebebiyet vermiştir (Şengör ve diğ. 2005).

Ege Denizi

Ege Denizi'nin gerek adalarında, gerekse kıyılarında Miyosen yaşlı genç denizel çökeller bulunmaması, tersine Miyosen döneminin karasal çökellerle temsil edilmesi nedeniyle Ege Denizi oluşumunun da Miyosen sonrası hatta Pliyosen Kuvaterner aralığına karşılık geldiği düşünülmektedir (Yılmaz ve diğ. 1999; Koral ve diğ. 2009). Öte yandan 6 milyon yıl önce Akdeniz'de yaşanan Messiniyen kuruması da (Gargani ve Rigolett 2007) hesaba katılırsa Ege denizindeki son denizel ortamın 5 milyon yıldan daha genç olduğu söylenebilir. Ege Denizinin oluşumunu bölgede Miyosen sonrası egemen gerileme tektoniği kontrol etmiştir. Gerilmeni ile sıyrılma fayları ve core kompleks gelişimiyle (Üşümezsoy 2000; Seyitoğlu ve diğ. 2004; Regnier ve diğ. 2007) Ege Denizi ve çevresinde genç morfolojik şekilleneme yaşanmıştır. Gerilerek incelen (yaklaşık 30 km) kıta kabuğundaki yüksek ısı akısı nedeniyle bölgedeki aktif faylar boyunca hem karada, hem de denizde yoğun bir sıcak su çıkışı söz konusudur ve bu sıcak su ve gaz enerji ve turizm amaçlı olarak yaygınca kullanılmaktadır.

Dünya okyanuslarının araştırılmasında önemli adımlar

Okyanuslar insanoğlunun her zaman ilgisini çekmiştir ve mitolojiye konu olmuştur. İnsanın denizleri - okyanusları anlaması için Atlantik ülkeleri ABD ve İngiltere büyük araştırma seferleri organize etmişlerdir. Özellikle 19. Yüzyılın başlarından itibaren başlayan okyanus araştırmaları hız kesmeden devam etmektedir. Ülkemizin deniz araştırmaları ise okyanus araştırmalarının yanında

çok daha sınırlı olmuş, 20. yüzyılın ikinci yarısından itibaren hızlanmış kısmen de olsa TÜBİTAK çatısı altında bir koordinasyon kazanmıştır. Küresel ölçekli ve uzun süren seferler - araştırmalar bağlamında dünyamız okyanuslarının araştırılmasında iki büyük etkinlik öne çıkmaktadır. Birincisi “Challenger ekspedisyonu”, ikincisi “derin deniz sondaj programı’dır. Türkiye denizlerinde yürüttüğümüz çalışmalarla karşılaştırdığımızda bu iki dev projenin bir de zamanın koşulları dikkate alındığında ne denli başarılı olduğu, gelişmiş ülkelerin kalkınmada (buna dünyayı sömürme de diyebiliriz) bilimi özellikle de son üç yüz yılda ne kadar öncelediği görülür.

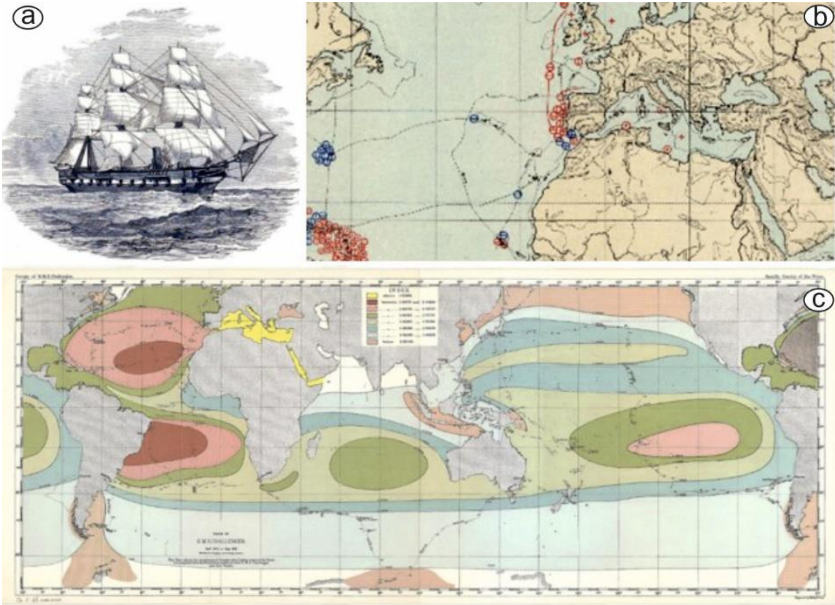
20. yüzyılda dünya okyanuslarının ekstrem alanlarına ait bilgiler özellikle soğuk savaş döneminde elde edilmiştir. Rusya’nın nükleer bombaya sahip olup olmadığını anlamak için ABD deniz kuvvetlerinin okyanus tabanlarını dinlemesi ve bu alanları izlemesi ile okyanusların çok önemli sismik alanlar ortaya konmuş, okyanus tabanlarında on binlerce km devamlılıkta yüksek ve simetrik dağlar (mid ocean ridge, tüm okyanuslardaki boyu yaklaşık 70 bin km.) çok derin ve devamlılık gösteren çukurluklar ve birkaç bin km uzunluğunda, yüzlerce km atıma sahip büyük transform faylar ortaya konmuştur (Macdonald 2019). 1970’li yıllarda dünyanın tüm okyanuslarında yapılan derin sondajlardan (Bu çerçevede Karadeniz’de 3 adet sondaj yapılmıştır) elde edilen kayıtlarla da sadece okyanusların değil tüm dünyamızın yaşadığı önemli iklim vb. olayların kayıtlarına erişilerek okyanusların doğumu, gelişimi ve yok oluşu sürecine aydınlık getirilmiştir. ABD’nin finansal desteğinde sürdürülen bu araştırmaların ciltler dolusu kayıtları ciddi tüm araştırma merkezlerinde bir başvuru kaynağı niteliğindedir.

Okyanus tabanlarına ilgi başta petrol kaynakları ve metalik maden yatakları nedeniyle soğuk savaş sonrası dönemde de devam etmiş, 1979 yılında RISE ekspedisyonunda Doğu Pasifik çevresinde büyük sülfürlü bakır ve çinko yatakları bulunmuştur (Haymon ve Kastner 1981). Bunların bazıları bugün ekonomik olarak işletilmektedir. Gelişmiş ülkeler araştırma gemilerinin yanında uydularla ve derine indirdikleri robotla tüm okyanus tabanlarının videolarını ve fotoğraflarını çekmişler, okyanus derinliklerinde sıcak su çıkışı ve maden oluşum alanlarında zengin bir biyolojik yaşamın olduğunu saptamışlardır. Bugün de okyanuslar münhasır ekonomik zon alanlarının saptanması için (1982 Birleşmiş Milletler Denizi Hukuku Sözleşmesi’ne göre) sediment kalınlıkları vb. parametreler açısından BM Deniz Hukuku Komisyonu şemsiyesi altında (UNCLOS) okyanuslar ve denizler detaylı incelemelere konu olmaktadır. Dünyanın hararetini emmesi ve ısınan suyu akıntılarla diğer alanlara yönlendirmesiyle dünya iklimini düzenlemesi, insanlara gıda sunması, ekolojik ve estetik değerleri bağlamında okyanuslar günümüzde de çok uluslu yoğun araştırmalara konu edilmektedir.

Challenger Ekspedisiyonu

Okyanuslar üzerine ilk ciddi araştırma 1872-1876 yılları arasında İngilizlerin HMS Challenger gemisiyle tüm okyanuslarının dolaşılması, 300 metreye kadar deniz tabanlarının örneklenmesi amacıyla yaptıkları Challenger ekspedisiyonudur (Şekil 2). Bir savaş gemisinden araştırma gemisine dönüştürülen 68 m. boyundaki gemi (2b) ile 130 bin km yol kat edilerek (Şekil 2b). Elde edilen sonuçlar onlarca cilt halinde yayınlanmıştır. Araştırmanın sonucunda çizilen okyanusların tuzluluk haritası (Şekil 2c) halen ciddi bir başvuru kaynağıdır. Bu araştırma seferiyle denizler hakkında önemli bilgiler edinilmiş okyanusların yüzey özellikleri, tuzluluk, akıntı, rüzgarlar, canlı türleri ortaya konmuş, sığ derinliklerden örneklemeler yapılmıştır. (Bakınız <http://www.19thcenturyscience.org/HMSC/HMSC-INDEX/index-linked.htm>).

Keşifler sırasında yüzlerce istasyondan örnekler alınmış bunlara ait 29 500 sayfa 50 ciltlik rapor oluşturulmuştur. Tüm bu raporlara elektronik ortamda ulaşmak mümkündür (Lerwill 2020).

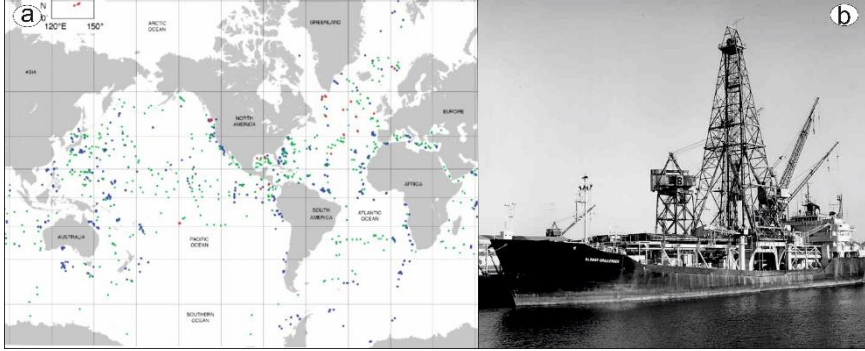


Şekil 2. a) Haritada Challenger Ekspedisiyonunun yapıldığı HMS Challenger gemisi, b) Geminin Atlantik Okyanusu'ndaki rotaları ve istasyonları görülmektedir (Hint Okyanusu çevresi ve Pasifik Okyanusu'nda yapılan incelemelere ait istasyonları gösteren diğer iki harita bu çalışmada fazla bir alan kapsamaması için konmamıştır) c) Çalışmadan elde edilen okyanusların tuzluluk haritasında Karadeniz ve Akdeniz arasındaki tuzluluk farkları açıkça görülmektedir. Şekil 2b'de 1870 li yıllara ait haritada Türkiye kıyılarının Antalya Körfezi başta olmak üzere tam doğru çizilemediği ve henüz Süveyş Kanalı'nın açılmadığı görülmektedir (<http://www.19thcenturyscience.org/HMSC/HMSC-INDEX/index-linked.htm>).

Derin deniz sondaj projesi

Derin Deniz Sondaj Projesi (Deep Sea Drilling Project) Glomar Challenger araştırma gemisi ile Amerikan Bilim Vakfı ile başta Kaliforniya Üniversitesi ve izleyen yıllarda diğer üniversitelerin desteğinde ABD tarafından fonlanmış bir deniz araştırmasıdır. Bu araştırma ile plaka tektoniği teorisinin doğrulayan pek çok veri elde etmiştir. Çalışmaya ciddi anlamda petrol şirketleri de destek olmuştur. 1968 ile 1983 yılları arasında dünya okyanuslarında yürütülen çalışmalar ciltler halinde raporlanmıştır ve bu raporlar Teksas Üniversitesi tarafından taranarak elektronik ortama alınmıştır. Bu çalışmalarda ¹³C/¹²C ve ¹⁸O/¹⁶O yanına Sr izotop oranlarının kullanılmasıyla jeolojik geçmişteki iklim değişimi ritimleri ortaya konmuştur. Deniz tabanlarının morfolojisi, yaşı, su sirkülasyonları, gaz hidratların yayılımı, Mn oksit depolanmaları hakkında seferde önemli sonuçlara ulaşılmıştır.

Derin deniz projesi 1985 -2003 yılları arasında Okyanus Sondaj programı (Ocean Drilling Program, ODP) ve 2004 den 2013 e kadar Bütüncül Okyanus Sondaj programı (Integrated Ocean Drilling Program) adıyla çok ülke destekli devam etmiştir. Okyanus tabanlarını anlamaya yönelik sondaj programı ile Akdeniz'in Messiniyen'de tamamen kuruduğu ve bu süreçte kalın tuz yataklarının çökeldiği sondajlarla keşfedilmiştir (Şekil 3). Bununla birlikte Okyanus tabanının yayılımı fikrinin öncüsü Amerikalı jeolog Harry Hammond Hess'in teorisinin doğruluğu bu sondajlarla ortaya konmuştur. 2013'ten beri yine çok uluslu bir organizasyon olarak Uluslararası Okyanus Keşif Programı adıyla okyanus araştırmaları sürmektedir.



Şekil 3. a) Integrated okyanus sondaj projesi çerçevesinde dünya denizlerinde sondaj yapılan yerler görülmekte. Akdeniz havzasında yapılan sondajlarda Messiniyen döneminde Akdeniz'in kuruma geçirdiği ve kalın tuz yataklarının oluştuğu ilk kez bu sondajlarda saptanmıştır. Haritada Karadeniz'de yapılan üç sondaj yeri de görülmektedir. b) Derin sondaj projesinin sondajlarını gerçekleştiren Glomar Challenger gemisi (St. John ve diğ. 2009).

Türkiye denizlerinde jeolojik araştırmalar

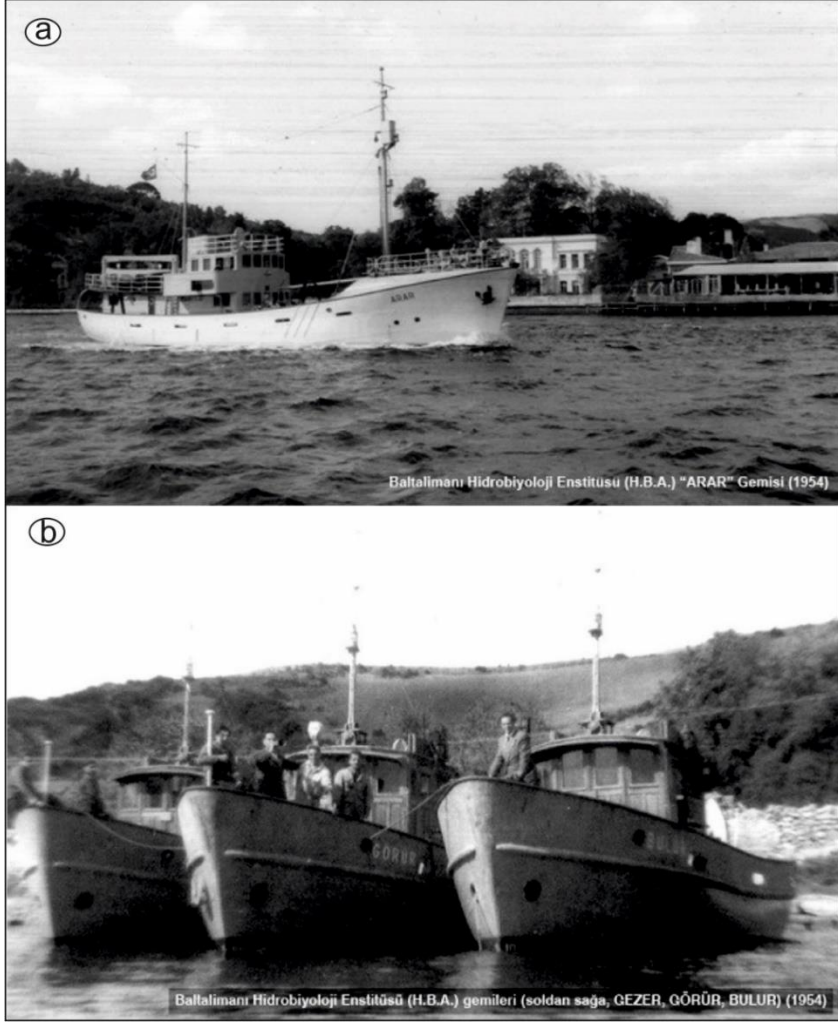
Türkiye denizlerindeki ilk çalışmalar deniz haritalarının yapılması, yüzey akıntılarının ölçülmesi bağlamında Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi başkanlığı tarafından, ekolojik ve canlı türlerinin verimliliği ve yönetimine altlık sağlaması bakımından TÜBİTAK ve üniversitelerimiz ve doğal kaynaklar ve depremsellik incelemeleri bağlamında Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü ve Türkiye Petrolleri Genel Md. tarafından yapılmaktadır.

Türk Denizlerimizdeki ilk araştırmalara Osmanlı döneminde esas olarak deniz araçlarının seyir güvenliği bağlamında deniz haritalarının yapılması şeklinde bahriye bünyesinde başlamıştır. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı (SHOD) süreci şu şekilde özetlemektedir “*Türk Bahriyesinde Hidrografiye gereken önemin verilmesi 15. yüzyıla dayanır. Tanınmış Türk amiral ve denizcisi Piri Reis'in 1531 yılında Akdeniz'deki seyir rotalarını gösteren Kitab-ı Bahriye adlı eseri derlenmiştir. Bu kitap Akdeniz sahilleri ile ilgili ve seyir için gerekli çok kıymetli bilgi tanım ve çizimleri ihtiva eder. Piri Reis'in deniz haritacılığına olan önemli bir katkısı da, 16. yüzyılda bilinen tüm seyir rotalarını gösteren ünlü Piri Reis haritasını çizmiş olmasıdır. Bu başlangıçtan sonra Türk Bahriyesi'nin Hidrografik çalışmalarında bir duraklama olmuştur. 17. ve 18. yüzyılları kapsayan yazılı dökümana rastlanmamaktadır. 19. yüzyıl başlarında ve ortalarında iki Türk Mesaha gemisi Ahter ve Neyyirzafer Karadeniz Türk sahillerinde mesahalar yapmıştır. Modern kabul edilen ilk Türk Deniz Haritası 1840 yılında Mektebi Bahriye Matbaasında basılmıştır. Karadeniz'in bir kısmını kapsayan bu harita, bugün Deniz Müzesi'ndedir.*

Marmara Denizi'nin mesahası 1824 yılında Gülşefit adlı mesaha gemisi ve Rus Hidrograficileriyle beraber yapılmıştır. Birkaç sene sonra İngiliz Bahriyesi Ege, Akdeniz, Karadeniz Türk sahilleri ve Marmara Denizinde mesahalara başlamıştır. Bu dönemde yapılan mesahalar Türk sularındaki Admiralty haritalarının esasını oluşturur.

19. yüzyılın sonunda 1890 ile 1900 yılları arasında Türk gemileri zaman zaman mesaha görevleri yapmıştır. 1901 yılında iki Türk Bahriye subayı, bakır klîşe yöntemini öğrenmek üzere Admiralty Hidrografi dairesine gönderilmiştir. Bu subayların yurda dönüşlerinden bir yıl kadar sonra bakır klîşe haritaları Türk Bahriyesi basımevlerinde yapılmaya başlanmıştır. Resmi anlamda ilk hidrografi organizasyonu 1909 yılında deniz mesahaları ve seyir bürosu adı altında kurulmuş ve bahriye bakanlığına bağlanmıştır. Büronun görevleri seyir fenerlerinin organizasyon ve idamesi ile denizcilere ilanlar ve bahriyenin seyir aletleri ihtiyacını karşılamaktı. İki yıl sonra 1911'de büro yeniden organize edilerek seyir ve deniz haritaları bürosu adı ile nispeten daha bağımsız bir statüye kavuşmuştur. Büro 1928 sonlarında şimdiki adı Harita Genel Komutanlığı olan Geodetic Mesahalar Genel Müdürlüğüne bağlanmış ve onun deniz haritaları şubesini oluşturmuştur. 1950 yılında Seyir ve Hidrografi Dairesi adı altında

tekrar Deniz Kuvvetleri Komutanlığına bağlanarak Kasımpaşa/Haliç'e nakledilmiş, çalışmaları geliştirilerek, modern deniz harbi ile ilgili konulara daha çok önem verilmeye başlanmıştır. 1956'da daire bugün bulunduğu, Çubuklu'daki yerine taşınmıştır. Dairenin adı 1972 yılında Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı olarak değiştirilmiştir.” (SHOD 2021).



Şekil 4. a) İstanbul Üniversitesine 1951 yılında alınan R/V Arar gemisi ile ve daha küçük boyutlu Gezer, Görür, Bulur tekneleri (b) yan yana (Free Ship Plans 2014).

Deniz Kuvvetleri Komutanlığına bağlı Seyir ve Hidrografi Dairesi'nin seyir ve askeri amaçlı (çıkarma gemilerinin kapak atma derinliği, mayınların akıntılarla

hareketi ve dip sedimentlerine göre mayın dökme vb.) olarak akıntı ve dip sedimentlerinin özellikleri de incelenmeye başlanmış olmakla birlikte, deniz ortamının bir bütün olarak biyolojik, fiziksel ve kimyasal oşinografisine yönelik araştırmalar dünyanın çok gerisinde kalmış, araştırma gemimiz bu amaçla R/V Arar Almanya'dan Türkiye'ye gelen ve 1936 yılında İstanbul Darülfünunun'da Zooloji Enstitüsü direktörlüğüne getirilen Prof. Curt Kosswig' in organizasyonu şeklinde 1951 yılında Batı Almanya'da yaptırılmıştır. 31 m. boyunda ve 6.5 m. eninde R/V Arar gemisiyle birlikte Gezer, Görür ve Bulur adlı üç küçük tekne de yaptırılarak (Kuru 2014) Karadeniz, Marmara ve Ege Denizi'nde araştırmalara başlanmıştır (Şekil 4).

2014'de hurdaya ayrılan bu gemi Türkiye'nin tarihi bir araştırma gemisi olmasına rağmen sergilenip korunamamıştır. 1951 yılından itibaren İstanbul Üniversitesi'nde önce Hidrobiyoloji Enstitüsü sonra Çevre Sorunları Araştırma Merkezi ve Deniz Bilimleri Enstitüsü Araştırmalarına katılan R/V Arar Gemisini, 1976 yılında HORA gemisinden dönüştürülen R/V MTA Sismik 1 Gemisi, 1978 de Dokuz Eylül Üniversite'sinin R/V Piri Reis gemisi, 1983 de yapılan ODTÜ'nün R/V Bilim 2 araştırma gemilerini, R/V TÜBİTAK MARMARA) inşası tamamlanarak 1 Temmuz 2013 tarihinde hizmete alınması izlemiştir. Bu gemileri daha sonra ağırlıklı olarak su ürünleri fakültelerinin örneğin İ.Ü Su Bilimleri Fakültesi'ne ait olan R/V Yunus-S gibi avlama donanımı ağırlıklı araştırma gemilerinin yapılması izlemiştir. Tüm bu gemilerle Türkiye denizlerinde araştırmalar artmış olmakla birlikte, modern batimetrik haritalama ekipmanı ve laboratuvar imkanları bağlamında dünyanın gerisinde kaldığımız Marmara Denizi'ndeki aktif fay hatlarının incelenmesi sırasında açıkça ortaya çıkmıştır. Marmara Denizi'ndeki ayrıntılı batimetrik haritalama, sismik inceleme ve batiskafı dalgış ve derin alanların yerinde gözlenmesi, sediment, su ve gaz örneklemeleri ancak Fransa'nın R/V Le Suroit, Marion Dufrasne ve R/V Le Nadir ile İtalyanların R/V Odin Finder ve Urania gemileri tarafından 2000-2020 yılları arasında yapılabilmiştir. Türkiye denizleri üzerine Tübitak, MTA ve üniversiteler işbirliğinde 1995 yılında “ulusal deniz jeolojisi ve jeofiziği programı” olarak bir proje başlatılmış, proje çerçevesinde ülkemizi çevreleyen denizlerinin jeolojini irdeleyen “Türkiye denizlerinin ve çevre alanlarının jeolojisi” adlı bir kitap 1999 yılında çıkarılmış ve proje kapatılmıştır.

Türkiye denizlerinde ekstrem deniz ortamlarına ait araştırmacıları bekleyen konular

2 Ekim 2014 tarih, 29137 sayılı Resmi Gazete (Resmi Gazete 2014) ile Seyir Hidrografi ve Oşinografi Hizmetleri Plan ve Koordinasyon Kurulu (İlgili Bakanlık temsilcileri, Üniversiteler, Deniz Bilimleri Enstitüleri ve denizle ilgili TUBİTAK, MTA, TPAO gibi devlet kuruluşları temsilcilerinden oluşan ve her yıl toplanan kurul) tarafından Türkiye'de deniz araştırma ulusal strateji belgesi yayınlanmış, belgede deniz bilimleri üzerine çalışmaların yetersizliği vurgulanmış ve stratejik hedeflere ulaşmak için yol haritası oluşturulmuştur. Bu

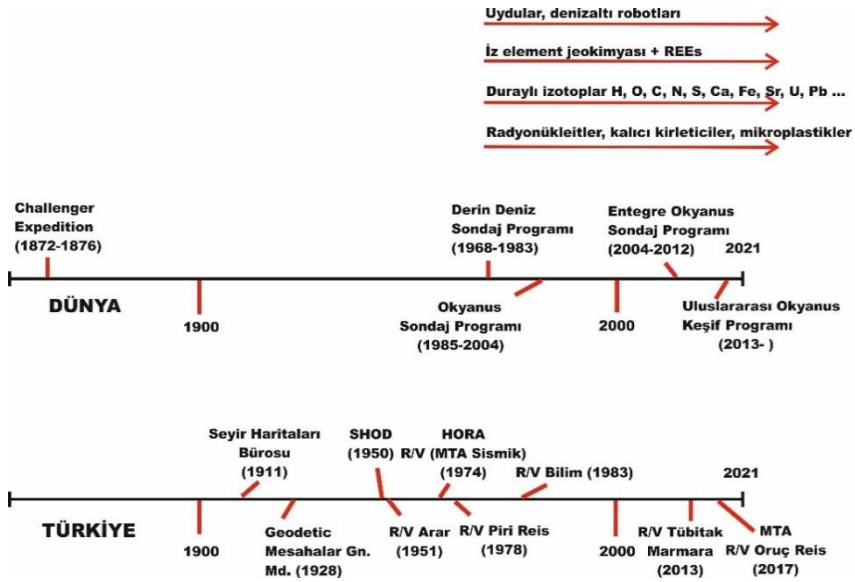
belge ile 2015-2024 yılı eylem planı oluşturularak deniz araştırmalarındaki çalışmalara hem koordinasyon getirilmiş, sorumlu ve paydaş kurumlar tanıtılmıştır. Belgede deniz araştırmalarında uluslararası deniz hukuku, petrol ve gaz başta olmak üzere cansız deniz kaynakları, tsunami başta olmak üzere denizle ilgili afetler, deniz kirliliği, iklim değişimi, canlı kaynakların sürdürülebilirliği, deniz ortamına ait oşinografik vb. bilgilerin depolanması gibi çalışmaların öncelik arz ettiği ve bu incelemelerin koordinasyon halinde yapılmasının gereği belirtilmiş, ilgili kurum ve kuruluşlar adres gösterilmiştir. Bununla birlikte dünyada artan ileri deniz araştırmaları nedeniyle daha da geri kalmamak için ajanda oluşturularak detaylı hedeflerin gösterilmesi ve eyleme dökülmesi şarttır. Bu konuda oluşturulan ulusal strateji belgesinin ise günümüz ihtiyaçlarına göre güncellenmesi gerekmektedir.

Deniz araştırmaları ve ileri analiz yetersizliğimiz

Türkiye’deki deniz araştırmaları “strateji belgesi”nde de ifade edildiği üzere yetersizdir ve AB ülkeleri bu alanda çok mesafe almışlardır. Türkiye’nin bu açığı kapatması için eşgüdümünü arttırması, “deniz araştırma proje günleri” düzenlemesi ve projelerin bilgi ve tecrübe paylaşımı için çok ortaklıklı yapılması gerekir. Deniz araştırmaları pahalıdır ve bu nedenle strateji belgesinde ifade edilen dijital veri bankası yanında deniz seferlerine ait karot ve diğer örneklerin korunduğu ve gerektiğinde kullanılabileceği bir bankanın oluşturulması ve korunması önemlidir. Son yıllarda artan araştırma gemisine karşın ileri analiz imkanların artmadığı görölmektedir. Bunların başında duraylı izotop analizleri gelmektedir. Son yıllarda deniz suyunda, sediment gözenek suyunda, sedimentte otijenik minerallerde ve biyojenik maddede H (H- D-T), He (3He - 4He), C (13C - 12C), O (18 O - 16O), Sr (87 Sr - 86Sr), S (34S -32 S), Ca (44Ca - 40 Ca), N (15N -14N), Pb (2008 Pb, 2007 Pb, 2006Pb, 2004Pb), Os (187 Os - 188Os) yanında Si, Mg, Nd, Sm, U vb. gibi elementlerin izotop analizleri yapılarak deniz ortamının biyojeokimyasal koşulları ve işlemleri irdelenmektedir (şekil 5). Hepsi olmasa bile bunların en az yarısını ülkemizde yapabilmeliyiz. Bugün bunlardan sadece Sr ve Nd izotopları ODTÜ ‘ de yapılabilmektedir. Ancak iç yükü nedeniyle bir yıldan önce sıra bulunamamaktadır. Pb izotopları da belli minerallerde İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa’nın Jeoloji Müh. Bölümünde yapılabilmektedir.

Denizel ortamda He izotop oranlarının saptanması özellikle önemlidir. He4 sediment veya organik madde içindeki uranyumun parçalaması ürünü iken He3 yer derinliklerinden mantodan yani magmatik işlemlerin sonucu bir gaz olarak deniz tabanına boşalmaktadır. Bu nedenle saptanacak He3 ve He4 oranları ile gazın kaynağını ortaya koyacaktır. He izotopu gibi analizler uluslararası laboratuvarlardan çıkmaktadır ve parası verilse bile bazı analizler ortaklı yayın şartıyla olabilmektedir. Unutulmaması gereken bir başka gerçek, okyanusların kırık zonlarından boşalan sıcak suların He kaynağı üzerine 1980’li yıllara ait pek çok çalışma bulunmaktadır. Dahası bu izotoplar denizlerdeki kırıkların

saptanması amacıyla jeokimyasal anomali olarak kullanılmıştır. Özellikle He gaz analizlerinin Türkiye’de yapılabilmesi özellikle önemlidir. Çünkü Türkiye’nin doğusu, ortası, güneyi ve batısında magmatik etkinlik söz konusudur ve He izotoplarıyla kara veya denizlerdeki yer işlemlerini daha iyi anlayabilecek ve böylece deprem veya volkanik püskürme süreçlerini daha iyi yorumlayabileceğiz. Petrol ve gaz arama çabamızın maksimuma eriştiği bir dönemde ve bir afet coğrafyası üzerinde olduğumuz gerçeğiyle He izotoplarının analizlerini karada veya denizde her oramda mutlaka yapabilmeliyiz. Dünya araştırma merkezlerinden 50 yıl sonra olsa da ve çok daha sığ denizlerimizde bunları örnekleyebilmeli ve analiz edebilmeliyiz. Bugün deniz alanlarımızda ileri jeokimyasal yöntemlerle yapılan çalışmaların hem de hiç bir Türk ismi olmadan uluslararası dergilerde yayınlanışına üzüntüyle bakmaktayız. Derin ve ekstrem ortamların biyojeokimyasal işlemlerini çözümleyebilmek için H, He, C, N, O, S, izotopları önemli yol gösterici olacaklardır ve başlangıç olarak bu izotopların analiz edildiği bir laboratuvarı hayata geçirmek durumundayız. Bu kitapta C ve O izotopları kullanılarak Marmara Denizi tabanındaki karbonat çökellerinin analizi Prof. Namık Çağatay tarafından yapılmıştır.



Şekil 5. Dünya denizlerinde yapılan önemli araştırma seferleri ve uygulanan jeokimyasal analiz tekniklerinin gelişimi ile Türkiye’de deniz araştırma kurumlarının oluşturulması ve araştırma gemilerinin hizmete girişlerine ait kronolojik süreç. Şekilde görüldüğü gibi Türkiye okyanus araştırmalarında rol alamadığı gibi dünyanın kullandığı teknolojilerin, analitik çalışmaların ve altyapının ne yazık ki çok gerisinde kalmıştır.

Denizlerimizde özellikle iklim çalışmaları için oksijen, hidrojen ve karbon izotoplarının analizi önemlidir. Ülkemiz denizlerindeki örneklerden çağdaş

analizleri yapamadığımız gerçekte buna uygun belli laboratuvarları zaman geçirmeden kurmalıyız. Laboratuvar olmadan iklim başta olmak üzere biyojeokimyasal işlemlerin anlaşılması mümkün değildir. İyi bir analiz imkanınız olmadan ekstrem deniz ortamlarında süregiden olayları aydınlatmanız da mümkün olmayacaktır.

Deniz ortamlarındaki analiz eksikliğimizin bir değer başlığı iz elementlerdir. Özellikle sediment gözenek sularında yapılmış analizler neredeyse hiç yoktur. Son yıllarda denizlerdeki oksik ve anoksik ortamlara ait başta nadir toprak elementleri (lantandan lütesyuma uzanan ve 16 elementten oluşan lantanitler) ve diğer Mo, Se, Ce, Y gibi redoks göstergesi element analizleri bizim denizlerimizde özellikle de derin deniz ortamlarına ait yapılmamıştır.

Marmara ve Ege Denizinin yaşı, dip sedimentleri ve gaz - petrol potansiyeli

Marmara Denizi bir iç denizimiz olmasına ve üzerinde her türlü yetkimiz olmasına rağmen deniz tabanına ait sedimentlerin kalınlığı, niteliği, gaz veya petrol kapsamı, oluşum yaşı yani ne zaman ve hangi süreçlerden geçerek oluştuğuna ait kesin bilğimiz yok. Ağırlıklı görüş çevresindeki sedimentlere dayalı olarak Pliyosen Kuvaterner aralığında oluştuğudur. İçinden geçen ve çevresinde barınan yaklaşık 30 milyon nüfusu ve Türkiye ekonomisini tehdit eden Kuzey Anadolu Fayına (KAF) rağmen bu denizde yaptığımız incelemeleriz yukarıda özetlendiği çerçevede hala sınırlıdır. Son yıllarda Marmara Denizi'nde uluslararası bir kaynakla fonlanacak bir derin araştırma sondajının yapılması ve Marmara Denizinin geçmişinin anlaşılması için girişimler bulunmaktadır. Bu sondaj gerçekten önemlidir ve uluslararası fon olmasa bile ulusal kaynakla (verilerin ülkenin tüm araştırmacılarına açılması doğru olur) bu sondajın yapılması ile yukarıda verilen bilgi açığımız ortadan kalkacaktır.

Marmara Denizi'nin en ekstrem noktaları kuşkusuz derin çukurluklarıdır ve bu çukurlukların derinleşmesi halen devam etmektedir. Çevresindeki İstanbul ve Bursa yükselimlerinden gelen sediment yüküne rağmen bin metreden derin üç çukurun birkaç milyon yıldır dolmadan kalabilmesi süregiden çökmeyle mümkün olabilir. Bu derinleşme ve çökme deprem sırasında aniden meydana geldiğinden çökme esaslı bir tsunami su baskınına- dalgasına özellikle de büyük çukurların karşısındaki alanlarda (büyük su hacmi nedeniyle) hazırlıklı olmalıyız.

Marmara Denizi diplerinde karbon içerikli gaz çıkışlarının bir kısmı Tersiyer sedimentlerindeki organik depolanmalara ve kısmen de manto kaynağına bağlanmıştır. Marmara Denizi diplerinde petrol ve gaz bulunabilir ve bu birkaç koşula bağlıdır. 1) Marmara Denizi'nin tabanında akarsu – göl dönemine ait kalın kumlu çakıllı sedimentlerin bulunması, 2) Bu sedimentlerin geçirimsiz killi katmanlarla örtülü olması, 3) Daha genç faylarla ve/veya depremlerle bu örtünün yırtılmaması, 4) Oligosen formasyonlarından göçen gaz veya petrolün Marmara Denizi tabanındaki sedimentler içine yerleşmesidir. Ayrıca Marmara Denizi'nin

oluşumu dönemine ait deltaik- sığ deniz sedimentleri içindeki organik madde de olgunlaşarak gaz veya petrole dönüşmüş olabilir. Bu süreçlere ait gaz ve petrol KAF'ın hareketine bağlı kaçmış olabilir. Ancak fayın rahatsız etmediği bazı alanlarda özellikle gazın bulunması sürpriz olmayacaktır.

Ege Denizinin tabanında yer alan en son denizel örtüyü bilmediğimiz için doğal olarak ne zaman deniz ortamına girdiğini de bilemiyoruz. Ancak İzmir, Gökçeada ve Çanakkale kıyılarında Oligosen ve Miyosen hatta Geç Miyosen - erken Pliyosen yaşlı yaşlı karasal sedimentleri görmekteyiz (Yılmaz ve diğ. 1999; Koral ve diğ. 2009). Bu durum Oligosenden Pliyosene kadar şimdiki Kuzey Ege denizi alanında karasal koşulların hakim olduğuna ve buralarda denizin bulunmadığına işaret etmektedir. O halde Ege Denizi de Marmara Denizi gibi oldukça genç bir denizdir. Ve kısa süre içinde hızla çöken bu havzada çok büyük olasılıkla petrol ve gaz oluşmuş olabilir. Petrol ve gaz oluşumu için en önemli şartlar olan yüksek sedimantasyon, kalın çökel deposu ve yüksek jeotermal gradyan bu havzada yer almaktadır. Yunanistan ile Türkiye arasında Ege Denizi'nde münhasır ekonomik bölge sınırlarında anlaşamadığından ve her iki tarafın da bu konuda tavize yaklaşmamasından dolayı Ege Denizi'nde detaylı bir sondajlı araştırma yapılmamıştır. Ama bu sonsuza kadar devam etmeyecektir. En doğru çözüm Ege Denizi dip varlıklarının hakkaniyete uygun paylaşımıdır. Hatta aramadan üretime bir işbirliği yapılmasıdır ancak bunu Türkiye kabul etse de Yunanistan tarafının kabul etmeyeceği anlaşılmaktadır.

Tüm dünyayı sıkıştıran küresel ekolojik kriz nedeniyle her iki ülkede ortak havza bilincinin gelişmesine bağlı denizlerden hakça istifade edilmesi ve ortak koruma projelerini de el ele yürütmesi en iyi yol olarak görülmektedir.

Denizlerimizde yapılma önceliği olan diğer konular

Akdeniz'in derin çukurlarında hüküm süren canlı yaşamı, derin robot sistemleriyle gözlemlenmeyi örneklenmeyi ve ileri tetkiklerle analiz edilmeyi bekliyor. Bu bağlamda Türkiye'nin yaptığı insansız hava araçlarını denizlerde de yapması gerekir. Uydular vasıtasıyla elde dilecek okyanus - deniz suyu sıcaklıklarının analizi ve modellenmesi daha da detaylandırılabilir. Derin çukurların çevresi kırıksız, kırıklar ise sıcak su- gaz çıkışsız ve mineral çökelimsiz olamaz. Bu nedenle Akdeniz, Ege Denizi, Marmara ve Karadeniz diplerini görerek ve örnekleyerek incelemeli buralara ait dip su hareketlerini de modellemeliyiz.

İklim değişimi sürecinde en kırılgan alanlar olan ve kompleks biyojeokimyasal olayların meydana geldiği estuarinler, sulak alanlar, delta düzlükleri de ekstrem habitatların başında gelmektedir ve çok disiplinli ekiplerle tez zamanda araştırılmalıdır. Aksi halde bugün pek çok denizimizde olduğu gibi yine yabancılar gelir araştırılır ve içinde bir Türk'ün bile yer almadığı makaleleri okumaya devam ederiz.

Referanslar

Barka, A.A., Sakıncı, M., Yaltrak, C. (1999) Marmara Denizi'nin Jeolojisi ve Jeofiziği. In: Türkiye Denizlerinin ve Çevre Alanlarının Jeolojisi, (eds., Görür, N.), pp. 131-210.

Brosolo, L., Mascle, J., Loubrieu, B. (2012) Morphobathymetric Map of the Mediterranean Sea, publication CCGM/CGMW, UNESCO, Paris. © CCGM-CGMW 2012.

Dilek, Y. (2006) Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean and Asia, Collision tectonics of the Mediterranean Region: Causes and Consequences. In: Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia, (eds., Dilek, Y., Pavlides, S.), Geological Society of America, Special Papers 409, USA, pp. 1-13.

Dondurur, D., Küçük, H.M., Çifçi, G. (2013) Quaternary mass wasting on the Western Black Sea Margin, offshore of Amasra. *Global and Planetary Change* 103: 248-260.

Free Ship Plans (2014) R/V Arar is taken out of service, waiting to be scrapped! Mevcut Adres: <http://freeshipplans.com/scale-model-articles/rv-arar-is-taken-out-of-service-waiting-to-be-scrapped/> (erişim tarihi: 03.09.2021).

Gargani, J., Rigollet, C. (2007) Mediterranean Sea level variations during the Messinian Salinity Crisis. *Geophysical Research Letters* 34(10): L10405.

Görür, N. (2008) Timing of the opening of the Black sea basin, *Tectonophysics*, 147: 247-262.

Haymon, R.M., Kastner, M. (1981) Hot spring deposits on the East Pacific Rise at 21°N: preliminary description of mineralogy and genesis. *Earth and Planetary Science Letters* 53(3): 363-381.

Koral, H., Öztürk, H., Hanilçi, N. (2009) Tectonically induced coastal uplift mechanism of Gökçeada Island, northern Aegean Sea, Turkey. *Quaternary International* 197(1-2): 43-54.

Kuru, M. (2014) Rüyalarını Türkçe gören bir Alman biyolog Ord. Prof. Dr. Curt Kosswig, *Limnoloji Derneği Dergisi*. Mevcut Adres: <http://limnoloji.org.tr/index.php/blog/rueyalarini-tuerkce-goeren-bir-alman-biyologord-prof-dr-curt-kosswig-rueyalarini-tuerkce-goeren-bir-alman-biyologord-prof-dr-curt-kosswig>. (erişim tarihi: 24.09.2021).

Lerwill, B. (2020) The 3.5-year voyage to the furthest corners of the globe reshaped marine science and permanently changed our relationship with the planet's oceans. BBC Travel, Mevcut Adres: <https://www.bbc.com/travel/article/20200719-hms-challenger-the-voyage-that-birthed-oceanography> (erişim tarihi: 03.09.2021).

Macdonald, K.C. (2019) Mid-Ocean Ridge Tectonics, Volcanism, and Geomorphology. In: Encyclopedia of Ocean Sciences (Third Edition) (eds., Cochran, J.K., Bokuniewicz, H., Yager, P.), Academic Press, USA, pp. 405-419.

Nikishin, A.M, Zieger, P., Bolotov, S.N., Fokin, P.A. (2011) Late palaeozoic to cenozoic evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A view from the Russian platform. *Turkish J Earth Sci* 20: 571-634.

Okay, A.I., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q.G. Shang, C.K. (2008) Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics* 461: 252-264.

Öztürk, H. (1998) Geology of Beykoz (Istanbul- Turkey) ares and evidences for the development of Istanbul Strait. *Istanbul Journal of Earth Sciences* 10: 1-11. (in Turkish with English abstract).

Öztürk, H. (2005) Metropolitan development on drought history of the Tuzla Lake, Istanbul, Turkey. *Journal of Coastal Research* 21: 255-262.

Palcu, D.V., Popov, S.V., Golovina, L.A., Kuiper, K.F., Liu, S., Krijgsman, W. (2019) The shutdown of an anoxic giant: Magnetostratigraphic dating of the end of the Maikop Sea. *Gondwana Research* 67: 82-100.

Régnier J. L., Mezger J. E., Passchier C. W. (2007) Metamorphism of Precambrian-Palaeozoic schists of the Menderes core series and contact relationships with Proterozoic orthogneisses of the western Çine Massif, Anatolide belt, western Turkey. *Geological Magazine* 144: 67-104.

Resmi Gazete (2014) 29137 sayılı Resmi Gazete, 2.10.2014, Türkiye Ulusal Deniz Araştırması Stratejisi Belgesi, s.17-27, Mevcut adres: <https://www.resmigazete.gov.tr/eskiler/2014/10/20141002.pdf> (erişim tarihi: 25.09.2021).

Selim, H.H., Yavuz, O., Gurer, O.F., Karakaş, A., Taş, K.O. (2016) Age determination for segments of the North Anatolian Fault (NAF) northern branch by ²³⁴U/²³⁰Th dating of Soğucak (Yalova) range-front travertines, south Marmara, Turkey. *Quaternary International* 425: 416-424.

SHOD (2021) Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Tarihçe. Mevcut Adres: https://www.shodb.gov.tr/shodb_esas/index.php/tr/genel/tarihce. (erişim tarihi: 03.09.2021).

Seyitoğlu, G., Işık, V., Çemen, İ. (2004) Complete tertiary exhumation history of the Menderes Massif, western Turkey: an alternative working hypothesis. *Terra Nova* 16: 358-363.

Seyitoğlu, G., Scott, B.C. (1991) Late Cenozoic crustal extension and basin formation in West Turkey. *Geological Magazine* 128: 155-166.

Sperling, M., Schmiedl, G., Hemleben, Ch., Emeis, K.C., Erlenkeuser, H., Grootes, P.M. (2003) Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1? Evidence from the Marmara Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190: 9-21.

Steininger, F.F., Rögl, F. (1984) Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. *Geol Soc Spec Publ* 17: 659-669

St. John, K., Leckie, R.M., Slough, S., Peart, L., Niemitz, M., Klaus, A. (2009) The Integrated Ocean Drilling Program “School of Rock” Program: Lessons Learned From an Ocean-going Research Expedition For Earth and Ocean Science Educators. In: Field Geology Education: Historical Perspectives and Modern Approaches, (eds., Whitmeyer, S.J., Mogk, D.W., Pyle, E.J.), Geological Society of America Special Paper 461, USA, pp. 261-274.

Şengör, A.M.C. (1987) Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from eastern Turkey. In: Continental Extensional Tectonics (eds., Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L.), Geological Society London, Special Publications 28, United Kingdom, pp. 575-589.

Şengör, A.M.C. (2011) Why was the Istanbul strait opened in the Bosphorus? Physical geography research; Systematic and regional. *Turkish Geographical Society* 5: 57-102. (in Turkish).

Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., Imren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., le Pichon, X., Rangin, C. (2005) The North Anatolian Fault: a new look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33: 37-112.

Şengör, A.M.C, Yılmaz, Y. (1981) Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75: 181-241.

Üşümezsoy, S. (2000) Seismic analyse of the detachment tectonic in the Sea of Marmara. In: Marmara Denizi 2000 Symposium Proceeding Book (eds., Ozturk, B., Kadioğlu, M., Ozturk, H.), Turkish Marine Research Foundation Publication no: 5, Turkey, pp. 248-259.

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Bozcu, M., Yılmaz K., Elmas, A. (1999) Ege Denizi ve Ege Bölgesinin Jeolojisi ve Evrimi. In: Türkiye Denizlerinin ve Çevre Alanlarının Jeolojisi, (eds., Görür, N.), pp. 211-336.

Yılmaz, Y., Gökaşan, E., Erbay, A.Y. (2010) Morphotectonic development of the Marmara Region. *Tectonophysics* 488: 51-70.

Marmara Denizi'nin Kanyonları

M. Namık ÇAĞATAY*, Gülsen UÇARKUŞ, Kadir K. ERİŞ

İstanbul Teknik Üniversitesi, EMCOL uygulama ve Araştırma Merkezi, Jeoloji
Mühendisliği Bölümü, Ayazağa, 34469 İstanbul, Türkiye

*cagatay@itu.edu.tr

Özet

Tüm dünya deniz ve okyanuslarında olduğu gibi iç denizimiz olan Marmara Denizi'nde de değişik morfoloji özelliklere sahip çok sayıda kanyon bulunmaktadır. Bunlar arasında İzmit, İstanbul Boğazı, Kuzey İmralı ve Şarköy kanyonları sayılabilir. Bu kanyonlar, Marmara Denizi'nin aktif morfolotektonik gelişimine paralel olarak büyük ölçüde son iki-üç milyon yılda (geç Pliyesen-Kuvaterner) tektonik ve aşınma süreçleri sonucu oluşmuştur. Marmara kanyonlarının oluşumu ve morfolojik evrimi buzul-buzularası iklim döngülerine bağlı deniz seviyesi değişimlerinden ve Karadeniz ve Ege Denizi arasındaki su-kütlesi akışlarından önemli ölçüde etkilenmiştir. Kanyonlar, özellikle düşük deniz seviyesinin hüküm sürdüğü buzul dönemlerinde şelf alanlarından derin havzalara çökel taşınımında önemli rol oynamıştır.

Marmara Denizi kanyonları da diğer denizaltı kanyonları gibi kıyı ve deniz tabanındaki mühendislik altyapılarına oluşturabilecekleri jeolojik tehlikeler, kıta sahanlığından derin denize çökel taşınımındaki rolleri ve kendilerine özgü su sirkülasyonu ve ekolojik özellikleri ile incelenmesi gereken özel ekosistemlerdir. Bu çalışmada, Marmara Denizi'nin başlıca kanyonları olan İzmit, İstanbul Boğazı, Kuzey İmralı ve Şarköy kanyonlarının morfoloji özellikleri ve oluşum mekanizmaları batimetri ve sismik yansıma verileri kullanılarak araştırılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Marmara Denizi, İzmit Kanyonu, İstanbul Boğazı Kanyonu, Kuzey İmralı Kanyonu, Şarköy Kanyonu, mophotektonik evrim

Giriş

Kanyonlar deniz ve okyanusların önemli morfolojik elemanlarından birini oluştururlar. Genel olarak kıtatsal yamaç üzerinde yer alır ve abisal düzlüğe kadar uzanırlar. Çoğunluğu kıtatsal şelfi (kıta sahanlığı) keserek şelfe kadar uzanırlar. Kanyonlar erozyon, yamaç kaymaları-heyelan ve kütle akımlarına neden olarak kıyıdaki liman, havaalanı, yol ve binalar ile deniz tabanındaki kablo, boru hattı ve hidrokarbon platformları gibi yapılar için jeolojik tehlike oluştururlar (örneğin: Lewis ve diğ. 1999; Laursen ve Normark 2002; Canals ve diğ. 2006; Piper ve Normark 2009; Mountjoy ve diğ. 2009; Ceramicola ve diğ. 2015). Diğer yandan kanyonlar, değişik fiziksel su hareketleri ve buna bağlı çökel ve besin tuzu taşınımının olduğu özel ekosistemlerdir (Vetter ve Dayton 1999; Würtz 2012; Ceramicola ve diğ. 2015). Ayrıca, kanyonlar son zamanlarda ileri derecede deniz kirliliği ile karşı karşıya kalmış, korunması gereken deniz alnalarıdır. Sıralanan

Çalışma alanı

Jeolojik konum

Marmara Denizi, KAF zonu üzerindeki konumu nedeniyle tektonik etkinliğin oldukça yüksek olduğu bir denizdir. Avrasya ile Anadolu-Ege levhaları arasındaki sınırı oluşturan sağ yanal transform bir fay olan KAF, KB Anadolu'da kollara ayrılarak, bu kollar arasında Marmara Denizi'ni oluşturmuştur (Şekil 1a; Le Pichon ve diğ. 2001; Armijo ve diğ. 2005; Şengör ve diğ. 2005). Kuzeyinde en aktif kuzey kolu olan Ana Marmara Fayı bulunur (Le Pichon ve diğ. 2001). Fay boyunca maksimum derinliği 1270 m'ye varan üç havza (Çınarcık, Orta ve Tekirdağ) ile bu havzaları (çukurluklar) birbirinden ayıran KD-GB yönlü Doğu ve Batı sırtları bulunur (Çağatay ve Uçarkuş 2019) (Şekil 1). Çınarcık Havzası güneyinde ~400 m derinliğindeki İmralı Havzası ile D-B yönlü uzanan İzmit ve Gemlik gibi körfezler diğer önemli morfolojik elemanlardır. Kuzeyde yaklaşık ~20 km; güneyde ise 45 km genişliğe varan ~ -90 m'den daha sığ şelf (kıta sahanlığı) bulunmaktadır. Şelf ve derin havzaları birbirine bileştiren yamaçlarda eğimler 29°'ye değin ulaşmaktadır. En sarp yamaçlar, Çınarcık Havzası'nın kuzeyinde, Prens Adaları güneyinde görülür. Derin havzaların kuzey yamaçları 20°-26° ile güney yamaçlardan (6°-16°) daha diktir.

Marmara Denizi, geç Miyosen'de (~11 Myıl önce) Anadolu'nun batıya hareketinin başlaması ile oluşmaya başlamıştır. Bu dönemde Marmara Bölgesinde geniş bir makaslama zonu üzerinde sığ göl/göller oluşmaya başlamıştır (Şengör ve diğ. 1985, 2005; Görür ve diğ. 1997; Çağatay ve Uçarkuş 2019). Bu havza Messiniyen (7.25-5.33 Myıl) ve Pliyosen (5.33-2.58 Ma) zamanlarında zaman zaman Ege Denizi'nden su girdilerine maruz kalmıştır (Çağatay ve diğ. 2006; Melinte-Dobrinescu ve diğ. 2009). Ancak, Marmara Denizi'nin derin havzaları, sırtları ve körfezleri ile bugünküne benzer morfolojisi son 1-2 Myılda (Kuvaterner) oluşmuştur (Şengör ve diğ. 2005; Bécél ve diğ. 2010; Grall ve diğ. 2012; Çağatay ve Uçarkuş 2019).

Marmara Denizi doğusunda Düzce civarında kollara ayrılan KAF'ın en aktif kolu olan Ana Marmara Fayı, İzmit Körfezi'nden Marmara Denizi'ne girer ve Çınarcık Havzası'nda Prens Adaları güneyinde batıya doğru uzanır. Orta Sırt, Orta Havza, Batı Sırt ve Tekirdağ Havzası'nı güneyden keserek batıda Ganos Fayı ile birleşerek Saros Körfezi'ne girer (Şekil 1). Bu fay kolu doğuda İzmit Kanyonu'nu oluşturur ve kuzeyde İstanbul Boğazı ve GB'da Şarköy kanyonlarının ağızlarını keser. Güney kol Gemlik Körfezi'nden Marmara Denizi'ne girer. Güney Marmara Fayı olarak bilinen bu fay (Le Pichon ve diğ. 2014), İmralı Adası kuzeyinden geçer (Şekil 1). Özellikle KAF'ın kuzey kolu çok aktif olup, 250-300 yıllık periyodlarla Mw 7 ve üzerindeki büyüklüklerde depremler üretmiştir (Ambraseys ve Finkel 1991; Ambraseys 2002, 2004). Bu depremlerin en yakın zamanda olanları, batıdaki 1912 in Mürefte-Şarköy depremi (Mw 7.3) ve doğudaki 1999 Kocaeli (İzmit) (Mw 7.4) ve Düzce (Mw 7.2) depremleridir.

Oşinografik-paleoşinografik konum

Marmara Denizi, Ege Denizi ve Karadeniz'i birleştiren bir geçiş denizidir. Bu komşu denizlere eşik derinlikleri sırası ile -65 ve -35 m olan Çanakkale ve İstanbul boğazları ile bağlanır. Gerek boğazlarda ve gerekse Marmara Denizi'nde tuzluluğu farklı olan Akdeniz ve Karadeniz sularının alt ve üst su kütlelerini oluşturduğu iki yönlü bir akış sistemi vardır. Marmara'da tuzlulukları yaklaşık ‰22 ve ‰37 olan bu iki su kütlesi yaklaşık -25 m'de bir piknoklin (yoğunluk sınırı) ile birbirinden ayrılır (Beşiktepe ve diğ. 1994; Chiggiato ve diğ. 2012).

Marmara Denizi'nde komşu denizlerle olan bu iki-yönlü su akış rejimi genel olarak buzularası sıcak iklim dönemlerinde hakimken; buzul dönemlerinde Ege Denizi'nden Marmara'ya olan tuzlu su girdisi küresel deniz seviyesinin Çanakkale Boğazı eşik derinliğinin altına inmesi ile kesilmiştir. Bu kesinti nedeniyle Marmara Denizi buzul çağlarında bir acı/tatlı göl haline gelmiştir (örn., Çağatay ve diğ. 2000, 2009, 2015b, 2019; Aksu ve diğ. 1999, 2002; Ergin ve diğ. 1997). Buzul dönmelerinde, kendisi de bir tatlı su gölüne dönüşen Karadeniz ile olan olası tek yönlü bağlantı, iklime bağlı değişen Karadeniz "göl" seviyesine bağımlı hale gelmiştir. Örneğin, üçüncü oksijen izotop dönemindeki (günümüzden önce 57-29 bin yılları arası) ılıman Dansgaard-Oeschger (D-O) olayları sırasında önce Karadeniz'e oradan da Marmara'ya bol miktarda eriyen buzul suları girmiştir (Chepalyga 2007; Bahr ve diğ. 2007; Çağatay ve diğ. 2015b). Bu dönemlerde, Marmara "gölü"nün su seviyesi o zamanki Çanakkale Boğazı eşik derinliği tarafından denetlenmiştir. Bu eşik derinliğinin ise tektonik yükselme ve boğaz kanalındaki erozyon gibi süreçlerle denetlendiği düşünülmektedir (Yaltrak ve diğ. 2002; Çağatay ve diğ. 2009, 2015b, 2019).

Marmara Denizaltı Kanyonları

Genel özellikler

Marmara Denizi batimetri haritasında kıtasal yamaçlar üzerinde çok sayıda denizaltı kanyonlarının varlığı dikkati çekmektedir (Şekil 1A). Bu kanyonların uzunluğu kıta yamacının eni ile sınırlı olup, 1 ile 13 km arasında değişmektedir (Görür ve Çağatay 2010; Zitter ve diğ. 2012). Ancak, Marmara Denizi'nde Kuzey İmrallı (33.5 km) ve Şarköy (50 km) kanyonları bu genellemenin dışında en uzun kanyonlardır. Tekirdağ ve Orta havzaların göreceli düşük eğime sahip güney yamaçları, en uzun, en geniş (1-3 km) ve en derin (maksimum 400 m) denizaltı kanyonlarını barındırmasına karşın, Çınarcık Havzası'nın daha dik eğime sahip kuzey yamaçları ve Tekirdağ Havzası'nın yüksek eğimli kuzeybatı yamaçlarında kanyonlar daha kısa (1-2 km) ve dardır (birkaç 100 metre) (Zitter ve diğ. 2012).

Marmara Denizi kanyonlarının çoğunluğu düz, doğrusal bir kanal olarak şelfin kenarından derin havzaya kadar uzanır. Buna tek ayrıcalığı Çınarcık Havzası'nın güney yamacındaki sinüzoidal (menderesli) Kuzey İmrallı Kanyonu oluşturur.

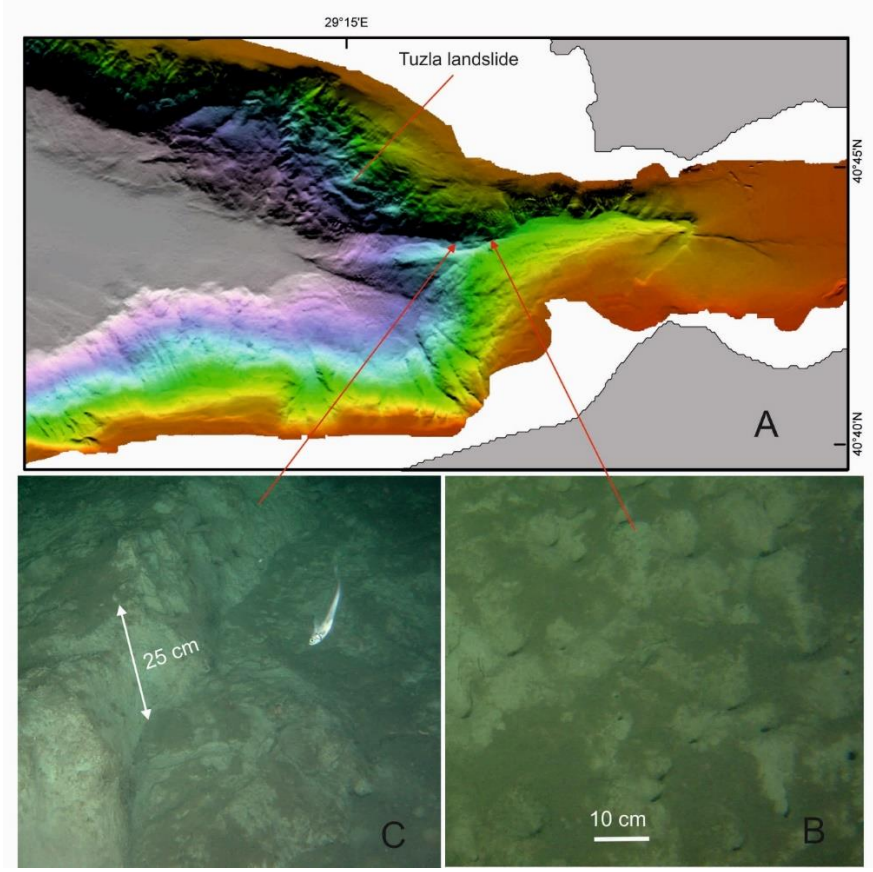
Bütün kanyonlar erozyonal oluklar içerir. Bazıları şelfin kenarına doğru kollara ayrılır. Büyük Çekmece Kanyonu ve Tekirdağ havzası güney yamacındaki kanyonlar gibi bazıları da şelf kenarı ve üst yamaç bölgelerinde kavisli baş aşınma yarıkları (head scars) içerir (Şekil 1). İzmit ve Şarköy gibi büyük kanyonlar faylar üzerinde konumlanmıştır ve derin havzaya ulaştığı, ağızlarına yakın kısımlarında denizaltı heyelanları bulunur. Şarköy ve İstanbul Boğazı kanyonları, Çanakkale ve İstanbul Boğazı çıkışlarının devamındaki şelf vadileri ile birleşirler.

İzmit Kanyonu

Bu kanyon, İzmit Körfezi'nin batısında KAF'ın kuzey kolu üzerinde konumlanmış ve ağız Çınarcık Havzası'nda bulunmaktadır (Şekil 2A). 1999 İzmit-Kocaeli depreminin ($M_w=7.4$) bu kanyon boyunca uzanmakta ve dereceli olarak Tuzla Yarımadası güneyinde sonlanmaktadır (Çakır ve diğ. 2003; Gasperini ve diğ. 2011). Kanyon 200 m su derinliğinde D-B yönünden K-G yönüne doğru bir büküm yapmaktadır. Bükümün altındaki kanyonun uzunluğu 33.5 km'dir. İnsanlı denizaltı Nautila ile dalışlarda kanyonun tabanında, 600 m su derinliğinde 25 cm yüksekliğinde bir fay aynası izlenmiştir (Şekil 2B). Bu fay atımının tümüyle 1999 depremine ait olduğu tartışmalıdır (Gasperini ve diğ. 2011). Bu atımın kümülatif olarak birçok depremin etkisinde oluşmuş olması daha yüksek bir olasılıktır. Zira 1999 depreminin bu bölgede bu denli yüzey deformasyonu oluşturması olasılığı InSAR ölçümlerine göre düşüktür (Çakır ve diğ. 2003).

Aktif bir fay üzerindeki konumu İzmit Kanyonu'nun ilksel olarak fay etkinliği ile oluştuğunun en önemli kanıtıdır. Pleyistosen döneminde özellikle düşük su seviyesi periyodlarında zayıf fay zonu boyunca erozyon ve türbidit akıntıları ile derinleşmiş ve bugünkü durumuna evrilmiştir. Kanyonun kuzey duvarı aşağı çığırın ve Çınarcık Havzası doğusunda bulunan ağız, Tuzla denizaltı heyelanı ile sınırlanmıştır (Özeren ve diğ. 2010; Zitter ve diğ. 2012). Bu heyelan, 32 km² bir alanı kapsar. Esas olarak 250 m kalınlığında Devon yaşlı çökel istifinin birkaç defada rotasyonel kayması ile oluşmuştur. Bu kayma ve kütle hareketleri, büyük olasılıkla kuzey KAF kolu üzerindeki depremlerle tetiklenmiştir.

Kanyon içerisinde Nautila dalışları sırasında kanyon tabanının biyoturbasyon (bentik organizma eşeleme izleri) gösteren çamurla kaplı olduğu izlenmiştir (Şekil 2C). Nitekim, kanyon tabanı yer yer zengin bir bentik fauna (çift kabuklular, deniz hıyarları, karides ve foraminifer gibi) içermektedir (Şekil 2B, C). Genel olarak erozyon veya diğer sedimanter yapıların (örneğin, dalga izleri, ripples ve oyuk gibi) izlenmemesi kanyon boyunca yakın zamanda düşük akıntı ve çökel taşınım rejimine işaret etmektedir. Ancak, kanyonun bazı kesimlerinde yarı tuturulmuş çökel istifi içerisinde K-G yönlü sarpılık ve falezlerin varlığı geçmişte erozyonal olayların varlığını göstermektedir.

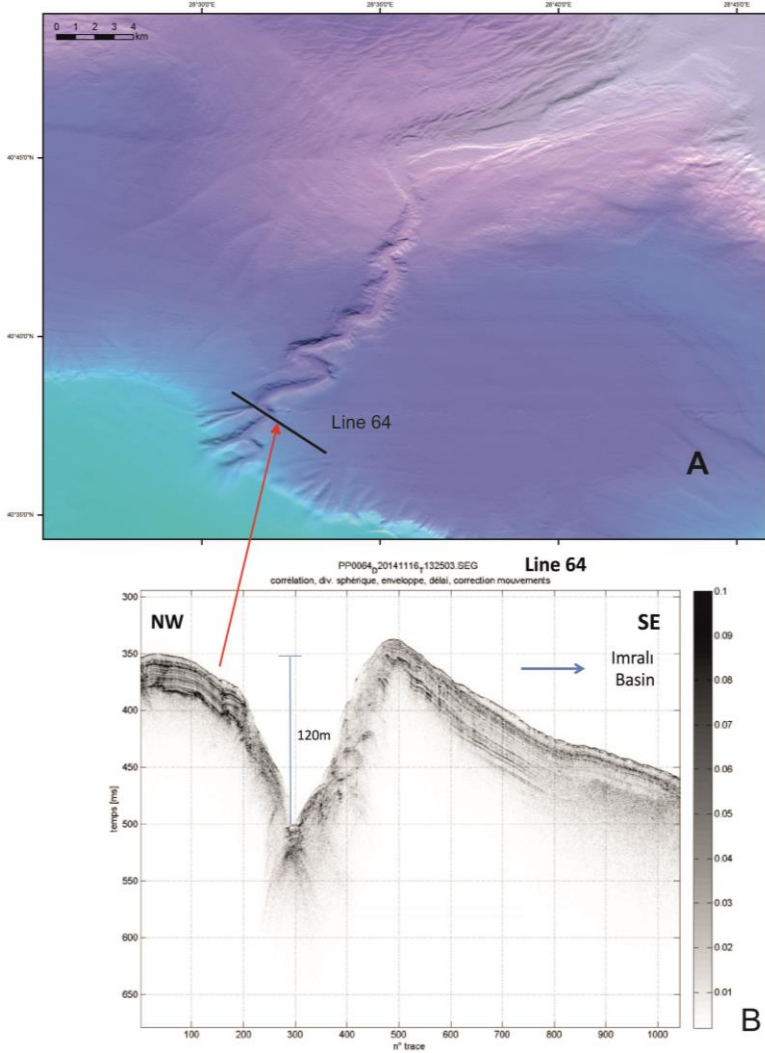


Şekil 2. (A) İzmit Kanyonu'nun batimetri haritası. (B) İzmit Kanyonu'nun biyoturbasyonlu (bentik eşeleme izleri içeren) çamurlu taban. (C) İzmit Kanyonu'nda -600 m'de görülen 25 cm yüksekliğindeki fay yamacı. Bu fay yamacı, olasılıkla 1999 İzmit-Kocaeli depremi de dahil birkaç depremle oluşmuştur.

Kuzey İmrallı Kanyonu

Kuzey İmrallı Kanyonu, Marmara Denizi'nde sinüzoidal (menderesli) bir kanala sahip tek kanyondur (Şekil 1 ve 3A). Kanyon görece daha düşük eğime ($\sim 10^\circ$) sahip Çınarcık Havzası'nın güney yamacında konumlanmıştır. Marmara Denizi'nin 33.5 km uzunluğu ile ikinci en uzun kanyondur. Kanyonun üst çıkışı -90 m'deki şelf kenarı ile -350 m derinlikleri arasında, İmrallı Havzası'nın batısında bulunur. Burada sağ yanal atımlı, gerilmeli Kuzey İmrallı Fayı tarafından kesilir. Kanyon şelfe yakın üst yamaçta kollara ayrılır (Şekil 3A). Marmara Denizi'ne en çok tatlı su ($4.64 \text{ km}^3/\text{yıl}$) ve çökel ($1.98 \times 10^6 \text{ ton/yıl}$) taşıyan akarsu ağını oluşturan Kocasu Çayı'nın (EİE 1993) şelf üzerindeki devamı gibi gözüktür. Ancak, Kuzey İmrallı Kanyonu'nun, son buzul döneminde Gemlik Körfezi'nde

bir “paleo-gölün” çıkışını oluşturan bir akarsu ile birleştiği ileri sürülmüştür (Vardar ve diğ. 2014). İlgili şelf alanında yüksek çözünürlüklü sismik ve batimetri verilerinin eksikliği Kocasu’yun ve kanyonun şelf üzerindeki izlerini sürmemize izin vermemektedir.



Şekil 3. (A) Sinüzoidal Kuzey İmralı Kanyonu’nun batimetri haritası. Bu haritada kanyon duvarlarındaki erozional oluklar dikkati çekmektedir. (B) Kuzey İmralı Kanyonu’nun üst çıkırını kesen yüksek çözünürlüklü sismik yansıma kesiti. Kesitte kanyonun V-şekilli morfolojisi ve kanal kenarlarında (levee) tabakalı çökel istifi görülmektedir.

Kanyonun aşağı çığı, İmralı ve Çınarcık havzaları arasındaki daha dik eğimli bir yamaç üzerinde yer alır. Kanyon, ~850 m su derinliğinde Orta Sırt'ın doğu yamacı yakınında kuzeydoğuya doğru bir bir büküm oluşturur ve 16.5 km uzunluğunda ve 6.5 km eninde bir kanalla Çınarcık Havzası'nın güneybatısına açılır (Şekil 3A). Bükümün içe-konveks kısmında bir point-bar çökel yapısı görülür.

Kuzey İmralı Kanyonu'nun duvarları çok sayıda oluk (gully) ve aşınmalı oyuk (scour marks) içerir. Oyuklar özellikle sinüzoidal kanyonun keskin bükümlerinin dışarı-konveks olan kısımlarında görülür. Üst yamaçta, -270 ile -350 m su derinliklerinde, 100-120 m derinliğinde V-profilli kanyonun üst kenarlarında (leveé) kanal taşkınlarıyla oluşmuş tabakalı çökel istifli bulunur (Şekil 3B). Bu istifin kalınlığı doğuya, İmralı Havzası'na doğru artar. Kanyonun doğu duvarı yer yer kaotik sismik yasıma fasiyesi özellikleri gösteren kütle hareketi (heyelan, kayma, kaya düşmesi gibi) yapıları barındırır. Tüm bu kütle hareketleri ve point-bar çökme süreçleri kanyon boyunca kuvvetli akıntı etkinliğine işaret eder.

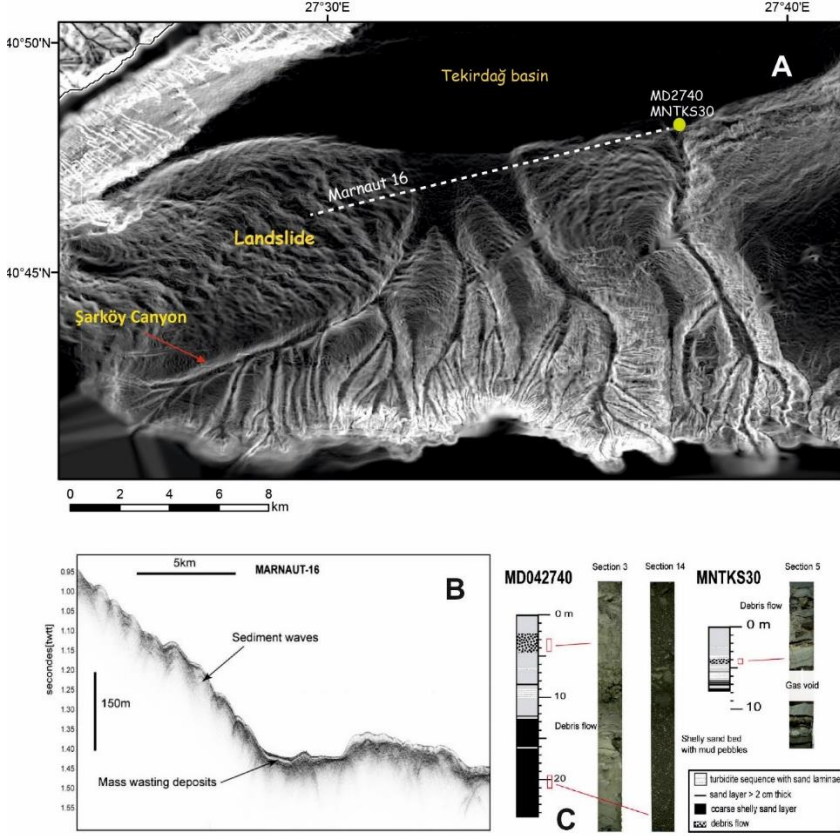
Kuzey İmralı Kanyonu'nun üst çığırının Kuzey İmralı Fayı tarafından enine kesilmesine karşın, gerek sismik ve gerekse batimetri verilerinde kanyonun sinüzoidal morfolojisinde bir faylanma denetiminin olmadığı görülür. Bu tür sinüzoidal kanalların denizaltında türbidit akıntıları ile oluştuğu konusunda fikir birliği vardır (örneğin, Wynn ve diğ. 2007; Huang ve diğ. 2012). Kuzey İmralı Kanyonu, büyük olasılıkla buzul çağlarında su seviyesinin (ve taban seviyesinin) düştüğü ve şelfin su düzeyi üstünde kaldığı dönemlerde, çökel yüklü Kocasu Nehri su girdisinin ve buna bağlı türbidit akıntıların erozyonu ile oluşmuştur. Bu dönemlerde, şelfi doğrudan geçerek su ve çökel yükünü şelf kenarı ve üst yamaca boşaltan akarsuyun, eğimi yüksek kıtasal yamaçta önemli bir erozyon gücü ve türbidit akıntı oluşturma kapasitesi bulunduğu düşünülmektedir.

Şarköy Kanyonu ve Tekirdağ Havzası güneybatısındaki diğer kanyonlar

Tekirdağ Havzası'nın güneybatı yamacında, Marmara Adası kuzeyindeki bu kanyonlar yamaç-yukarı şelf kenarına doğru artan sayıda kollara ayrılır (Şekil 4A). Kanyonların üst çığırılarının düz ve dallanma göstermelerine karşın, alt çığırılar kıvrımlıdır. Şarköy Kanyonu ile doğusundaki iki kanyon birleşerek 1100 m su derinliğinde Tekirdağ Havzası'na 5 km genişliğinde tek bir kanal olarak ulaşır (Şekil 4A, B). Kanyonları kesen sismik Chirp profilleri ve kanyon ağızlarından alınan karotlar kaba kakılı kumdan oluşan çökel-akma birikintilerinin (debris flow deposits) varlığını gösterir (Şekil 4B, C; Zitter ve diğ. 2012). En genç çökel-akma kütlesi, Marmara Denizi'nde son 12.6 bin yıldan beri çökelen denizel birim içerisinde bulunur (Çağatay ve diğ. 2015b).

Şarköy Kanyonu'nun batısında 80 km²'lik bir alan kaplayan Ganos heyelan karmaşığı oluşturmaktadır (Zitter ve diğ. 2012). Bu heyelan alanı dalgalı bir yüzeye sahiptir ve yukarı doğru yamaç (şev) kaymaları (retrogressive slope

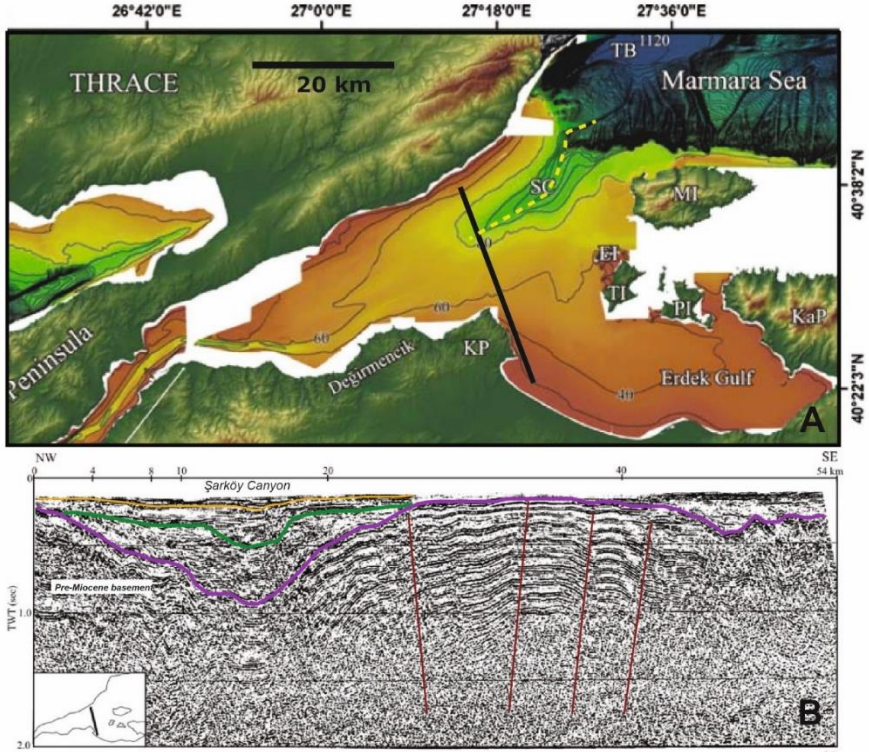
failures) gösterir (Şekil 4A, B). Dalgalanmaların yönü yamaç eğimine diktir. Bu durum, yamaç aşağı çökel kayması, creep ve/veya yanal çökel yayılması (lateral spreading) gibi yumuşak çökel deformasyonu gibi süreçlere işaret etmektedir.



Şekil 4. (A) Tekirdağ Havzası güney yamacında, Marmara Adası kuzeyindeki kanyonların yamaç-eğim değişimi (slope gradient) haritasındaki görünümü. Bu haritada Şarköy Kanyonu ve yanal atımlı Ganos Fayını üzerleyen Ganos Heyelan Karmaşığı da (Landslide Complex) görülmektedir. Harita alanının konumu için Bakınız Şekil 1. (B) Kanyonların ağzını ve Ganos Heyelanını (landslide) kesen sismik (Chirp) kesit. Kesitte kütle akmaları (mass wasting deposits) saydam yansıma fasiyes özelliği göstermektedir. (C) Kanyon ağzlarında alınmış karotların litolojik logları. Karotlar çökel akma (debris flow) birimleri içermektedir (Zitter ve diğ. 2012’den değiştirilerek alınmıştır).

50 km-uzunluğundaki Şarköy Kanyonu, Çanakkale Boğazı’nın Marmara Denizi çıkışında ~60 m-derinliğindeki kanal ile birleşir ve yamacı keserek Tekirdağ Havzası’nın 1100 m derinliğindeki güneybatı köşesine ulaşır (Şekil 1, 5A). Bu kanyon Akdeniz’in tuzlu ve oksijenli sularını Tekirdağ Havzası’na ileten önemli bir kanaldır. Kanyonun ağzı KAF’ın önemli bir segmentini oluşturan Ganos Fayı

tarafından ve yukarı kesimleri ise Ganos Fayı'ndan dallanan ve ters-fay bileşeni olan doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmiştir (Şekil 5B). Kanyonun ağzına yakın alt çığırı, Ganos Heyelanı örtüsü üzerinde gelişmiştir (Zitter ve diğ. 2012). Kanyon ~400 m su derinliğinde kuzeydoğuya doğru bükülür, Ganos Heyelanının batı kenarını takip ederek, sonrasında kuzey-kuzeydoğuya yönelir (Şekil 5A).



Şekil 5. (A) Şarköy Kanyonu ve çevresinin sayısal yükseklik modeli-batimetri haritası (Göktaşan ve diğ. 2010'den değiştirilerek alınmıştır). Haritanın yeri için bakınız Şekil 1. (B) Şarköy Kanyonu'nu kesen çok kanallı sismik profil (Ergin ve diğ. 2007). Kesitte görülen stratigrafik mor ve yeşil çizgiler arasındaki stratigrafik birim olasılıkla Erken Pliyosen yaşlı olup, mor renkli Messiniyen aşınma yüzeyini üzerlemektedir.

Ganos Heyelan Karmaşığı, normal ve yanal-atım özellikli yoğun bir mikrosismik (küçük deprem) etkinlik gösterir (Örgülü 2011). Bu sismisite özelliği, KD-GB yönlü bir genişlemenin ve Ganos Heyelan Karmaşığı'nın kuzeydoğuya eğimli bir sıyrılma (detachment) fayı boyunca hareketinin göstergesi olarak yorumlanmıştır (Zitter ve diğ. 2012). Kanyonun üst çığırlarında yüksek çözünürlüklü batimetri verilerinin bulunmaması kanyonun ayrıntılı morfolojik analizini engellemektedir. Ancak, sismic yansıma verileri Çanakkale Boğazına yakın üst çığırında kanyonun

U-profiline, buna karşın Tekirdağ Havzası'na yakın aşağı çıkırında ise V-profiline sahip olduğunu göstermektedir (Ergin ve diğ. 2007). Sismik veriler aynı zamanda kanyon kanalinin doğu ve batı kenarları boyunca kütle kayma, kırılma ve dökülme yapılarının varlığına da işaret etmektedir.

Kanyon talveği 2.5-3 m kalınlığında Holosen yaşlı (son 11.7 bin yıl) çok az kum içeren mil ve kilden oluşan çamurla kaplıdır (Ergin ve diğ. 2007). Bu Holosen çökel istifi yılda 0.20-0.25 mm çökelme hızıyla birikmiştir. Kanyon içerisindeki ortalama tane boyu kanyonda su derinliği ile bir artış gösterir. Bu da olasılıkla yamaç aşağı derinliğin ve kanal genişliğinin artması ile akıntı hızının azaldığının göstergesidir (Ergin ve diğ. 1991). Kanyonun ağzına yakın dış kısımlardan alınan karotlarda yüzeyde % 55'e varan kum ve çakıl görülmüştür (Ergin ve diğ. 1991). Kaba-taneli bu yüzey çökelileri pelecypod, gastropod, foraminifer, ostracod, echinoid, bryozoa ve mercan algleri içermektedir.

Marmara Denizi içinde çok kanallı sismik ve karadaki stratigrafik veriler, Şarköy Kanyonu ve Çanakkale Boğazı'nın jeolojik evriminin olasılıkla Akdeniz'in kurduğu ve sonrasında tekrar dolduğu geç Messiniyen-Pliyosene (~6 ile 5 Myıl öncesine) değin uzanmaktadır (Lofi ve diğ. 2005; Çağatay ve diğ. 2006; Melinte-Dobrinescu ve diğ. 2009) (Şekil 5B). Pliyosenden (5.33-2.56 Myılları arası) başlayarak KAF, bir levha sınırı oluşturarak, yanal-atımlı fay olarak çalışmaya başlamış ve genel olarak Marmara'da özel olarak da Şarköy Kanyonu civarında kuvvetli deformasyonlara neden olmuştur (Okay ve diğ. 1999; Seeber ve diğ. 2004; Armijo ve diğ. 2000; Şengör ve diğ. 2005; Çağatay ve Uçarkuş 2019) (Şekil 5B). Bu deformasyonun en önemli verisi deniz seviyesinin ~1000 m üzerine ulaşan ve Ganos sıkışmalı fay bükümünde oluşmuş Ganos Dağı yükselimidir (Okay ve diğ. 1999). Pliyosenden sonra Kuvaternerde buzullaşmaya bağlı küresel deniz seviyesi değişimleri Şarköy Kanyonu'nun morfolojisini önemli ölçüde değiştirmiştir. Özellikle buzul dönemlerinde Marmara Denizi'nin şelf ve üst yamaç alanları su düzeyi üstünde kalarak aşınmaya (erozyona) uğramış ve kanyon içerisindeki aşınma ve çökelme süreçleri hızlanmıştır. Hızlanan bu süreçlerin kayıtları, sıklıkla oluşan çok sayıda denizaltı heyelanları, kütle akımları ve türbidit akıntı çökel birimleri olarak, kanyon ağızlarından ve derin havzalardan alınan karotlarda görülmüştür (Beck ve diğ. 2006; Görür ve Çağatay 2010; Zitter ve diğ. 2012; Grall ve diğ. 2013; McHugh ve diğ. 2014) (Şekil 4C).

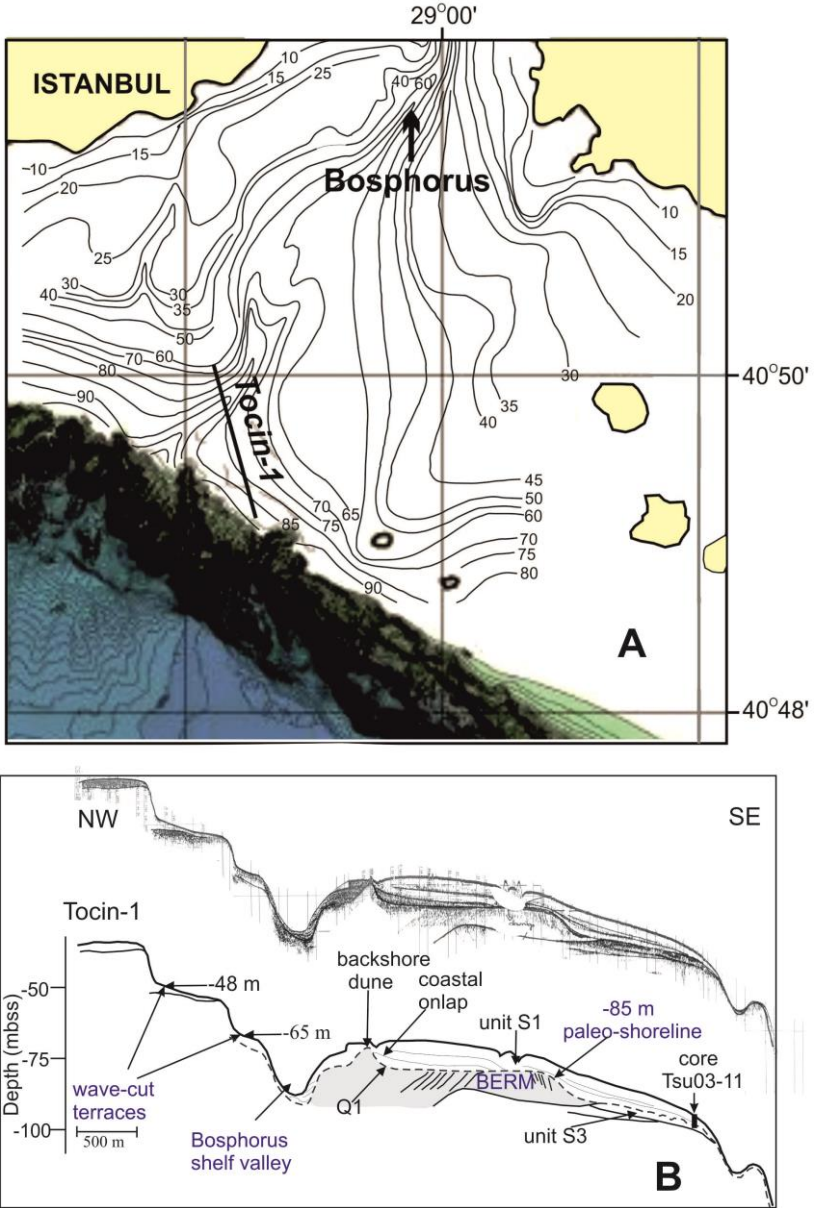
Son Buzul Maksimum (Last Glacial Maximum, LGM) dönemi ve sonrasında (22-12.6 bin yılları arası) Marmara Denizi'nin göl olduğu ve su seviyesinin bugünkünden 85 ile 110 m daha düşük olduğu, karot ve sismik verilerle saptanmıştır (Aksu ve diğ. 1999; Çağatay ve diğ. 2000; Eriş ve diğ. 2011) (Şekil 6A). Örneğin, -85 m'de saptanan eski kıyı çizgisi 12.6 bin yıl öncesinde göl/deniz geçişi sırasındaki su seviyesini göstermektedir (Çağatay ve diğ. 2003, 2009; Eriş ve diğ. 2011). Erozyon ve çökel taşınımı gibi yüksek kanyon etkinliği, Şarköy Kanyonu'nda da Marmara Denizi'nin göl olduğu düşük su seviyesi ve göl/deniz geçişi dönemlerinde olmuştur (Zitter ve diğ. 2012; Grall ve diğ. 2013, 2014).

İstanbul Boğazı Kanyonu

İstanbul Boğazı kanalı, Kadıköy-Sarayburnu açıklarında şelf üzerinde güneye bir şelf vadisi şeklinde devam eder ve Çınarcık Havzası'nın sarp yamacı üzerindeki İstanbul Boğazı Kanyonu ile birleşir (Şekil 1 ve 6A). İstanbul Boğazı şelf vadisi sinüzoidal ve geniş kavislidir ve İstanbul Boğazı Kanyonu'na ~70 m su derinliğinde dış şelf alanında birleşir. İç ve orta şelf alanlarında şelf vadisi içerisinde erken Holosen yaşlı kanal-set (levee) karmaşığı bulunur (Eriş ve diğ. 2007). İstanbul Boğazı Kanyonu ile birleştiği yer, yakın bölgede şelf kanalı enine U-profilini gösterir ve yamaçlarında eski deniz seviyesi ve kıyı çizgilerini gösteren, -48 m ve -65 m'de dalga aşınması ile oluşmuş teraslar ve -85 m'de kum seti (berm) bulundurulur (Şekil 6B). -85 m'deki kum seti ~12.6 bin yıl öncesi kıyı çizgisine aittir. Bu kıyı çizgisi Holosen yaşlı transgressive çamur tabakası ile örtülmüştür (Eriş ve diğ. 2011).

İstanbul Boğazı Kanyonu, oldukça eğimli (20-29°) olan Çınarcık Havzası'nın kuzey yamacında konumlanmıştır. Bu kanyon, tuzlu Akdeniz sularının İstanbul Boğazı'na ve oradan da Karadeniz'e alt akıntı olarak iletilmesinde önemli bir rol oynar. Kanyon, güneye Çınarcık Havzası'nın ~ -1250 derinliklerine doğru dereceli olarak genişler. Kanyonun talveği boyunca yüzey çökelleri çoğunlukla yaklaşık eşit miktarda kil ve mil boyutu içeren çamurdan ve çok lokal olarak da çakıllı çamurdan oluşmaktadır (Ergin ve diğ. 1991). Buralarda çakıllar bivalve kavkı ve kavkı parçalarından oluşmuştur. Çökellerin tane boyu kanyon kanalı boyunca derine doğru inceler ve kil-boyutu malzemenin oranı artar. Bu tane-boyu değişimi, kuzey yönlü Akdeniz suyu akıntısının İstanbul Boğazı'na yaklaştıkça artan akıntı şiddetine işaret eder. Kanyon çökellerinde karbonat kavkı miktarı su derinliği arttıkça azalma gösterir. Biyojen karbonatlar, mercan algleri, pelecypod, gastropod, echinoid, bryozoa ve foraminiferden oluşmaktadır (Ergin ve diğ. 1991). Su derinliğinin 70 m'den derin kanyon bölümlerinde, daha çok pelecypod-foraminifer yoğunluğu izlenir.

Fay kontrolünün pek belirgin olmamasına ve oluşum yaşının tam bilinmemesine karşın, İstanbul Boğazı Kanyonu büyük olasılıkla Şarköy Kanyonu'na benzer şekilde oluşmuştur. Bununla birlikte İstanbul şelf vadisinin batı ve doğu yakasında sismik yansıma verilerinde BKB-DGD yönlü gerilmeli faylar gözlenmiş (Çağatay ve diğ. 2009; Görür ve Çağatay 2010) ve İstanbul Boğazı kanalının fay kontrollü bir akarsu şeklinde geliştiği öne sürülmüştür (Yılmaz ve Sakıncı 1990; Gökaşan ve diğ. 1997; Şengör 2011).



Şekil 6. (A) İstanbul Boğazı Kanyonu ve onun şelfte devamını oluşturan İstanbul Şelf Vadisi'nin batimetri haritası. (B) İstanbul Kanyonu ve İstanbul Şelf Vadisi'nin birleştiği alanı kesen sismik yansıma profili. Profilde -48 ve -65 m'de dalga-aşım terasları ile -85 m'de 13-12 bin yıl önce oluşmuş plaj kum seti (berm) şeklindeki kıyı çizgileri görülmektedir (Eriş ve diğ. 2007, 2011'den değiştirilerek alınmıştır).

Marmara “Gölü’nün” son buzul çağının ısınma dönemlerinde eriyen buzul suları ile beslenen Karadeniz’den bol tatlı su akışına uğradığı bilinmektedir (Chepalyga 2007; Bahr ve diğ. 2007; Çağatay ve diğ. 2015b). Karadeniz’den gelen bu akışlar görece yakın geçmişte, 3. İzotop döneminin Dansgaard-Oeschger (D-O) olayları ve 16-15 bin yıllarındaki buzul erime döneminde olmuştur. Karadeniz’den gelen kuvvetli akıntıların İstanbul Boğazı kanalında, Marmara’daki şelf vadisinde ve İstanbul Boğazı Kanyonu’nda büyük kazımalara neden olduğu düşünülmektedir. Şelf kanalı içerisinde görülen kanal-set karmaşığı günümüzden 11-10 bin yıl önce Karadeniz’den gelen benzer kuvvetli bir akıntı ile oluşmuştur (Eriş ve diğ. 2007). Ancak bu son akıntının oluşum zamanı tartışmalıdır (Hiscott ve diğ. 2008; Eriş ve diğ. 2008; Aksu ve diğ. 2016).

Sonuçlar

Marmara Denizi’nin kanyonları, Pliyosen’de başlayan ve Kuvaterner’de devam eden tektonik ve aşınma süreçleri sonucu oluşmuştur. Bu dönemde Marmara Denizi’nde derin çukurluklar oluşurken, havzanın kenarları yükselmiş ve sarp kıtasal yamaçlar erozyona uğramıştır. İzmit, Şarköy ve olasılıkla İstanbul Boğazı Kanyonu gibi kanyonlar başlangıçta doğrudan fay kontrollü oluşmuştur. Ancak bunların gelişimi iklim döngülerine bağlı deniz/göl seviyesi değişimlerinden kuvvetli bir şekilde etkilemiştir. Şarköy ve İstanbul Boğazı kanyonları Çanakkale ve İstanbul Boğazı’nın Marmara Denizi’ndeki devamını oluşturmakta ve Akdeniz ve Karadeniz arasındaki bazen iki yönlü bazen de tek yönlü su kütlelerini komşu denizlere transferini sağlamıştır. Bu boğaz kanyonları, özellikle Kuvaterner buzul çağlarının ılıman dönemlerinde kuvvetli akıntılarla bol suların transferi sırasında aşınma; buna karşın akıntının sönümlendiği zamanlarda çökeltme süreçleri geçirmiştir. Sinüslü (menderes-görünümlü) bir kanala sahip Kuzey İmralı Kanyonu büyük olasılıkla Kocasu Nehri’nin güney şelfi üzerindeki devamında türbidit akıntılarının neden olduğu aşınma ile oluşmuştur. Kanyon içerisindeki kütle hareketleri ve bol çökel yüklü türbidit akıntıları, özellikle düşük deniz/göl seviyesi ve deniz/göl geçişi dönemlerinde daha sık ve etkili olmuştur.

Katkı Belirtme

Bu makale büyük ölçüde; “Çağatay, M.N., Uçarkuş, G., Eriş, K.K., Henry, P., Gasperini, L., Polonia, P., 2015. Submarine canyons of the Sea of Marmara. In CIESM Monograph 47 [F. Briand ed.] Submarine canyon dynamics in the Mediterranean and tributary seas- An integrated geological, oceanographic and biological perspective, pp. 123-135. CIESM Publisher, Monaco” olarak yayınlanmış makalenin tercümesidir.

Makalede kullanılan veriler son 20 yıl içerisinde R/V Lé Suroit, L’Atlante, Marion Dufresne, Urania, MTA Seismic-1 and Par Quoi Pas? ve insanlı araştırma denizaltısı Nautila ve insansız Victor 6000 aracı (ROV) ile elde edilmiştir. Yazarlar bu gemilerin ve Nautila’nın kaptan, mürettebat ve pilotlarına teşekkür eder.

Referanslar

Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Gillespie, H., Abrojano, T., Yaşar, D. (2002) Last glacial-Holocene paleoceanography of the Black Sea and Marmara Sea: stable isotopic, foraminiferal and coccolith evidence. *Marine Geology* 190: 119-149.

Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Yaltırak, C. (2016) Early Holocene age and provenance of a mid-shelf delta lobe south of the Strait of Bosphorus, Turkey, and its link to vigorous Black Sea outflow. *Marine Geology* 380: 113-137.

Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Yaşar, D. (1999) Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor. *Marine Geology* 153: 275-302.

Ambraseys, N.N. (2002) The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92: 1-18.

Ambraseys, N.N. (2004) Revised earthquake catalog for the period 1500 to present, Reports of the “REL.I.E.F.” E.U. project (EVG1-CT-2002-00069), deliv. 16, ss. 29-60.

Ambraseys, C., Finkel, F. (1991) Long term seismicity of the Istanbul and of the Marmara Sea region. *Terra Nova* 3: 527-539.

Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A. (2000) Westward propagation of North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics: reply. *Geology* 28: 188-189.

Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Mercier de Lepinay, B., Uçarkus, G., Malavieille, J., Dominguez, S., Gustcher, M-A., Beck, C., Çağatay, N., Çakir, Z., İmren, C., Kadir, E., Natalin, B., and MARMARASCARPS cruise party (2005) Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochem, Geophys, Geosyst* 6: 1-29.

Bahr, A., Lamy, F., Arz, H.W., Major, C.O., Kwiecien, O., Wefer, G. (2007) Abrupt changes of temperature and water chemistry in the late Pleistocene and early Holocene Black Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9: Q01004 doi: <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001683>.

Bécel, A., Laigle, M., de Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., Yolsal-Cevikbilen, S., Shimamura, H. (2010) North Marmara trough architecture of basin infill, basement and faults, from PSDM reflection and OBS refraction seismics. *Tectonophysics* 490(1-2): 1-14.

Beck, C., Mercier de Lépinay, B., Schneider, J-L., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbauma, E., Boutareaud, S., Ménot-Combes, G., Schmidt, S., Olivier, W., Kadir Eris, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., Gutcher, M-A., and the MARMACORE Cruise Party, Turon, J.-L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Gallet, Y., Bouquerel, H., Gorur, N., Gervais, A., Castera, M.-H., Londeix, L., Rességuier, A. de, Jaouen, A. (2006) Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology* 199: 65-89.

Beşiktepe, Ş.T., Sur, İ.H., Özsoy, E., Abdul Latif, M., Oğuz, T., Ünlüata, Ü. (1994) The circulation and hydrography of the Marmara Sea. *Progress in Oceanography* 34: 285-334.

Çağatay, M.N., Eriş, K.K, Makaroğlu, Ö., Yakupoğlu, N., Henry, P., Leroy, S.A.G., Uçarkus, G., Sakınç, M., Yalamaz, B., Bozyiğit, C., Kende, J. (2019) The Sea of Marmara during Marine Isotope Stages 5 and 6. *Quaternary Science Reviews* 220: 124-141.

Çağatay, M.N., Eriş, K., Ryan, W.B.F., Sancar, Ü., Polonia, A., Akçer, S., Biltekin, D., Gasperini, L., Görür, N., Lericolais, G., Bard, E. (2009) Late Pliocene-Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara. *Marine Geology* 265: 87-100.

Çağatay, M.N, Görür, N., Algan, A., Eastoe, C.J., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kuşçu, İ. (2000) Late Glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Sea. *Marine Geology* 167: 191-206.

Çağatay, M.N., Görür, N., Flecker, R., Sakınç, M., Tünoğlu, C., Ellam, R., Krijgsman, W., Vincent, S., Dikbaş, A. (2006) Paratethyan – Mediterranean connectivity in the Sea of Marmara region (NW Turkey) during the Messinian. *Sedimentary Geology* 188-189: 171-188.

Çağatay, M.N., Görür, N., Polonia, A., Demirbağ, E., Sakınç, M., Cormier, M.-H., Capotondi, L., McHugh, C., Emre, Ö., Eriş, K. (2003) Sea level changes and depositional environments in the İzmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late glacial-Holocene period. *Marine Geology* 202: 159-173.

Çağatay, M.N., Uçarkuş, G. (2019) Morphotectonics of the Sea of Marmara: basins and highs on the North Anatolian continental transform plate boundary. In: Transform Plate Boundaries and Fracture Zones, (ed., Duarte, J.), Elsevier, doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-812064-4.00016-5>.

Çağatay, M.N., Uçarkuş, G., Eriş, K.K., Henry, P., Gasperini, L., Polonia, P., (2015a) Submarine canyons of the Sea of Marmara. In: CIESM Monograph 47, Submarine Canyon Dynamics in the Mediterranean and Tributary Seas- An Integrated Geological, Oceanographic and Biological Perspective, (ed., Briand, F.), CIESM Publisher, Monaco, pp. 123- 135.

Çağatay, M.N., Wulf, S., Guichard, F., Özmaral, A., Henry, P., Gasperini, L. (2015b) Tephra record from the Sea of Marmara for the last 71 ka and its paleoceanographic implications. *Marine Geology* 361: 96-110.

Çakır, Z., de Chabalier, J.B., Armijo, R., Meyer, B., Barka, A.A., Peltzer, G. (2003) Coseismic and early post-seismic slip associated with the 1999 İzmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations. *Geophys J Int* 155: 93-110.

Canals, M., Puig, P., de Madron, X.D., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., (2006) Flushing submarine canyons. *Nature* 444: 354-357.

Ceramicola, S., Amaro, T., Ambias, D., Çağatay, N., Carniel, S., Chiocci, F.L., Fabri, M.C., Gamberi, F., Harris, P., Lo Iacono, C., Jipa, D., Kontoyiannis, H., Krastel, S., Mascle, J., Puig, P., Vázquez, J.T., Briand, F. (2015) In: Submarine canyon dynamics - Executive Summary, CIESM Monograph 47, (ed., Briand, F.) Submarine canyon dynamics in the Mediterranean and tributary seas - An Integrated Geological, Oceanographic and Biological Perspective, CIESM Publisher, Monaco, pp. 7 – 20.

Chepalyga, A.L. (2007) The late glacial great flood in the Ponto-Caspian Basin. In: The Black Sea Flood Question, (eds., Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Dolukhanov, P.M.), Springer, The Netherlands, pp. 119-148.

Chiggiato, J., Jarosz, E., Book, J.W., Dykes, J., Torrisi, L., Poulain, P-M., Gerin, R., Horstmann, J., Besiktepe, S. (2012) Dynamics of the circulation in the Sea of Marmara: numerical modeling experiments and observations from the Turkish straits system experiment. *Ocean Dyn* 62(1): 139-159.

CIESM (2015) Submarine canyon dynamics - Executive Summary. In: CIESM Monograph 47, Submarine Canyon Dynamics in the Mediterranean and Tributary Seas - an Integrated Geological, Oceanographic and Biological Perspective, (ed., Briand, F.), CIESM Publisher, Monaco, pp. 7-20.

EİE (1993) Elektrik İşleri Etüd İdaresi Genel Müdürlüğü, Türkiye akarsularında sediment gözlemleri ve sediment taşınım miktarları. Publication No: 93-59, Ankara.

Ergin, M., Bodur, M.N., Ediger, V. (1991) Distribution of surficial shelf sediments in the northeastern and southwestern parts of the Sea of Marmara: strait and canyon regimes of the Dardanelles and Bosphorus. *Marine Geology* 96: 313-340.

Ergin, M., Kazancı, N., Varol, B., Ileri, Ö., Karadenizli, L. (1997) Sea-level changes and related depositional environments on the southern Marmara shelf. *Mar Geol* 140: 391-403.

Ergin, M., Uluadam, E., Sarıkavak, K., Keskin, Ş., Gökaşan, E., Tur, H. (2007) Late quaternary sedimentation and tectonics in the submarine Sarköy Canyon, western Marmara Sea (Turkey). In: The Geodynamics of the Aegean and Anatolia, (eds., Taymaz, T., Yılmaz, Y., Dilek, Y.), Geological Society, London, Special Publications, 291: 231-257.

Eriş, K.K., Çağatay, M.N., Akçer, S., Gasperini, G., Mart, Y. (2011) Late glacial to Holocene sea-level changes in the Sea of Marmara: new evidence from high-resolution seismics and core studies. *Geo-Marine Lett* 31(1): 1-18.

Eriş, K.K., Ryan, W.B.F., Çağatay, M.N., Lericolais, G., Sancar, Ü., Menot, G., Bard, E. (2008) Reply to Comment on "The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of Istanbul" by Hiscott *et al.*, *Marine Geology*, 248: 228-236. *Marine Geology* doi:10.1016/j.margeo.2008.04.005

Eriş, K., Ryan, W.B.F., Çağatay, M.N., Sancar, U., Lericolais, G., Menot, G., Bard, E. (2007) Timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of Istanbul. *Marine Geology* 243: 57-76.

Gasperini, L., Polonia, L., Bortoluzzi, G., Henry, P., Le Pichon, X., Tryon, M., Çağatay, N., Géli, L. (2011) How far did the surface rupture of the 1999 İzmit

earthquake reach in Sea of Marmara? *Tectonics* 30(1), doi: 10.1029/2010TC002726.

Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Ecevitoglu, B., Şimşek, M., Yüce, H., (1997) On the origin of the Bosphorus. *Marine Geology* 140: 183-199.

Gökaşan, E., Tur, H., Ergin, M., Görüm, T., Batuk, F.G., Sağcı, N., M., Özyalvaç, M., Sur, Ustaömer, T., Emem, O., 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 Letters* 30: 113-131.

Görür, N., Çağatay, M.N. (2010) Geohazards rooted from the northern margin of the Sea of Marmara since the late Pleistocene: a review of recent results. *Natural Hazards* 54(2): 583-603.

Görür, N., Çağatay, M.N., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltrak, C., Tchpalyga, A. (1997) Origin of the Sea of Marmara from neogene to quaternary paleogeographic evolution of its frame. *International Geology Review* 39: 342-352.

Grall, C., Henry, P., Tezcan, D., Lépinay, B.M.D., Bécel, A., Géli, L., Rudkiewicz, J.L., Zitter, T., Harmégnies, F. (2012) Heat flow in the sea of Marmara Central Basin, possible implications for the tectonic evolution of the North Anatolian fault. *Geology* 40(1): 3-6.

Grall, C., Henry, P., Thomas, Y., Westbrook, G.K., Çağatay, M.N., Marsset, B., Saritas, H., Cifci, G., Geli, L. (2013) Slip rate estimation along the western segment of the Main Marmara Fault over the last 405-490 ka by correlating mass transport deposits. *Tectonics* 32(6), doi: 10.1002/2012TC00325.

Grall, C., Henry, P., Westbrook, G.K., Çağatay, M.N., Thomas, Y., Marsset, B., Borschneck, D., Saritas, H., Cifçi, G., Géli, L. (2014) Mass Transport Deposits Periodicity Related to Glacial Cycles and Marine-Lacustrine Transitions on a Ponded Basin of the Sea of Marmara (Turkey) Over the Last 500 ka. In: Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research 37, (eds., Krastel, S., Behrmann, J-H., Völker, D., Stipp, M., Berndt, C., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M., Harbitz, C.B.) Chapter 53, Springer International Publishing Switzerland, pp. 595-603.

Hiscott, R.N., Aksu, A.E., Mudie, P.J. (2008) Comment on “The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of İstanbul” by Eriş *et al.*, Mar. Geol. 243, 57–76. *Mar Geol* 248: 228-236.

Huang, H., Imran, J., Pirmez, C. (2012) The depositional characteristics of turbidity currents in submarine sinuous channels. *Marine Geology* 329-331: 93-102.

Laursen, J., Normark, W.R. (2002) Late Quaternary evolution of the San Antonio Submarine Canyon in the central Chile forearc (~33°S). *Mar Geol* 188(3-4): 365-390.

Le Pichon X, İmren C, Rangin C, Şengör AMC, Siyako M (2014). The South Marmara Fault. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 103: 219-231.

Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., Imren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., de Lepinay, B.M., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B. (2001) The active main Marmara fault: Comparative anatomy of a continental transform fault in a marine setting. *Earth and Planet Sci Letters* 192: 595-616.

Lewis, K.B., Barnes, P.M. (1999) Kaikoura Canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel. *Mar Geol* 162(1): 39-69.

Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S. (2005) Erosional processes and paleo-environmental changes in the western gulf of Lion (SW France) during the Messinian salinity crisis. *Marine Geology* 217: 1-30.

McClusky, S., Bassalanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K. Hans-Gert, H.G., Karstens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Relinger, R., Şanlı, İ., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G. (2002) Global Positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, 2002. *Journal of Geophysical Research* 105(B3): 5695-5719.

McHugh, C.M.G., Braudy, N., Çağatay, M.N., Sorlien, C., Cormier, M-H., Seeber, S., Henry, P. (2014) Seafloor fault ruptures along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey: link with the adjacent Basin turbidite record. *Marine Geology* 353(2014): 65-83.

Melinte-Dobrinescu, M.C., Suc, J-P., Clauzon, G., Popescu, S-M., Armijo, R., Meyer, B., Biltekin, D., Çağatay, M.N., Uçarkuş, G., "el Jouannic, G., Fauquette, S., Çakir, Z. (2009) The Messinian salinity crisis in the Dardanelles region: Chronostratigraphic constraints. *Paleogeography, Paleooceanography, Paleoclimatology* 278: 24-39.

Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., Pettinga, J.R. (2009) Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology* 260: 45-68.

Okay, A.I., Demirbag, E., Kurt, H., Okay, N., Kuşçu, I. (1999) An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics* 18: 129-147.

Örgülü, G. (2011) Seismicity and source parameterse for small-scale eathquakes along the splays of the North Anatolian Fault (NAF) in the Marmara Sea. *Geophysical Journal International* 184(1): 385-404.

Özeren, M.S., Çağatay, M.N., Postacıoğlu, N., Şengör, A.M.C., Görür, N., Eriş, K. (2010) Mathematical modelling of a potential tsunami associated with a late glacial submarine landslide in the Sea of Marmara. *Geo-Mar Lett* 30: 523-539.

Piper, D.J.W., Normark, W.R. (2009) Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: A marine geology perspective. *Journal of Sedimentary Research* 79: 347-362.

Seeber, L., Emre, O., Cormier, M.H., Sorlien, C.C., McHugh, C.M.G., Polonia, A., Ozer, N., Çağatay, N. (2004) Uplift and subsidence from oblique slip: the Ganos-Marmara bend of the North Anatolian Transform, western Turkey. *Tectonophysics* 391(1-4): 239-258.

Şengör, A.M.C. (2011) İstanbul Boğazı niçin Boğaziçinde açılmıştır? Fiziki Coğrafya Araştırmaları; Sentez ve Bölgesel, TCK Yayınları, No:3, 1-51, İstanbul.

Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu F. (1985) Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation, (eds., Biddle, K.D., Christie-Blick, N.). SEPM Spec. Publ.17, pp. 227-264.

Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınc, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C. (2005) The North Anatolian Fault: A new look. *Ann Rev Earth Planet Sci* 33: 1-75.

Straub, C., Kahle, H.-G. (1997) Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from repeated GPS measurements, in Active tectonics of Northwest Anatolia. In: The Marmara Poly-project. Schindler, C. and Pfister, M. (eds.), Hochschulverlag AG an der ETH, Zurichh, pp. 417-447.

Vardar, D., Öztürk, K., Yaltırak, C., Alpar, B., Tur, H. (2014) Late Pleistocene-Holocene evolution of the southern Marmara shelf and sub-basins: middle strand

of the North Anatolian fault, southern Marmara Sea, Turkey. *Mar Geophys Res* 35: 69-85.

Vetter, E.W., Dayton, P.K. (1999) Organic enrichment by macrophyte detritus, and abundance patterns of megafaunal populations in submarine canyons. *Marine Ecology Progress Series* 186: 137-148.

Würtz, M. (Ed) (2012) Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance. Published by IUCN, Gland, Switzerland and Málaga, Spain. 192 p.

Wynn, R.B., Cronin, B.T., Peakall, J. (2007) Sinuous deep water channels: genesis, geometry and architecture. *Marine and Petroleum Geology* 24: 341-387.

Yaltırak, C., Sakınç, M., Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Galleb, B., Ülgen, U.B. (2002) Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variation. *Marine Geology* 190: 283-305.

Yılmaz, Y., Sakınç, M. (1990) İstanbul Boğazı'nın jeolojik gelişimi üzerine düşünceler. In: İstanbul Boğazı ve Haliç'in Geç Kuvaterner Dip Torulları (ed., Meriç, E.), İstanbul Technical University, İstanbul, ss. 99-105.

Zitter, T.A.C., Grall, C., Henry, P., Özeren, M.S., Çağatay, M.N., Şengör, A.M.C., Gasperini, L., Mercier de Lépinay, B., Géli, L. (2012) Distribution, morphology and triggers of submarine mass wasting in the Sea of Marmara. *Marine Geology* 329-331: 58-74.

