

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**MARMARA DENİZİ'NDE KARBONAT KABUK VE BACALARININ
ORTAM VE OLUŞUM KOŞULLARININ ARAŞTIRILMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Güliz YILDIZ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

ARALIK 2016

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**MARMARA DENİZİ'NDE KARBONAT KABUK VE BACALARININ
ORTAM VE OLUŞUM KOŞULLARININ ARAŞTIRILMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Güliz YILDIZ
(505141310)**

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. M. Namık ÇAĞATAY

ARALIK 2016

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505141310 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi Güliz YILDIZ, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı "MARMARA DENİZİ'NDE KARBONAT KABUK VE BACALARININ ORTAM VE OLUŞUM KOŞULLARININ ARAŞTIRILMASI" başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Prof. Dr. M. Namık ÇAĞATAY**

İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. Erol SARI**

İstanbul Üniversitesi

Doç. Dr. Nurgül ÇELİK BALCI

İstanbul Teknik Üniversitesi

Teslim Tarihi : **02 Aralık 2016**
Savunma Tarihi : **22 Aralık 2016**





Aileme,



ÖNSÖZ

“Marmara Denizi’nde Karbonat Kabuk ve Bacalarının Ortam ve Oluşum Koşullarının Araştırılması” isimli bu çalışma, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında 2015-2016 yılları arasında Yüksek Lisans Tez çalışması olarak hazırlanmıştır. Çalışmada Marmara Denizi’nde uzanan fay boyunca meydana gelen karbonat kabuk ve bacalarının ortam ve oluşum koşulları, denizaltı gözlemleri, duraylı izotop jeokimyası, inorganik jeokimya, mineraloji ve petrografi yöntemleri kullanılarak araştırılmıştır.

Bu çalışma “Marmara Denizi’nde Karbonat Kabuk ve Bacalarının Oluşum Ortam-Koşulları ve Mekanizmalarının Araştırılması” başlıklı “115Y471” numaralı TÜBİTAK 1002 Araştırma projesi tarafından ve İstanbul Teknik Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri, Lisansüstü Tezlerini Destekleme Programı tarafından desteklenmiştir. Bu kurumlar tarafından sağlanan destekler için çok teşekkür ederim.

Öncelikle tez çalışmamın planlanmasında ve yürütülmesinde ilgi ve desteğini esirgemeyen, engin bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım ve EMCOL ailesine katılmama sağlayan Sayın Hocam Prof. Dr. M. Namık ÇAĞATAY’a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Marmara Denizi örnekleme çalışmaları için Marnaut ve Marsite seferleri bilimsel takımına, RVs L’Atalante ve Pouquoi Pas? ve Nautilite insanlı denizaltısı ve ROV Victor 6000 kaptanlarına, ekiplerine ve Marsite seferi örnekleme çalışmalarındaki yardımları için Yrd. Doç. Dr. Nazlı OLGUN KIYAK’a; taramalı elektron mikroskop kullanımındaki yardımları için İTÜ Malzeme Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi Prof. Gültekin GÖLLER ve Mühendis Hüseyin SEZER’e teşekkür ederim.

Tez çalışmamda haritaların hazırlanmasındaki yardımları için İTÜ-EMCOL ekibinden Asen SABUNCU’ya; laboratuvar çalışmalarındaki destek ve yardımları için Burak YALAMAZ, Dursun ACAR ve Nurettin YAKUPOĞLU’na teşekkür ederim.

Tez savunma jürimde yer alan hocalarım Sayın Prof. Dr. Erol SARI ve Doç. Dr. Nurgül ÇELİK BALCI’ya katkılarından dolayı teşekkür ederim. Son olarak tez çalışmam ve hayatım boyunca maddi ve manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen, varlıklarını her zaman yanımda hissettiğim ve her konuda bana güç veren canım aileme çok teşekkür ederim.

Aralık 2016

Güliz Yıldız
(Jeoloji Mühendisi)



İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖNSÖZ	vii
İÇİNDEKİLER	ix
KISALTMALAR	xi
ÇİZELGE LİSTESİ	xiii
ŞEKİL LİSTESİ	xv
ÖZET	xix
SUMMARY	xxi
1. GİRİŞ	1
1.1 Marmara Denizi'nin Oşinografisi, Morfolojisi ve Morfotektoniği	2
1.2 Marmara Denizi'nde Soğuk Akışkan Çıkışları ve Karbonat Oluşumları.....	6
1.3 Çalışmanın Konusu, Kapsamı ve Amacı.....	11
2. YÖNTEMLER	13
2.1 Denizaltı Gözlem ve Örnekleme Yöntemleri	13
2.2 Fotoğraflama ve Petrografik Ön İnceleme	13
2.3 XRD Mineralojik Analizleri	13
2.4 Taramalı Elektron Mikroskop (Scanning Electron Microscope, SEM) Analizleri	14
2.5 Duraylı Oksijen ve Karbon İzotop Analizleri	14
2.6 İndüksiyonlu Plasma-Kütle Spektrometresi-Optik Emisyon Spektrometresi (Inductively Coupled-Mass Spectrometry- Emission Spectroscopy (ICP-MS-ES) Yöntemi İle Element Analizleri	15
3. DENİZALTI GÖZLEMLERİ	17
3.1 Tekirdağ Havzası Güneydoğusu.....	18
3.2 Batı Sırtı	19
3.3 Orta Havza Doğusu	23
3.4 Orta Sırt	26
3.5 Çınarcık Havzası	27
4. BULGULAR	29
4.1 Karbonat Kabuk Ve Baca Örneklerinin Makro ve Mikro Fasiyes Tanımlamaları	29
4.1.1 Tekirdağ Havzası güneydoğu örnekleri.....	29

4.1.2 Batı Sırt örnekleri.....	32
4.1.3 Orta Havza doğu kenarı örnekleri.....	36
4.1.4 Orta Sırt örnekleri	42
4.1.5 Çınarcık Havzası güneydoğusu.....	45
4.2 Mineraloji	46
4.3 Elemental Bileşim.....	46
4.4 Duraylı İzotop Bileşimi	50
5. YORUM VE TARTIŞMA	51
5.1 Karbonat Mineral Bileşimini Kontrol Eden Faktörler.....	51
5.2 Duraylı İzotop Bileşimi ve Çözünmüş İnorganik Karbonun Kökeni	54
5.3 Otijenik Karbonatların ve Siyah İndirgenmiş Çökellerin Oluşumu	59
6. SONUÇ VE ÖNERİLER.....	63
KAYNAKLAR.....	65
ÖZGEÇMİŞ.....	75

KISALTMALAR

AMO	: Anaerobik Metan Oksidasyonu (Anaerobic Methane Oxidation)
DIC	: Çözünmüş İnorganik Karbon (Dissolved Inorganic Carbon)
EDS	: (Energy Dispersive Spectrometer)
EMCOL	: Eastern Mediterranean Centre of Oceanography and Limnology
G.Ö. (BP)	: Günümüzden Önce (Before Present)
ICP-MS-ES	: İndüksiyonlu Plasma-Kütle Spektrometresi-Optik Emisyon Spektrometresi (Mass Spectrometry and Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry and Emission Spectroscopy)
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KAFS	: Kuzey Anadolu Fay Sistemi
MS	: Kütle spektrometresi (Mass Spectrometry)
NAF	: Kuzey Anadolu Fayı (North Anatolian Fault)
NAFS	: Kuzey Anadolu Fay Sistemi (North Anatolian Fault System)
ppt	: Binde Bir (Part Per Thousand)
psu	: Pratik Tuzluluk Birimi (Practical Salinity Unit)
ROV	: Uzaktan Kumandalı Araç (Remotely Operated Vehicle)
SEM	: Taramalı Elektron Mikroskobu (Scanning Electron Microscope)
SMI	: Sülfat/Metan Arayüzeyi (Sulphate/Methane Interface)
V-PDB	: Vienna-PeeDee Belemnite Standard
V-SMOW	: Vienna-Standard Mean Ocean Water
XRD	: X-ışınları Difraksiyonu (X-Ray Diffraction)
XRF	: X-ışınları Flüoresansı (X-Ray Fluorescences)
$\delta^{13}\text{C}$: $\frac{[(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{örnek}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{V-PDB}}]}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{V-PDB}}} \times 1000$
$\delta^{18}\text{O}$: $\frac{[(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{örnek}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{V-PDB}}]}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{V-PDB}}} \times 1000$



ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 1.1	: Otijenik karbonat örneklerinin lokasyon bilgileri.....	12
Çizelge 2.1	: ICP analizlerindeki en düşük algılama (deteksiyon) limitleri.....	15
Çizelge 4.1	: Otijenik karbonat örneklerinin ICP-MS analizi sonucu elde edilen element yüzde (%) ve konsantrasyonları (ppm).....	47
Çizelge 4.2	: Otijenik karbonat kabuk ve bacalarının karbonat mineralleri ve duraylı karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ve oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$) değerleri (V-PDB).....	50
Çizelge 5.1	: Bu çalışmada yer alan ve Cremiere vd. (2012) tarafından analizi yapılmış otijenik karbonat örneklerinin lokasyon bilgileri.....	52
Çizelge 5.2	: Bu çalışmada yer alan ve Cremiere vd. (2012) tarafından analizi yapılmış otijenik karbonat kabuk ve bacalarının karbonat minerolojisi ve duraylı karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ve oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$) değerleri (V-PDB).....	56
Çizelge 5.3	: Otijenik karbonat örneklerinin ICP-MS analizi sonucu belirli elementler için elde edilen yüzde (%) ve konsantrasyonları (ppm).....	62



ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

- Şekil 1.1** : (A) Marmara Bölgesi tektonik haritası (Uçarkuş vd., 2011 tarafından değiştirilmiştir). Marmara Denizi EM300 batimetrisini içermektedir (Le Pichon vd., 2001), aktif faylar (Armijo vd., 2002) ve 1999 İzmit (kırmızı), 1999 Düzce (turuncu) ve 1912 Şarköy (Ganos) (yeşil) faylarının yüzey kırıkları gösterilmiştir (Barka vd., 2002), (B) Marmara Denizi morfotektonik haritası. Aktif faylar kırmızı çizgilerle gösterilmiştir.....**3**
- Şekil 1.2** : Marmara Denizinde 2000 (multi-beam verileri), 2007 (sonar verileri) ve 2009 (multi-beam verileri) yıllarındaki çalışmalarda izlenen gaz çıkışlarını ve yapısal özellikleri gösteren morfotektonik harita (Dupre vd., 2015).....**8**
- Şekil 3.1** : (A) Marmara Denizi morfotektonik haritası (mavi çizgiler fayları göstermektedir, Uçarkuş vd., 2011: batimetrik veriler, Le Pichon vd., 2001). Ayrıntılı morfotektonik haritalar alınan ve analiz edilen otijenik karbonat örneklerinin yerlerini göstermektedir: (B) Marmara Denizi batısı, Tekirdağ Havzası ve Batı Sırt, (C) Orta Havza, (D) Orta Sırt, (E) Çınacık Havzası.....**17**
- Şekil 3.2** : Batı Sırt orta kısmındaki çamur volkanları ve bu lokasyondan alınan otijenik karbonat örnekleri.....**18**
- Şekil 3.3** : (A) Karbonat tabakası şeklindeki DV04-CC04 örneğinin denizaltı görüntüsü, (B) tabaka kenarında tutunan mercanlar.....**19**
- Şekil 3.4** : (A) DV04-CC01 örneğinin genel denizaltı görüntüsü, (B) örnek üzerinde ve etrafında siyah sülfidli çökeller ve bazı turuncu renkte, okside olmuş kısımlar.....**19**
- Şekil 3.5** : (A) DV02-CC02 örneğinin denizaltı görüntüleri. Örnek etrafında siyah sülfidli çökelle kaplı kısımlar görülmektedir, (B) örnek karbonat tabakasından alınmıştır.....**20**
- Şekil 3.6** : Öbek öbek karbonat oluşumlarının gözlemlendiği DV02-CC03 örneğinin denizaltı görüntüsü.....**21**
- Şekil 3.7** : 1666-R1 barit örneğinin deniz altı görüntüsü.....**21**
- Şekil 3.8** : Karbonat bacasından alınan 1662-R1 örneğinin denizaltı görüntüsü...**21**
- Şekil 3.9** : Düz karbonat kabuk örtüsünün görüldüğü, çevresinde siyah sülfidli kısımların yer aldığı karbonat bacasından alınan 1662-R4 örneğinin denizaltı görüntüsü.....**22**
- Şekil 3.10** : Şekil 3.9'daki 1662-R4 nolu örnek ile çok yakın lokasyondan, karbonat kabuki örtüden alınan 1662-R5 örneğinin denizaltı görüntüsü.....**22**
- Şekil 3.11** : Etrafında karides oyuklarının görüldüğü, süngerimsi dokuya sahip karbonat kabuk oluşumundan alınan 1661-R1 örneğinin denizaltı görüntüsü.....**23**

- Şekil 3.12** : (A) 1661-R1 no'lu örnek ile aynı lokasyondan ve daha büyük boyutta alınmış 1661-R2 no'lu örneğin genel ve (B) yakınlaştırılmış denizaltı görüntüleri.....24
- Şekil 3.13** : (A) 1661-R3 örneğinin alındığı lokasyonun denizaltı görüntüsü, (B) örnek karbonatla çimentolanmış bir çamurtaşdır.....24
- Şekil 3.14** : 1661-R4 no'lu karbonat kabuğu örneğinin denizaltı görüntüsü.....25
- Şekil 3.15** : 2 metre yüksekliğindeki karbonat bacasından alınan 1661-R5 no'lu örneğin denizaltı görüntüsü.....25
- Şekil 3.16** : Çevresinde siyah sülfidli yamaların gözüktüğü 1661-R6 no'lu karbonat kabuğu örneğinin denizaltı görüntüsü.....26
- Şekil 3.17** : 1661-R7 nolu karbonat kabuğu örneğinin denizaltı görüntüsü. Örnek etrafında kahve ve siyah renkli yamalar gözükmemektedir.....26
- Şekil 3.18** : 1664-R2 örneğinin alındığı lokasyonun denizaltı görüntüsü.....27
- Şekil 3.19** : (A) DV05-CC01 karbonat örneğinin alındığı, çevresinde siyah sülfidli çökellerin görüldüğü bir karbonat tümseğinin (mound) genel ve (B) yakınlaştırılmış denizaltı görüntüleri.....28
- Şekil 3.20** : (A) Şekil 3.18'deki karbonat tümseğinin (mound) arka tarafındaki mercan kolonisinin genel ve (B) yakınlaştırılmış denizaltı görüntüleri. Bu bölgeden DV05-CORAL2 örneği alınmıştır.....28
- Şekil 4.1** : (A) Üst yüzeyi Fe-oksihidroksitler ile kiremit rengine dönüşmüş, böbreğimsi yapıdaki DV04-CC01 no'lu örneğin görünümü. (B) Örneğin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü. Boşluklar içerisinde görülen 0.5-1 mm boyunda gastropodlar.....30
- Şekil 4.2** : SEM altında DV04-CC01'in fotomikrografları. (A) Yüzeyi yer yer pürüzsüz koyu gri organik madde ile kaplı mikrit. (B) içi ve etrafı bakteri lifleri ile sarılmış yaklaşık 70 µm çapında boşluk. Boşlukların etrafı lifimsi bakteri sarılmıştır. (C) İçi pürüzsüz organik madde ile kaplı bir boşluk. (D) 10-15 µm uzunluğunda aragonit iğneleri. Pürüzsüz koyu gri alanlar EDS analizlerine göre organik maddedir (bakınız Şekil 4.3)....30
- Şekil 4.3** : Şekil 4.2C'deki pürüzsüz koyu gri alanın EDS analizi. Boşluğun içini kaplayan bu madde bol miktarda C, O ve S içermekte ve organik maddeye işaret etmektedir.....31
- Şekil 4.4** : Bol çakıllı ve karbonat çimentolu DV04-CC04 no'lu örneğin görünümü.....31
- Şekil 4.5** : DV04-CC04 no'lu örneğin binoküler mikroskop görüntüleri. (A) Yer yer görülen karbonatlaşmış, beyaz veya kahve renkte kurtçuk (serpulid) ve kurtçuk kümeleri. (B) Mikrobiyal lifimsi organik madde tarafından sarılan çakıllar.....32
- Şekil 4.6** : DV02-CC02 no'lu örneğin görünümü.....32
- Şekil 4.7** : DV02-CC02 örneğinin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü. (A) Örnek üzerinde yer yer kahve veya beyaz renkli, tırtıklı kurtçuk kabukları (serpulid) ve Fe-oksihidroksitler tarafından oluşan kiremit renginde kısımlar görülmektedir. (B) Gaz boşlukları görülmektedir ve matris mikritik karbonat ve kilden oluşmaktadır.....33
- Şekil 4.8** : (A) Bivalv kavkı yığışımından oluşan DV02-CC03 no'lu örneğin görünümü. (B) Binoküler mikroskop altında örnek üzerindeki kurtçuk kümelenmeleri.....34
- Şekil 4.9** : Boşlukların ve bivalv kavkılarının gözlemlendiği 1662-R1 örneğinin görünümü.....34

- Şekil 4.10** : 1662-R1 no'lu örneğinin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü. (A) Örnek üzerinde damar şeklinde karbonatlar ve taşlaşmış beyaz tırtıklı kurtçuklar görülmektedir. (B) Kırılmış bivalv kavkısı iğnemsî yapıda aragonitten oluşmaktadır.....**35**
- Şekil 4.11** : (A) Boşluklu ve pürüzlü, böbreğimsî yapıdaki 1662-R4 no'lu örneğin görünümü. (B) Binoküler mikroskop altında örnek üzerinde bazı kısımlarda görülen turuncu renkte oksitlenmeler ve kırılmış bivalv kabuk parçası.....**35**
- Şekil 4.12** : Boşluklu ve böbreğimsî, pürüzlü yapıdaki 1662-R5 no'lu örneğin görünümü. Örnek üzerindeki boşluklar 1662-R4 no'lu örnekten daha küçüktür (Şekil 4.11A).....**36**
- Şekil 4.13** : Binoküler mikroskop altında 1662-R5 no'lu örneğin görüntüsü. (A) Örneğin bazı kısımlarında kurtçuklar ve (B) yer yer nokta şeklinde turuncu Fe-oksihidroksit damarları görülür.....**36**
- Şekil 4.14** : Boşluklu, pürüzlü ve sinter yapılı, gri-bej renkli 1661-R1 no'lu karbonat örneğinin görünümü.....**37**
- Şekil 4.15** : 1661-R1 örneğinin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü. (A) Beyaz tüp şeklinde karbonatlaşmış kurtçuklar (polychete) ve (B) bazı kesimlerde okside olmuş yüzeyler.....**37**
- Şekil 4.16** : Örnek 1661-R1 örneğinin SEM mikrografları. (A) Örneğin boşluklu ve çubukcuklu yapısı. Çubukcuklar olasılıkla karbonatlaşmış kurtçuklardır, (B) çubukcukların aralarını dolduran karbonat taneleri ve yaklaşık 5 µm çapında bir kokolit levhacığı, (C) örnek içerisinde juvenil bir deniz kestanesi, (D) deniz kestanesi iğnesi, (E) borucuk şeklinde silisli bir kavkı (diyatom), (F) levhamsı tabakalı yapıda illit-mika.....**38**
- Şekil 4.17** : Karbonatla çimentolanmış bir çamurtaşı olan 1661-R3 örneğinin görünümü. Örnek üzerinde ve içinde karbonatlaşmış beyaz kurtçuklar ve üzerinde oksitlenmeyle oluşmuş siyah-kahverengi Fe-Mn okshidroksit tabakası görülmektedir.....**39**
- Şekil 4.18** : 1661-R3 örneğinin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü. (A) Halka şeklinde karbonatlaşmış bir kurtçuk (polychete) ve (B) kurtçuk ve bivalv kabuklarının çözünmesi ile oluşmuş boşluklar (moldic cavity).....**40**
- Şekil 4.19** : 1661-R3 no'lu örneğin SEM mikrografları: (A-D) Örneğin dış kısmını oluşturan 3-5 µm uzunluğunda, pirinç taneleri şeklindeki yüksek Mg-kalsit. (B) Örnek, EDS analizlerine göre 8-10 µm uzunluğunda albit, (C, D) oval kristal 20 µm uzunluğunda prizmatik Mg-silikat minerali (MgS) ve illit-mika içermektedir.....**40**
- Şekil 4.20** : 1661-R3 örneğinde pirinç tanesi şeklindeki yüksek Mg-kalsit örneğinin EDS analizi.....**41**
- Şekil 4.21** : (A) 1661-R7 örneğinin görünümü ve (B) örneğin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü.....**42**
- Şekil 4.22** : (A) Bivalv kümelenmesi şeklinde, karbonat çimentolu 1664-R1 no'lu örneğin görünümü. (B) Örneğin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü; yer yer aragonit yapıları.....**43**

- Şekil 4.23** : 1664-R1 no'lu örneğin SEM mikrografları: (A) Örnek 1664-R1 yönelmiş 100-200 µm uzunluğunda aragonite kristallerinden oluşmuştur. Boşlukların içi yer yer pürüzsüz koyu gri organik madde (bakteri) ile kaplanmıştır. (B) Örneğin bir bölümünde gül (ışınsal, rosette) yapısında, 100-200 µm uzunluğunda aragonit kristaller izlenmektedir. (C) Örnekte yaklaşık 20 µm boyunda levhamsı, tabakalı illit-mika üzerindeki küçük (<1 µm) pirit kristalleri. (C, D ve E) Boşlukların içerisinde iki aşamada büyümüş iğnemsî aragonit kristalleri değişik büyütmelerle görülmektedir.....**43**
- Şekil 4.24** : 1664-R2 no'lu örneğin görünümü.....**44**
- Şekil 4.25** : Binoküler mikroskop altında 1664-R2 no'lu örneğin görüntüsü. (A) Örnek içerisindeki boşluklar ve birkaç mm uzunluğunda, uzunlamasına veya enine tırtıklı kurtçuk ve (B) kurtçuk kümeleri görülmektedir.....**44**
- Şekil 4.26** : (A) DV05-CC01 no'lu tüfit yapıları karbonat örneğinin görünümü ve (B) binoküler mikroskop altındaki şeker dokusu.....**45**
- Şekil 4.27** : (A) Mercan örneğinin (DV05-Coral2) görünümü ve (B) binoküler mikroskop altındaki görüntüsü.....**45**
- Şekil 5.1** : Marmara Denizi otijenik karbonat kabuk örneklerinin karbon ve oksijen izotop bileşimleri.....**58**

MARMARA DENİZİ'NDE KARBONAT KABUK VE BACALARININ ORTAM VE OLUŞUM KOŞULLARININ ARAŞTIRILMASI

ÖZET

Yaklaşık -1250 m derinliğinde havzalar (Tekirdağ, Orta ve Çınarcık Havzası), bunları ayıran KD doğrultulu sırtlar (Batı ve Orta Sırt, -350 ile -650 m derinlikte), 100 m'den sığ şelf alanlarından oluşan Marmara Denizi; Kuzey Anadolu Fay Sistemi üzerinde yer almakta ve tabanı bu zona ait birçok aktif fay parçası tarafından kesilmektedir. Marmara Denizi, küresel deniz seviyesinin yükselmesi ile göl koşullarından denizel koşullara yaklaşık 12.5 bin yıl önce ulaşmıştır.

Marmara Deniz'i tabanı otijenik karbonat kabukları ve siyah Fe-sülfidce zengin çökel yamaları Kuzey Anadolu Fay Sistemi boyunca yaygın olarak görülmektedir. Otijenik karbonat kabukları tabaka, tümsek ve baca şeklinde bulunur. Bu oluşumlar hidrokarbon gazlarca zengin akışkan çıkışları ile ilişkili olarak, derin havzalarda acı su (Marmara göl suyu) çıkışlarıyla ve Batı ve Orta Sırtlarda çamur volkanlarından ve antiklinallerden çıkan hidrokarbonlar ve tuzlu formasyon suyu ile ilişkilidir.

Otijenik karbonat kabukları genel olarak gözenekli, sinter yapılı, böbreğimsi ve şeker dokulu ve çoğunlukla bivavl kabuk ve kabuk parçaları, serpulid tüpleri, lifimsi mikrobiyal organik madde ve nadiren çakıltaşlarını içeren yapı elementlerinin çimentolanmasıyla oluşmuştur. Otijenik çimento çoğunlukla birçok bölgede aragonit içermektedir. Fakat Marmara "Gölü" acı suyunun yüzeye çıktığı, Tekirdağ ve Orta Havzalarının bazı bölgelerinde yüksek Mg-kalsit ana karbonat çimentoyu meydana getirir. Derin Marmara havzalarındaki düşük yoğunluktaki acı suların yüzeye yükselmesi otijenik karbonatlarda düşük $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ($\text{‰}+0.5$ ile $\text{‰}+3.8$ V-PDB, ortalama= $\text{‰}+2.1$, n=24); sırtlarda Eosen-Miyosen yaşlı Trakya Havzası'nın derin formasyon sularının varlığı ise göreceli yüksek $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ($\text{‰}+2.6$ ile $\text{‰}+3.4$, ortalama= $\text{‰}+3.0$, n=9) tarafından desteklenmektedir.

Düşük $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ($\text{‰}-47.6$ ile $\text{‰}-13.7$ V-PDB, ortalama: $\text{‰}-34.9$, n=33) ve deniz tabanı otijenik karbonatlarının siyah indirgenmiş (Fe-sülfidce zengin) çökeller ile yakın ilişkisi, karbonatların son 1-2 bin yıl içinde, yüksek metan çıkışı sonucunda deniz tabanında veya deniz tabanına yakın yerde gerçekleşen anaerobik metan oksidasyonu tarafından, muhtemelen yüksek sismik aktivite dönemlerinde oluştuğunu gösterir. Batı ve Orta Sırt otijenik karbonatları ($\text{‰}-36.6$ ile $\text{‰}-13.7$, ortalama= $\text{‰}-23.3$) derin havza bölgelerindeki karbonatlara ($\text{‰}-47.6$ ile $\text{‰}-29.6$, ortalama= $\text{‰}-39.3$) göre göreceli olarak ^{13}C bakımından daha zengindir. Bu sonuçlar derin havza karbonatları için biyojenik ve termal metan kaynağını gösterir. Sırtlardan alınan karbonatlar için ise kaynağın, büyük oranda termojenik hidrokarbon olduğu, ancak ağır hidrokarbonların biyojenik bozulması ve gaz hidrat ayrışımından bir miktar katkı yapıldığı söylenebilir.



INVESTIGATIONS OF THE ENVIRONMENTAL AND CONDITIONS OF FORMATION OF CARBONATE CRUSTS AND CHIMNEYS

SUMMARY

The Sea of Marmara is intercepted by active fault segments of the North Anatolian Fault System. It consists of ca. 1250 m-deep basins (Tekirdağ, Central and Çınarcık), 600-350 m deep NE-trading pressure highs (Western and Central), and less than 100 m deep shelf areas. The Sea of Marmara is a gateway between the saline Aegean Sea (~38.5 psu) and the brackish Black Sea (~18 psu). It is connected to these adjacent basins via the Çanakkale (Dardanelles) straits and İstanbul (Bosporus) having present day sill depths of -65 m and -35 m, respectively. The Sea of Marmara is characterized by a two-way water exchange between Mediterranean and Black Sea with a permanent halocline located at depth of -25 m. The Mediterranean water forming the subhalocline waters enters the Sea of Marmara through the Çanakkale Strait as an undercurrent. It flows eastwards slowly over the deep basins and highs, gradually consuming its oxygen content in the bottom waters from 50 µmol/kg in the Tekirdağ Basin to 8 µmol/kg in the Çınarcık Basin.

Because of the shallowness of the Çanakkale Strait, the Sea of Marmara lost its connection with the global ocean during the glacial periods and became a lacustrine environment. The last marine reconnection was fully established at 12.55 ka BP. Soon after the full connection sapropel deposition took place under suboxic-dysoxic conditions.

Widespread methane-related seafloor authigenic carbonate crusts occur as pavements, mounds and chimneys along the the North Anatolian Fault System in the Sea of Marmara, which are often associated with patches of reduced (Fe-sulphide-rich) sediments. These sites were observed and sampled during the Nautila submersible and Victor 6000 Remotely Operated Vehicle (ROV) dives carried out during MARNAUT and MARSITE cruises in 2007 and 2014, respectively. In the present study we analysed seafloor carbonate crust, mound and chimney samples collected during the recent Marsite cruise with some additional samples from the Marnaut cruise. The methods used includes petrographic analyses by binocular, thin-section and scanning electron microscopy (SEM), mineralogical analysis by X-ray diffraction (XRD), elemental analysis by mass spectrometry and inductively coupled plasma-mass spectrometry and emission spectroscopy (ICP-MS-ES), and stable isotope analysis by mass spectrometry. The results are discussed in terms of environmental conditions, tectonic setting, origin of fluids and mechanisms of formation of the seafloor authigenic carbonates and black sulphidic sediments along the active faults in the Sea of Marmara.

In the deep basins, the carbonate crusts and the black reduced sediments are located on the hydrocarbon-rich fluid emissions from the active faults, whereas on the compressional Western and Central highs they are observed on the mud volcanoes and anticlines nearby the active fault. Considering the average sedimentation rates of 1-2 m/ kyr in the seep basins and 0.3-0.5 m/kyr over the pressure highs over the last 12 kyr, the authigenic carbonates exposed on the seafloor in the Sea of Marmara today

are likely to be no older than about 1-2 kyrs, and hence, were precipitated under bottom water conditions similar to those of the present day.

The textures and structures of the carbonate crusts are variable with sinter-like porous, botryoidal and sugary-granular textures, and consists mainly of carbonate cemented bivalve shells and shell fragments, serpulid tubes, fibrous and filamentous microbial organic matter and rarely pebbles. The authigenic cements is composed mainly of aragonite in most sites, except for some samples from Tekirdağ and Central basins, in which major amounts of high Mg-calcite are present. High Mg-calcite occurs as microcrystalline, rice-like grains and aragonite as early microcrystalline and late cavity filling acicular crystals.

The $\delta^{13}\text{C}$ values of the seafloor authigenic carbonates range between -47.62‰ and -13.65‰ V-PDB, which together with their close association with reduced sediments, indicate a dissolved inorganic carbon (DIC) pool supplied mainly by the anaerobic oxidation of biogenic or thermogenic methane. Relatively heavy carbon isotope values (-24.9‰ to -13.7‰) of authigenic carbonates from the compressional Western and Central highs suggest a DIC source mainly of thermogenic methane with some contribution from the biodegradation of heavy hydrocarbons and gas hydrate dissociation. These conclusions are in agreement with the presence thermogenic gas and oil seeps and shallow gas hydrate sampled in the compressional highs, all having compositional and isotope signatures similar to those of the Thrace Basin.

Formation of the carbonate crusts and the black reduced sediments is explained by high methane flux that results in the anaerobic oxidation of methane by sulphate reduction (AMO) reaction taking place at or near the seafloor:



The AMO reaction provides the high alkalinity (HCO_3^-) and HS^- ions, necessary for the formation of the authigenic carbonates and Fe-sulphides of the black reduced sediments.

The aragonite-rich cements in the Tekirdağ and Central basins are due to the low Mg and SO_4^{2-} and low salinity brackish Marmara “Lake” water emerging from these sites. On the other hand high Mg-calcite cements on the compressional highs were deposited under the influence high salinity formation waters. The buoyant emittance of brackish waters in the deep Marmara basins and deep formation waters of Eocene-Miocene Thrace basin in the compressional highs are supported by relatively low $\delta^{18}\text{O}$ values (+0.5‰ to +3.8‰ V-PDB, average= +2.1‰, n=24) of carbonates in the former and high values (+2.6‰ to +3.4‰, average= +3.0‰, n=9) in the latter areas.

Low $\delta^{13}\text{C}$ values (-47.6‰ to -13.7‰ V-PDB, average: -34.9‰, n=33) and close association of the seafloor authigenic carbonates with black reduced (Fe-sulphide-rich) sediments indicate that they are formed over the last about 1-2 k years by the anaerobic methane oxidation (AMO) at or near the seafloor, as result of high methane flux, possibly during periods of high seismic activity. Authigenic carbonates from the Western and Central highs are relatively more enriched in ^{13}C (-36.6‰ to -13.7‰, average= -23.3 ‰) than the those of the deep basin sites (-47.6‰ to -29.6‰, average= -39.3 ‰). These results suggest both biogenic and thermal methane source for the deep basins carbonates and mainly thermogenic hydrocarbon, with some contribution from the biodegradation of heavy hydrocarbons and gas hydrate dissociation, for carbonates from the compressional highs.

Many carbonate crust samples contain pyrite grains and framboids and Fe-oxyhydroxide veins, and are characterized by higher than 0.5 wt% S, 1 wt% Fe and 20 $\mu\text{g/g}$ Mo. The presence of pyrite in the carbonate crusts suggests deposition under reducing conditions. Barium in the Western High barite precipitates and the carbonate crust samples from the eastern edge of the Central Basin with higher than 400 $\mu\text{g/g}$ Ba are sourced from dissolution of biobarite below the sulphate/methane interface (SMI), which diffused and/or advected upwards to deposit at or near seafloor by reacting with the seawater SO_4^{2-} .

Fracturing and fine fracture filling by carbonate and pyrite suggest later fault activity and/or associated fluid activity. However, black to dark brown Fe-Mn staining on the surface of some crusts together with common presence of solution pores indicate that these carbonate crusts were later oxidized and dissolved by the acidic conditions created by the pyrite oxidation. Minor amount of well-developed gypsum observed in such carbonate crusts are formed by reaction of Ca^{2+} with the SO_4^{2-} produced by pyrite oxidation.

The fact that there were gas flares with fire balls during the 1999 İzmit earthquake and the intense gas emissions in the water column following the event, which progressively decreased about ten years after the earthquake, strongly suggest a relation between seismic and fluid activities in the Sea of Marmara. Methane-related seafloor and buried authigenic carbonates could therefore provide a valuable archive for paleo-seismic activity along the individual fault segments of the North Anatolian Fault system. Therefore, a systematic study involving U/Th dating and stable isotope analysis of the seafloor and buried carbonate crusts and nodules along the various segments of NAFS is recommended. Such a study would contribute to the discussion of the relations between seismic and fluid activities and the temporal evolution of the processes leading to the formation of the carbonate crusts, chimneys and mounds.



1. GİRİŞ

Bu çalışmada Marmara Denizi'nde karbonat kabuk ve bacalarının ortam ve oluşum koşulları araştırılmıştır. Çalışma; giriş, yöntemler, deniz altı gözlemleri, bulgular, yorum ve tartışma, sonuçlar ve öneriler olmak üzere altı ana bölümden oluşmaktadır.

Giriş bölümü altında önce Marmara Denizi'nin oşinografisi, morfolojisi ve morfotektoniği tanıtılmış ve soğuk akışkan çıkışları ve karbonat oluşumları konusundaki önceki çalışmalar özetlenmiştir. Daha sonra çalışmanın konusu, kapsamı, amacı ve özgün değeri anlatılmıştır.

Yöntemler bölümünde öncelikle deniz altı örnekleme ve deniz altı gözlem ve el örneği ön inceleme yöntemleri anlatılmıştır. Daha sonra, kullanılan X-ray difraksiyonu (X-ray diffraction, XRD) mineralojik, taramalı elektron mikroskop (scanning electron microscope, SEM), duraylı izotop (kütle spektrometresi, MS) ve indüksiyonlu plasma-kütle spektrometresi-optik emisyon spektrometresi (inductively coupled-mass spectrometry-emission spectroscopy, ICP-MS-ES) element analiz yöntemleri betimlenmiştir.

Denizaltı gözlemleri bölümünde batıda Tekirdağ Havzası'ndan doğuda Çınarcık Havzası'na dek değişik morfolojik bölgelerden alarak incelediğimiz karbonat kabuk ve bacalarının deniz altı ortam koşulları ve morfolojileri yapılan dalış raporlarından yararlanılarak anlatılmıştır.

4. Bölümde karbonat kabuk ve baca örneklerinin değişik ölçeklerde ayrıntılı yapı ve doku özellikleri; el örneği incelemesi ile birlikte binoküler mikroskop ve taramalı elektron mikroskop yöntemleri kullanılarak tanımlanmıştır. Karbonat kabuk ve baca örneklerinin mineralojik ve kimyasal bileşimleri için yapılan XRD, elemental bileşim için yapılan ICP-MS ve oksijen ve karbon duraylı izotop bileşimi için yapılan kütle spektrometresi (MS) analiz sonuçları verilmiştir.

5. Bölümde karbonat kabuk ve bacalarından elde edilen verilerimiz, daha önce Cremiere vd. (2012) tarafından analizi yapılmış örneklere ait verilerle birlikte yorumlanmış ve tartışılmıştır.

Bu çalışmadan elde edilen veriler ve gözlemler sonuç bölümünde bütünsel olarak değerlendirilmiş ve Marmara Denizi'nde karbonat kabuk ve bacalarını oluşturan akışkanların kökenleri, ortam ve oluşum koşulları açısından yorumlanmıştır.

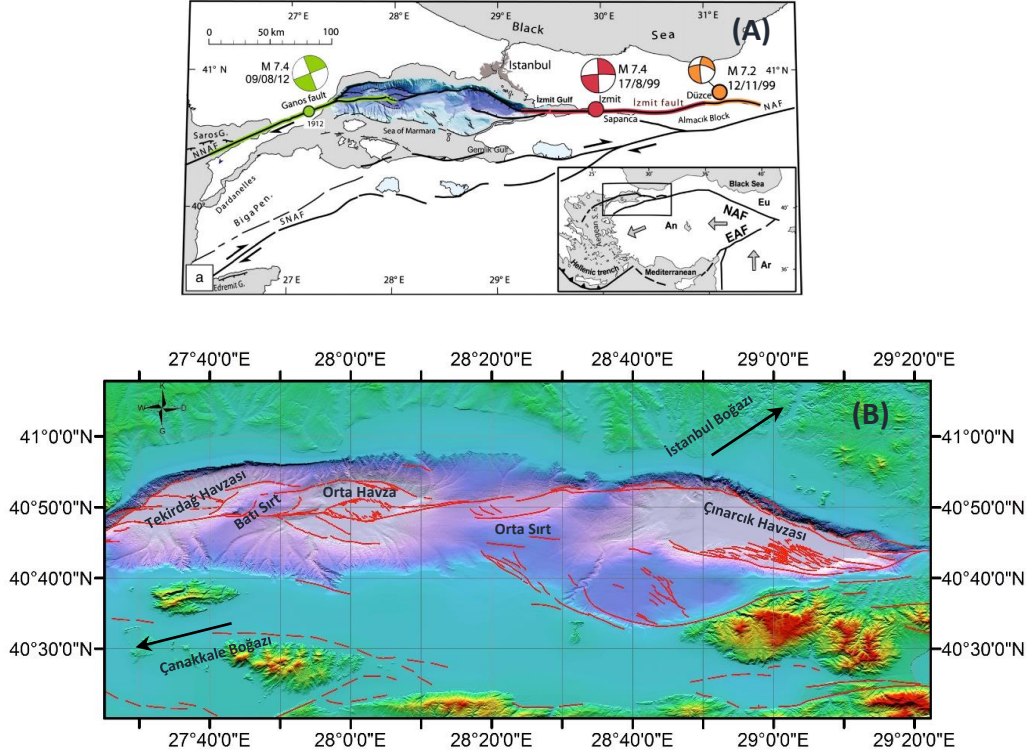
1.1 Marmara Denizi'nin Oşinografisi, Morfolojisi ve Morfotektoniği

Akdeniz ve Karadeniz arasında yer alan Marmara Denizi, 270 km uzunluğunda ve 80 km genişliğindedir. Marmara Denizi komşu denizlere bugünkü eşik derinlikleri 65 m ve 35 m olan Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile bağlanmıştır (Şekil 1.1A). Çanakkale Boğazı ile Akdeniz'e ve İstanbul Boğazı ile de Karadeniz'e bağlanmaktadır. Bu yüzden Marmara Denizi üstte az tuzlu (S: 18 - 22 ppt) Karadeniz suyu ile altta daha tuzlu (S: 37.5 - 38.5 ppt) Akdeniz kökenli suların oluşturduğu iki tabakalı su ve akıntı sistemine sahiptir (Ünlüata vd., 1990; Beşiktepe vd., 1994). Bu farklılıktaki su kütlesi arasındaki piknoklin (haloklin) yaklaşık -25 m'dedir.

Marmara Denizi, 100 m'den daha sığ şelf alanlarından, derinlikleri 1270 m'ye varan üç derin çukurluk (batıdan doğuya doğru; Tekirdağ, Orta ve Çınarcık), bu çukurlukları ayıran KD-GB yönlü Orta ve Batı Sırtları, 850 m derinliğinde Kumburgaz Havzası, D-B yönlü 100-200 m körfez ve koyları (İzmit ve Gemlik Körfezleri gibi) ve 300-400 m derinliğindeki İmralı Havzası'ndan oluşmaktadır (Şekil 1.1B). Şelf alanlarını, basınç sırtlarını, derin çukurlukları, körfez ve koyları içine alan 11.500 km² lik bir alana ve 3380 km³ bir hacime sahiptir (Adatepe, 1988).

Marmara Denizi'nde, şelf alanları yaklaşık -90 m'de bulunan şelf/yamaç sınırından daha sığ alanları kapsamaktadır. Bu alanlar Marmara Denizi'nde coğrafi olarak Güney ve Kuzey şelf olarak tanımlanabilir. Güney şelf, Kuzey şelf ile karşılaştırıldığında daha geniş (~45 km) ve alan olarak daha büyüktür (4,194 km²) (Şekil 1.1B). Güney şelf Gemlik Körfezi ve Bandırma ve Erdek koylarını içine almaktadır. Güney şelfin geniş olması buraya göreceli olarak büyük nehirlerle (Kocaçay, Gönen and Biga gibi) çökel girdisinin daha yüksek olması ve bu çökellerin şelfteki yarı grabenlerde kapanması ile açıklanabilir.

Kuzey şelf, Güney şelften daha dar (maksimum 20 km) ve diktir (16-29°). En geniş Prens Adaları ve İstanbul Boğazı doğusu çevresinde ve en dar batıda Ganos Dağı açıklarındadır. İstanbul Boğazı ve Gaziköy (Tekirdağ) arasındaki Silivri ve Tekirdağ



Şekil 1.1: (A) Marmara Bölgesi tektonik haritası (Uçarkuş vd., 2011 tarafından değiştirilmiştir). Marmara Denizi EM300 batimetrisini içermektedir (Le Pichon vd., 2001), aktif faylar (Uçarkuş vd., 2011) ve 1999 İzmit (kırmızı), 1999 Düzce (turuncu) ve 1912 Şarköy (Ganos) (yeşil) faylarının yüzey kırıkları gösterilmiştir (Barka vd., 2002), (B) Marmara Denizi morfolotektonik haritası. Aktif faylar kırmızı çizgilerle gösterilmiştir.

koylarında maksimum genişlik yaklaşık 15 km dir. Kuzey şelfin doğu kısmı Prens Adalarını kapsamakta ve doğuda İzmit Körfezinin girişine uzanmaktadır.

Derin Tekirdağ, Orta ve Çınarcık havzaları romboyidal veya kama şeklindedir. Derin havzalar 6 km kalınlığa varan çökel istifini içermektedir (Laigle vd., 2008; Bécel vd., 2010). Bu çökel istifinin % 75'ini türbidit-homojenit, % 25'ini hemipelajik çökeller oluşturmaktadır (Beck vd., 2007). Derin havzalarda çökeltme hızları 1 - 3.5 mm/yıl arasında değişmektedir (Çağatay vd., 2000, 2015; Beck vd., 2007). Havzalarda çökeltme hızı buzul dönemlerinde buzul arası dönemlere göre 2-3 misli daha yüksektir.

Tekirdağ Havzası, -1155 m derinliğinde, romboyidal ve 220 km² lik alana sahiptir. 11-23° de güneye dalan, 1.1 km yüksekliğinde görünen batimetrik diklikler (kuzey sınır fayı) tarafından sınırlandırılmıştır (Okay vd., 1999). Havzanın Güney yamacının dikliği daha azdır (6-7°). Güneybatısında havza, yer yer Ganos heyelanını ve Şarköy Kanyonu'nu içermektedir.

Orta Havza, -1280 m derinliğinde, romboyidal ve yaklaşık 290 km² lik bir alandan oluşmaktadır. Orta bölümünde, 8 km genişliğinde ve 40 m derinliğinde, romboyidal biçimli daha genç bir havza oluşmuştur. Küçük havzadaki çökme oranı 6 mm/yıl'dır (Beck vd., 2007).

Çınarcık Havzası, Marmara Denizi doğusunda Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonunun iki kolu arasında kama şeklinde bir havzadır. Maksimum derinliği -1276 m ve alanı yaklaşık 810 km² dir. Havza, kuzey kenarda BKB doğrultulu (K120°) Prens Adaları fay parçaları ve güney kenarda Armutlu yarımadasının kuzeyinde oblik doğrultu atımlı fay ile sınırlanmıştır. Batıda Orta Sırt ve doğuda ise İzmit Kanyonu ile sınırlanmıştır. Çınarcık Havzasının kuzey sınırının taban yamacında, uçurum ile fay dikliği arasında bir basamak vardır. Bu basamak genişlemeli sağ yanal deformasyon ile karakterize edilir (aşmalı, K100°-K130° doğrultulu fay dikliklerinden anlaşılır). Havzanın güney kenarında BKB doğrultulu, yüksekliği 10 m ye kadar uzanan fay dikliğine sahip süreksiz faylar bulunmaktadır.

Şelfi derin havzayla bağlayan kıtasal yamaçlar, 6° ve 29° arasında değişen eğim açısına sahiptir. Kuzey yamaç güney yamaca göre daha diktir. Yamaçlar farklı morfolojik ve tektonik yapılar ve denizaltı heyelanları barındırmakta ve birçok kanyon tarafından kesilmektedir. Büyük kanyonlar İzmit Kanyonu (Gasperini vd., 2011), Kuzey İmralı Kanyonu ve Tekirdağ Havzası güney yamacında konumlanan Şarköy Kanyonunu da içeren birçok kanyon kapsar. (Ergin vd., 2007; Zitter vd., 2012; Çağatay vd., 2015). Büyük heyelanlar, Tuzla'nın güneyi ve Yalova kuzeyi, Çınarcık Havzası doğusunda (Özeren vd., 2010) ve Ganos heyelan kompleksi Tekirdağ Havzası güneybatısında gözlenir (Zitter vd., 2012).

KD-GB uzantılı Orta ve Batı Sırtları Çınarcık, Orta ve Tekirdağ Havzalarını ayırır ve derin düzlüklerden yaklaşık 600 m yükseklikindedir. Sırtlar antiklinal yapı göstermektedir. Orta Sırt oldukça engebeli rölyefe sahiptir ve -440 m ye kadar yükselmektedir. Kıvrımlar ve bindirmeler gibi sıkışmalı yapılara sahiptir ve Kumburgaz Havzasını barındırır (Wong vd., 1995; Şengör vd., 2014). Kumburgaz Havzası, Orta Sırt üzerinde yeralan ~ 850 m derinliğinde bir çukurluktur. Kuzey ve güneyden aktif faylarla sınırlanmıştır.

Batı Sırt, engebeli bir yapıya sahiptir ve en az 6 km kalınlıktaki sedimanlardan oluşmuştur (Bayrakçı vd., 2013). Engebeli yapıyı KD-yönlü kıvrımlar, bunlar arasındaki küçük havzalar, yumuşak çökel deformasyon yapıları ve çamur diyapirleri

oluşturmaktadır. Sırt, güneyde Marmara Fayı tarafından kesilir. Kuzeyde kuzey sınır fayı, doğuda ve batıda aktif sınır fayları tarafından sınırlanır.

Marmara Denizi değişik paleotektonik birimler ve onların örtü birimleri ile Oligosen-Eosen yaşlı Trakya Havzası üzerinde gelişmiştir. (Görür vd.,1997; Şengör vd., 2014). Paleotektonik birimler İstanbul Zonu (Palaeozoik), Sakarya kıtası (Geç Palaeozoik), Karakaya Karmaşığı (Trias) ve İntra-Pontid ofiyolitik (sütur) karmaşığından oluşmuştur. Bir yay-önü havza olarak gelişen Trakya Havzası; türbiditler, deltaik kumtaşları, şeyller ve resifal kireçtaşları içerir (Görür ve Okay, 1996). Türkiye'nin önemli bir gaz havzası olup, çok az da petrol içermektedir (Turgut vd., 1991). Bu havza Marmara Denizi'nin kuzeyinde kuzey şelfi ile Orta ve Batı sırtların önemli bir kısmının temelini oluşturmaktadır.

Marmara Denizi aynı zamanda Kuzey Anadolu Fayı (KAF) üzerinde konumlanmıştır. KAF, Avrasya ve Anadolu-Ege levhaları arasındaki kıtasal transform fay sınırını oluşturmaktadır (Şekil 1.1A). KAF, Marmara bölgesinde kollara ayrılarak, yaklaşık 100 m genişliğinde deformasyon zonu oluşturur ve yaklaşık toplam ~20-25 mm/yıl sağ yanal hareketi sağlar (Straub ve Kahle, 1997; McClusky vd., 2000). Hareketin çoğunluğu İzmit Körfezi'nden girip ve batıda Ganos-Saros Fayı ile birleşen KAF 'ın kuzey kolunda (Ana Marmara Fayı; Le Pichon vd., 2001) meydana gelir.

Ana Marmara Fayı; BKB doğrultulu Prens Adası, Orta Sırt, Orta Havza-Güney Tekirdağ ve Ganos segmentlerinden oluşmaktadır (Şekil 1.1B). Kuzey kolu, Marmara Denizi'nde İntra-Pontid sütur zonunun kuzey sınırını takip eder. 45 km uzunluğundaki Prens Adası segmenti ve batıda D-B doğrultulu Orta Sırt segmenti ile birleşir. Orta Sırt segmenti sedimanlar tarafından kaplandığından batimetri haritalarında diğer segmentlerden daha az belirgindir (Armijo vd., 2005). Orta Sırt segmenti batıda üç kola ayrılır. Bunlar KB yönlü Orta Havzanın kuzey sınır fayı ve Orta Havzanın ortasındaki rombik genç çukurluğu sınırlıyan ve Riedel yapılarını temsil eden faylardır (Demirbağ vd., 2003).

Ana Marmara Fayı, Batı Sırtını keserek batıya doğru uzanmaktadır (Armijo vd., 2005). Batı Sırttaki bu parça sağ sıçrama ile 1 km genişliğinde ve 5 km uzunluğunda, D-B yönünde uzamış bir çek-ayır havza oluşturmuştur. Batıda fay, Tekirdağ Havzasının güney sınırını oluşturur. Yer yer Ganos heyelanı ile kaplanmıştır ve 70° doğrultulu Ganos Fayı ile bağlanmıştır. Ganos Fayı Tekirdağ Havzası batı yamacında bir denizaltı

vadisinde devam eder. Deniz tabanında 2-3 km genişliğinde gerilmeli deformasyon zonu oluşturarak 70° kuzeye dalar (Okay vd., 1999) ve Şarköy'ün 5 km açıklarındaki yamaç üstünde, küçük çek ayır havza oluşturur. Karada, Gelibolu Yarımadasının kuzeyinde 45 km uzunluğundaki sıkışan Ganos segmenti Ganos Dağı (924 m) yükselimine neden olmuştur (Okay vd., 1999).

Tekirdağ Havzasını sınırlayan faylar, Plio-Kuvaterner istifin tabanını oluşturan bir sıyrılma yüzeyi boyunca derinde birleşmektedir (Okay vd., 1999). Dike yakın gerilmeli Ana Marmara Fayı havzada sıyrılma düzlemini keserek, kuzey sınır fayı ile birlikte negatif çiçek yapısı oluşturmaktadır.

Çınarcık Havzası güney yamacında birçok kısa, doğrultu atımlı faylar (Taymaz vd., 1991) ve İmralı Havzasının güney sınırını sınırlayan genişlemeli ana fay sistemi bulunmaktadır (Şekil 1.1B). Bu sınır fayı Armutlu Yarımadası kuzey kıyı çizgisine paralel uzanır ve İzmit Körfezinde Marmara Fayı ile birleşmektedir (Armijo vd. 2002). Ayrıca İmralı Havzası içerisinde birkaç aktif normal fay vardır (Şengör vd., 2014).

Güney Şelf, D-B ile DGD-BKB doğrultulu ve K eğimli normal faylar ve bunlarla bağlantılı yarı grabenlerden oluşmaktadır (Smith vd., 1995). En belirgin normal fay Kapıdağ Yarımadası kuzey sahili boyunca, İmralı Adası kuzeyi ve Bandırma ve Gemlik arası sahil boyunca konumlanmaktadır. Ayrıca, Le Pichon vd. (2014) güney şelfinde Güney Marmara Fayı adını verdiği, Gemlik Körfezinden Marmara Adası kuzeyine ve Çanakkale Boğazına uzanan 10 km genişliğinde bir deformasyon zonu tanımlamıştır. Bu zonun Gemlik Körfezinden İmralı Adasına olan doğu kolu bugün hala aktiftir. Jeodezik ölçümlere göre, güneydeki bu KAF kolu, Avrupa ve Anadolu-Ege plakası arasında sağ yanal hareketin sadece yaklaşık %20'sini sağlamaktadır (Meade vd., 2002; Le Pichon ve Kreemer, 2010; Reilinger vd., 2006).

1.2 Marmara Denizi'nde Soğuk Akışkan Çıkışları ve Karbonat Oluşumları

Deniz tabanındaki akışkan çıkışları yaygın olarak değişik özellikteki levha sınırlarında gaz ve sıvı çıkışları şeklinde görülmektedir (Şekil 1.2). Gazlar, biyojenik ve termal kökenli hidrokarbonlar olduğu gibi manto, magmatik ve metamorfik kökenli He ve CO₂ gibi değişik bileşimlerde olabilir. Benzer şekilde deniz tabanında çıkış yapan sıvılar da; meteorik, kompaksiyon, formasyon suyu ve magmatik-metamorfik kökenli olabilir. Havza çökelleri içerisindeki akışkanlar fayları ve gözenekli çökelleri takip ederek deniz tabanına ulaşır. Fayların her zaman aktif fay olması gerekmez. Gözenekli

çökellerde biriken akışkanlar havza kenarlarına doğru hareket ederek, bu kenarları oluşturan ancak aktif olmayan faylardan da çıkış yapabilir. Bu çıkışa sedimanter havzalarda, kompaksiyon, gaz hidrat ayrışması, faylanma, deformasyon ve erozyonel gibi süreçler neden olur (Henry vd., 2002; Sato vd., 2004; Dupre vd., 2015). Ani gaz çıkışları depremlerle de tetiklenebilir.

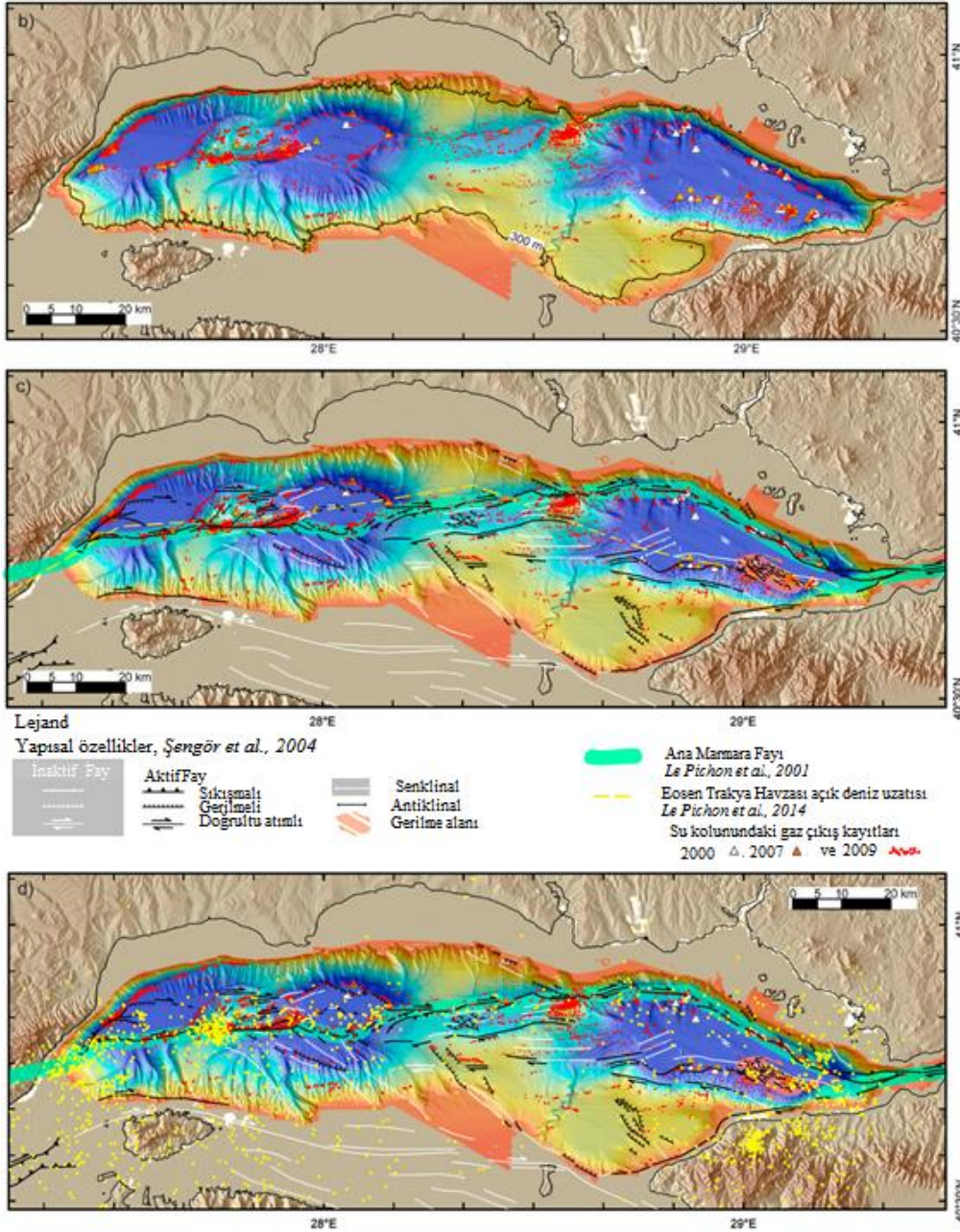
Aktif bir kıtasal transform levha sınırı olan Kuzey Anadolu Fayı (KAF) deformasyon zonu üzerinde bulunan Marmara Denizi'nde de çok sayıda akışkan çıkışları bulunmaktadır. Marmara Denizi'nde Batı Sırtın'da gaz çıkışları ilk olarak Alman Meteor Gemisi'nin çalışması sırasında ortaya çıkarılmış ve gazların hidrokarbon olduğu belirlenmiştir (Halbach vd., 2004). 1999 Kocaeli depreminden hemen sonra İzmit Körfezi'nde yoğun gaz çıkışları izlenmiştir (Alpar, 1999; Kuşçu vd., 2005).

2002 yılında MARMARASCARPS projesi kapsamında Victor 6000 ROV'si ile yapılan deniz tabanı gözlemleri faylar boyunca akışkan çıkışlarını ve karbonat kabukları ve bacalarının varlığını ilk olarak ortaya çıkarmıştır (Armijo vd., 2005). 2007 yılında yapılan MARNAUT seferi sırasında multibeam, sonar ve echosounder kullanılarak gaz çıkışları haritalanmış (Şekil 1.2) ve bir kısmı Nautile insanlı denizaltı aracı kullanılarak örneklenmiş ve daha sonra laboratuvarlarda analiz edilmiştir (Geli vd., 2008; Zitter vd., 2008; Bourry vd., 2009; Burnard vd., 2012). Ayrıca akışkan (gaz ve sıvı) lokalitelerinin bir kısmı ayrıntılı olarak incelenmiş ve örneklenmiştir.

Nautile dalışlarında çözülmüş oksijenin 1-5 mg/l olduğu Marmara Denizi'nin Çınarcık, Orta ve Tekirdağ derin havzalarının tabanının genel olarak bej ve açık kahverengi çamur örtüsü ile kaplı olduğu gözlenmiştir (Çağatay ve Özeren, 2007). Bu çökel örtüsü çok yoğun ve yaygın olarak (her 10-15 cm'de bir) 1-2 cm çapında bentik organizma (genellikle karides türü) oyuklarına (biyotürbasyon) sahiptir. Derin havzalar ve sırtları D-B yönünde kateden değişik fay segmentleri üzerinde yaklaşık dip suyu sıcaklığında (14.5°C) yaygın su ve gaz çıkışları bulunmuştur (Çağatay vd., 2007; Geli vd., 2008). Fay boyunca akışkan çıkışlarına bağlı olarak, siyah demir sülfidli çökeller; çökellerin etrafında ve altında ise örtü şeklinde karbonat kabukları oluşmuştur (Zitter vd., 2008; Tryon vd., 2010; Çağatay, 2014).

Fay boyunca uzanan siyah sülfidli çökellerin uzunlukları bir kaç on cm'den 10'larca m'ye kadar değişmektedir. Bu çökellerin üzerinde yer yer bakteri örtüleri, çift kavkılı (bivalv), tüp kurtları (polychaete) ve deniz kestanesi gibi canlıların oluşturduğu kemosentetik bir yaşam zinciri gelişmiştir (Ritt vd., 2010). Akışkan çıkışlarının tek

noktada yoğunlaştığı yerlerde yüksekliği bir kaç on cm'den 2.5 m'ye varan karbonat bacaları oluşmuştur (Armijo vd., 2005; Çağatay ve Özeren, 2007; Çağatay, 2010). Bu bacaların bir kısmı aktif ve bir kısmı aktivitesini yitirmiştir. Karbonat kabuk örtüleri yer yer daha sonraki fay etkinliği (depremler) ile parçalanmıştır (Çağatay ve Özeren, 2007).



Şekil 1.2: Marmara Denizinde 2000 (multi-beam verileri), 2007 (sonar verileri) ve 2009 (multi-beam verileri) yıllarındaki çalışmalarda izlenen gaz çıkışlarını ve yapısal özellikleri gösteren morfoetektonik harita (Dupre vd., 2015)

Batı Sırtını kesen Marmara Fayı'nın kuzeyinde antiklinal bir yapı ile ilişkili yaklaşık 150 m çapında iki çamur volkanı (Şekil 3.2) ve bunlarla ilişkili gaz ve petrol çıkışları görülmüştür (Geli vd., 2008; Tryon vd., 2012). Gazlar metan ve diğer kısa zincirli hidrokarbonlarca (etan, propan ve izo-butan) zengin olup derin kökenlidir (Bourry vd., 2009). Batı Sırtta aynı alan dışında, yüksek moleküler ağırlıklı hidrokarbonlar (petrol) yanında ve gaz hidratlar da bulunmaktadır (Bourry vd., 2009). Burada aynı zamanda beyaz barit çökeli etrafında siyah çökeller ve bunu saran bakteri örtüsü izlenmiştir. Orta ve Batı Sırtlarda, hidrokarbon gazlar termojeniktir; buna karşın Çınarcık Havzası'nda örneklenen gaz kabarcıkları çoğunlukla biyojenik metandan oluşmuştur. Faylar boyunca çıkan termojenik gazlar Trakya Havzası'ndan çıkarılan gazlarla (Gürgey vd., 2005) aynı bileşime sahip olup, derin (>5 km) kökene sahiptir (Bourry vd., 2009). Yüksek CH₄/CO₂ oranları, mantodan türeyen yerkaşuğ içerisinde CO₂ i metana indirgeyen organik ya da inorganik reaksiyonları yansıtmaktadır. Ayrıca, Tekirdağ Havzası batısında Marmara Denizi batısını sınırlayan yamacın tabanında ve Orta Sırt'taki faylar boyunca çıkan gazların manto kökenli ³He içerdiği bulunmuştur (Burnard vd., 2012).

Gazların dışında Marmara göl olduğu dönemin az tuzlu suları Tekirdağ Havzası GD ucundan ve Çınarcık Havzası güneyinden çıkışlar yapmaktadır (Zitter vd., 2008; Tryon vd., 2010, 2012). Gözenek suyu analizleri soğuk sıvı çıkışlarının, hidrokarbon izotop analiz sonuçlarına benzer şekilde, Batı Sırtı'nda derin kökenli olmasına karşın, Çınarcık ve Tekirdağ havzaları güneyinde sığ kökenli (büyük oranda Marmara göl suyu) olduğunu göstermiştir (Tryon vd., 2010, 2012).

Crémière vd. (2012, 2013), Marnaut seferi sırasında Batı Sırt'tan, çamur volkanı üzerinden alınan karotlarda üst 5 m'de izlenen gömülü karbonat yumrularını incelemiştir. Bu karotlarda az miktarda barit de görülmüştür. Karbonat yumrularının birçoğu son buzul maksimum döneminden sonra yaklaşık 12 bin yıl önce Marmara Denizi'nde gölsel koşullardan denizel ortama geçiş çökelleri içerisinde bulunmuştur. U-Th yaşlandırmasına göre Batı Sırt'taki karbonat yumrularının çoğunluğu sapropel çökelim dönemi olan 9-10 bin yıl önce oluşmuş ve bu oluşum 7 bin yıl öncesinden günümüze dek sürmüştür. Bu otijenik karbonatlar aragonit, Mg-kalsit ve az miktarda dolomitten oluşmuş olup, yer yer pirit ve barit içermektedir. Karbonatların karbon izotopik bileşimi ‰ - 50.6 ile ‰ + 14.2 V-PDB arasında değişmektedir (Crémière vd., 2012). Bu değerler değişik karbon kaynağına ve anaerobik mikrobiyal süreçler

tarafından okside olmuş diğer hidrokarbonların karışımına işaret etmektedir. Batı Sırtı'ndan alınan gömülü yumruların pozitif $\delta^{13}\text{C}$ değeri ağır CO_2 mineralizasyonunu yansıtır. Deniz tabanı karbonatlarının oksijen izotopik bileşiminin çoğu günümüz dip su koşulları ile izotopik dengeye yakındır. Crémière vd.'nin (2012, 2013) sonuçlarına göre göl sel koşullarda çökelmiş birimdeki karbonat yumrularının yokluğu buzul zamanı boyunca Marmara gölü boşluk suyundaki çözünmüş sülfat derişiminin anaerobik metan oksidasyonunu desteklemek için gerekli miktardan çok az olduğunu göstermektedir. Buna karşın, üstteki denizel birimde karbonat yumrularının bolca bulunması Akdeniz sularının girmesi sonucu gerek sülfat derişiminin artması ve gerekse dip suda anoksik koşulların oluşması ile metanın anaerobik oksidasyonu için uygun koşulların oluşması ile ilişkilidir. Crémière vd. (2012, 2013) tarafından yapılan bu önemli çalışmalar, daha çok Marmara Denizi'nin batısı (çoğunlukla Orta Sırt ve Tekirdağ Havzası) ile kısıtlı kalmıştır.

Ruffine vd. (2015) İzmit ve Gemlik körfezlerinde fay üzerinde aldıkları gözenek sularını karotlarda analiz ederek diyajenez süreçlerini araştırmışlar ve Gölcük Havzasına (1999 depremi merkez üssü) yakın yerden alınan karotta deniz tabanına yakın seviyelerde hızlı karbonat çökeline ve anaerobik metan oksidasyonuna bağlı jeokimyasal belirtiler bulmuşlardır. Daha derinlerde (2-3 m) ise barit çözünmesi ve Marmara'nın göl/deniz geçişi sırasında oluşan karbonatın rekristalizasyona işaret eden süreçleri belirlemişlerdir.

Çağatay vd. (2010) Marmara Denizi tabanında aktif faylar boyunca izlenen kabuk ve bacaları oluşturan karbonatların hafif karbon izotoplarınınca zenginleşmiş değerlerini metanın anaerobik oksitlenmesi olarak yorumlamıştır. Anaerobik koşulları desekleyen önemli bir veri otijenik karbonatların siyah sülfidli çökellerle olan birlikteliğidir. Metanın deniz tabanı veya altında, sülfat/metan sınırında, anaerobik oksitlenmesi iyi bilinen bir tepkime olup sülfat indirgeyen bakteri *Desulfovibrio* ve metan oluşturan Archaea tarafından birlikte yapılmaktadır (Boetius vd., 2000; Çağatay vd., 2002, 2004; Niemann vd., 2006). Nitekim Marmara Denizi'nde karbon izotop verileri yanında biyomarker verileri metan oluşturan Archaea'nın varlığını ve metanın anaerobik oksitlenmesini desteklemektedir (Chevalier vd., 2011).

Genelde dünya literatürü ve özel olarak da Marmara Denizi için diğer önemli bir konu karbonat kabuk ve bacalarının aktif faylar boyunca çıkan akışkanlar tarafından oluşturulması ve bunların sismik etkinlikle olan ilişkisidir (Geli vd., 2008; Zitter vd.,

2008; Çağatay, 2010; Dupre vd., 2015). Otijenik karbonatlar büyük olasılıkla büyük depremlerle tetiklenen akışkan çıkışlarının kayıtlarını da içermekte ve akışkanların kökenleri ve derinlikleri hakkında bilgiler vermektedir.

1.3 Çalışmanın Konusu, Kapsamı ve Amacı

1.2’de anlatıldığı üzere Marmara Denizi’nde faylar boyunca çıkan gazlar ve karbonat oluşumları değişik çalışmalar ile araştırılmıştır. 2007 yılında alınan örneklerin bir kısmı üzerinde yapılan ve yukarıda özetlenen önceki çalışmalardan sonra, 2014 yılı Ekim ve Kasım aylarında AB MARSITE projesi kapsamında Fransız “RV Pourquoi?” gemisi ile yapılan deniz çalışmasında Victor 6000 denizaltısı kullanılarak akışkan çıkışlarında yeni gözlemler yapılmış; gaz, sıvı ve karbonat kabuklarından yeni örnekler alınmıştır.

Bu tez çalışmasında bir kısmı 2007 Marnaut projesi ve bir kısmı 2014 yılı Marsite projesi kapsamında alınan bir barit, iki mercan ve 17 karbonat kabuk ve baca örneklerinin analizleri yapılarak, ortam ve oluşum koşulları araştırılmıştır (Çizelge 1.1). Bu otijenik karbonat örnekleri üzerinde yapılan incelemeler; X-Işınları Difraksiyon (XRD) yöntemi ile mineralojik analizler, binoküler mikroskop ve Taramalı Elektron Mikroskobu (Scanning Electron Microscope, SEM) ile ayrıntılı yapı ve doku tanımlamaları ve duraylı izotop ve kimyasal (ICP-MS-ES) analizleri ile otijenik karbonatları oluşturan sıvı ve gazların kökenlerinin araştırılmasını kapsamaktadır. XRD mineralojik analizleri amacı karbonat mineral bileşimini (Mg-kalsit, kalsit, veya aragonit) saptamak ve böylece karbonatın çökelme koşulları hakkında bilgi edinmektir. Karbonatların oksijen izotop oranlarının analizi ile içerisinden çökelediği, HCO_3^- ve Ca^{+2} iyonlarını içeren suyun kökeni hakkında bilgi edinilmesi amaçlanmıştır. Binoküler mikroskop ve Taramalı Elektron Mikroskop (Scanning Electron Microscope, SEM) analizleri biyolojik büyüme yapı ve doku özellikleri, karbonat çökelme şekli ve karbonat kimyası hakkında bilgi edinmek; duraylı karbon ve ICP-MS-ES analizleri ise otijenik karbonatları oluşturan akışkanların kaynakları, oluşum ortamları ve gelişim süreçleri hakkında ipuçları elde etme amacı ile yapılmıştır.

Bu çalışma diğer çalışmalardan farklı olarak daha fazla sayıda ve değişik lokasyonlardan alınan otijenik karbonat örneklerini kapsamaktadır ve çok daha değişik yöntemlerle analizlerini amaçlamıştır. Karbonatların yapı, doku ve morfolojik

özellikleri ile mineralojik, kimyasal ve izotop bileşimlerinin ortam parametreleriyle (derinlik, aktif akışkan sistemi ilişkisi, sülfüdlü çökellerin varlığı, sülfat/metan sınırı derinliği gibi) birlikte daha kapsamlı ve detaylı yorumlanmış ve karbonatların oluşum koşulları araştırılmıştır.

Bu çalışmayı diğer çalışmalardan ayıran bir diğer konu da, karbonat kabuk ve bacalarının en azından bir kısmının büyük depremlerin tetiklediği derin kökenli akışkan çıkışları tarafından oluşturulmasıdır. Termojenik metan ve ^3He gibi Marmara Denizi'ndeki gaz çıkışlarının derin (>3 km) sismojenik zondan ve hatta mantodan (^3He) kaynaklandığı bilinmektedir. Dolayısı ile karbonat kabukları ve bacaları ile ilgili yapılan çalışmalar hangi fayların derinde gaz rezervuarları ile ilişkide olduğu ve derinlikleri hakkında bilgiler vermektedir.

Çizelge 1.1: Otijenik karbonat örneklerinin lokasyon bilgileri

Örnek	KOORDİNAT		Lokasyon	Derinlik (m)
	Enlem	Boylam		
DV04-CC01	40.803041	27.629529	Tekirdağ Havzası güneydoğusu	1107
DV04-CC04	40.80179	27.623779	Tekirdağ Havzası güneydoğusu	1100
1661-R1	40.8583	28.1587667	Orta Havza doğusu	1156
1661-R2	40.8583	28.1587667	Orta Havza doğusu	1156
1661-R3	40.8580167	28.1591	Orta Havza doğusu	1159
1661-R4	40.8582	28.16175	Orta Havza doğusu	1143
1661-R5	40.8582167	28.161633	Orta Havza doğusu	1141
1661-R6	40.85705	28.167483	Orta Havza doğusu	1139
1661-R7	40.8570167	28.167483	Orta Havza doğusu	1139
DV05-CC01	40.7133	29.16925	Çınarcık Havzası güneydoğusu	1237
1662-R1	40.8176	27.779617	Batı Sirt	654
1662-R4	40.817683	27.78045	Batı Sirt	653
1662-R5	40.817683	27.78045	Batı Sirt	653
DV02-CC03	40.814688	27.777024	Batı Sirt	646
DV02-CC02	40.806382	27.73963	Batı Sirt	586
1664-R1	40.86175	28.583533	Orta Sirt doğusu	323
1664-R2	40.86185	28.583433	Orta Sirt doğusu	326
1666-R1 (Barit)	40.815	27.777	Batı Sirt	656
DV05-CORAL2	40.71126	29.16656	Çınarcık Havzası güneydoğusu	1240
1661-R3-CORAL	40.8580167	28.1591	Orta Havza doğusu	1159

2. YÖNTEMLER

Çalışmada 2007 yılında Nautila araştırma denizaltısı ve 2014 yılında Victor 6000 ROV'si kullanılarak Marmara Denizi tabanında otijenik karbonat kabuk ve bacalarından alınan 17 adet karbonat, iki mercan ve bir barit örneği incelenmiştir. Örneklerle ilgili coğrafi konum ve derinlik bilgileri Çizelge 1.1'de verilmiştir. Örneklerde X-Işınları Difraksiyon (XRD) yöntemi ile mineralojik analizler, binoküler mikroskop ve Taramalı Elektron Mikroskobu (Scanning Electron Microscope) ile ayrıntılı yapı ve doku, duraylı izotop ve kimyasal (ICP-MS-ES) analizleri yapılmıştır. Ancak, 2007 yılında alınan altı örneğin (1661-R2, 1661-R3 Coral, 1661-R4, 1661-R5, 1661-R6, 1666-R1) sadece toz örnekleri bulunduğundan, bu örneklerin mikroskobik incelemeleri yapılamamıştır.

2.1 Denizaltı Gözlem ve Örnekleme Yöntemleri

Denizaltı gözlem ve örnekleme 2007 yılında insanlı Nautila ve 2014 yılında Victor 6000 insansız deniz aracı (ROV) ile yapılmıştır. Bu iki araçla dalışlarda örnekleme yanında örneklerin alındığı çevre ile ilgili fotoğraflar ve video görüntüleri alınmıştır. Karbonat kabuk ve baca örneklerinin bulunduğu ortam koşulları, morfolojileri, aktif akışkanlarla ilişkileri ve deniz tabanı özellikleri hakkındaki önemli bu görüntüler ile açıklamalı bilgiler sefer raporundan derlenmiştir.

2.2 Fotoğraflama ve Petrografik Ön İnceleme

Örneklerin, laboratuvarında sayısal fotoğrafları çekilmiş ve el örneklerinin çıplak gözle görülebilen yapı ve dokuları tanımlanmıştır. Daha sonra örneklerin temsili küçük parçaları İTÜ EMCOL laboratuvarında binoküler mikroskop ile 100 büyütme kadar çözünürlükte incelenmiştir.

2.3 XRD Mineralojik Analizleri

Örneklerin temsili parçaları çok ince toz haline getirilerek, mineralojik analizleri İTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü XRD-XRF laboratuvarında bulunan Bruker D8 Advance XRD difraktometresi kullanılarak yapılmıştır. Bunun için toz örnekler 25 mm çapında

olan ve üzerinde konsantrik kanalları olan ve polymethyl methacrylate' den (PMMA) yapılmış örnek tutucular üzerine yerleştirilmiş ve 30 kV ve 40 mA gücünde Cu K α radyasyonu ile $\Delta^2\Theta = 0.00571346$ basamak ve 0.1 s tarama hızı ile analiz edilmiştir. Mineral tanımı cihazın ara ve eşleştir yöntemine dayanarak yazılımı ve mineral kütüphanesi kullanılarak yapılmıştır. Özellikle bu yöntemle karbonat minerallerinin polimorfları (kalsit, yüksek Mg-kalsit, aragonit) ayırt edilmiştir (Goldsmith ve Graf, 1956). Karbonat minerallerinin göreceli yarı-kantitatif miktarları ana pik yüksekliklerine göre hesaplanmıştır.

2.4 Taramalı Elektron Mikroskop (Scanning Electron Microscope, SEM) Analizleri

Karbonat örneklerinin yapı, doku ve mineralojik özelliklerindeki değişimlere göre seçilmiş temsili örnekler taramalı elektron mikroskop (SEM) altında bir kaç on bin büyütme kadar incelenmiş ve fotoğraflanmıştır. Bu şekilde bazı örneklerde biyolojik büyümenin yapı ve doku özellikleri saptanmıştır. Cihaza bağlı enerji dağılımlı XRF spektrometresi (energy dispersive XRF spectrometer, EDS) ile gerektiği durumda bazı minerallerin ve özellikle karbonatların kimyasal bileşimi kontrol edilmiş ve mineraller tanımlanmıştır. Bu analizler için İTÜ Metalurji Mühendisliği Bölümü laboratuvarındaki JEOL JSM-7000F Taramalı Elektron Mikroskop cihazı kullanılmıştır. Cihaz 10 kV'da çalıştırılmıştır.

2.5 Duraylı Oksijen ve Karbon İzotop Analizleri

Karbonat kabuk ve baca örneklerinde karbonatın ve karbonatı oluşturan akışkanların kökenini araştırmak için duraylı oksijen ve karbon izotop analizleri Arizona Üniversitesi İzotop Jeokimyası laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Özellikle karbon izotop oranları karbonatı oluşturan karbonun kökeni (biyojenik metan, termojenik metan, değişik kökenli CO₂ gibi) hakkında, oksijen izotop oranı ise karbonatı çökelten suyun kökeni (Akdeniz suyu, eski Marmara göl suyu gibi) hakkında bilgi vermiştir. Örneklerde karbonatın $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri (‰ V-PDB) otomatik karbonat hazırlama cihazına (KIEL-III) bağlanmış gaz-oranı kütle spektrometrisi (Finnigan MAT 252) ile ölçülmüştür. Bunun için önceden distile suda yıkanmış ve 50 °C'de kurutulduktan sonra toz haline getirilmiş örnekler, dehidre edilmiş fosforik asitle vakum altında 70 °C'de reaksiyona sokulmuş ve çıkan karbondioksit analiz edilmiştir. İzotop oranları NBS-19 ve NBS-18 standardlarının defalarca analizi kullanılarak

kalibre edilmiştir. Bu şekilde yapılan analizlerin tekrarlılığı (precision) ortalama olarak $\delta^{18}\text{O}$ için $\pm\%$ 0.1 ve $\delta^{13}\text{C}$ için $\pm\%$ 0.06'dır (1 σ).

2.6 İndüksiyonlu Plasma-Kütle Spektrometresi-Optik Emisyon Spektrometresi (Inductively Coupled-Mass Spectrometry- Emission Spektroskopisi (ICP-MS-ES) Yöntemi İle Element Analizleri

0.25 g toz karbonat örnekleri sıcak $\text{HNO}_3\text{-HClO}_4\text{-HF}$ asit karışımı ile kuru hale gelinceye kadar muamele edilmiştir. Hidroklorik (HCl) asitte çözünürleştirilen kalıntı örnek çözeltisi İndüksiyonlu Plasma-Kütle Spektrometresi-Optik Emisyon Spektrometresi (Inductively Coupled-Mass Spectrometry-Emission Spektroskopisi; ICP-MS-ES) yöntemi ile analiz edilmiştir (Bureau Veritas Minerals, 2015). Analizlerin en düşük algılama (deteksiyon) limitleri Çizelge 2.1'de verilmiştir. Analizlerin tekrarlılığı (precision) %95 güvenirlilikle %10'dan daha iyidir. Analizler Bureau Veritas Minerals (Kanada) laboratuvarlarında hizmet alımı karşılığında yapılmıştır.

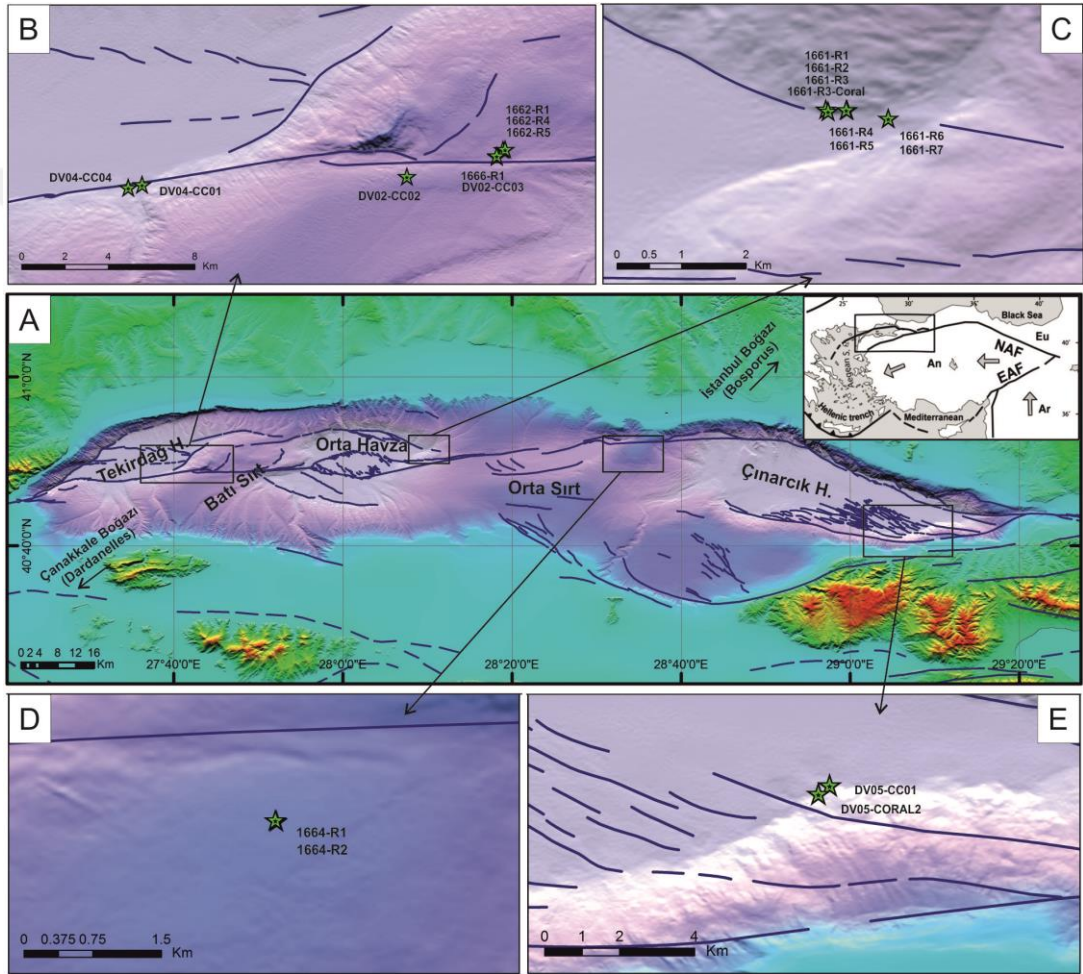
Çizelge 2.1: ICP analizlerindeki en düşük algılama (deteksiyon) limitleri.

Element	Alt deteksiyon limiti	Element	Alt deteksiyon limiti	Element	Alt deteksiyon limiti
Al (%)	0.01	Co	0.2	Ce	1
Fe (%)	0.01	Mn	1	Sn	0.1
Mg (%)	0.01	As	1	Y	0.1
Ca (%)	0.01	U	0.1	Nb	0.1
Na (%)	0.001	Th	0.1	Ta	0.1
K (%)	0.01	Sr	1	Be	1
Ti (%)	0.001	Cd	0.1	Sc	1
S (%)	0.1	Sb	0.1	Li	0.1
P (%)	0.001	Bi	0.1	Rb	0.1
Mo	0.1	V	1	Hf	0.1
Cu	0.1	La	0.1	In	0.05
Pb	0.1	Cr	1	Re	0.005
Zn	1	Ba	1	Se	1
Ag	0.1	W	0.1	Te	0.5
Ni	0.1	Zr	0.1	Tl	0.5

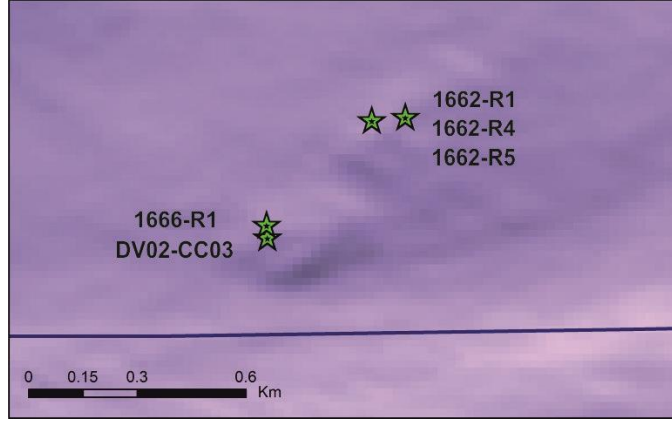


3. DENİZALTI GÖZLEMLERİ

Bu bölümde incelenen karbonat kabuk ve bacalarının bulunduğu alanların morfotektonik konumu ve denizaltı gözlemlerine göre oluşum ortamları batıdan doğuya doğru tanımlanmıştır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1: (A) Marmara Denizi morfotektonik haritası (mavi çizgiler fayları göstermektedir, Uçarkuş vd., 2011; batimetrik veriler, Le Pichon vd., 2001). Ayrıntılı morfotektonik haritalar alınan ve analiz edilen otijenik karbonat örneklerinin yerlerini göstermektedir: (B) Marmara Denizi batısı, Tekirdağ Havzası ve Batı Sirt, (C) Orta Havza, (D) Orta Sirt, (E) Çınarcık Havzası.



Şekil 3.2: Batı Sırt orta kısmındaki çamur volkanları ve bu lokasyondan alınan otijenik karbonat örnekleri.

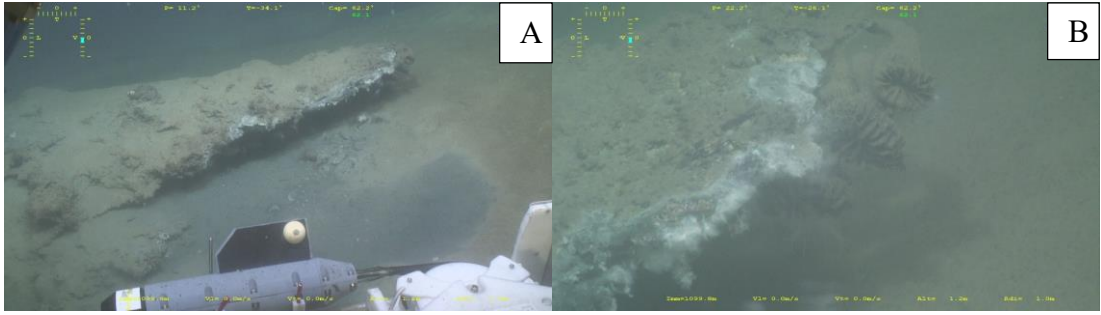
3.1 Tekirdağ Havzası Güneydoğusu

DV04-CC01 ve DV04-CC04 no'lu örnekler, Tekirdağ Havzası'nın güneyini sınırlıyan faya yakın konumdadır. Bu fay Batı Sırtın batısından başlayarak bir kaç derece ile BGB yönünü alır az da olsa transpresyonal (sıkışma) özelliği kazanır (Şekil 3.1B). DV04-CC01 örneği, -1107 m derinlikte fayın güneyinde; ve 1100 m su derinliğindeki DV04-CC04 örneği ise fayın güneyinde ve kanyon girişinin 2000 m KB'sında yer almaktadır (Şekil 3.1B). Kanyonun havzaya ulaştığı yerde “Jack the Smoker” adı verilen ve yaklaşık 0.5 m yüksekliğinde bir karbonat bacası oluşturan aktif akışkan çıkışı bulunmaktadır (Burnard vd., 2012). Burada Marmara'nın göl olduğu dönemin nispeten az tuzlu suları yükselmekte ve günümüz deniz suyu ile karışmaktadır. Bu sular kanyonun ağzını dolduran kaba malzemeden oluşan kütle akması çökelleri içerisinden çıkış yapmaktadır (Zitter vd., 2008, 2012).

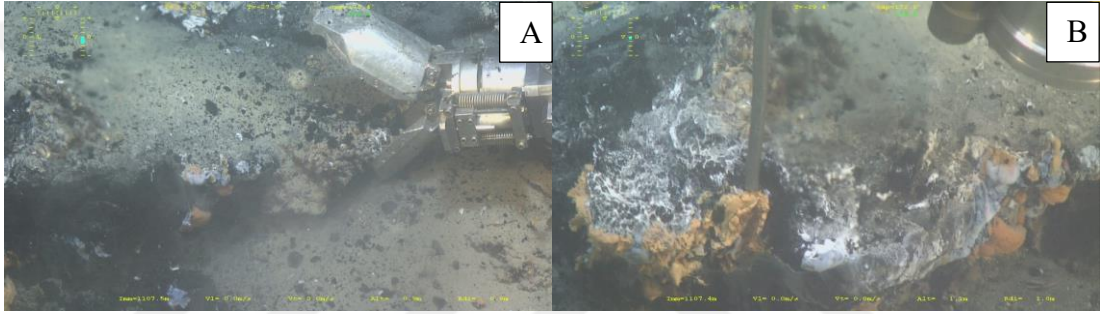
DV04-CC04: Örneğin alındığı yer Tekirdağ Havzası güneydoğusunda, kanyon ağzının 2000 m KB'sında, -1100 derinliğindedir (Çizelge 1.1, Şekil 3.1B). Otijenik karbonat bir tabaka halindedir (Şekil 3.3A). Kalınlığı 8 cm civarındadır. Kenarında mercanlar tutunmuş şekildedir (Şekil 3.3B). Etrafında yamalar halinde siyah sülfidli çökeller görülmektedir.

DV04-CC01: Örnek alınan yerde karbonat kabuğu örtüsünün yüzeyi düzensiz ve kalınlığı 10-15 cm arasında değişmektedir. Örneğin alındığı yerde aktif akışkan çıkışı bulunmaktadır. Üzerinde gri, altında ve etrafında siyah sülfidli çökeller vardır (Şekil 3.4A). Aktif akışkan çıkışına yakın yerde, yaklaşık 10 cm çapında yer yer kümelenmiş bivalv yığılımları oluşmuştur. Birkaç cm çapında siyah çökel parçaları etrafa saçılmış

olarak gözükmektedir. Ayrıca örnek üzerinde bazı kısımlarda turuncu renkte okside olmuş kısımlar gözükmektedir (Şekil 3.4B).



Şekil 3.3: (A) Karbonat tabakası şeklindeki DV04-CC04 örneğinin denizaltı görüntüsü, (B) karbonat tabaka kenarında tutunan mercanlar.



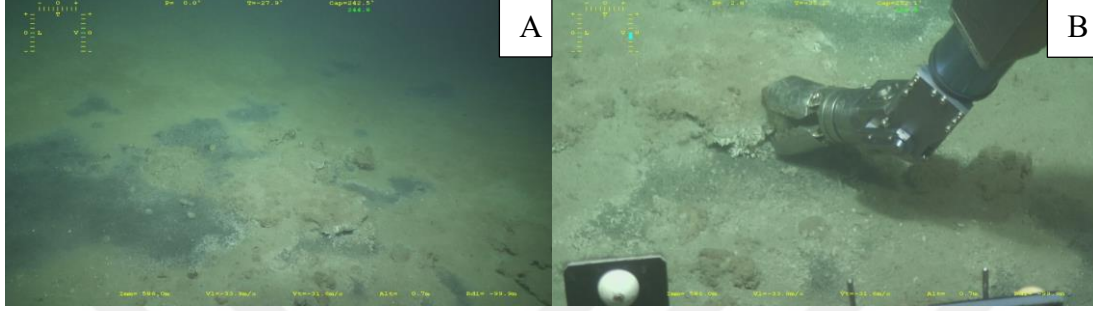
Şekil 3.4: (A) DV04-CC01 örneğinin genel denizaltı görüntüsü, (B) örnek üzerinde ve etrafında siyah sülfidli çökeller ve bazı turuncu renkte, okside olmuş kısımlar.

3.2 Batı Sırtı

Batı Sırtı Ana Marmara Fayı tarafından taze fay aynaları oluşturarak belirgin olarak D-B yönünde kesilmektedir. Sırt üzerinde fay iki segmentten oluşmaktadır (Şekil 3.1A). İki segment arasında bir sıçrama ile 1 km genişliğinde ve 5 km uzunluğunda D-B uzanımlı bir çek-ayır havza oluşmuştur. Kuzeyde KD yönlü ve fayın güneyinde D-B yönlü antiklinal yapılar ile kuzeyde üç çamur volkanı bulunmaktadır (Dupre vd., 2015). Buradaki çamur volkanları çok sayıda akışkan çıkışlarının çıktığı alanlardır. Daha önce 1.2. “Marmara Denizi’nde Soğuk Akışkan Çıkışları ve Karbonat Oluşumları” kısmında açıklandığı üzere bu akışkanların bir kısmı Trakya Havzası’ndan kaynaklı olup, derin kökenlidir.

DV02-CC02 örneğinin lokasyonu küçük çek hayır havzanın güneyinde, güneydeki fayın güneyinde yer almaktadır. 1662-R1, 1662-R4, 1662-R5, DV02-CC03 VE 1666-R1 örnekleri daha doğuda D-B yönlü sağ yanal Ana Marmara Fayının kuzeyinde konumlanmıştır.

DV02-CC02: Örnek, Batı Sırtın batısında, 586 m su derinliğindedir. Akışkan (hidrokarbon gaz ve petrol) çıkışının görüldüğü çamur volkanı civarındadır (Çizelge 1.1, Şekil 3.1B, 3.2). İnce (4-5 cm) karbonat tabakasından oluşmaktadır. Karbonat tabakanın çevresinde yamalar şeklinde yer yer siyah sülfidli çökeller görülmektedir (Şekil 3.5A,B). Bazı kısımlarda dağılmış şekilde bivalv kabukları görülür.



Şekil 3.5: (A) DV02-CC02 örneğinin denizaltı görüntüleri. Örnek etrafında siyah sülfidli çökelle kaplı kısımlar görülmektedir, (B) örnek karbonat tabakasından alınmıştır.

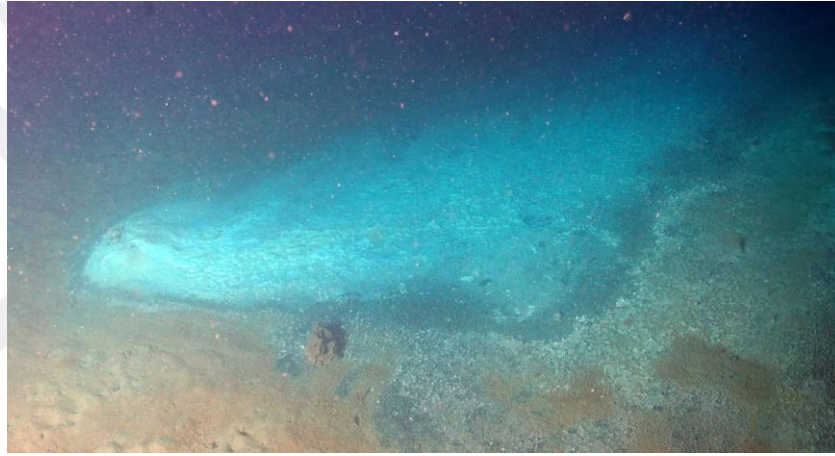
DV02-CC03: Örnek, Batı Sırtı Güney çamur volkanı üzerinden 646 m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 1.1, Şekil 3.2). Çapları 20-30 cm olan öbek öbek karbonat kabuklarından oluşmuştur (Şekil 3.6). 7-8 cm kalınlığında öbek şeklindeki karbonat kabukları büyük oranda bivalv kabuklarının karbonat çimentolanması ile oluşmuştur. Etraflarında siyah sülfidli çökeller ve bol miktarda bivalv bulunmaktadır.

1666-R1 (Barit): Örnek, Batı Sırtı Güney çamur volkanı üzerinden 656 m su derinliğinden alınmıştır. Örnek bölgesi, yoğun akışkan (aşırı tuzlu) çıkışının olduğu ve petrol, hidrokarbon ve barit çökelinin gözlendiği (Bourry vd., 2009; Tryon vd., 2012) çamur volkanındaki gaz hidrat lokasyonuna ve karbonat tümseğine yakındır. Barit, 10-15 cm yüksekliğinde, 15-25 cm çapında tümsek bacalar veya etrafı siyah indirgenmiş çökel ve bakteri örtüsü ile kaplı beyaz düz bir çökel olarak meydana gelir (Şekil 3.7).

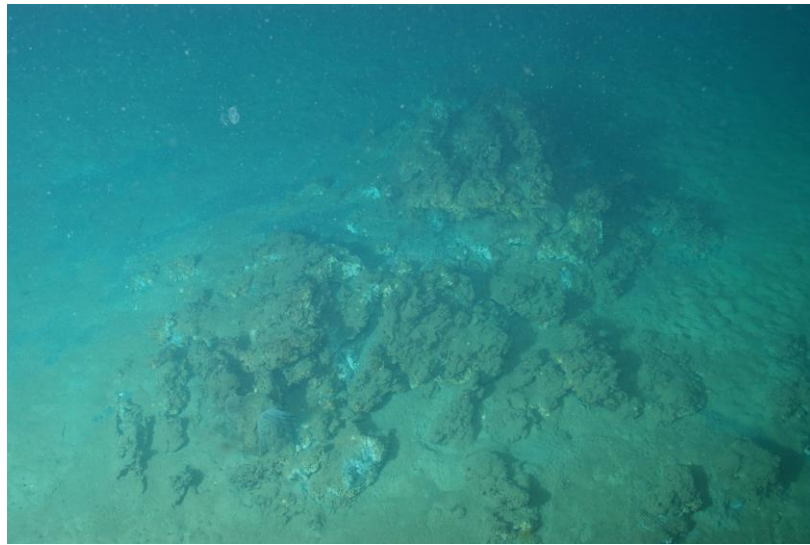
1662-R1: Örneğin alındığı yer Batı Sırtı doğusunda, 654 m su derinliğindedir. Karbonat kabukları düzensiz yüzeye ve kalınlığa sahiptir. Bazı küçük karbonat bacaları görülmüştür. Bu bacalar birleşerek daha büyük bir karbonat bacası (2-3 m) oluşturmuştur (Şekil 3.8). Devamsız karbonat kabukları ise yaklaşık 5 cm kalınlığındadır. Örnek bir karbonat bacasından alınmıştır.



Şekil 3.6: Öbek öbek karbonat oluşumlarının gözleendiği DV02-CC03 örneğinin denizaltı görüntüsü.



Şekil 3.7: 1666-R1 barit örneğinin deniz altı görüntüsü.



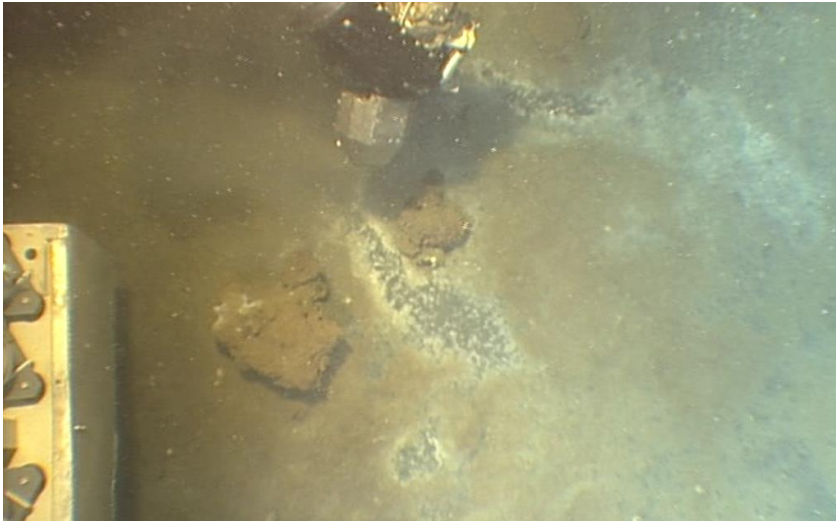
Şekil 3.8: Karbonat bacasından alınan 1662-R1 örneğinin denizaltı görüntüsü.

1662-R4: Örneğin alındığı yer Batı Sırtı doğusunda, 653 m su derinliğindedir (Çizelge 1.1, Şekil 3.1B, 3.2). Deniz tabanında düz karbonat kabuk örtüsü oluşturmaktadır. Yer yer 5-10 cm çapında, yaklaşık 5 cm yüksekliğinde küçük öbek öbek bacamsı karbonat oluşumları vardır. Çevresinde düz çamurla kaplı ve küçük 20-30 cm çapında siyah sülfidli çökeller bulunmaktadır (Şekil 3.9). Örnek küçük bir bacadan alınmıştır. Örnekleme sırasında kabarcık çıkışları gözlenmiştir.



Şekil 3.9: Düz karbonat kabuk örtüsünün görüldüğü, çevresinde siyah sülfidli kısımların yer aldığı karbonat bacasından alınan 1662-R4 örneğinin denizaltı görüntüsü.

1662-R5: Örnek, 1662-R4 ün hemen yanında, 653 m su derinliğinde, düz karbonat kabuk örtüsünden alınmıştır (Çizelge 1.1, Şekil 3.1B, 3.10).



Şekil 3.10: Şekil 3.9'daki 1662-R4 nolu örnek ile çok yakın lokasyondan, karbonat kabuk örtüden alınan 1662-R5 örneğinin denizaltı görüntüsü.

3.3 Orta Havza Doğusu

Orta Havza, KB-GD doğrultulu aşmalı normal faylar tarafından şekillenen bir havzadır (Şekil 3.1C). Burada birçok doğrultu atımlı fay kolları bir pozitif çiçek yapısı oluşturmuştur (Bécel vd., 2010; İmren vd., 2001; Parke vd., 2002).

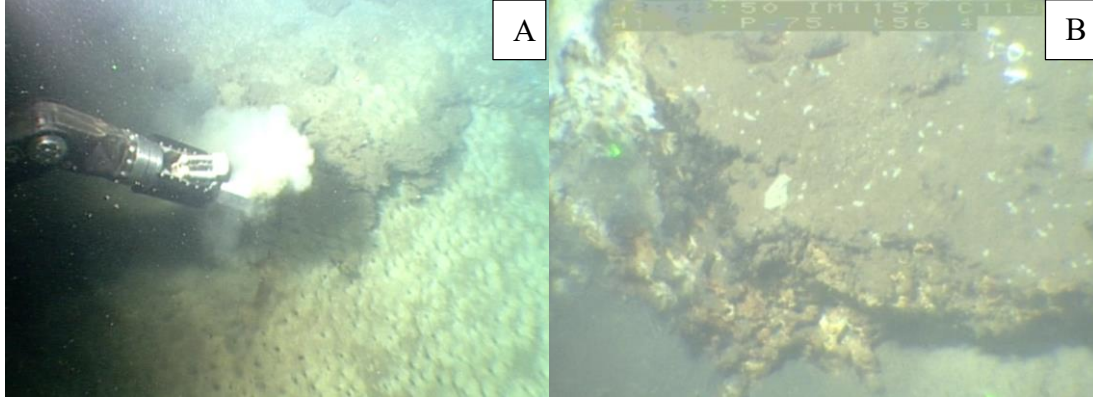
Orta Sırt'ın batısında Ana Marmara Fayı üç kola ayrılır. Bunlardan kuzeydeki Orta Çukurluğun GD-KB yönlü “kuzey sınır fayını” oluşturur. Bu fayın güneyindeki aşmalı normal bileşenli doğrultu atımlı faylar boyunca gaz çıkışları bulunmuştur (Dupre vd., 2015). Gaz çıkışları Orta Havza'nın doğu kenarında da yaygındır. Otijenik karbonat örnekleri, Orta Havza doğusunda, sınır fayı üzerinden alınmıştır.

1661-R1: Örnek Orta Havza'nın doğu kenarında, 1156 m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 1.1, Şekil 3.1C). Burada deniz tabanı düz bir karbonat örtü ve yer yer siyah sülfidli çökel yamaları tarafından kaplanmıştır. Karbonat kabuğu gri renkte, süngerimsi bir dokuya sahiptir. Yer yer bölgesel siyah-kahverengi bir yüzeye sahiptir. 10-25 cm çapında yer yer birleşerek oluşturulmuş, devamsız ve üzeri pürüzlü karbonat kabuk oluşumları vardır (Şekil 3.11). Etraflarında 1-1.5 cm çapında pembe karides (*Parapenaeus longirostris* (Lucas, 1846) (Artüz, 2006; Öztürk, 2009) oyuklarının bulunduğu bej renkli düz çamur örtüsü bulunmaktadır (Şekil 3.11).



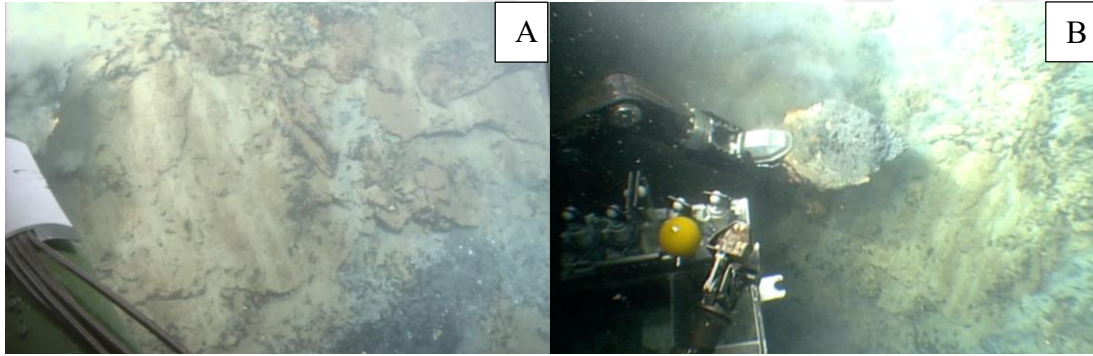
Şekil 3.11: Etrafında karides oyuklarının görüldüğü, süngerimsi dokuya sahip karbonat kabuk oluşumundan alınan 1661-R1 örneğinin denizaltı görüntüsü.

1661-R2: Örnek, Orta Havza'nın doğu kenarında 1661-R1 no'lu örnek ile aynı yerden ve derinlikten (-1156 m) alınmıştır ve bu nedenle aynı ortam ve yapı özelliklerine sahiptir. Bu örnek yaklaşık 20 cm boyunda olup, 1661-R1'den daha büyüktür (Şekil 3.12A,B).



Şekil 3.12: (A) 1661-R1 no'lu örnek ile aynı lokasyondan ve daha büyük boyutta alınmış 1661-R2 no'lu örneğin genel ve (B) yakınlaştırılmış denizaltı görüntüleri.

1661-R3: Örnek Orta Havza'nın kuzeydoğu kenarından, 1159 m su derinliğinden alınmıştır (Çizelge 1.1, Şekil 3.1C). Güneydoğu'ya doğru derinliğin artışı lokasyonun bir yamacın üzerinde olduğuna işaret etmektedir. Yamaç üzerinde yassı, katmanlı, yüzeyi kahverengiden koyu kahverengiye değişen karbonat kabukları görülmektedir (Şekil 3.13A). 60 cm x 45 cm x 5 cm boyutlarında alınan örnek, karbonatla çimentolanmış çamurdur (Şekil 3.13B). Kabuk üzerinde yer yer taşlaşmış mercanlar bulunmuş ve bir tanesi örneklenmiştir (örnek 1661-R3 Coral).



Şekil 3.13: (A) 1661-R3 örneğinin alındığı lokasyonun denizaltı görüntüsü, (B) örnek karbonatla çimentolanmış bir çamurtaşdır.

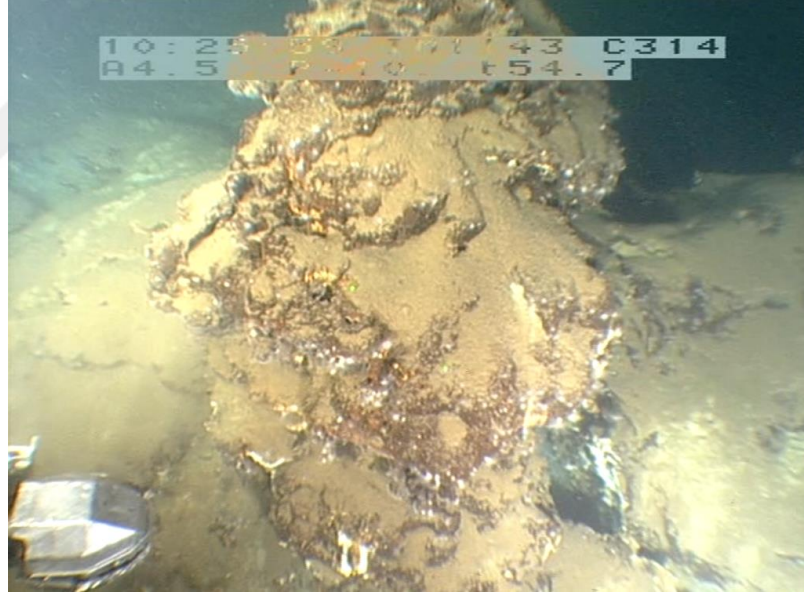
1661-R4: Örneğin alındığı yer Orta Havza'nın doğu kenarında, 1143 m su derinliğindedir. Burada deniz tabanı, devamlılığı olan, yatay bantlı, koyu kahve-siyah renkli, 3 cm kalınlığındaki karbonat kabuğundan oluşmuştur (Şekil 3.14). Örnek, bu karbonat kabuğunu temsil etmektedir.

1661-R5: Örneğin alındığı yer Orta Havza'nın doğu kenarında, 1141 m su derinliğindedir (Çizelge 1.1, Şekil 3.1C). Örnek 2 m yüksekliğinde, şu anda aktif olmayan bir karbonat bacasından alınmıştır (Şekil 3.15).

Baca birbiri üzerine düzensiz tabakalar halinde çökelmiş karbonattan oluşmuştur. Tabanı sonradan olası bir fay hareketi ile parçalanmıştır.



Şekil 3.14: 1661-R4 no'lu karbonat kabuğu örneğinin denizaltı görüntüsü.



Şekil 3.15: 2 metre yüksekliğindeki karbonat bacasından alınan 1661-R5 no'lu örneğin denizaltı görüntüsü.

1661-R6: Örnek Orta Havza'nın kuzeydoğu kenarından, 1139 m su derinliğinden alınmıştır. Karbonat kabuğu çevresinde yer yer gri-siyah renkte yamalar ve bivalv kabukları gözükmemektedir (Şekil 3.16). Karbonat kabuğu düzgün bir yüzey ve 0.6-0.8 cm kalınlığa sahiptir. Örnek 4-8 cm uzunluğunda dört parçadan oluşmuştur. Bir parça çift bantlı yapı göstermektedir.



Şekil 3.16: Çevresinde siyah sülfidli yamaların gözüktüğü 1661-R6 no'lu karbonat kabuğu örneğinin denizaltı görüntüsü.

1661-R7: Örneğin alındığı yer Orta Havza'nın kuzeydoğu kenarında, 1139 m su derinliğindedir (Çizelge 1.1, Şekil 3.1C). Gri karbonat kabuğunun yüzeyi yer yer koyu kahve-siyah lekeli. Karbonat kabuğu etrafında yer yer yamalar şeklinde siyah sülfidli çökeller bulunmaktadır (Şekil 3.17).



Şekil 3.17: 1661-R7 nolu karbonat kabuğu örneğinin denizaltı görüntüsü. Örnek etrafında kahve ve siyah renkli yamalar gözükmemektedir.

3.4 Orta Sırt

Orta Sırt oldukça engebeli rölyefe, kıvrımlar ve bindirmeler gibi sıkışmalı yapılara sahiptir. Kuzey ve güneyden aktif faylarla sınırlanmıştır. Orta Sırt'tan alınan 1664-R1 ve 1664-R2 otijenik karbonat örneklerinin kuzeydeki Ana Marmara Fayına olan

uzaklığı sırasıyla 986 ve 971 m'dir. Örneklerin lokasyonu gaz çıkışlarının yoğun olduğu bir antiklinal yapı üzerindedir (Dupre vd., 2015).

1664-R1: Örnek Orta Sırt doğusunda, 323 m su derinliğindedir (Çizelge 1.1, Şekil 3.1D). Karbonat kabuğu devamsız yamalar şeklindedir. Üzerinde bivalv ve tüp kurtları görülmemiştir. Bölgeden kısa karot (push core) örnekleri alımı sırasında alanın sertleşmiş olduğu belirlenmiştir. Gri-siyah çökel yamalarının etrafı beyaz (bakteri) örtü ile sarılmıştır.

1664-R2: Örneğin alındığı yer Orta Sırt doğusunda, 326 m su derinliğindedir (Çizelge 1.1, Şekil 3.1D). Örnek alınan yerin 15-20 m yakınında gaz çıkışları görülmüştür. Karbonat kabuğu K-G yönünde uzamış 8 x 4 m boyutunda bir alanı kaplamaktadır. Çok ince bir bej renkli çökel örtü ile kaplıdır (Şekil 3.18). Etrafındaki çökeller de bej renktedir. Çevrede beyaz (bakteri) örtüsü ile çevrili gri-siyah çökel yamaları görülmektedir. Ayrıca birkaç cm boyutundaki bacalardan birçok gaz kabarcık çıkışları görülmüştür. Gaz akışı düzensiz şekildedir.



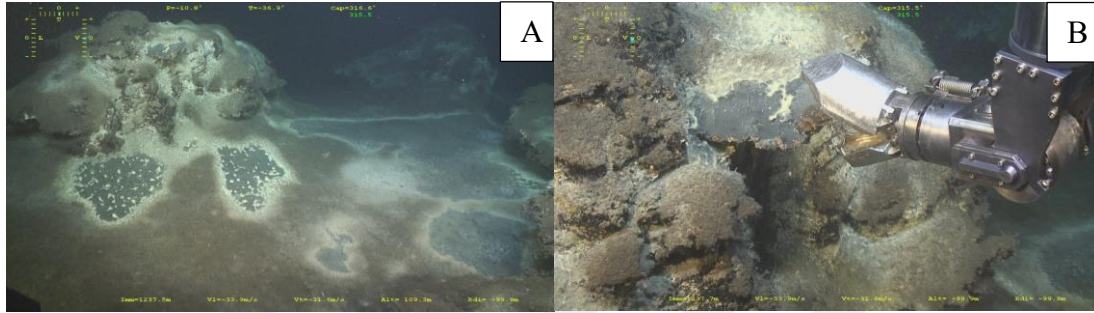
Şekil 3.18: 1664-R2 örneğinin alındığı lokasyonun denizaltı görüntüsü.

3.5 Çınarcık Havzası

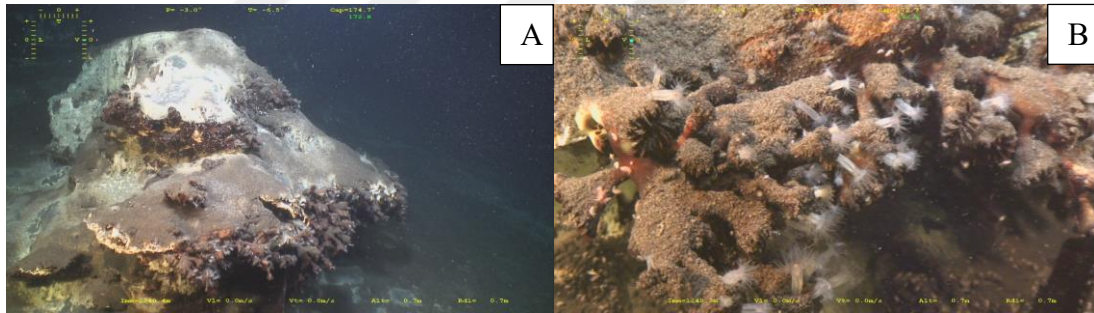
Çınarcık Havzası'nın GD'sundan tek bir otijenik karbonat örneği (DV05-CC01) ve yakınında taşlaşmış bir mercan örneği (DV05-CORAL2) karbonat tümseğinden (mound) alınmıştır (Çizelge 1.1, Şekil 3.1E). Tümsek, havzanın GD yamacının dibinde, 1237 m su derinliğinde, yaklaşık 2 m çapında ve 1 m yüksekliğindedir. Karbonat tümseği üzerinde ve çevresinde yer yer siyah çökeller ve okside olmuş kiremit rengi kısımlar görülmüştür (Şekil 3.19A,B). Taşlaşmış soğuk su mercan örneği

tümseğin kenarındaki mercan kolonisinden örneklenmiştir (Şekil 3.20A,B). Aynı lokasyonda tümseğin etrafında yaşayan mercan kolonisi de bulunmaktadır.

Karbonat tümseği KB-GD yönelimli düşey bileşenli (gerilmeli) çok sayıda fayın oluşturduğu alanda bulunmaktadır (Şekil 3.1E). Bu alanda geniş siyah yamalar tanımlanmıştır (Burnard vd., 2012). Burada gaz çıkışları Zitter vd (2012) nin Çınarcık Havzasının güney sınırı boyunca tanımladığı heyelan yapılarının sadece uç kısmında bulunmuştur.



Şekil 3.19: (A) DV05-CC01 karbonat örneğinin alındığı, çevresinde siyah sülfüdlü çökellerin görüldüğü bir karbonat tümseğinin (mound) genel ve (B) yakınlaştırılmış denizaltı görüntüleri.



Şekil 3.20: (A) Şekil 3.18'deki karbonat tümseğinin (mound) arka tarafındaki mercan kolonisinin genel ve (B) yakınlaştırılmış denizaltı görüntüleri. Bu bölgeden DV05-CORAL2 örneği alınmıştır.

4. BULGULAR

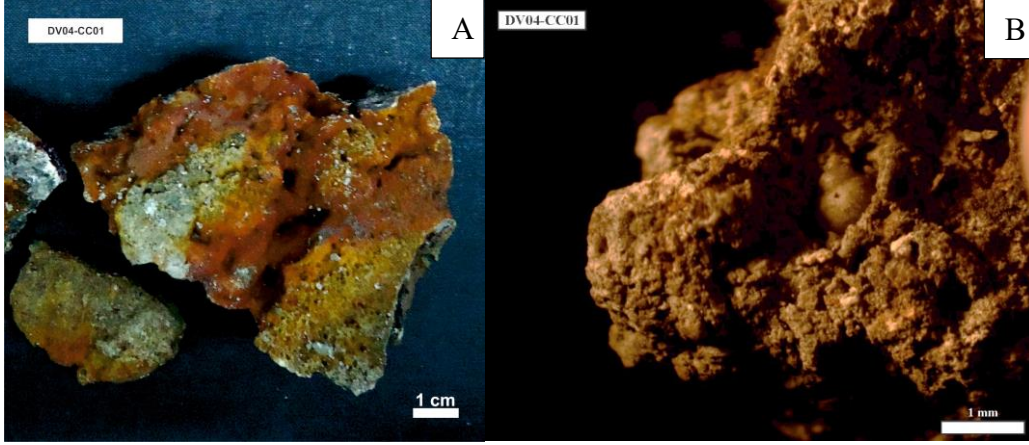
4.1 Karbonat Kabuk Ve Baca Örneklerinin Makro ve Mikro Fasiyes Tanımlamaları

Bu bölümde el örneklerinin çıplak gözle tanımlamaları yanında binoküler ve taramalı elektron mikroskop (SEM) altında makro ve mikro fasiyes tanımlamaları sunulmaktadır.

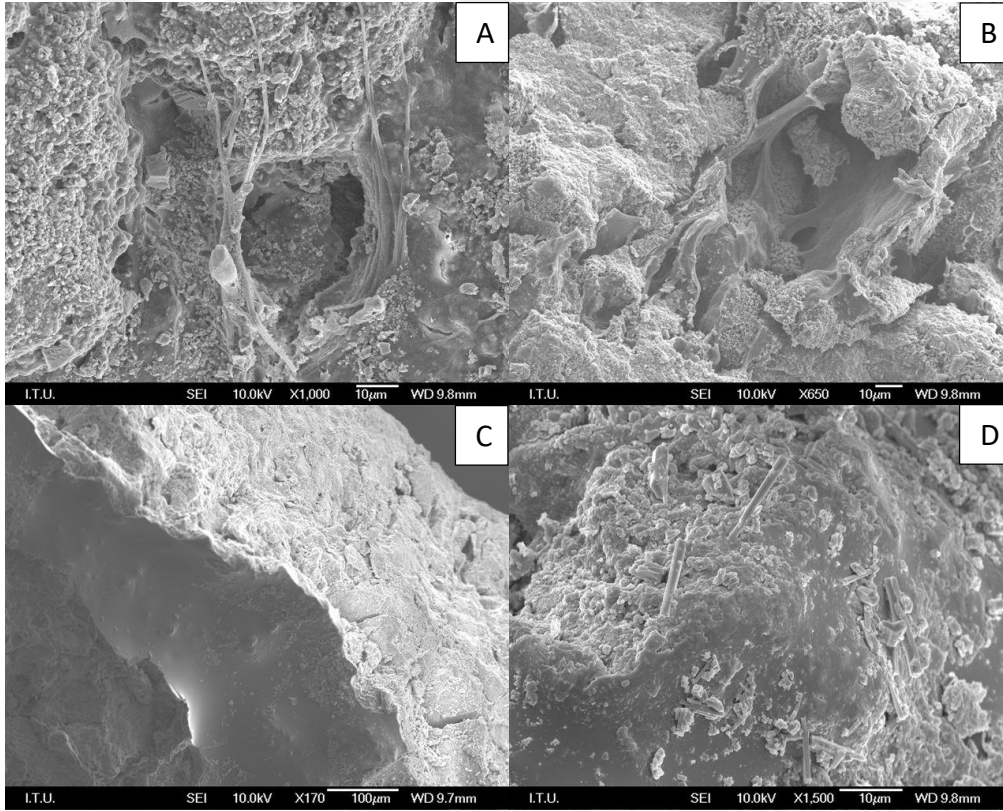
4.1.1 Tekirdağ Havzası güneydoğu örnekleri

DV04-CC01: Örneğin bir yüzeyi Fe-oksihidroksitlerin oluşturduğu kiremit kırmızısı ve sarı-bej renktedir (Şekil 4.1A). Diğer yüzü çoğunlukla bej ve yer yer sarımsı bejdir. Taze kırılmış yüzeyleri koyu gri ve siyahtır. Bazı kısımlarda yama şeklinde siyah çamur içermektedir. Yüzeyi bazı kısımlarda böbreğimsi ve kabuksu yapıda, yer yer de boşlukları 1 mm den küçük petek (honeycombe) yapısındadır. 0.5-1 cm boyutunda seyrek bivalv kavkuları içermektedir. Bivalvlerin bazıları siyah renktedir ve mytilid türlerine benzemektedir. Mytilidler, önceden Ritt vd. (2012) tarafından Marmara Denizi'nde tanımlanan *Idas modiolaeformis* Sturany (1896) ile yakın benzerlikler gösterir. Bazı beyaz bivalv kavkı parçaları aşınmış ve yüzeyi pürüzsüzdür. Örneğin boşluklarında büyüklüğü 0.5-1 mm boyunda gastropodlar (Gibbula benzeri) bulunmaktadır (Şekil 4.1B). Yer yer bir kaç mikron çapında ve 1-2 mm boyunda iğnemsî aragonit görülmektedir. Örnekte kurtçuk kabukları görülmemektedir.

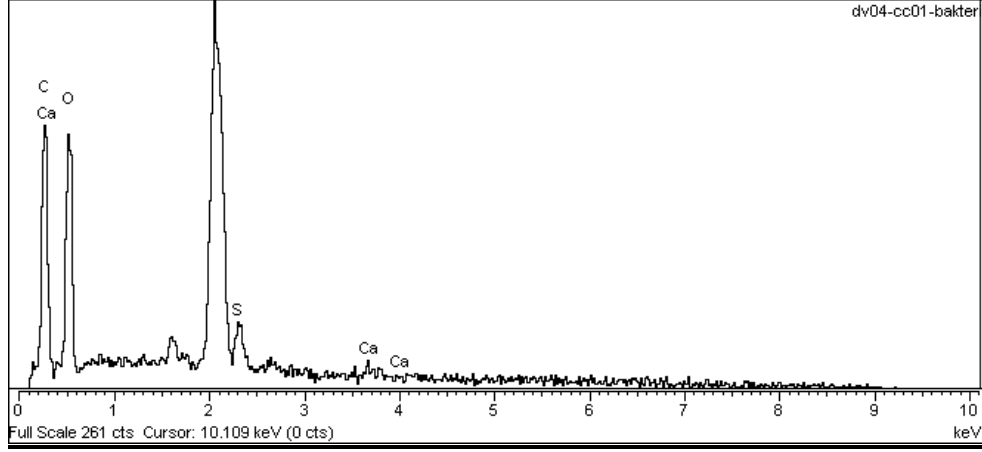
SEM altında örneğin büyük oranda yüzeyi organik madde ile kaplı mikritik aragonitten ve çok az iğnemsî aragonitten oluştuğu görülmektedir (Şekil 4.2A). 30 µm den birkaç 100 µm'ye varan boşluklar ve boşlukların etrafını saran lifimsî bakteri yapıları vardır (Şekil 4.2B). Bakteri yapıları arasında mikritik ve çok seyrek olarak iğnemsî aragonit kristalleri gözükmemektedir (Şekil 4.2D). Gerek bakteri liflerinden ve gerekse boşlukların içini örten pürüzsüz yüzeylerden (Şekil 4.2C) alınan EDS sonuçları C, O ve S'ün bolluğunu göstermekte ve bu da organik madde bileşimini desteklemektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.1: (A) Üst yüzeyi Fe-oksihidroksitler ile kiremit rengine dönüşmüş, böbreğimsi yapıdaki DV04-CC01 no'lu örneğin görünümü. (B) Örneğin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü. Boşluklar içerisinde görülen 0.5-1 mm boyunda gastropodlar.

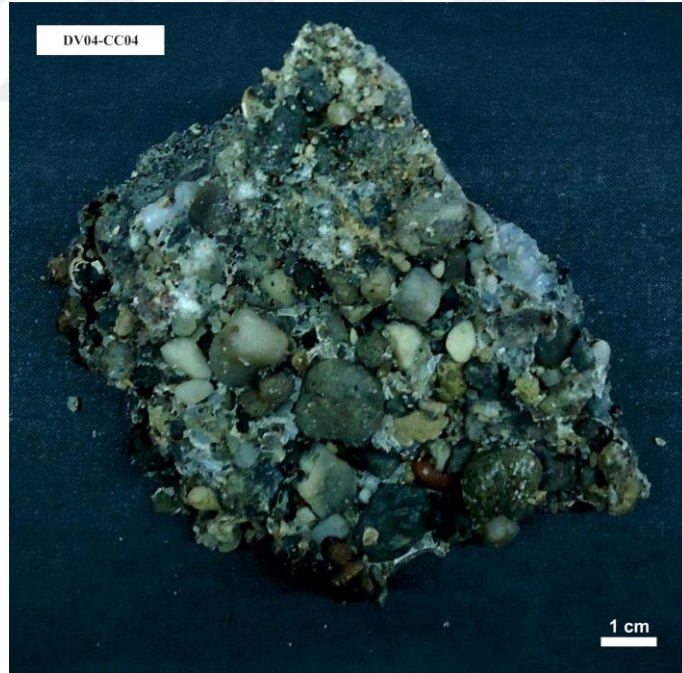


Şekil 4.2: DV04-CC01 no'lu örneğin SEM mikrografları: (A) Yüzeyi yer yer pürüzsüz koyu gri organik madde ile kaplı mikrit. (B) İçi ve etrafı bakteri lifleri ile sarılmış yaklaşık 70 µm çapında boşluk. Boşlukların etrafı lifimsi bakteri sarılmıştır. (C) İçi pürüzsüz organik madde ile kaplı bir boşluk. (D) 10-15 µm uzunluğunda aragonit iğneleri. Pürüzsüz koyu gri alanlar EDS analizlerine göre organik maddedir (bakınız Şekil 4.3).



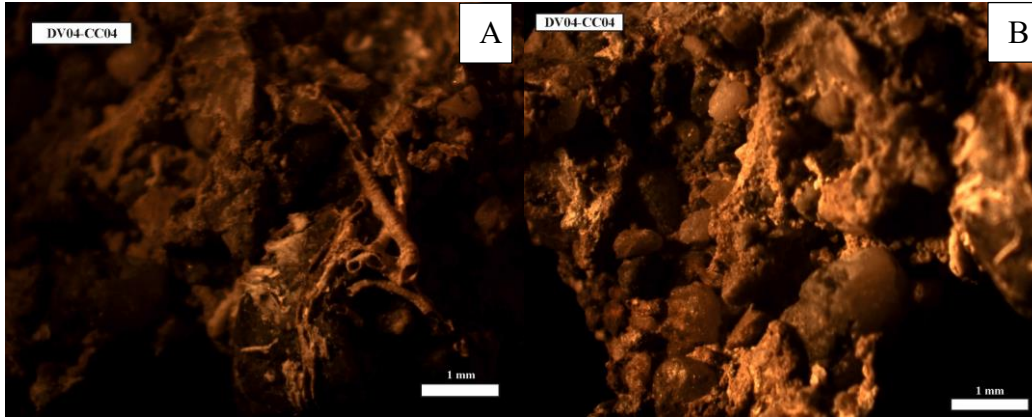
Şekil 4.3: Şekil 4.2C'deki pürüzsüz koyu gri alanın EDS analizi. Boşluğun içini kaplayan bu madde bol miktarda C, O ve S içermekte ve organik maddeye işaret etmektedir.

DV04-CC04: Örnek, karbonat çimentolu ve tane destekli çakıltaşı görünümündedir. Çakıllar iyi yuvarlanmış ve kötü boylanmalıdır. Çakıl boyutu çakılçıkta 1.5 cm'ye kadar değişmektedir (Şekil 4.4). Örneğin üst kısmı daha kaba tanelidir. Matriks ince taneli açık gri karbonattır.



Şekil 4.4: Bol çakıllı ve karbonat çimentolu DV04-CC04 no'lu örneğin görünümü. Binoküler mikroskop altında bazı kısımlarda karbonatlaşmış, beyaz veya kahve renkte kurtçuk (serpulid) ve kurtçuk kümeleri ve çok nadir bivalv kavkı parçaları görülmektedir. Kurtçuklar boğumlu yapıya sahiptir ve yaklaşık 0.25 mm çapında ve 1.5 mm uzunluğundadır (Şekil 4.5A). Serpula vermicularis türüne benzemektedir.

Bazı çakıllar lifimsi organik madde tarafından sarılmıştır (Şekil 4.5B). Yer yer parlak mika mineralleri görülmüştür. Gaz çıkış boşlukları görülmemektedir.



Şekil 4.5: DV04-CC04 no'lu örneğin binoküler mikroskop görüntüleri. (A) Yer yer görülen karbonatlaşmış, beyaz veya kahve renkte kurtçuk (serpulid) ve kurtçuk kümeleri. (B) Mikrobiyal lifimsi organik madde tarafından sarılan çakıllar.

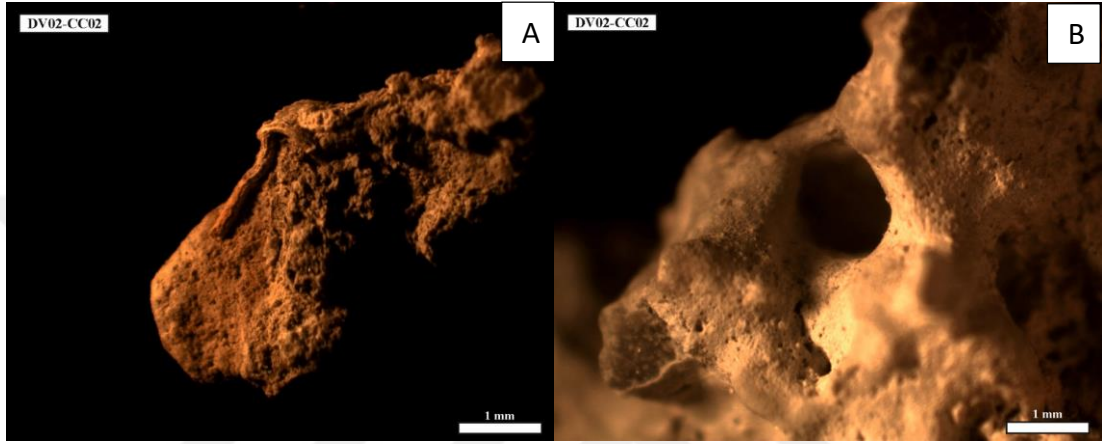
4.1.2 Batı Sırt örnekleri

DV02-CC02: Örnek açık bej gri renkli, sinter görümlü, boşluklu ve yüzeyi oldukça pürüzlü bir yapıya sahiptir (Şekil 4.6). Kurtçuk (Serpulidae) ve seyrek bivalv kavkuları içermektedir. Serpulidler maksimum 3 mm çapında, 3-4 mm uzunluğundadır ve halkalı (konsantrik) iç yapıya sahiptir. Matriks malzemesi açık bej; taze yüzeylerde ise açık gri renkte karbonattır.



Şekil 4.6: DV02-CC02 no'lu örneğin görünümü.

Binoküler mikroskop altında 200-250 µm boyutunda, juvenil, hiyalin gastropod kabukları gözlenmektedir. Çok yaygın olmamakla birlikte kahve veya beyaz renkli, tırtıklı kurtçuk kabukları (serpulid) görülmektedir (Şekil 4.7A). Matriks mikritik karbonat ve kilden oluşmuştur (Şekil 4.7B). Bivalv kavkısı üzerinde serpulid ve serpulid kümelenmesi gözükmemektedir. Küçük sarı, turuncu özbiçimsiz (unhedral), olasılıkla piritin oksidasyonu ile oluşmuş Fe-oksihidroksitler (götit, hematit, limonit) görülmektedir (Şekil 4.7A).



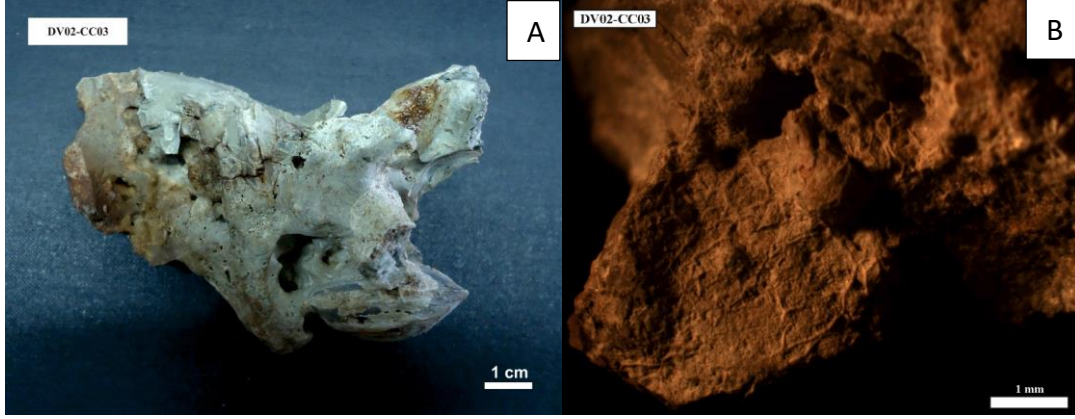
Şekil 4.7: DV02-CC02 örneğinin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü. (A) Örnek üzerinde yer yer kahve veya beyaz renkli, tırtıklı kurtçuk kabukları (serpulid) ve Fe-oksihidroksitler tarafından oluşan kiremit renginde kısımlar görülmektedir. (B) Gaz boşlukları görülmektedir ve matriks mikritik karbonat ve kilden oluşmaktadır.

DV02-CC03: Örnek genel olarak bej renktedir. Çok sayıda bivalv kavkı yığılmasından oluşmuştur. Bivalvler genel olarak çift kabuklu olup yaşam pozisyonundadır (Şekil 4.8A). Bivalvler mytilid *Idas* benzeri türlere aittir (Ritt v.d., 2012). Kavkı morfolojisi *Idas modiolaeformis* Sturany (1896) türüne yakınlık göstermektedir. Boyutları 1 cm ile 3 cm arasında değişmektedir. Boşlukları gri çamur dolguludur. 0.5 cm ve daha büyük çaptaki büyük boşluklar genel olarak kavkuların çözünmesi ile oluşmuş (moldik) boşluklardır (Şekil 4.8A). Ayrıca 1 mm ve daha küçük kanalımsı boşluklar gaz çıkış kanalları veya kurtçuk boşluklarıdır. Bazı bölgelerde 60-100 µm çapında, birkaç mm uzunluğunda kurtçuk kümelenmeleri görülmektedir (Şekil 4.8B).

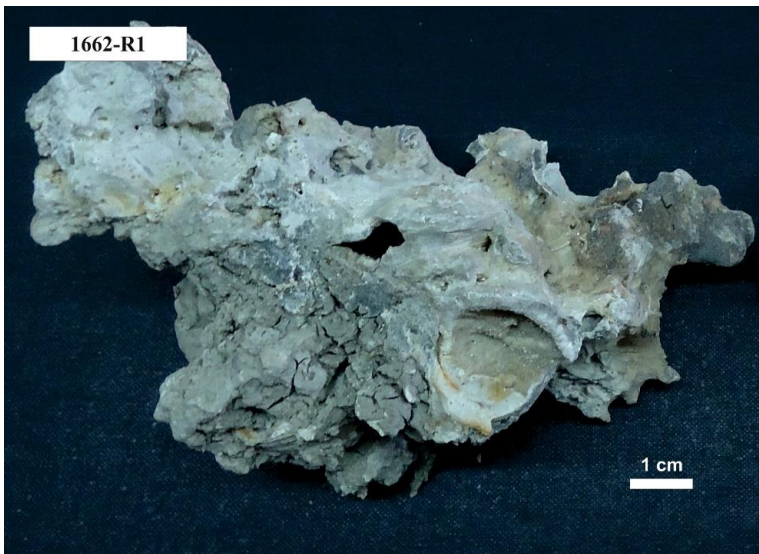
1662-R1: Örnek bej renkli karbonatla çimentolanmış zengin bir bivalv topluluğu içermektedir. Taze yüzeyler gri renktedir. Kavkuların çoğunluğu çift kavkılı olup yaşam pozisyonundadır. Karbonat çimentosu kum boyutunda bivalv kavkı parçaları içermekte ve ince taneli (mikritik) olup, yer yer böbreğimsi ve pürüzlü bir yüzeye sahiptir (Şekil 4.9). Örnekte boşluklar yer yer açık gri renkli çamurla doldurulmuştur.

Örnek üzerinde bivalv kavkuları çoğunlukla 2 cm boyundadır. Bivalv kavkı yoğunluğu 1664-R1'e göre daha azdır. Bivalvler Doğu Akdeniz de bulunan mytilid *Idas* benzeri türlere aittir (Ritt vd., 2012). Kavkı morfolojisi *Idas modiolaeformis* Sturany (1896) türüne yakınlık göstermektedir.

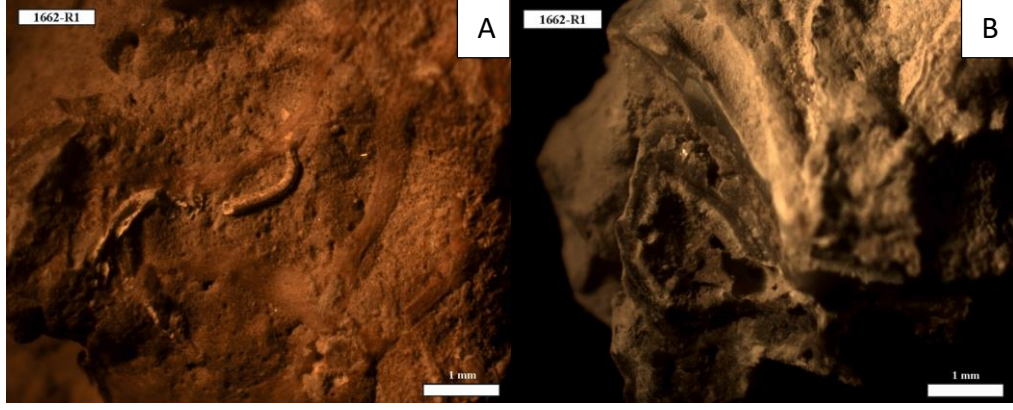
Binoküler mikroskop altında örneğin belirli bölgelerinde damar şeklinde karbonatlar ve beyaz renkte tırtıklı taşlaşmış kurtçuklar görülmektedir (yaklaşık 300-200 µm çapında) (Şekil 4.10A). Bivalv kavkısının iç yüzeyinde iğnemsî yapıda aragonit görülmektedir (Şekil 4.10B). Örneğin bazı kısımlarında okside olmuş pirit kalıntıları vardır (en büyüğü 200 µm). Seyrek, çatlak dolgusu şeklinde turuncu kılcal (<0.5 mm) damarlar gözükmemektedir.



Şekil 4.8: (A) Bivalv kavkı yığılmasından oluşan DV02-CC03 no'lu örneğin görünümü. (B) Binoküler mikroskop altında örnek üzerindeki kurtçuk kümelenmeleri.

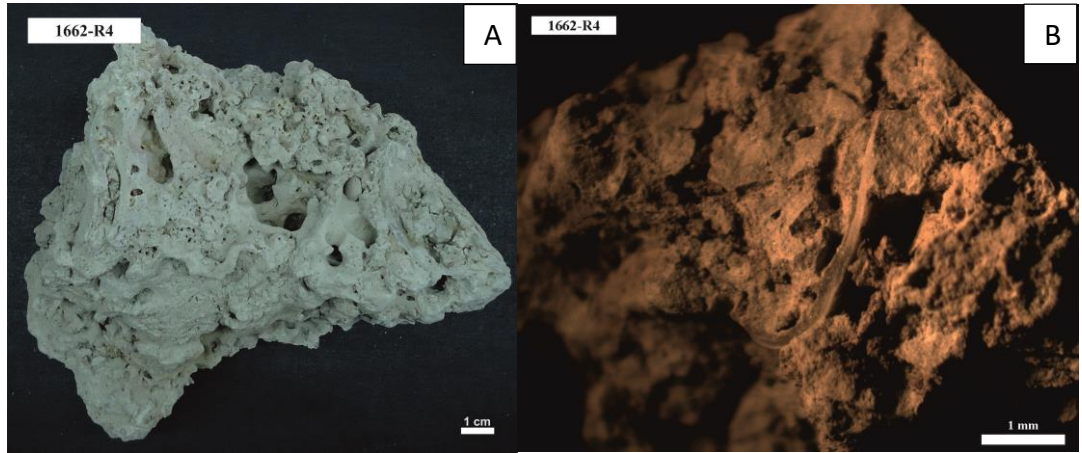


Şekil 4.9: Boşlukların ve bivalv kavkılarının gözlemlendiği 1662-R1 örneğinin görünümü.



Şekil 4.10: 1662-R1 no'lu örneğinin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü. (A) Örnek üzerinde damar şeklinde karbonatlar ve taşlaşmış beyaz tırtıklı kurtçuklar görülmektedir. (B) Kırılmış bivalv kavkısı iğnemsî yapıdaki aragonitten oluşmaktadır.

1662-R4: Örnek bej renkli karbonatla çimentolanmış zengin 3-4 cm boyuna varan bivalv parçaları içermektedir. Taze yüzeyler gri renktedir. Karbonat çimentosu da bivalv kavkısı parçaları içermektedir ve ince tanelidir (mikritik). Örnek yer yer böbreğimsi ve pürüzlü bir yüzeye ve çok sayıda tüplü boşluk yapısına sahiptir (Şekil 4.11A). Tüplerin büyüklüğü 2-6 mm, küçükleri < 0.5 mm çapındadır. Binoküler mikroskop altında bazı boşlukların çeperlerini saran ince (< 0.5 mm) kalınlıkta turuncu oksitlenmeler ve kırılmış bivalv kabuk parçaları görülür (Şekil 4.11B).



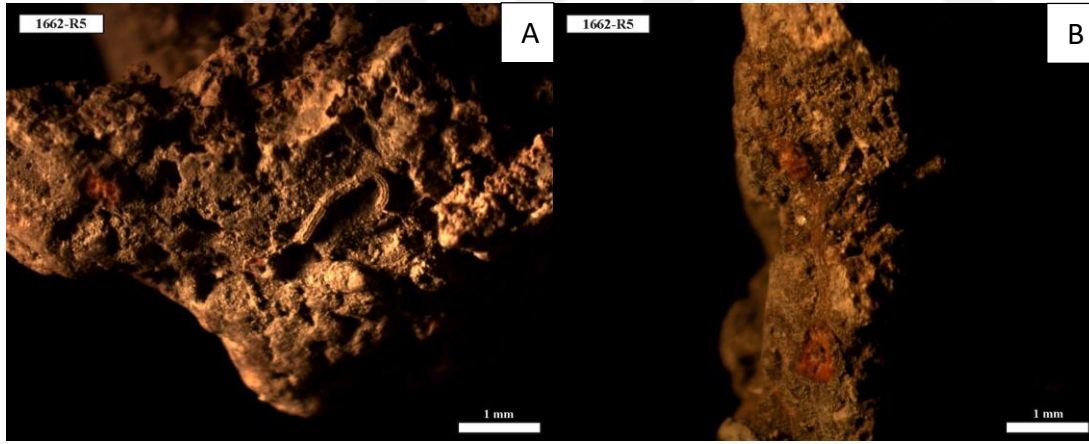
Şekil 4.11: (A) Boşluklu ve pürüzlü, böbreğimsî yapıdaki 1662-R4 no'lu örneğin görünümü. (B) Binoküler mikroskop altında örnek üzerinde bazı kısımlarda görülen turuncu renkte oksitlenmeler ve kırılmış bivalv kabuk parçası.

1662-R5: Örnek, kahve-bej renkli, birkaç bivalv kavkısı parçası içeren böbreğimsî, pürüzlü ve boşluklar içeren yapıya sahip karbonat kütesidir. Taze yüzeyler gri renktedir. Tüp ve çözünme boşlukları 1662-R4' e göre daha küçüktür (ortalama 3 mm) (Şekil 4.12). Bivalv parçaları sadece 2-3 tane olup 2-3 cm boyundadır. Örnek, yer yer

1 mm ve daha küçük turuncu-kiremit nokta, ince (<0.3 mm) ve kısa (<1 cm) Fe-oksihidroksit damarları içermektedir (Şekil 4.13B). Ayrıca yer yer küçük (<0.5 mm) kurtçuklar içermektedir (Şekil 4.13A).



Şekil 4.12: Boşluklu ve böbreğimsi, pürüzlü yapıdaki 1662-R5 no'lu örneğin görünümü. Örnek üzerindeki boşluklar 1662-R4 no'lu örnekten daha küçüktür (Şekil 4.11A).

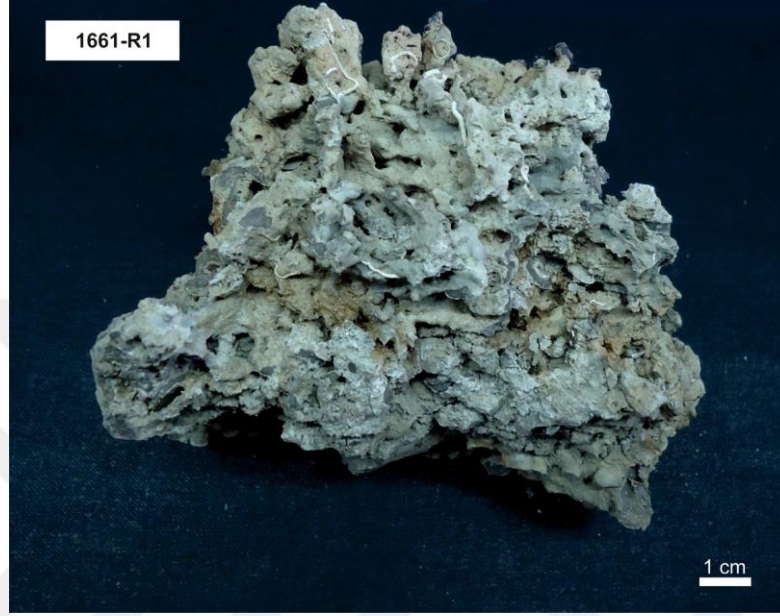


Şekil 4.13: Binoküler mikroskop altında 1662-R5 no'lu örneğin görüntüsü. (A) Örneğin bazı kısımlarında kurtçuklar ve (B) yer yer nokta şeklinde turuncu Fe-oksihidroksit damarları görülür.

4.1.3 Orta Havza doğu kenarı örnekleri

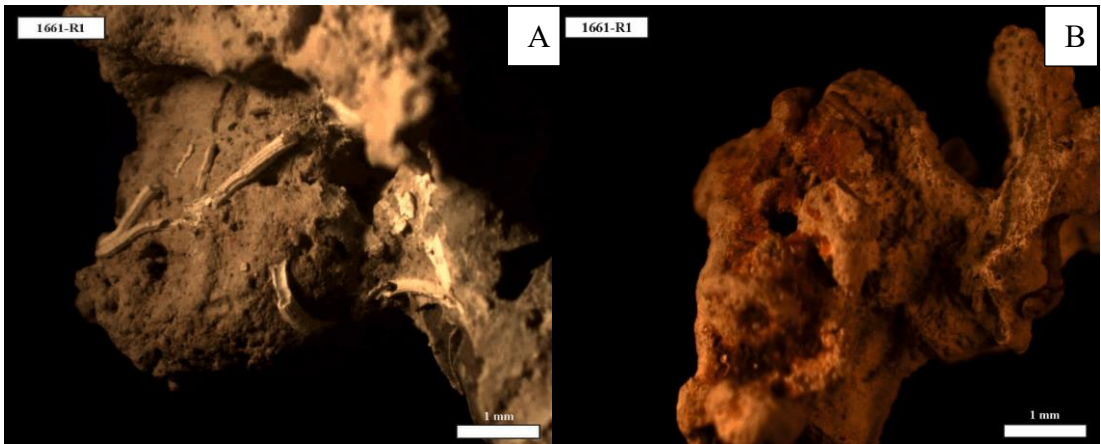
1661-R1: Örnek sinter görünümünde, boşluklu ve yüzeyi oldukça pürüzlü bir yapıya sahip, açık bej-gri renkli karbonattan oluşmaktadır (Şekil 4.14). Yüzeydeki 2-3 mm çapındaki çıkıntılar halkalı (konsantrik) iç yapıya sahiptir. Bu yapılar kurtçuk oyuklarını temsil etmektedir. Örnek, çapı 3cm' ye varan büyüklükte gri, bazıları laminalı, yassı ve bazıları damar şeklinde sert çökel parçaları (clast) içermektedir.

Matriks malzemesi açık bej renkte karbonattır. Yüzeyi pürüzlü yama şeklinde, çapı 2 mm-1 cm'ye varan siyah ve etraflarında turuncu renkte, olasılıkla piritin oksidasyonu ile oluşmuş demir oksihidroksitler (götit, hematit, limonit) görülmektedir. Çok az miktarda bütün juvenil bivalv kavkı (< 1 cm), bivalv kavkı parçaları ve deniz kastanesi bulunur.



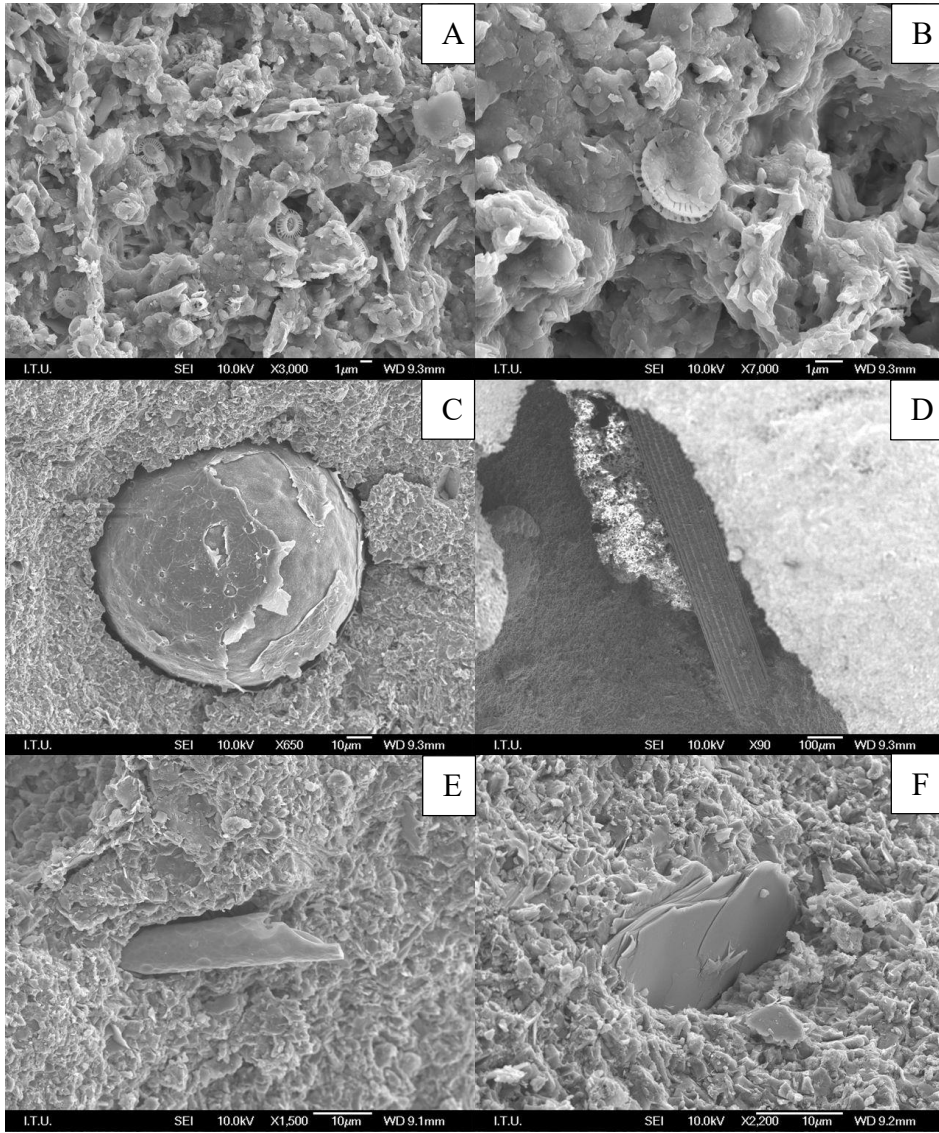
Şekil 4.14: Boşluklu, pürüzlü ve sinter yapıları, gri-bej renkli 1661-R1 no'lu karbonat örneğinin görünümü.

Binoküler mikroskop altında matriks içerisinde yaklaşık 0.3 mm büyüklüğünde gastropod kavkıları ve 1 mm'den küçük kurtçuk yapıları bulunur (Şekil 4.15A). Yer yer okside olmuş yüzeyler görülmektedir (Şekil 4.15B).



Şekil 4.15: 1661-R1 örneğinin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü. (A) Beyaz tüp şeklinde karbonatlaşmış kurtçuklar (polychaete) ve (B) bazı kesimlerde okside olmuş yüzeyler.

SEM görüntülerinde örnek boşluklu ve çubukcuklardan oluşan iskeletimsi bir yapıya sahiptir (Şekil 4.16A). Çubukcuklar olasılıkla karbonatlaşmış kurtçukları temsil etmektedir. Çubukcukların aralarını karbonat mineralleri doldurur ve seyrek olarak da kokolit levhacıkları bulunur (Şekil 4.16B). Örnek ayrıca deniz kestanesi, deniz kestanesi iğnesi ve borucuk şeklinde diyatom kavkısı içermektedir (Şekil 4.16C, D, E). Ayrıca örnek levhamsı tabakalı yapıda illit-mika içermektedir (Şekil 4.16F). Gözlemlerle eş zamanlı yapılan EDS analizi, yüksek Al, Si, K ve az Mg, Ca içeriği ile illit-mikanın varlığını kanıtlamıştır.



Şekil 4.16: 1661-R1 no'lu örneğin SEM mikrografları. (A) Örneğin boşluklu ve çubukcuklu yapısı. Çubukcuklar olasılıkla karbonatlaşmış kurtçuklardır, (B) çubukcukların aralarını dolduran karbonat taneleri ve yaklaşık 5 μm çapında bir kokolit levhacığı, (C) örnek içerisinde juvenil bir deniz kestanesi, (D) deniz kestanesi iğnesi, (E) borucuk şeklinde silisli bir kavkı (diyatom), (F) levhamsı tabakalı yapıda illit-mika.

1661-R2: Örnek, bir karbonat bacasından alınmıştır. Yer yer paslı kahverengi, yeşilimsi bej renktedir. Gözenekli bir yapıya ve oldukça pürüzlü bir yüzeye sahiptir. Üzerinde yaklaşık 2 cm boyunda bol miktarda kurtçuk görülmüştür.

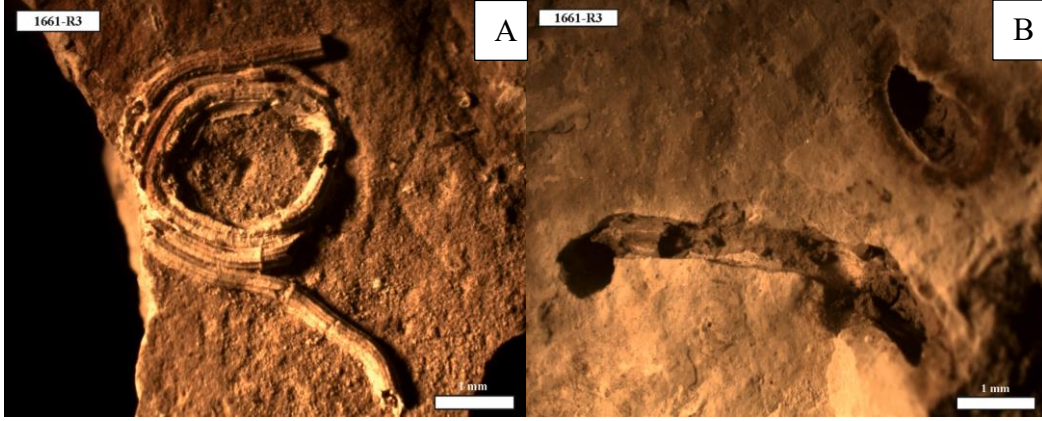
1661-R3: Örnek, deniz tabanında kuvvetli karbonat çimentolanması ile sertleşmiş 5 cm kalınlığında düz bir çamurtaşı tabakasından alınmıştır. Üzerinde taşlaşmış mercanlar bulunmuş ve örneklenmiştir (1661-R3 Coral). Karbonat tabakasının içi gri, dış kısımları bej renktedir. En üstü siyah renkli ince film şeklinde Mn-Fe oksit tabakası ile kaplıdır (Şekil 4.17).

Karbonat ince taneli, mikritik özelliktedir. İçerisinde, üstünde ve altında 0.5 mm veya daha küçük çapta ve yaklaşık 1 cm uzunluğunda karbonatlaşmış kurtçuk yapıları vardır (Şekil 4.17, 4.18A). Çok seyrek bivalv içerir. Karbonatlaşmış kurtçuklar ve bivalv kavkuları çözünerek boşluklar (moldic cavity) oluşmuştur (Şekil 4.18B).

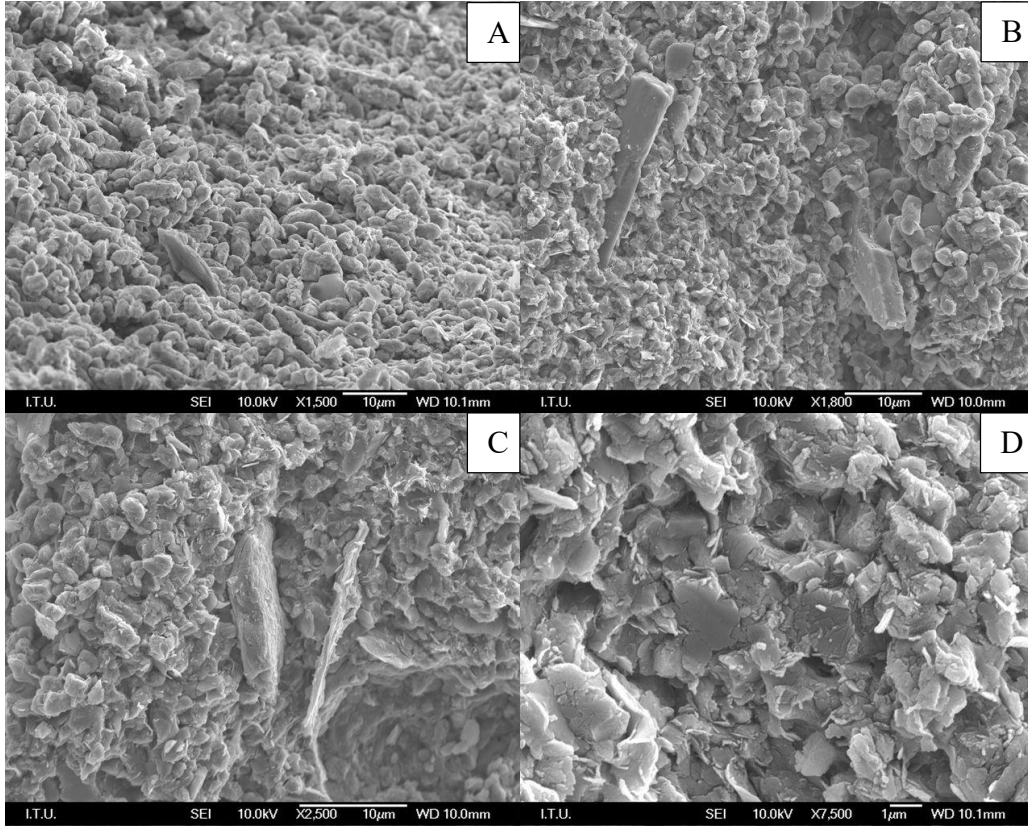
SEM altında örnek 1661-R3'ün bantlı yapıdaki yüzey kısmını temsil eden bir parça analiz edilmiştir. Örnek 1661-R3'ün yüzey kısmı büyük oranda 3-5 µm uzunluğunda, pirinç taneleri şeklinde yüksek Mg-kalsitten oluşmuştur (Şekil 4.19A, B, C, D). Çok az miktarda 10-20 µm büyüklüğünde EDS sonuçlarına göre albit, illit ve mika gibi kırıntı mineralleri içermektedir (Şekil 4.19B, C, D, 4.20).



Şekil 4.17: Karbonatla çimentolanmış bir çamurtaşı olan 1661-R3 örneğinin görünümü. Örnek üzerinde ve içinde karbonatlaşmış beyaz kurtçuklar ve üzerinde oksitlenmeyle oluşmuş siyah-kahverengi Fe-Mn oksihidroksit tabakası görülmektedir.

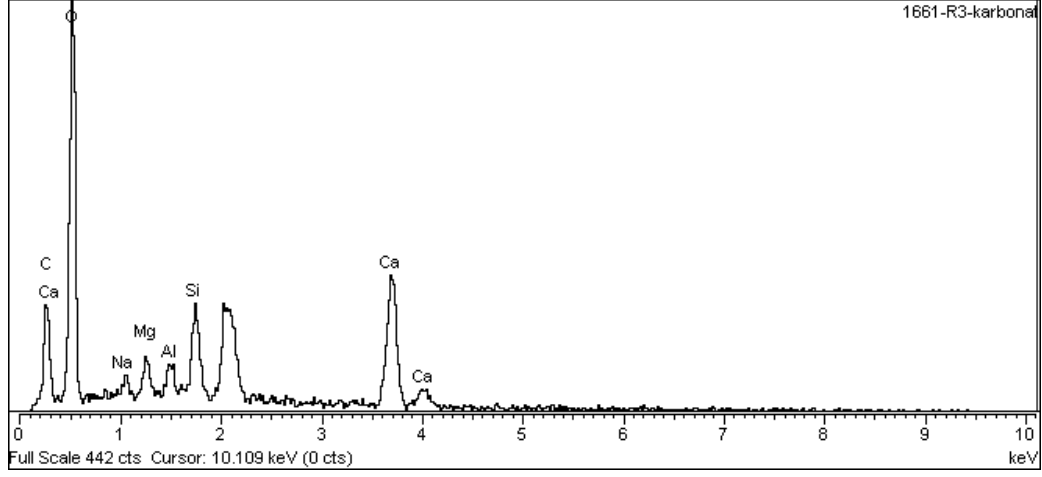


Şekil 4.18: 1661-R3 örneğinin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü. (A) Halka şeklinde karbonatlaşmış bir kurtçuk (polychaete) ve (B) kurtçuk ve bivalv kabuklarının çözünmesi ile oluşmuş boşluklar (moldic cavity).



Şekil 4.19: 1661-R3 no'lu örneğin SEM mikrografları: (A-D) Örneğin dış kısmını oluşturan 3-5 µm uzunluğunda, pirinç taneleri şeklindeki yüksek Mg-kalsit. (B) Örnek, EDS analizlerine göre 8-10 µm uzunluğunda albit, (C, D) oval kristal 20 µm uzunluğunda prizmatik Mg-silikat minerali (MgS) ve illit-mika içermektedir.

1661-R4: Kalınlığı 2-2.5 cm olan yassı karbonat kabuğundan alınmıştır. Yüzeyi siyah kahverengi ve böbreğimsi bir dokuya sahiptir. Kenarlarında kaba bantlı yapı görülmektedir. Üzerinde ve içerisinde kurtçuk yapıları bulunur.

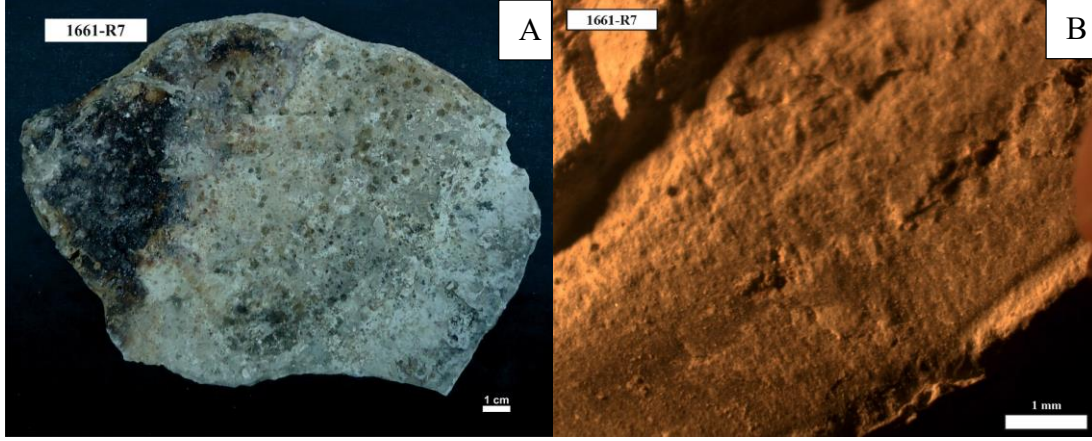


Şekil 4.20: 1661-R3 örneğinde pirinç tanesi şeklindeki yüksek Mg-kalsit örneğinin EDS analizi.

1661-R5: Yaklaşık 2 m boyundaki bir karbonat bacasının üst kısmından, 2-3 cm kalınlığında bir karbonat tabakasından alınan örnek, bej ve yer yer koyu kahve renktedir. Yumrulu ve boşluklu yüzey dokusuna sahip olan karbonat kabuğunun yüzeyi kahve-siyah renklidir. Kırık, taze yüzeylerde bir kahve ve bir gri renkte, fazla belirgin olmayan bantlaşma görülmektedir. Üzerinde kurtçuk ve çözünme oyukları bulunmaktadır.

1661-R6: Örnek, yaklaşık 0.5 cm kalınlığında, birkaç mm kalınlığındaki siyah sülfüdlü çökel tabakasının altını oluşturan yassı bir karbonat tabakasından alınmıştır. Bej renkteki örneğin yüzeyinde çapı 0.5 mm'den küçük, olasılıkla kurtçuk kökenli delikler vardır. Yüzeyinde ise yatay duran kurtçuk delikleri görülür. Deliklerin etrafını saran halkalar şeklinde ve çapları 1 cm'den daha küçük çapta pas lekeleri bulunmaktadır. Örnek ince taneli, mikritik karbonattan oluşmuştur.

1661-R7: Örnek deniz tabanında 2 cm kalınlığında bir tabaka ile düzlük oluşturan karbonat kabuğundan alınmıştır. Üstü gri, altı bej renkte olan tabakaya paralel zonlu yapı sergilemektedir. Karbonat mikritik özelliindedir. Üst yüzeyi yer yer siyahımsı kahverengi ve kırmızıdır (Şekil 4.21A). Bu renkler Mn- ve Fe-oksihidroksit boyamasına işaret etmektedir. İçerisinde ve yüzeylerinde 0.1-0.2 mm çapında ve yaklaşık 1 cm uzunluğunda kurtçuk yapıları ve oyuklar bulunmaktadır (Şekil 4.21B). Bu yapılar 1661-R3 örneğindeki göre daha az sayıdadır. Örneğin üzerinde çok az sayıda bentik foraminifer *Elfidium* sp. görülmüştür.

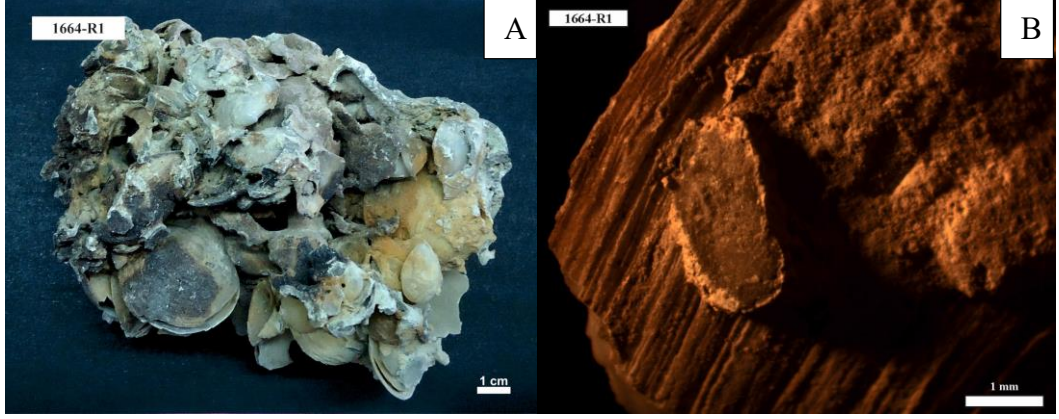


Şekil 4.21: (A) 1661-R7 örneğinin görünümü ve (B) örneğinin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü; yer yer aragonit yapıları.

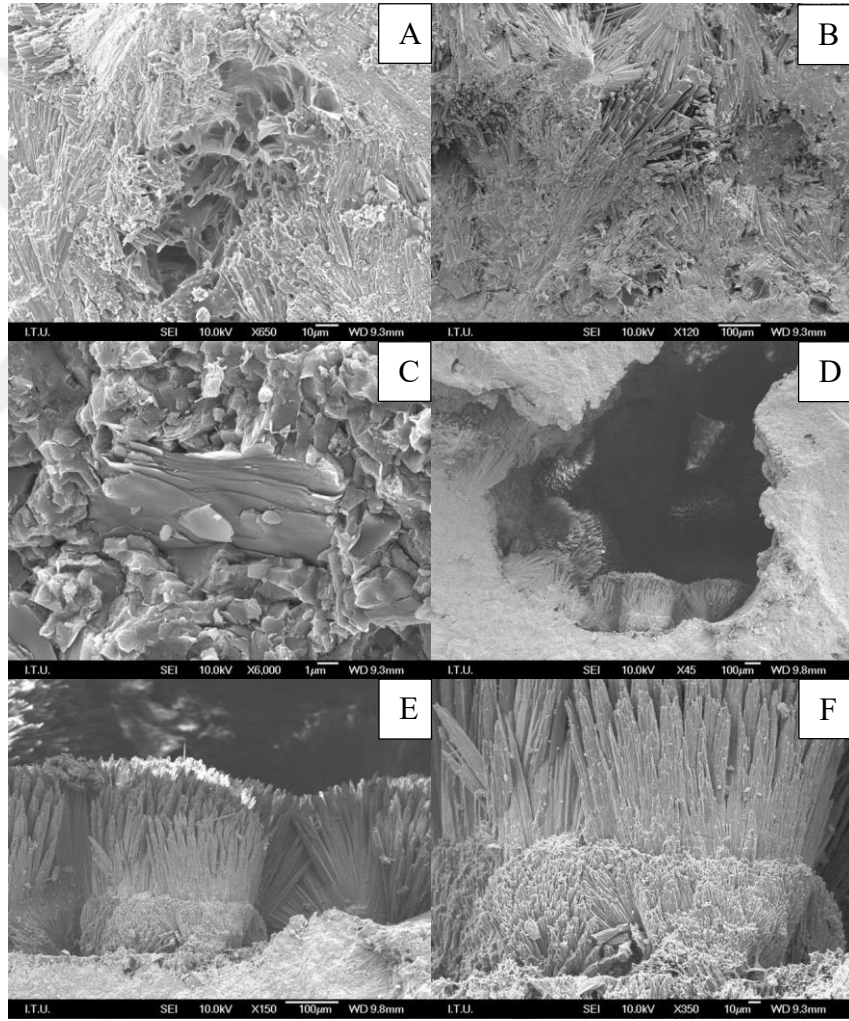
4.1.4 Orta Sırt örnekleri

1664-R1: Örnek, karbonatla çimentolanmış zengin bir bivalv topluluğu içermektedir (Şekil 4.22A). Yaklaşık 14 cm boyundaki örnekte 20 den fazla bivalv bulunmaktadır. Ayrıca 100-500 µm çapında ve 1-2 cm uzunluğunda kalsifiye kurtçuklar içermektedir. Örnekte kavkılar yuvarlağımsı, 2-4 cm boyundadır ve çift kabuklu olarak yaşam pozisyonunda görülmektedir. Bivalvler Doğu Akdeniz de bulunan mytilid *Idas* benzeri türlere aittir (Ritt vd., 2012). Kavkı morfolojisi *Idas modiolaeformis* Sturany (1896) türüne yakınlık göstermektedir. Bazı kavkılar, yer yer diğer organizmalar tarafından delinmiştir (boring) ve turuncu oksitlenmeler göstermektedir. Bazı bivalvlerin iç yüzeyini aragonit kaplamıştır. Karbonat çimento gri renkte, silt boyutunda tanelerden oluşmaktadır. İçerisinde kurtçuklar yanında yer yer yaklaşık 300 µm çaplı, sarmal *Ammodiscus* jenerasına ait bentik foraminifer bulunmaktadır. Binoküler mikroskop altında tırtıklı bivalv kabukları ve üzerinde yer yer aragonit yapıları gözlenmektedir (Şekil 4.22B). Matriks içinde küçük siyah parlak oksitlenmiş piritlerin varlığı tespit edilmiştir.

SEM altında örneğin çimentosu değişik şekilde yönelmiş veya gül (rosette) şeklinde büyümüş, 100-200 µm boyunda, iğnemsiz aragonit kristallerinden oluştuğu gözlenmiştir (Şekil 4.23A, B). Ayrıca örnek 10-20 µm boyunda kil (EDS verilerine göre illit-mika) içermektedir (Şekil 4.23C). İllit-mika üzerinde 1 µm' den küçük boyutta pirit kristalleri görülmüştür. Örneğin boşlukları yer yer organik madde (bakteri örtüsü) ile kaplanmıştır (Şekil 4.23A). Boşlukların içerisine doğru iki aşamada büyümüş aragonit kristalleri oluşmuştur (Şekil 4.23D, E, F). Bunlardan boşluk çeperine yapışık olan ilki daha ince taneli ve ikincisi daha iri tanelidir.

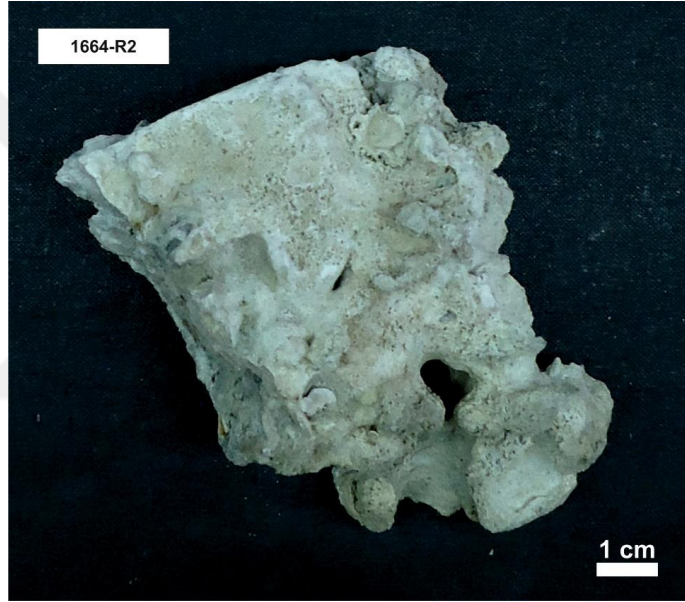


Şekil 4.22: (A) Bivalv kümelenmesi şeklinde, karbonat çimentolu 1664-R1 no'lu örneğin görünümü. (B) Örneğin binoküler mikroskop altındaki görüntüsü.

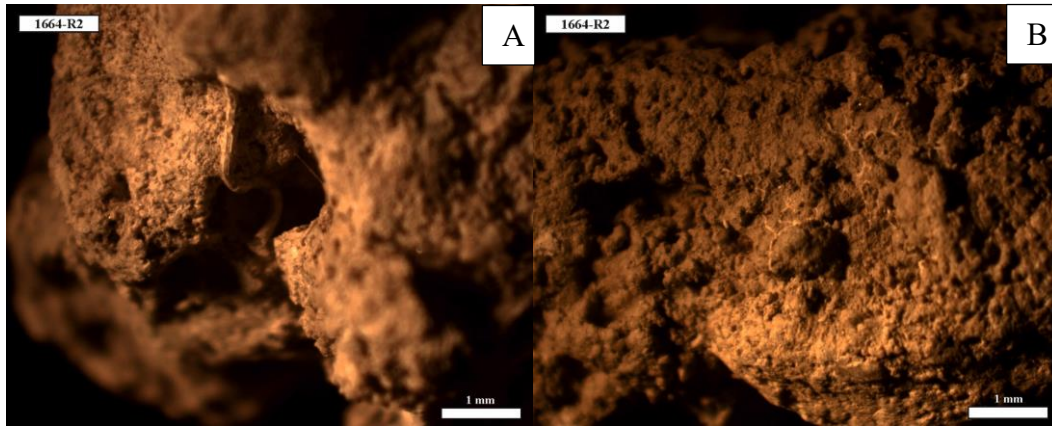


Şekil 4.23: 1664-R1 no'lu örneğin SEM mikrografları: (A) Örnek yönlenmiş 100-200 µm uzunluğunda aragonit kristallerinden oluşmuştur. Boşluklar yer yer pürüzsüz koyu gri organik madde (bakteri) ile kaplanmıştır. (B) Örneğin bir bölümünde gül (ışınsal, rosette) yapısında, 100-200 µm uzunluğunda aragonit kristaller izlenmektedir. (C) Yaklaşık 20 µm boyunda levhamsı, tabakalı illit-mika üzerindeki küçük (<1 µm) pirit kristalleri. (C, D ve E) Boşlukların içerisinde iki aşamada büyümüş iğnemsiz aragonit kristalleri değişik büyütmeyle görülmektedir.

1664-R2: Örnek bej renkte, 2 cm boyutuna kadar çözünme boşlukları içeren, yüzeyi düzensiz karbonattan oluşmuştur. İçerisinde çok sayıda 1 mm den küçük boşluklar içeren gözenekli bir yapıya sahiptir (Şekil 4.24). Santimetre boyutundaki çözünme boşlukları çoğunlukla yuvarlaktır. Olasılıkla kavkuların çözünmesiyle oluşmuştur. Karbonat ince tanelidir (mikritik). Binoküler mikroskop altında 10-20 µm boyutunda gözenekler görülmektedir. Bazı kesimlerde uzunlamasına veya enine tırtıklı, 50-100 µm çapında, birkaç mm uzunluğunda kurtçuk ve kurtçuk kümeleri görülmektedir (Şekil 4.25A, B). Matriks çok ince tanelidir (mikritik). Yer yer karbonat tanelerini çevreleyen ağ şeklinde, açık bej, turuncu lifsi, yaklaşık 10 µm genişliğinde damarcıklar bulunmaktadır.



Şekil 4.24: 1664-R2 no'lu örneğin görünümü.

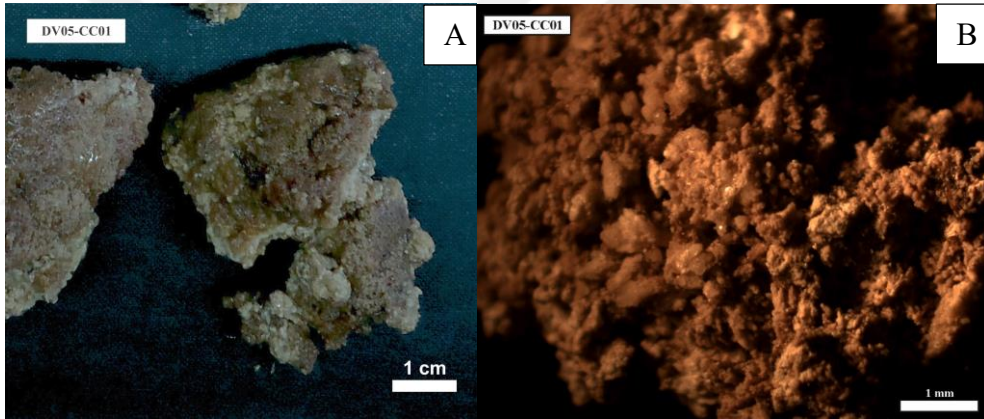


Şekil 4.25: Binoküler mikroskop altında 1664-R2 no'lu örneğin görüntüsü. (A) Örnek içerisindeki boşluklar ve birkaç mm uzunluğunda, uzunlamasına veya enine tırtıklı kurtçuk ve (B) kurtçuk kümeleri görülmektedir.

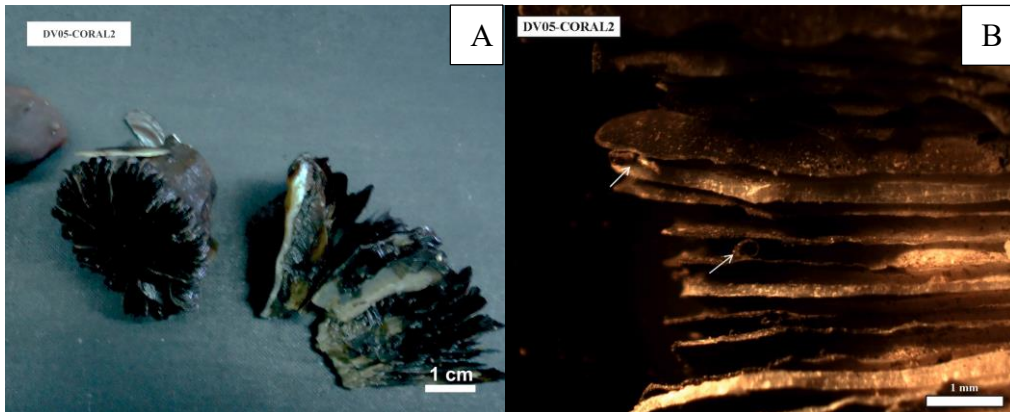
4.1.5 Çımarcık Havzası güneydoğusu

DV05-CC01: Bej, kahve renkli kolay ufalanabilir, gözenekli, düşük yoğunluklu, tüfit yapılı bir örnektir (Şekil 4.26A). Örnek üzerinde koyu kahve okside olmuş kısımlar görülür. Tabanında yer yer yeşil renkli killi çamur bulunur. Örnek içine gömülü bir şekilde yaklaşık 6 mm ve daha küçük, yüzeyi pürüzsüz, juvenil bivalv kabukları görülür. Bivalvlerin içini karbonat doldurmuştur. Binoküler mikroskop altında karbonatlar beyaz şeker tanesi gibi görülmektedir (Şekil 4.26B). Turuncu oksitlenmiş kısımlar vardır. Açık bej, kahverengi özbiçimsiz demir oksihidroksitler bulunmaktadır. Herhangi bir kurtçuk kabuğuna rastlanmamıştır. İğnemsis aragonit kristalleri görülmemektedir. Ara yüzeylerde beyaz, tabakamsı, saydam karbonat mineralleri gözükmemektedir.

DV05-CORAL2: Örnek taşlaşmış bir mercan örneğidir. Örnek üzerinde binoküler mikroskop altında az sayıda kurtçuk kabuğu görülmüştür (Şekil 4.27A, B).



Şekil 4.26: (A) DV05-CC01 no'lu tüfit yapılı karbonat örneğinin görünümü ve (B) binoküler mikroskop altındaki şeker dokusu.



Şekil 4.27: (A) Mercan örneğinin (DV05-Coral2) görünümü ve (B) binoküler mikroskop altındaki görüntüsü.

4.2 Mineraloji

Otijenik karbonat örnekleri çoğunlukla aragonit, az sayıda örnekte yüksek Mg-kalsit ve kalsit, birkaç örnekte dolomit içermektedir (Çizelge 4.2). Mineral bileşimi tektonik ve coğrafik alandan bağımsız olarak farklılık göstermektedir. Bununla birlikte, Batı ve Orta Sırtlarda aragonit major mineral olarak bulunurken; %50 den daha fazla yüksek Mg-kalsit içeren örnekler genel olarak derin çukurluklarda (havzalarda) bulunmaktadır (Örneğin, Orta Havza doğusu:1661-R3, 1661-R6). Az miktarda dolomit (%2-7) Orta Havza'nın doğusundan alınan örneklerde (1661-R1 ve 1661-R7) ve Tekirdağ Havzası GD'sundaki bir örnekte (DV04-CC04) gözlenmektedir.

Orta Sırt ve Orta Havza doğusundan birer örnek (1664-R1, 1661-R7) ve Tekirdağ Havzasının GD'sundan bir örnek (DV04-CC01) eser miktarda jips içermektedir. XRD analizleri ayrıca bazı örneklerde eser miktarda illit ve smektitin varlığını göstermektedir. Bölüm 4.1 de belirtildiği gibi, taramalı elektron mikroskobu altında, ayrıca bazı pirit tanecikleri ve framboyidleri gözlemlenmiştir.

4.3 Elemental Bileşim

Otijenik karbonatların Ca içeriği % (ağırlık) 12.99 - 38.68 olup, %36.0-96.4 CaCO₃'a karşılık gelmektedir (Çizelge 4.1). Mg, yüksek Mg-kalsit içeren örneklerde doğal olarak göreceli olarak daha yüksektir (% 3.06'e kadar).

En yüksek S (% 3.8'e kadar), Fe (% 3.51) ve Mo (55 µg/g) Tekirdağ Havzası GD'sundaki DV04-CC01 örneğinde bulunmaktadır ve güçlü bir şekilde piritin varlığını desteklemektedir. Yüksek litofil elementlerinden olan K, Rb ve Li içeren örnekler, Batı Sırtta (1662-R1, 1662-R4), Orta Sırtta (1664-R1), Orta Havzanın doğusunda (1661-R3, 1661-R7) ve Tekirdağ Havzası GD'sunda (DV04-CC04) konumlanmıştır. Bunlar başlıca kil minerallerinin varlığını işaret etmektedir. 400 µg/g'den yüksek Ba konsantrasyonu daha çok Orta Havzanın doğu kenarındaki bazı örneklerde (örneğin, 1661-R7, 1661-R2, 1661-R4, 1661-R5) ve Tekirdağ Havzası GD'sundaki bir örnekte bulunmaktadır (DV04-CC04).

Çizelge 4.1: Otijenik karbonat örneklerinin ICP-MS analizi sonucu elde edilen element yüzde (%) ve konsantrasyonları (ppm).

Örnek Numarası	Mo ppm	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Ni ppm	Co ppm	Mn ppm	Fe %	As ppm	U ppm	Th ppm	Sr ppm
DV02 CC03	1.4	8.5	5.8	15	16.1	12.6	135	0.53	4	7.5	1.7	7297
DV02 CC02	1.1	8.5	7.1	20	18.8	3.2	153	0.69	8	5.7	2.2	6730
DV04 CC01	55.2	4.4	1.0	10	8.5	0.8	295	3.51	185	4.6	0.3	6267
DV04 CC04	9.3	12.4	19.0	31	87.0	12.9	609	1.55	24	5.9	7.2	2606
DV05 CC01	14.3	5.2	0.7	13	23.7	0.8	23	0.05	<1	4.8	<0.1	6072
1661 R1	3.0	9.8	7.4	21	22.8	22.3	469	0.82	15	5.1	2.2	7694
1661 R2	3.1	12.5	6.5	19	26.9	3.4	851	0.60	3	5.1	2.0	7203
1661 R3	1.5	10.1	6.6	25	28.6	5.1	396	0.95	6	2.7	3.4	482
1661 R4	3.6	7.6	3.1	9	18.7	1.5	1007	0.25	3	5.0	0.6	5622
1661 R5	2.4	5.3	1.7	5	8.8	1.2	939	0.10	3	5.2	0.2	7485
1661 R6	2.2	5.1	3.8	15	17.6	2.8	1868	0.54	7	10.4	1.5	2032
1661 R7	14.9	11.0	9.3	25	53.7	11.1	1464	1.26	29	6.9	3.2	2641
1662 R1	4.2	16.8	14.0	32	33.5	6.1	208	1.05	9	10.9	3.8	6801
1662 R4	20.2	13.8	10.3	28	32.9	15.0	221	0.99	13	26.2	3.0	5737
1662 R5	11.0	11.6	9.8	21	26.8	12.2	326	0.85	13	15.0	2.4	7390
1664 R1	41.9	33.4	23.1	51	64.9	10.9	249	1.85	17	12.2	5.1	4534
1664 R2	23.6	4.9	2.5	6	5.0	0.6	19	0.12	5	7.6	0.4	8348
DV05 CRL2	0.8	3.4	2.1	6	8.9	29.6	977	0.07	1	4.0	0.2	7733

Çizelge 4.1 (devam): Otijenik karbonat örneklerinin ICP-MS analizi sonucu elde edilen element yüzde (%) ve konsantrasyonları (ppm).

Örnek Numarası	Cd ppm	Sb ppm	V ppm	Ca %	P %	La ppm	Cr ppm	Mg %	Ba ppm	Ti %	Al %	Na %
DV02 CC03	<0.1	0.2	37	33.33	0.013	5.1	23	0.27	59	0.054	1.11	0.304
DV02 CC02	0.1	0.2	33	31.73	0.024	6.8	24	0.47	149	0.067	1.38	0.529
DV04 CC01	0.5	1.2	22	32.17	0.050	1.9	13	0.30	280	0.008	0.16	0.411
DV04 CC04	0.2	1.7	45	14.38	0.033	18.6	67	1.10	459	0.148	3.63	1.378
DV05 CC01	1.3	<0.1	12	12.99	0.116	<0.1	5	0.27	221	0.005	0.09	1.128
1661 R1	<0.1	0.3	33	32.24	0.022	9.2	27	0.81	154	0.068	1.41	0.416
1661 R2	<0.1	0.3	25	35.01	0.017	9.7	18	0.50	413	0.059	1.16	0.326
1661 R3	<0.1	0.5	35	28.86	0.153	9.2	31	2.22	262	0.097	2.15	0.295
1661 R4	<0.1	0.2	18	36.32	0.065	4.3	9	0.83	601	0.015	0.27	0.302
1661 R5	<0.1	<0.1	9	38.68	0.075	2.1	7	0.55	744	0.005	0.10	0.320
1661 R6	<0.1	0.2	28	30.30	0.125	6.4	25	3.06	348	0.059	1.07	0.313
1661 R7	0.2	1.1	40	26.58	0.075	9.3	48	2.82	470	0.086	1.84	0.449
1662 R1	<0.1	0.6	49	30.18	0.022	11.5	37	0.51	184	0.101	2.06	0.578
1662 R4	0.1	0.9	93	29.75	0.021	9.0	38	1.35	89	0.091	1.95	0.460
1662 R5	0.1	0.6	56	32.57	0.016	7.6	28	0.57	70	0.076	1.51	0.465
1664 R1	0.4	1.6	115	22.73	0.030	12.9	74	0.97	177	0.152	3.57	0.898
1664 R2	0.1	0.2	15	37.17	0.021	1.9	8	0.12	37	0.012	0.24	0.491
DV05 CRL2	<0.1	0.2	6	37.07	0.006	0.7	4	0.11	62	0.006	0.10	0.578

Çizelge 4.1 (devam): Otijenik karbonat örneklerinin ICP-MS analizi sonucu elde edilen element yüzde (%) ve konsantrasyonları (ppm).

Örnek Numarası	K %	W ppm	Zr ppm	Ce ppm	Sn ppm	Y ppm	Nb ppm	Li ppm	S %	Rb ppm	Hf ppm	Re ppm	Te ppm
DV02 CC03	0.29	70.0	10.5	9	0.3	3.7	1.4	9.0	<0.1	18.5	0.2	0.007	1.3
DV02 CC02	0.38	0.3	11.2	12	0.5	5.2	1.7	9.7	0.1	21.8	0.3	0.005	5.3
DV04 CC01	0.06	0.2	1.3	3	<0.1	1.4	0.2	2.2	3.8	2.8	<0.1	0.033	2.1
DV04 CC04	1.44	0.8	34.5	35	3.3	11.3	4.9	18.9	0.6	61.3	0.8	0.014	0.6
DV05 CC01	0.17	0.7	1.3	<1	<0.1	0.4	0.1	1.4	0.4	1.3	<0.1	0.007	1.0
1661 R1	0.39	139.2	13.0	14	0.5	5.5	1.9	10.6	0.1	22.9	0.7	<0.005	2.2
1661 R2	0.32	0.3	10.8	14	0.4	5.3	1.5	9.0	<0.1	18.5	0.3	0.006	1.5
1661 R3	0.68	0.3	19.8	18	0.6	6.4	2.7	17.1	0.1	37.3	0.7	<0.005	1.1
1661 R4	0.08	0.3	3.5	3	0.2	3.4	0.5	2.8	<0.1	4.5	0.1	0.009	1.6
1661 R5	0.03	0.1	1.6	3	<0.1	2.1	0.2	1.8	<0.1	1.5	<0.1	0.016	1.6
1661 R6	0.31	0.3	13.7	11	0.4	6.9	1.5	8.9	0.1	17.3	0.3	0.014	1.1
1661 R7	0.55	0.6	23.1	18	0.7	8.9	2.5	15.3	0.5	29.5	0.4	0.009	2.2
1662 R1	0.58	0.5	17.6	21	0.8	6.4	2.6	16.9	0.1	33.1	0.6	0.023	1.4
1662 R4	0.52	60.3	16.5	29	0.7	9.1	2.3	15.9	0.3	31.0	0.4	0.075	1.9
1662 R5	0.40	42.6	12.6	14	0.5	6.3	2.0	11.9	0.2	24.7	0.4	0.057	2.9
1664 R1	0.94	0.6	24.4	26	1.4	8.4	3.7	27.7	0.6	54.9	0.8	0.105	1.6
1664 R2	0.07	<0.1	2.5	3	0.2	1.7	0.3	2.5	0.2	3.9	<0.1	0.032	0.9
DV05 CRL2	0.04	>200.0	1.4	1	0.1	0.7	0.3	1.5	0.2	1.3	<0.1	<0.005	0.6

4.4 Duraylı İzotop Bileşimi

Marmara Denizi'nden alınan 17 otijenik karbonat örneğinin karbon izotop değerleri ‰-47.6 ve -13.7 arasında ve iki mercan örneğinin karbon izotop değeri ‰4.6 olarak sıralanmaktadır (Çizelge 4.2). Ağır karbon izotop değerleri (‰-13.7 ve -24.9 arasında) Batı ve Orta Sırtta gözlenir. Oksijen izotop değerleri ‰+1.3 ve ‰+3.8 aralığında değişmektedir. Çınarcık Havzasındaki karbonat tümseğiyle ilişkili mercanın ve Orta Havza doğusundaki karbonat kabuğundan alınan mercanın oksijen izotop değerleri ‰1.2 dir. Batı Sırttan alınan barit örneğinde (1666-R1) bulunan az miktardaki karbonat ‰-0.6 $\delta^{13}\text{C}$ değerine ve ‰+3.2 $\delta^{18}\text{O}$ değerine sahiptir.

Çizelge 4.2: Otijenik karbonat kabuk ve bacalarının karbonat mineralleri ve duraylı karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ve oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$) değerleri (V-PDB).

Örnek	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Karbonat mineralleri (göreceli %)			
			Aragonit	Kalsit	Mg-Kalsit	Dolomit
DV04-CC01	-42.1	1.3	85	-	15	-
DV04-CC04	-36.3	1.6	63	26	7	4
1661-R1	-47.6	3.1	93	5	-	2
1661-R2	-44.4	3.0	100	-	-	-
1661-R3	-29.8	1.8	-	-	100	-
1661-R4	-42.4	2.0	50	50	-	-
1661-R5	-37.5	2.2	95	5	-	-
1661-R6	-43.9	3.8	5	-	95	-
1661-R7	-36.6	2.0	23	33	37	7
DV05-CC01	-43.8	3.1	54	44	2	-
1662-R1	-13.6	3.3	95	5	-	-
1662-R4	-23.2	3.4	67	5	28	-
1662-R5	-24.9	3.1	97	3	-	-
DV02-CC03	-14.8	3.2	97	3	-	-
DV02-CC02	-35.4	3.2	96	4	-	-
1664-R1	-18.1	2.8	85	10	5	-
1664-R2	-20.2	2.9	99	1	-	-
1666-R1 (Barit)	-0.6	3.2	100	-	-	-
DV05-CORAL2	-4.6	1.2	99	1	-	-
1661-R3-CORAL	-4.6	1.2	100	-	-	-

5. YORUM VE TARTIŞMA

Bu bölümde 17 otijenik karbonat kabuğu, iki mercan ve bir barit, örneğinden elde ettiğimiz mineralojik, petrografik, elemental jeokimya ve duraylı izotop verilerimiz, daha önce Cremiere vd. (2012) tarafından analizi yapılmış örneklerle ait verilerle birlikte 36 adet örnek için yorumlanmış ve tartışılmıştır (Çizelge 5.1).

5.1 Karbonat Mineral Bileşimini Kontrol Eden Faktörler

Deniz ve göl havzalarındaki karbonat minerallerinin bileşimini belirleyen faktörler; karbonat mineralleri bakımından doygunluk derecesi (Ca^{2+} konsantrasyonu ve alkalinite), SO_4^{-2} konsantrasyonu, Mg^{2+} - Ca^{2+} oranı, sıcaklık ve mikrobiyal aktivitedir (Mackenzie ve Pigott, 1981; Burton ve Walter, 1987; Morse vd., 1997; De Choudens-Sanchez ve Gonzalez, 2009; Peckmann vd., 2001; Reitner vd., 2005; Naehr vd., 2007). Karbonat minerallerine göre yüksek derecede aşırı doygunluk ve yüksek SO_4^{-2} konsantrasyonu, aragonitin kalsit ve yüksek Mg-kalsite göre çökmesini destekler. Dolomit çökmesi, genellikle metan oluşum zonunda meydana gelen yüksek Mg^{2+} - Ca^{2+} oranı ve mikrobiyal aktivite tarafından desteklenir (Mackenzie ve Pigott, 1981; Greinert vd., 2001; Çağatay vd., 2001; Orphan vd., 2004; Naehr vd., 2007).

4.2 bölümünde anlatıldığı gibi, Marmara Denizi otijenik karbonat kabuklarında en yaygın ve bol şekilde bulunan mineral aragonittir. Aragoniti, yüksek Mg-kalsit ve kalsit takip etmektedir. Dolomit sadece yedi örnekte göreceli olarak en fazla %22'ye denk gelen yüzdeyle bulunmaktadır. Genelde basınç sırtları üzerindeki karbonat kabuklarında ağırlıklı olarak aragonit, beraberinde sadece az miktarda yüksek Mg-kalsit ve bazı örneklerde dolomit görünmektedir. Orta Havzanın doğusundan (1661 ve 1665 numaralı dalış örnekleri) ve Tekirdağ Havzası GD'sundan (1667 numaralı dalış örnekleri) alınan otijenik karbonat kabuk örnekleri, yüksek Mg-kalsit bakımından Batı ve Orta Sırtı da içeren diğer bölgelerdeki örneklerden kısmen daha zengindir.

Marmara Denizi'nin deniz dönemi boyunca sedimantasyon hızı derin havzalarda 1-2 m/kyr ve basınç sırtları üzerinde 0.3-0.5 m/kyr (Çağatay vd., 2000, 2015; Mercier de Lepinay vd., 2003; Beck vd., 2007) olduğu göz önüne alındığında, deniz tabanında görünen karbonat kabukları 1000-2000 yıldan genç olmalıdır ve bundan dolayı bugün

olduğu gibi benzer oşinografik şartlar altında depolanmıştır. Marmara Denizi subhaloklin suları, sabit 14.5°C sıcaklık (Beşiktepe vd., 1994) ve ~33 mM SO₄⁻² konsantrasyonu (Tryon vd., 2010) Akdeniz kökenlidir. Akışkan çıkış bölgelerini

Çizelge 5.1: Bu çalışmada yer alan ve Cremiere vd. (2012) tarafından analizi yapılmış otijenik karbonat örneklerinin lokasyon bilgileri.

Örnek	Enlem	Boylam	Lokasyon	Derinlik (m)	Kaynaklar
1647-R1	40.83405	27.503583	Tekirdağ Havza batısı	1056	Cremiere vd. (2012)
1667-R1	40.803000	27.6296833	Tekirdağ Havza GD'su	1112	Cremiere vd. (2012)
1667-R2	40.802983	27.629483	Tekirdağ Havza GD'su	1113	Cremiere vd. (2012)
1667-R3	40.801833	27.624333	Tekirdağ Havza GD'su	1118	Cremiere vd. (2012)
1667-R3 Chimney	40.801833	27.624333	Tekirdağ Havza GD'su	1118	Cremiere vd. (2012)
DV04-CC01	40.803041	27.629529	Tekirdağ Havza GD'su	1107	Bu çalışma
DV04-CC04	40.801790	27.623779	Tekirdağ Havza GD'su	1100	Bu çalışma
1649-R1	40.827033	27.9419	Orta Havza batısı	1197	Cremiere vd. (2012)
1661-R1	40.8583	28.1587667	Orta Havza doğusu	1156	Bu çalışma
1661-R2	40.8583	28.1587667	Orta Havza doğusu	1156	Bu çalışma
1661-R3	40.8580167	28.1591	Orta Havza doğusu	1159	Bu çalışma
1661-R4	40.8582	28.16175	Orta Havza doğusu	1143	Bu çalışma
1661-R5	40.8582167	28.161633	Orta Havza doğusu	1141	Bu çalışma
1661-R6	40.85705	28.167483	Orta Havza doğusu	1139	Bu çalışma
1661-R7	40.8570167	28.167483	Orta Havza doğusu	1139	Bu çalışma
1663-R1	40.85815	28.158217	Orta Havza doğusu	1155	Cremiere vd. (2012)
1665-R1	40.854533	28.16975	Orta Havza doğusu	1111	Cremiere vd. (2012)
1665-R2	40.854533	28.16975	Orta Havza doğusu	1111	Cremiere vd. (2012)
1665-R3	40.854533	28.16975	Orta Havza doğusu	1111	Cremiere vd. (2012)
1653-R3	40.705	29.156667	Çınarcık Havzası	1212	Cremiere vd. (2012)
1653-R5	40.70455	29.159067	Çınarcık Havzası	1191	Cremiere vd. (2012)
1658-R1	40.8138	29.0052	Çınarcık Havzası	1176	Cremiere vd. (2012)
1659-R1	40.716567	29.116267	Çınarcık Havzası	1248	Cremiere vd. (2012)
DV05-CC01	40.71330	29.16925	Çınarcık Havzası GD'su	1237	Bu çalışma
1662-R1	40.8176	27.779617	Batı Sirt	654	Bu çalışma
1662-R2	40.817833	27.780367	Batı Sirt	650	Cremiere vd. (2012)
1662-R3	40.817667	27.780467	Batı Sirt	649	Cremiere vd. (2012)
1662-R4	40.817683	27.78045	Batı Sirt	653	Bu çalışma
1662-R5	40.817683	27.78045	Batı Sirt	653	Bu çalışma
DV02-CC03	40.814688	27.777024	Batı Sirt	646	Bu çalışma
DV02-CC02	40.806382	27.73963	Batı Sirt	586	Bu çalışma
1664-R1	40.86175	28.583533	Orta Sirt doğusu	323	Bu çalışma
1664-R2	40.86185	28.583433	Orta Sirt doğusu	326	Bu çalışma
1666-R1 (Barit)	40.815	27.777	Batı Sirt	656	Bu çalışma
DV05-CORAL2	40.71126	29.16656	Çınarcık Havzası GD'su	1240	Bu çalışma
1661-R3-CORAL	40.8580167	28.1591	Orta Havza doğusu	1159	Bu çalışma

siyah sülfidli çökel yamaların varlığı ve deniz tabanında veya tabanın yakınındaki sıg sülfat/metan ara yüzeyi karakterize etmektedir. Bu durum, sülfat indirgenmesi ve yüksek alkalinite üretimiyle anaerobik metan oksidasyonu (AMO) oluşumuna işaret etmektedir (örneğin, Borowski vd., 1996; Çağatay vd., 2001; Tryon vd., 2010) (Bölüm 5.3). Aragonit hakimiyeti Marmara Denizi deniz tabanı otijenik karbonatlarında genel olarak ve basınç sırtlarında ise özellikle yüksek alkalinite, yüksek SO_4^{2-} konsantrasyonu ve diğer deniz ve okyanus tabanlarına göre göreceli yüksek dip suyu sıcaklığıyla (14.5°C) açıklanabilir (örneğin, Morse vd., 1997; De Choudens-Sanchez ve Gonzalez, 2009; Reitner vd., 2005; Cremiere vd., 2012, 2013). Tekirdağ Havzası GD'su ve Orta Havza doğusu otijenik karbonat kabuklarındaki yüksek Mg-kalsit birikimi, Marmara "Göl" su çıkışlarında görülmektedir (Zitter vd., 2008; Tryon vd., 2010). Bu derin havzalardaki yüksek Mg-kalsit, "göl" suyunun deniz suyu ile seyreltilmesi sonucu oluşan düşük tuzluluk ve düşük SO_4^{2-} içeren karışım suyundan çökelmiştir.

Çınarcık havzasında karbonat kabukları esas olarak aragonitten, az ya da eser miktarda yüksek Mg-kalsitten oluşmaktadır. Ancak, DV05 dalış bölgesinde tümsek şeklindeki örnekte bunlardan farklı olarak eşit miktarda aragonit ve kalsit gözlenir. Bu bölge, derinlikle tuzluluğu azalan, yüksek alkaliniteye (240 mM/kg) sahip gözenek suyu bileşimi ve yüzeye yakın sülfat/metan ara-yüzeyine sahiptir (Henry vd., 2007; Tryon vd., 2010). Dokusal kanıtlar, kalsit ve yüksek Mg-kalsit çimentonun aragonitten daha erken çökeldiğini göstermektedir (Şekil 4.23D, E). Olasılıkla kalsit çimentosu SO_4^{2-} içeriği düşük acı su (göl) özellikli akışkan çıkışlarının daha şiddetli olduğu evrede; aragonit ise boşluk dolgusu olarak deniz suyu bileşiminin hakim olduğu sonraki evrelerde çökelmiştir.

Batı ve Orta Sırtlarda, özellikle çamur volkanları üzerine denk gelen 1662 dalış bölgesindeki gözenek suyu; Trakya Havzasının gaz, petrol ve tuzlu formasyon sularının ve muhtemelen gaz hidrat bozuşması ile oluşan ürünlerin izlerini taşır (Bourry vd., 2009; Tryon vd., 2010). Batı sırttaki 1662 dalış bölgesinde, çamur volkanlarından aşırı tuzlu formasyon suyu çıkışı, deniz tabanından 6 m aşağıda tip II gaz hidratların varlığı, ağır hidrokarbon gazları ve petrol çıkışı ile barit birikimi gözlenmiştir. Yüksek aşırı doygunluk ve tuzluluk koşulları aragonitin basınç sırtlarında otijenik karbonat kabuklarının ana karbonat minerali olması ile uyumludur.

5.2 Duraylı İzotop Bileşimi ve Çözünmüş İnorganik Karbonun Kökeni

Toplam 33 yüzey otijenik karbonat örneğinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰ -47.6 ve ‰-13.7; $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise ‰+1.3 ve ‰+3.4 arasında değişmektedir (Çizelge 5.2, Şekil 5.1). Genellikle $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki yüksek çeşitlilik, belirli bir bölgedeki otijenik karbonat birikme zamanında çözünmüş inorganik karbon (dissolved inorganic carbon, DIC) havuzuna katkıda bulunan farklı kaynaklar tarafından açıklanabilir. Bu kaynaklar; biyojenik ve termojenik metanın anaerobik oksidasyonu (AMO), metan oluşumunda açığa çıkan CO_2 , sedimanter organik madde ve ağır hidrokarbonların biyolojik parçalanması ve otijenik karbonat çimento içerisindeki kırıntılı ve biyojenik karbonatları (mikrofosiller, deniz kabuğu parçaları) içermektedir.

$\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-40 ve ‰-20 arasında olan örnekler ağırlıklı olarak termojenik metanın anaerobik oksidasyonu tarafından üretilen bir DIC kaynağı belirtmektedir. Oysaki ‰-40'den hafif değerler biyojenik metanın anaerobik oksidasyonunu işaret etmektedir (örneğin, Naehr vd., 2000, 2007; Orphan vd., 2004). Yüzey örneklerinde görünmeyen pozitif $\delta^{13}\text{C}$ değerleri Marmara Denizi'nde karotlarda karbonat yumrularında görülmüştür (Cremier vd., 2013). ‰+30'e kadar olan $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ile Fe açısından zengin dolomit ve yüksek Mg-kalsit içeren karbonat yumruları, CO_2 indirgenmesi ve sülfat/metan sınırı (SMI) altındaki izotop farklılaşması ile gerçekleşen, metan oluşumu tarafından şekillenmiştir (Curtis, 1977; Greinert vd., 2001; Çağatay vd., 2001; Orphan vd., 2004; Naehr vd., 2007; Cremiere vd., 2012). ‰-5 ve ‰0 arasında $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahip mikrofossil kabukları ve kabuk parçalarının (bivalv parçaları, juvenil bivalvler, foraminiferler, kokolitler) varlığı genel olarak anaerobik metan oksidasyonu kaynaklı oluşan karbona karışarak örneklerde ^{13}C zenginleşmesine neden olabilir. DIC havuzunda karbonun diğer önemli bir kaynağı sedimanter organik madde ve petrolün mikrobiyal oksitlenme ürünleridir. Marmara Denizi için önemli sedimanter organik madde ortalama $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰-24.5 olan Holosen sapropelleridir (Tolun vd., 2002).

Tekirdağ Havzası örnekleri (‰-42.1 ile ‰-27.9 arası), Çınarcık Havzası (‰-46.4 ile ‰-29.6 arası) ve Orta Havza örneklerinden (‰-47.6 ile ‰-29.8 arasında) kısmen daha dar $\delta^{13}\text{C}$ değerleri aralığındadır. Derin havzalardan alınan bütün deniz tabanı otijenik karbonat $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, karbonatların biyojenik ve termojenik metanın anaerobik oksidasyonu ile ilişkili olduğunu göstermektedir.

Derin havzaların genişlemeli sınır faylarından toplanan bazı örnekler, göreceli olarak ^{13}C bakımından zengin olup, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri \sim ‰-30 ile ‰-28 arasında değişmektedir. Bu yüzden termojen metan kaynaklı olduğu söylenebilir (Şekil 5.1). Bu tür iki örnek (1647-R1 ve 1667-R3) Tekirdağ havzasında bulunmaktadır. Örnek 1647-R1, Tekirdağ havzası batı kesiminde manto kökenli He çıkışının olduğu gerilme çatlaklarının kenarlarından alınmıştır (Burnard vd., 2012).

Örnek 1667-R3 (karbonat bacası), Tekirdağ havzası GD'sundaki Marmara "Göl" suyu çıkışının olduğu karbonat bacasından alınmıştır (Zitter vd., 2008) (Şekil 3.1A, 5.1). Derin havzalardan alınan esas olarak termojenik hidrokarbona işaret eden diğer örnekler 1661-R3 (Orta Havza doğusu) ve 1659-R1 (Çınarcık Havzası güneyi) dir. Tekirdağ havzası batısından alınan 1647-R1 örneği dışında, diğer üç örneğin (1661-R3, 1659-R1, 1667-R3) göreceli olarak yüksek $\delta^{13}\text{C}$ değeri muhtemelen mikroskobik çalışmalarda gözlemlenen, yüksek biyojenik karbonatların (bivalv kabuğu parçaları, karbonatlaşmış tüp kurtçukları, foraminiferler, kokolitler) katkısından kaynaklanmaktadır (Şekil 4.16B, 4.18A).

Batı ve Orta Sırtlardan alınan otijenik karbonat örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-36.6 ve ‰-13.7 arasındadır. Değerleri ‰-36.6 (1662-R3) ve ‰-35.4 (DV02-CC02) olan Batı Sırttan alınan iki örnek dışında, yedi örnek için $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-24.9 ve ‰-13.7 gibi dar bir aralıktadır (Çizelge 5.2, Şekil 5.1). Batı ve Orta Sirt üzerindeki otijenik karbonat örneklerinin örnekleme alanları; doğal termojenik gaz (metan ve ağır hidrokarbon gazlar) ve petrol ürünü CO_2 açığa çıkaran çamur volkanları ve antiklinaller üzerinde konumlanmaktadır (Bourry vd., 2009). Bu bölgelerde örneklenen hidrokarbon gazlar, Trakya Havzasından üretilen doğal gazlar ile benzer izotopik bileşime sahiptir (Gürgey vd., 2005, 2009; Bourry vd., 2009). Ayrıca Batı ve Orta Sırtlar manto kökenli He, ağır hidrokarbon gazı ve petrol ve yüksek tuzlu akışkanların çıkış yaptığı bölgelerdir (Bourry vd., 2009; Burnard vd., 2012; Tryon vd., 2010, 2012). Sonuç olarak basınç sırtlarından alınan otijenik karbonat örneklerinde ‰-36.6 ile ‰-20 aralığında değişen $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, karbonun ana kaynağının termojenik hidrokarbon gazları olduğu ve buna sedimanter organik madde ve ağır hidrokarbonların oksidasyon ürünlerinden küçük bir katkı yapıldığı söylenebilir. Hafif $\delta^{13}\text{C}$ değerleriyle (‰-35.5 ile ‰-36.6 aralığı) 1662-R3 ve DV02-CC02 örneklerinde termal kökenli metanın anaerobik oksidasyonu dışında diğer ilave bir kaynağa gerek yoktur.

Bu sonuç; örneklerin alındığı, termojenik hidrokarbon çıkışlarının görüldüğü ve bilinen petrol çıkışı ve gaz hidratın olmadığı çamur volkanı ve antiklinal yapı ile uyumludur (Bourry vd., 2009).

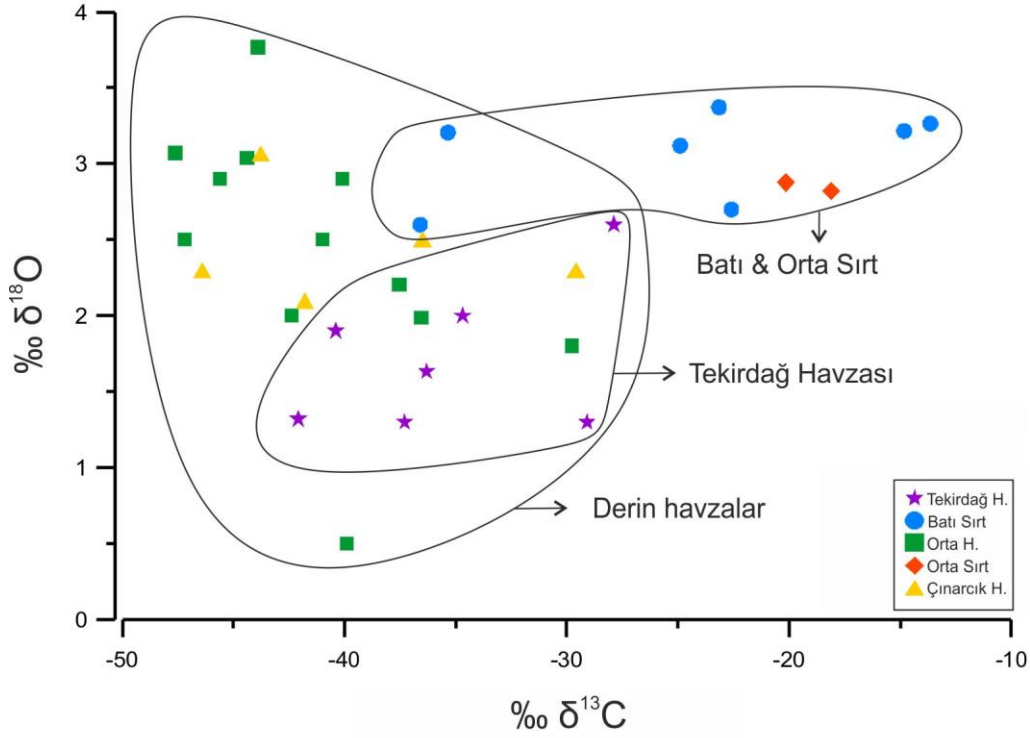
Çizelge 5.2: Bu çalışmada yer alan ve Cremiere vd. (2012) tarafından analizi yapılmış otijenik karbonat kabuk ve bacalarının karbonat minerolojisi ve duraylı karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ve oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$) değerleri (V-PDB).

Örnek	% $\delta^{13}\text{C}$	% $\delta^{18}\text{O}$	Karbonat mineralleri (göreceli %)				Kaynaklar
			Aragonit	Kalsit	Mg-kalsit	Dolomit	
1647-R1	-27.9	2.6	100	-	-	-	Cremiere vd.(2012)
1667-R1	-37.3	1.3	91	9	-	-	Cremiere vd.(2012)
1667-R2	-40.4	1.9	38	5	57	-	Cremiere vd.(2012)
1667-R3	-34.7	2.0	61	6	33	-	Cremiere vd.(2012)
1667-R3 Chimney	-29.1	1.3	54	9	37	-	Cremiere vd.(2012)
DV04-CC01	-42.1	1.3	85	-	15	-	Bu çalışmada
DV04-CC04	-36.3	1.6	63	26	7	4	Bu çalışmada
1649-R1	-39.9	0.5	16	23	61	-	Cremiere vd.(2012)
1661-R1	-47.6	3.1	93	5	-	2	Bu çalışmada
1661-R2	-44.4	3.0	100	-	-	-	Bu çalışmada
1661-R3	-29.8	1.8	-	-	100	-	Bu çalışmada
1661-R4	-42.4	2.0	50	50	-	-	Bu çalışmada
1661-R5	-37.5	2.2	95	5	-	-	Bu çalışmada
1661-R6	-43.9	3.8	5	-	95	-	Bu çalışmada
1661-R7	-36.6	2.0	23	33	37	7	Bu çalışmada
1663-R1	-41.0	2.5	40	15	23	22	Cremiere vd.(2012)
1665-R1	-45.6	2.9	89	3	8	-	Cremiere vd.(2012)
1665-R2	-47.2	2.5	43	6	46	5	Cremiere vd.(2012)
1665-R3	-40.1	2.9	18	-	67	15	Cremiere vd.(2012)
1653-R3	-41.8	2.1	87	8	5	-	Cremiere vd.(2012)
1653-R5	-36.5	2.5	100	-	-	-	Cremiere vd.(2012)
1658-R1	-46.4	2.3	93	5	2	-	Cremiere vd.(2012)
1659-R1	-29.6	2.3	77	7	16	-	Cremiere vd.(2012)
DV05-CC01	-43.8	3.1	54	44	2	-	Bu çalışmada
1662-R1	-13.6	3.3	95	5	-	-	Bu çalışmada
1662-R2	-22.6	2.7	94	5	1	-	Cremiere vd.(2012)
1662-R3	-36.6	2.6	69	6	22	3	Cremiere vd.(2012)
1662-R4	-23.2	3.4	67	5	28	-	Bu çalışmada
1662-R5	-24.9	3.1	97	3	-	-	Bu çalışmada
DV02-CC03	-14.8	3.2	97	3	-	-	Bu çalışmada
DV02-CC02	-35.4	3.2	96	4	-	-	Bu çalışmada
1664-R1	-18.1	2.8	85	10	5	-	Bu çalışmada
1664-R2	-20.2	2.9	99	1	-	-	Bu çalışmada
1666-R1 (Barit)	-0.6	3.2	100	-	-	-	Bu çalışmada
DV05-CORAL2	-4.6	1.2	99	1	-	-	Bu çalışmada
1661-R3-CORAL	-4.6	1.2	100	-	-	-	Bu çalışmada

$\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-25'den daha yüksek olan rnekler (DV02-CC03, 1662-R1, 1662-R4, 1664-R2) için, DIC havuzuna çoğunlukla ağır hidrokarbonların oksidasyonundan, deniz tabanı altında metan oluşum reaksiyonundan, ya da gaz hidrat ayrışmasından ağır karbon (^{13}C) katkısı gerekmektedir (rneğin, Bohrmann vd., 1998; Greinert vd., 2001; Orphan vd., 2004; Naehr vd., 2007; Bahr vd., 2010; Creimere vd., 2012, 2013). Bu süreçler, Batı Sırttaki amur volkanlarından alınan gazların pozitif $\delta^{13}\text{C}$ değerleriyle, ham petrol sızıntısı, gaz hidrat varlığı ve ‰4 CO_2 (‰+29 V-PDB) içeriği tarafından desteklenmektedir (Bourry vd., 2009). Batı Sırttan alınan iki karottaki deniz tabanı altındaki karbonat yumruları ‰+14.2'e kadar olan $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahiptir (Creimere vd., 2012, 2013). Gaz hidrat içeren bu karotlardan birindeki deniz tabanı altındaki karbonat yumruları çoğunlukla yüksek Mg-kalsitten oluşmuştur ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-21.4 ile ‰+9.2 arasındadır. Bu değerler, gaz hidrat ayrışması ve çözünmesi tarafından üretilmiş hidrokarbonların difüzyonla yukarı doğru akışıyla ilgilidir (Creimere vd., 2013). $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki benzer artış gaz hidrat ayrışmasının görüldüğü diğer alanlarda da görülmüştür (Bahr vd., 2010; Bohrmann vd., 1998; Greinert vd., 2001).

Barit içeren 1666-R1 numaralı örneğin çok az miktardaki karbonat bileşimi aragonit ve aragonitin $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰-0.6'dır (izelge 5.2). Diğer yandan, ıncarcık ve Orta havzadan alınan iki mercan rneği, muhtemelen dip suyu DIC değerlerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerini temsil eden, aynı $\delta^{13}\text{C}$ değerine (‰-4.6) sahiptir.

Otijenik karbonat kabuklarının oksijen izotop bileşimleri, çökelmenin termodinamik denge içerisinde oluştuğu varsayılarak, çökelme ısısı veya çökelmeyi sağlayan çözeltinin izotop bileşimini bulmada kullanılır (rneğin, Kim and O'Neal, 1997). Marmara deniz tabanında sabit dip suyu sıcaklığında (14.5°C) ve $1.58 \pm 0.03‰$ (1 σ) V-SMOW $\delta^{18}\text{O}$ değerindeki (Rank vd., 1999) Akdeniz suyundan denge koşullarında çökelen karbonat minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri hesaplanabilir. Buna göre Marmara dip suyundan çökelen aragonit, yüksek-Mg kalsit ve dolomitin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sırası ile ‰2.78, ‰2.34 ve ‰5.81'dir (Creimere vd., 2012). Bu teorik değerler karbonat kavkılarında bulduğumuz değerlerle kabaca uyumludur (izelge 5.2, Şekil 5.1). Ancak, aragonit, Mg-kalsit ve dolomite zengin örneklerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰1.6 - ‰3.3 (ortalama: ‰2.7, n=13), ‰1.8 - ‰3.8 (ortalama: ‰2.6, n=4) ve ‰2.5-‰2.9 (n=2) olup, mineralojik bileşimle uyumluluk göstermemektedir. Bu da karbonat minerallerinin termodinamik dengede oluşmadığının işareti olabilir.

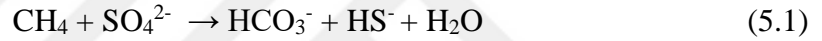


Şekil 5.1: Marmara Denizi otijenik karbonat kabuk örneklerinin karbon ve oksijen izotop bileşimleri.

Marmara Denizi karbonat kabuklarının düşük $\delta^{18}\text{O}$ değerleri (‰1.3-2.3) Marmara “Göl” suyunun katkısını; ağır değerler ise (‰2.8-3.8) muhtemelen Trakya havzasından gelen derin formasyon suyu karışımından veya gaz hidratların ayrışımından gelen sular nedeniyledir. (Naehr vd., 2007; Bahr vd., 2010; Creimere vd., 2012). En düşük iki değer olan ‰0.5 ve ‰1.3 Orta Havzanın batısındaki 1649-R1 ve Tekirdağ Havzasının GD’nda Marmara “Gölü” acı suyu çıkışının gözüktüğü “Jack the Smoker” bacasından alınan 1667-R3 örneğinde ölçülmüştür. Marmara göl sularının $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰-10.2 V-SMOW olarak bulunmuştur (Aloisi vd., 2015). Bu sudan 14.5°C’de çökelen karbonat minerallerinin teorik $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰-9.2 ile ‰-7.2 arasında değişir. Böylece acı suyun karışımı daha düşük $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin oluşumuna katkıda bulunabilir. Bunun yanında, Marmara’nın değişik bölgelerinden alınan karotlarda Tryon vd. (2010) gözenek suyu analizleri derin havzalarda diyajenetik kil ve diğer silikat reaksiyonlarına; Batı Sırttaki çamur volkanlarında ise aşırı tuzlu formasyon sularına işaret etmektedir. Bu sular otijenik karbonatlarda göreceli olarak yüksek $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine katkıda bulunur.

5.3 Otijenik Karbonatların ve Siyah İndirgenmiş Çökellerin Oluşumu

Marmara Denizinde deniz tabanı otijenik karbonatları; tabaka, kabuk, levha, tümsek ve baca şeklinde, genel olarak siyah indirgenmiş sediman yamaları ve aktif hidrokarbon gaz çıkışlarıyla birlikte KAF sistemi boyunca görülmektedir. Bu tür yüksek metan çıkışlı otijenik karbonat bölgelerinde, sülfat/metan arayüzeyi deniz tabanında veya deniz tabanına yakın yerde meydana gelir. Oysaki genel olarak Marmara Denizi'nde, aynı ara yüzey deniz tabanından 2-7.5 m aşağıda bulunmaktadır (Çağatay vd., 2004; Halbach vd., 2004; Tryon vd., 2010). Bu özellikler, çok hafif duraylı karbon izotop değerleri (‰-29.8 ile -47.6 arasında) ve archae ve sülfat indirgeyen bakterilerin belirteci olan ¹³C'ce fakir biomarkerların varlığı (Chevalier vd., 2011), hep birlikte aktif fay zonlarında metanın anaerobik oksidasyonu (AMO) sürecine işaret etmektedir (Boetius vd., 2000; Valentine and Reeburg, 2000; Orphan vd., 2001; Niemann vd., 2006). Buna göre (5.1):



tepkimesi deniz tabanında karbonatın oluşması için gerekli alkaliniteyi (HCO₃⁻) ve siyah, Fe-sülfidli çökellerin oluşması için gerekli HS⁻ sağlamaktadır. Bu da, Marmara deniz tabanında karbonat kabuk, örtü, tümsek ve bacalarının siyah indirgenmiş çökellerle olan birlikteliğini açıklamaktadır. Marmara Denizi'nde yüksek metan akışının olduğu aktif fay zonlarında deniz tabanında oluşan metanın anaerobik oksidasyon reaksiyonu aynı zamanda, diğer metan çıkışı alanlarında da görüldüğü gibi, burada da gözlenen kemosentetik yaşam için gerekli enerji ve besini sağlar (Paull vd., 1984; Bergquist vd., 2003, 2007; Levin ve Mendoza, 2007; Ritt vd., 2010, 2012; Quaiser vd., 2011).

AMO tarafından üretilen alkalinite, otijenik karbonat çimentonun çökerek mytilid bivalvlerin kabuk ve kabuk parçaları, ekinoid, tüp kurtları (polychaete), mikrobiyal organik madde, mikrofosiller, illit, smektit ve kuvarstan oluşan yapı (framework) elementlerini bağlamasına neden olur. Karbonat kabukları içerisindeki mytilid bivalvleri sıklıkla çift kabuklu ve yaşama pozisyonundadırlar. Akışkan çıkış bölgelerindeki canlı çeşitliliği farklı şekillerde karbonat yığılmasına neden olur. Sonuçta oluşan karbonat kabukları gözenekli, sinter yapılı, böbreğimsi, bantlı ve

borumsuz boşluklu yapıya ve düzensiz çözünme boşluklarına sahiptir. Boşluklar yer yer sonradan çökelen aragonit ile doldurulmuştur.

5.2 bölümünde tartışıldığı gibi, Marmara Denizi'ndeki çoğunlukla metan bileşimli hidrokarbon gazların kökeni hem biyojenik hem de termojeniktir. Basınç sırtlarında örneklenen hidrokarbon gazlar termojenik kökenli ve Trakya havzası hidrokarbon gazları ile benzer karbon izotop bileşimine sahiptir (Bourry vd., 2009; Gürgey vd., 2005). Sıkışmalı sırtlardaki otijenik karbonatlarda gözlemlenen ağır $\delta^{13}\text{C}$ değerleri (‰-24.90 ile ‰-13.65 arasında) sedimanter organik maddenin oksidasyonundan ve/veya petrolün ayrışmasından gelen ağır karbon kaynağını gösterir (Bourry vd., 2009; Tryon vd., 2010; Cremiere vd., 2010, 2013).

Birçok karbonat kabuk örneği pirit taneleri ve framboyidler ve Fe-oksihidroksit damarları içerir. Bu örnekler %0.5'den (ağırlık) daha yüksek S, %1'den (ağırlık) daha yüksek Fe ve 20 $\mu\text{g/g}$ 'den daha yüksek Mo içerir (Çizelge 5.3). Karbonat kabuklarındaki pirit varlığı indirgeyici koşullar altında birikimi belirtmektedir. Batı Sırtta çamur volkanı civarında çökelmiş barit biyobarit kökenlidir. Bu barit ve Orta Havzanın doğu kenarından alınan 400 $\mu\text{g/g}$ 'den daha yüksek Ba içeren karbonat kabuk örnekleri biyobaritin sülfat/metan arayüzeyi altında çözünmesinden kaynaklanmıştır (Naehr vd., 2007; Tryon vd., 2010, 2012).

Otijenik karbonatlarda görülen ve karbonat ve pirit ile dolan ince çatlaklar fay aktivitesini ve bununla ilişkili akışkan aktivitesini gösterir. Bununla birlikte, bazı kabukların yüzeyindeki siyah-koyu kahverengi Fe-Mn lekeleri ve gözeneklerinin varlığı, karbonatların pirit oksidasyonunun yarattığı asidik koşullarla sonradan okside olduğunu ve çözüldüğünü işaret eder. Bazı karbonat kabuklarında gözlemlenen az miktarda, iyi gelişmiş jips, pirit oksidasyonu tarafından üretilmiş SO_4^{2-} ile Ca^{2+} 'un reaksiyonu ile çökelmiştir.

1999 İzmit depremi sonrası ve sonrasında görülen ateş topları, su kolonundaki yoğun gaz çıkışları (Alpar, 1999; Halbach vd., 2004; Kuşcu vd., 2005) ve depremden sonraki yaklaşık on yılda bu etkinliğin azalmış olması, güçlü bir şekilde Marmara Denizi'ndeki sismik ve akışkan aktiviteleri arasındaki ilişkiyi gösterir. Benzer ilişkiler açık denizlerde başka yerlerde de gözlemlenmiştir (Kuzey California, Costa Rica, Okhotsk Denizi ve Arap Denizi gibi) (Field ve Jennings, 1987; Mau vd., 2007; Obzhirov vd., 2004, Fischer vd., 2013). Deniz tabanındaki ve gömülmüş otijenik

karbonatlar bu nedenle KAF'ın ayrılan kolları boyunca olan paleo-sismik aktivite için değerli bir arşiv niteliğindedir.

Batı Sırttan alınan iki karottaki gömülü karbonat yumrularının U/Th yaşlandırması Cremiere vd. (2013) tarafından yapılmasına rağmen, deniz tabanında görünen otijenik karbonatların yaşları hakkında bilgi yoktur. Otijenik karbonatların detaylı yaş bilgileri hakkındaki bu boşluk Marmara Denizi'ndeki sismik ve akışkan aktiviteleri arasındaki ilişkinin ve karbonat kabukları, bacaları ve tümseklerinin oluşumuna yol açan süreçlerin zaman ölçeğinde evriminin tartışılmasını zora sokmaktadır. Batı Sırttan alınan bir karotta (MNT-KS14) gömülü karbonat yumrularının U/Th yaşları, G.Ö. 10 binyıl ile 9 binyıl arasında yoğunluk kazanmıştır (Cremiere vd., 2013). Bu zaman aralığı, Marmara Denizi'nin Akdeniz ile olan 14-12 binyıl önceki bağlanmasından sonradır. Yumruların çoğunlukla aragonit bileşimli olmasına dayanarak, yazarlar karbonat yumrularının başlangıçta deniz tabanında oluştuğunu ve daha sonra hemipelajik sedimanlar tarafından gömüldüğünü düşünmüşlerdir. Daha çok karbonat yumrularının oluşumunu Marmara Denizi'ndeki Holosen Marmara sapropel birikimine neden olan anoksik periyoda bağlamışlardır (Çağatay vd., 2000, 2015; Tolun vd., 2002).

Ancak, Marmara Denizi'ndeki otijenik karbonatların oluşum zamanı Holosen Marmara sapropelleri için son zamanlarda belirlenmiş G.Ö. 12.3 - 5.7 binyıl (kalibre) yaşı ile tamamen eşleşmez (Çağatay vd., 2015). Ayrıca, Marmara sapropeli anoksik koşullar yerine çoğunlukla suboxic ve dysoxic koşullar altında birikmiştir. Bu gerçekler yanında, otijenik karbonatlarda farklı DIC kaynaklarına işaret eden $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{15}\text{N}$ arasındaki değişken $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, tektonik, küresel ısınma ve bununla ilişkili gaz hidrat ayrışması gibi farklı süreçlerin işlediğini göstermektedir. Nitekim, Ménot ve Bard (2010) Batı Sırtında MD01-2430 karotunda su sütununda AMO belirtisi olan ^{13}C tüketen lipid canlı varlığına dayanarak, Marmara Denizi'nde G.Ö. 12.7-9.5 bin yılları (kalibre) arasında gaz hidratların ayrışmasına bağlı bol metan çıkışlarının olduğunu belgelemiştir.

Çizelge 5.3: Otijenik karbonat örneklerinin ICP-MS analizi sonucu belirli elementler için elde edilen yüzde (%) ve konsantrasyonları (ppm).

Örnek Numarası	Ca %	Mg %	Al %	Fe %	K %	S %	Mn ppm	Mo ppm	Sr ppm	Ba ppm	Rb ppm	Li ppm
DV02 CC03	33.33	0.27	1.11	0.53	0.29	<0.1	135	1.4	7297	59	18.5	9.0
DV02 CC02	31.73	0.47	1.38	0.69	0.38	0.1	153	1.1	6730	149	21.8	9.7
DV04 CC01	32.17	0.30	0.16	3.51	0.06	3.8	295	55.2	6267	280	2.8	2.2
DV04 CC04	14.38	1.10	3.63	1.55	1.44	0.6	609	9.3	2606	459	61.3	18.9
DV05 CC01	12.99	0.27	0.09	0.05	0.17	0.4	23	14.3	6072	221	1.3	1.4
1661 R1	32.24	0.81	1.41	0.82	0.39	0.1	469	3.0	7694	154	22.9	10.6
1661 R2	35.01	0.50	1.16	0.60	0.32	<0.1	851	3.1	7203	413	18.5	9.0
1661 R3	28.86	2.22	2.15	0.95	0.68	0.1	396	1.5	482	262	37.3	17.1
1661 R4	36.32	0.83	0.27	0.25	0.08	<0.1	1007	3.6	5622	601	4.5	2.8
1661 R5	38.68	0.55	0.10	0.10	0.03	<0.1	939	2.4	7485	744	1.5	1.8
1661 R6	30.30	3.06	1.07	0.54	0.31	0.1	1868	2.2	2032	348	17.3	8.9
1661 R7	26.58	2.82	1.84	1.26	0.55	0.5	1464	14.9	2641	470	29.5	15.3
1662 R1	30.18	0.51	2.06	1.05	0.58	0.1	208	4.2	6801	184	33.1	16.9
1662 R4	29.75	1.35	1.95	0.99	0.52	0.3	221	20.2	5737	89	31.0	15.9
1662 R5	32.57	0.57	1.51	0.85	0.40	0.2	326	11.0	7390	70	24.7	11.9
1664 R1	22.73	0.97	3.57	1.85	0.94	0.6	249	41.9	4534	177	54.9	27.7
1664 R2	37.17	0.12	0.24	0.12	0.07	0.2	19	23.6	8348	37	3.9	2.5

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

İndirgenmiş (Fe-sülfidce zengin) çökel yamalarıyla ilişkili, geniş alana yayılmış metanla bağlantılı deniz tabanı otijenik karbonat kabukları, Marmara Denizi'nde KAF sistemi boyunca tabaka, tümsek ve baca şeklinde bulunmaktadır. Derin havzalarda, karbonat kabukları ve siyah indirgenmiş çökeller aktif faylardan çıkan hidrokarbonca zengin akışkanlardan çökeler. Buna karşın Batı ve Orta Sırtta, karbonatlar, aktif fay yakınındaki çamur volkanları ve antiklinallerden çıkan akışkanlarla ilişkilidir. Sedimentasyon hızı göz önüne alınarak, Marmara Denizi deniz tabanında görülen otijenik karbonatların son 1-2 bin yıldan daha yaşlı olmadığı söylenebilir. Dolayısı ile otijenik karbonatlar bugünkü ile benzer dip suyu koşulları altında çökelmiştir.

Karbonat kabukları, gözenekli, sinter yapılı, böbreğimsi ve şeker dokulu olmak üzere çeşitli yapı ve dokulara sahiptir. Çoğunlukla karbonatla çimentolanmış bivalv kabukları ve kabuk parçaları, serpulid tüpler, lifimsi mikrobiyal organik madde ve nadiren çakıltası içermektedir. Bol miktarda yüksek Mg-kalsit bulunan Tekirdağ ve Orta Havzadan bazı örnekler hariç, otijenik karbonat çimentolar pek çok bölgede çoğunlukla aragonitten oluşmuştur.

Otijenik karbonatların $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-47.62 ile ‰-13.65 arasındadır. Bu değerler indirgenmiş sedimanlarla yakın ilişki ile biyojenik veya termojenik metanın anaerobik oksidasyonu ürünleri ile beslenen bir çözülmüş inorganik karbon (dissolved inorganic carbon, DIC) havuzunu işaret etmektedir. Batı ve Orta Sırtlardaki otijenik karbonatların göreceli ağır karbon izotop değerleri (‰-24.9 ile ‰-13.7 arasında), büyük oranda termojenik metan yanında bir miktar ağır hidrokarbonların biyolojik parçalanması ve gaz hidrat ayrışmasından gelen bir DIC kaynağını göstermektedir. Bu sonuç, basınç sırtlarında örneklenen termojenik gaz, petrol sızıntısı ve deniz tabanının 6 m altında keşfedilen gaz hidratın varlığı ile desteklenmektedir. Sırtlarda örneklenen hidrokarbonların kimyasal ve izotop bileşimi, Trakya Havzası doğal gazı ile oldukça benzerlik göstermektedir (Bourry vd., 2009, Gürgey, 2005, 2009).

Karbonat kabukları ve siyah indirgenmiş çökellerin oluşumu, yüksek metan çıkışıyla deniz tabanında veya deniz tabanına değin yükselen sülfat/metan ara yüzeyinde

meydana gelen metanın anaerobik oksidasyonu (AMO) ile açıklanabilmektedir (Borowski vd., 1996; Boetius vd., 2000; Valentine ve Reeburg, 2000; Niemann vd., 2006). Zira AMO tepkimesi, otijenik karbonatların ve siyah indirgenmiş çökellerdeki Fe-sülfid oluşumu için gerekli yüksek alkalinite (HCO_3^-) ve HS^- iyonlarını sağlamaktadır.

Marmara Denizi karbonatlarının $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ($\text{‰} +0.5$ ve $+3.8$, ortalama= $\text{‰}+2.1$, $n=24$) mineral bileşimi ile belirgin bir ilişki göstermemektedir. $\text{‰}+2.0$ ile $\text{‰}+2.8$ arasında $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip olan ve toplam örneklerin yaklaşık %50'sini oluşturan otijenik karbonat örnekleri, Marmara Denizi'nin Akdeniz kökenli dip suyundan çökelişini yansıtmaktadır. Çoğunlukla Marmara derin havzalarındaki karbonat kabuklarında görülen göreceli düşük $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ($\text{‰}0.5-2.3$) Marmara "Gölü" acı sularının katkısından kaynaklanmaktadır. Buna karşın özellikle sırtlardaki ağır değerler ($\text{‰}+2.6$ ile $\text{‰}+3.4$ aralığı, ortalama = $\text{‰}+3.0$, $n=9$) muhtemelen derin Trakya Havzası sularının ya da gaz hidrat ayrışımından gelen suyun katkısını göstermektedir (Naehr vd., 2007; Tryon vd., 2010, 2012; Bahr vd., 2010; Creimere vd., 2012).

Çok sayıda kanıt, Marmara Denizi'ndeki otijenik karbonatların sismik etkinliğe bağlı akışkan çıkışları ile ilişkili olduğuna işaret etmektedir. Bu durum faylar boyunca otijenik karbonatları önemli bir paleo-deprem arşivi yapmaktadır. Bu yüzden, KAF sisteminin çeşitli fay parçaları boyunca gömülmüş deniz tabanı karbonat kabuk ve yumrularının U/Th yaşlandırması ve duraylı izotop analizlerini içeren sistematik bir çalışmanın yapılması önerilmektedir. Böyle bir çalışmanın, sismik ve akışkan aktiviteleri arasındaki ilişkilerin tartışılmasına ve karbonat kabuk, baca ve tümseklerinin oluşumuna neden olan süreçlerin zaman ölçeğinde açıklığa kavuşturulmasına önemli katkılar sağlayacağı düşünülmektedir.

KAYNAKLAR

- Adatepe, F.M.** (1988). *Marmara Denizi Jeofizik Verilerinin Değerlendirilmesi*. İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Doktora Tezi, İstanbul (Türkçe).
- Aloisi, G., Soulet, G., Henry, P., Wallmann, K., Sauvestre, R., Vallet-Coulomb, C., Bard, E.** (2015). Freshening of the Marmara Sea prior to its post-glacial reconnection to the Mediterranean Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 413, 176–185. doi:10.1016/j.epsl.2014.12.052.
- Alpar, B.** (1999). Underwater signatures of the Kocaeli earthquake of 17 August 1999 in Turkey. *Turkish Journal of Marine Sciences* 5, 111–130.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G.** (2002). Symetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? *Terra Nova* 13 80-86.
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus, G., de Lepinay, B.M., Malavieille, J., Dominguez, Gustcher, M.-A., Schmidt, S., Beck, C., Çağatay, N., Cakir, Z., Imren, C., Eris, K., Natalin, B., Ozalaybey, S., Tolun, L., Lefevre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, O., Sarikavak, K.** (2005). Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, Q06009.
- Artüz, M.L.** (2006). Investigations on beam-trawl Fishery for Deep Sea Pink Shrimp *Parapenaeus longirostris* (Lucas, 1846) in the Sea of Marmara. *Ecology Natura*, 65-67.
- Barka, A., Akyuz, H.S., Altunel, E., Sunal, G., Cakir, Z., Dikbas, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., de Chabaliere, J.B., Rockwell, T., Dolan, J.R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J., Page, W.** (2002). The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 Izmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 43–60.
- Bayrakçı, G., Laigle, M., Bécel, A., Hirn, A., Taymaz, T., Yolsal-Cevikbilen, S., SEISMARMARA team.** (2013) “3-D sediment-basement tomography of the Northern Marmara trough by a dense OBS network at the nodes of a grid of controlled source profiles along the North Anatolian fault”. *Geophys. J. Int.*, 194:1335-1357.
- Bécel, A., Laigle, M., de Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., Yolsal-Cevikbilen, S., and 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 Lepinay, B., Schneider, J.-L., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Menot-Combes, G., Schmidt, S., Weber, O., Eriş, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., Gutcher, M.-A., Turon, J.L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Gallet, Y., Bouquerel, H., Görür, N., Gervais, A., Castera, M.H., Londeix, L., de Resseguier, A. and Jaouen, A. (2007).** Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology*, 199 (1-2), 65-89.
- Beşiktepe, T., Sur, H. I., Özsoy, E., Latif, M. A., Oğuz, T. ve Ünlüata, U. (1994).** The circulation and hydrography of the Marmara Sea. *Progress in Oceanography*, 34, 285-334.
- Boetius, A., Ravensschlag, K., Schubert, C.J., Rickert, D., Widdel, F., Gieseke, A., Amann, R., Jorgensen, 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., Géli, L., Çağatay, M.N., İnan, S., Moreau, M. (2009).** Free gas and gas hydrates from the Sea of Marmara, Turkey. *Chemical Geology* 264, 197–206.
- Bureau Veritas Minerals, 2015.** Schedule of Services and Fees (CDN). 42 pages. <https://www.bureauveritas.com>
- Burnard, P., Bourlange, S., Henry, P., Géli, 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 Planet. Sci. Lett.*, 341/344, 68–78.
- Burton, E.A., Walter, L.M. (1987).** Relative precipitation rates of aragonite and Mg calcite from seawater: Temperature or carbonate ion control? *Geology* 15: 111–114. doi: 10.1130/0091-7613(1987)15<111:rproaa>2.0.co;2.
- Borowski, W.S., Paull, C.K., Ussler, W. (1996).** Marine pore-water sulfate profiles indicate in situ methane flux from underlying gas hydrate. *Geology* 24(7): 655-658.
- Bohrmann, G., Greinert, J., Suess, E., Torres, M. (1998).** Authigenic carbonates from the Cascadia subduction zone and their relation to gas hydrate stability. *Geology* 7, 647 – 650.
- Bergquist, D.C., Ward, T., Cordes, E.E., McNelis, T., Howlett, S., Koisoﬀ, R., Hourdez, S., Carney, R., and Fisher, C.R. (2003).** Community structure of vestimentiferan-generated habitat islands from Gulf of Mexico cold seeps. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 289:197–222.
- Bergquist, D.C., Eckner, J.T., Urcuyo, I. A., Cordes, E.E., Hourdez, S., Macko, S. A., and Fisher, C. R. (2007).** A local hydrothermal vent food web: Application of stable isotopes to a complex community. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 330, 49–65, doi:10.3354/meps330049.

- Chevalier, N., Bouloubassi, I., Birgel, D., Crémière, A., Taphanel, M.-H., Pierre, C.** (2011). Authigenic carbonates at cold seeps in the Marmara Sea (Turkey): a lipid biomarker and stable carbon and oxygen isotope investigation. *Marine Geology* 288, 112–121.
- Crémière, A., Pierre, C., Blanc-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 Part I* 66, 114–130.
- Crémière, A., Bayon, G., Ponzevera, E., Pierre, C.** (2013). Paleo-environmental controls on cold seep carbonate authigenesis in the Sea of Marmara. *Earth Planetary Science Letters*, 376, 200–211.
- Curtis, C.D.** (1977). Sedimentary geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A* 286, 353–372.
- Çağatay, M. N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., and Kuşçu, I.** (2000). Late Glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas, *Mar. Geol.*, 167, 191–206.
- Çağatay, M.N., Borowski, W.S., Ternois, Y.G.** (2001). Factors affecting the diagenesis of Quaternary sediments at ODP Leg 172 sites in western North Atlantic: evidence from pore water and sediment geochemistry. *Chemical Geology* 175: 467-484.
- Çağatay, M.N., Keigwin, L.D., Okay, N., Sarı, E., Algan, O.** (2002) Variability of clay-mineral composition on the Carolina Slope (NW Atlantic) during marine isotope stages 1–3 and its paleoceanographic significance. *Mar Geol* 189:163–174
- Çağatay, M. N., Özcan, M., and Güngör, E.** (2004). Pore-water and sediment geochemistry in the Marmara Sea (Turkey): Early diagenesis and diffusive fluxes. *Geochem. Explor. Environ. Anal.*, 4, 213–225, doi:10.1144/1467-7873/04-202.
- Çağatay N., Balkıs N., Sancar U., Çakır Z., Yücesoy-Eryılmaz F., Eryılmaz M., Sarı E., Akcer S. ve Biltekin D.** (2007). *Marmara Denizi çökel jeokimyası atlası*. 60. Türkiye jeoloji kurultayı 16-22 Nisan 2007, Ankara.
- Çağatay, N. and Özeren, M.S.** (2007). *Marmara Denizi 'nde Deprem Araştırması Ön Sonuçlar. (Earthquake Studies in the Sea of Marmara)*. Cumhuriyet Bilim Teknoloji, No.1057,22 s. 10-11., 22 Haziran 2007.
- Çağatay, M.N.** (2010). *Marmara Denizi Tabanında Kuzey Anadolu Fayı Boyunca İzlenen Siyah Sülfürlü Çökeller ve Karbonat Kabuklarının Kökeni ve Deprem Etkinliği ile İlişkisi*. 2. Marmara Denizi Sempozyumu, Bildiri Kitabı. TÜDAV Yayınları.

- Çağatay, M.N., Uçarkuş, G., Eriş, K.K., Henry, P., Gasperini, L., Polonia, A.** (2015). *Submarine canyons of the Sea of Marmara*. pp. 123- 135 In CIESM Monograph 47 [F. Briand ed.] Submarine canyon dynamics in the Mediterranean and tributary seas- An integrated geological, oceanographic and biological perspective, 232 p. CIESM Publisher, Monaco.
- De Choudens-Sánchez, V., González, L.A.** (2009). Calcite and aragonite precipitation under controlled instantaneous supersaturation: elucidating the role of CaCO₃ saturation state and Mg/Ca ration on calcium carbonate polymorphism. *J Sediment Res* 79:363– 376.
- Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X. and Şengör, A. M. C.** (2003). Investigation of the tectonics of the main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data. *Tectonophysics*, 361,1-19.
- Dupré, S., Scalabrin, C., Grall, C., Augustin, J.-M., Henry, P., Şengör, A. M. C., Görür, N., Çağatay, M.N., and Géli, 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. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, doi:10.1002/2014JB011617.
- Ergin, M., Uluadam, E., Sarıkavak, K., Keskin, Ş., Gökaşan, E. and Tur, H.** (2007). Late Quaternary sedimentation and tectonics in the submarine Şarköy Canyon, western Marmara Sea (Turkey). In: *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia* (Taymaz,T.,Yılmaz,Y., Dilek,Y: eds). Geological Society, London, vol. 291, pp. 231-257.
- Field, M.E., Jennings, A.E.** (1987). Seafloor gas seeps triggered by a northern California earthquake. *Marine Geology* 77, 39-51.
- Fischer, D., Mogollón, J. M., Strasser, M., Pape, T., Bohrmann, G., Fekete, N., Spiess, V., Kasten, S.** (2013). Subduction zone earthquake as potential trigger of submarine hydrocarbon seepage. *Nature Geoscience* 6, 647– 651. doi:10.1038/ngeo1886.
- Gasperini, L., Polonia, A., Çağatay, M. N., Bortoluzzi, G., and Ferrante, V.** (2011). Geological slip rates along the North Anatolian Fault in the Marmara Sea. *Tectonics*, 30, TC6001, doi:10.1029/2011TC002906.
- Géli, L., Henry, P., Zitter, T., Dupre, S., Tryon, M., Çağatay, M.N., Mercier de Lepinay, B., Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Görür, N., Natalin, B., Uçarkuş, G., Özeren, S., 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.
- Graf, D. L. ve Goldsmith, J. R.** (1956). Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite. *Jour. Geol.*, v. 64, p. 173-186.
- Görür, N. and Okay, A.I.** (1996). Fore-arc origin for the Thrace Basin. *Geol. Rundsch*, vol. 85, pp. 662-668.

- Görür, N., Çağatay, M. N., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C., Tchapygala, A.** (1997). Origin of the Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary paleogeographic evolution of its frame. *International Geology Review*, 39: 342-352.
- Gürgey, K., Philp, R., Clayton, C., Emiroğlu, H., and 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.
- Gürgey, K.** (2009). Geochemical overview and undiscovered gas resources generated from Hamitabat petroleum system in the Thrace Basin, Turkey. *Mar.Pet. Geol.* 26,1240–1254.
- Greinert, J., Bohrmann, J.G., Suess, E.** (2001). Gas hydrate-associated carbonates and methane-venting at Hydrate Ridge: classification, distribution, and origin of authigenic lithologies. In: Paull, C.K., Dillon, W.P. (Eds.), *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection*, Geophysical Monograph vol. 124. *American Geophysical Union* pp. 87 – 98.
- Halbach, P., Holzbecher, E., Reichel, T., Moche, R.** (2004). Migration of the sulphatmethane reaction zone in marine sediments of the Sea of Marmara — can this mechanism be tectonically induced? *Chemical Geology* 205, 73–82.
- Henry, P., Lallemand, S., Nakamura, K.-I., Tsunogai, U., Mazzotti, S., and Kobayashi, K.** (2002). Surface expression of fluid venting at the toe of the Nankai wedge and implications for flow paths. *Mar. Geol.*, 187(1–2), 119–143, doi:10.1016/S0025-3227(02)00262-1.
- Henry, P., Şengör, A.M.C., and Çağatay, M.N.** (2007). Marnaut Cruise Report. 70p.http://p.f.henry.free.fr/marmara/marnaut_public/marnaut_final_reports/MARNAUT_report.pdf
- Imren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbag, E., Ecevitoglu, B., and Görür, N.** (2001). The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: A new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186(2), 143–158.
- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Gökasan, E., Awata, Y., Tur, H., Şimşek, M. & Keçer, M.** (2005). Seafloor gas seeps and sediment failures triggered by the August 17, 1999 earthquake in the Eastern part of the Gulf of İzmit, Sea of Marmara, NW Turkey. *Marine Geology* 215, 193–214.
- Kim, S.-T., and O’Neil, J.R.** (1997). Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3461–3475.
- Laigle, M., Becel, A., de Voogd, B. a., Hirn, A., Taymaz, T., and Ozalaybey, S.** (2008). A first deep seismic survey in the Sea of Marmara: Deep basins and whole crust architecture and evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 270, 168–179.

- Levin, L.A., and Mendoza, G.** (2007). Community structure and nutrition of deep methane seep macroinfauna from the Aleutian margin and Florida Escarpment, Gulf of Mexico. *Marine Ecology* 28, 131–151.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier De Lépinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R. & Tok, B.** (2001). The active main Marmara fault. *Earth Planetary Science Letters* 192, 595–616.
- Le Pichon, X. & Kreemer, C.** (2010). The Miocene-to-Present Kinematic Evolution of the Eastern Mediterranean and Middle East and Its Implications for Dynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 38: 323-351
- Le Pichon, X., İmren, C., Rangin, C., Şengör, A. M. C., and Siyako, M.** (2014). The South Marmara Fault. *Int. J. Earth Sci.*, 103(1), 219–231, doi:10.1007/s00531-013-0950-0.
- Meade, B. J., Hager, B. H., McClusky, S. C., Reilinger, R. E., Ergintav, S., Lenk, O., Barka, A., and Özener, H.** (2002). Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by global positioning system measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (1), 208-215.
- Mackenzie, F.T., and Pigott, J.D.** (1981). Tectonic controls of Phanerozoic sedimentary rock cycling. *Geologic Society of London Journal* v. 138, p. 183–196, doi: 10.1144/gsjgs.138.2.0183.
- Mau, S., Rehder, G., Arroyo, I.G., Gossler, J., Suess, E.** (2007). Indications of a link between seismotectonics and CH₄ release from seeps off Costa Rica. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, 663 Q04003.
- Menot, G., Bard, E.** (2010). Geochemical evidence for a large methane release during the last deglaciation from Marmara Sea sediments. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 74, 1537-675.
- Mercier de Lépinay, B., Labeyrie, L., Çağatay, N., Beck, C., Schneider, J.-L., Cremer, M., Turon, J.-L., Londeix, L., Meyer, B., Gallet, Y., Pondard, N., Ménot-Combes, G., Hadas, I., Cortijo, E.** (2003). *Interplay between recent sedimentation and active tectonics in Marmara Sea*. AGU-EGS-EUG joint meeting, Nice.
- Morse, J.W., Wang, Q., Tsio, M.Y.** (1997). Influences of temperature and Mg:Ca ratio on CaCO₃ precipitates from seawater. *Geology* 25, 85–87.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A.A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, N. & Veis, G.** (2000). Global Positioning System constraints on the plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research* 105, 5695–5719.

- Naehr, T.H., Stakes, D.S., and Moore, W.S.** (2000). Mass wasting, ephemeral fluid flow, and barite deposition on the California continental margin. *Geology*, v. 28, p. 315–318, doi: 10.1130/0091-7613(2000)282.0.CO;2.
- Naehr, T.H., Eichhubl, P., Orphan, V.J., Hovland, M., Paull, C.K., Ussler III, W., Lorenson, T.D., Greene, H.G.** (2007). Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: a comparative study. *Deep Sea Res. Part II* 54 (11–13), 1268–1291.
- Niemann, H., Duarte, J., Hensen, C., Omoregie, E., Magalhaes, V.H., Elvert, M., Pinheiro, L.M., Kopf, A., Boetius, A.** (2006). Microbial methane turnover at mud volcanoes of the Gulf of Cadiz. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 5336–5355.
- Okay, A.I., Demirbag, E., Kurt, H., Okay, N., Kuscü, I.** (1999). An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics* 18, 129–147.
- Obzhairov, A., Shakirov, R., Salyuk, A., Suess, E., Biebow, N., Salomatin, A.** (2004). Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Okhotsk Sea. *Geo-Marine Letters* 24, 135–139.
- Orphan, V.J., House, C.H., Hinrichs, K.-U., McKeegan, K.D., and DeLong, E.F.** (2001). Methane-Consuming Archaea Revealed by Directly Coupled Isotopic and Phylogenetic Analysis. *Science* 293, 484–487.
- Orphan, V.J., Ussler III, W., Naehr, T.H., House, C.H., Hinrichs, K.-U., Paull, C.K.** (2004). Geological, geochemical and microbial heterogeneity of the seafloor around methane vents in the Eels River Basin, offshore California. *Chem. Geol.* 205, 265–289.
- Özeren, M.S., Çağatay, M.N., Postacıoğlu, N., Şengör, A.M.C., Görür, N., Eris, K.** (2010). Mathematical modelling of a potential tsunami associated with a late glacial submarine landslide in the Sea of Marmara. *Geo-Marine Letters* 30 (5), 523–539 <http://dx.doi.org/10.1007/s00367-010-0191-1>.
- Öztürk, B.** (2009). Investigations of the rose shrimp *Parapenaeus longirostris* (Lucas, 1846) in the Northern Marmara Sea. *J. Black Sea/Mediterranean Environment* Vol. 15: 123–134.
- Paull, C.K., Hecker, B., Commeau, R., Freeman-Lynde, R.P., Neumann, C., Corso, W.P., Golubic, S., Hook, J.E., Sikes, E., Curray, J.** (1984). Biological communities at the Florida Escarpment resemble hydrothermal vent taxa. *Science* 226, 965–967.
- Peckmann, J., Reimer, A., Luth, U., Luth, C., Hansen, B.T., Heinicke, C., Hoefs, J., Reitner, J.** (2001). Methane-derived carbonates and authigenic pyrite from the northwestern Black Sea. *Mar. Geol.* 177, 129–150
- Quaiser, A., Zivanovic, Y., Moreira, D., López-García, P.** (2011). Comparative metagenomics of bathypelagic plankton and bottom sediment from the Sea of Marmara. *ISME J.* 5:285–304.

- Parke, J.R., White, R.S., McKenzie, D., Minshull, T.A., Bull, J., Kuscu, I., Görür, N., Sengör, C.** (2002). Interaction between faulting and sedimentation in the Sea of Marmara, western Turkey. *J. Geophys. Res.* 107 (B11), 2286. doi:10.1029/2001JB000450
- Reay, D., Smith, P., Van Amstel, A.** (2010). Methane sources and global methane budget. In: Reay, D., Smith, P., Van Amstel, A. (eds.) *Methane and Climate Change*, pp. 1-13. Earthscan, Routledge.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G.** (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111, B05411
- 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, 1120–1136.
- Ritt, B., Desbruyères, D., Caprais, J. C., Gauthier, O., Ruffine, L., Buscail, R., Olu-Le Roy, K., and 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.
- Roulet N., Moore, T., Bubier, J., and Lafleur, P.** (1992). Northern fens: methane flux and climatic change. *Tellus* 44B,100–105.
- Ruffine L., Germain, Y., Polonia, A., De Prunele, A., Croguennec, C., Donval, J-P., Pitel-Roudaut, M., Ponzevera, E., Caprais, J-C., Brandily, C., Grall, C., Bollinger, C., Geli, L., Gasperini, L.** (2015). Pore water geochemistry at two seismogenic areas in the Sea of Marmara. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 16(7), 2038-2057.
- Reitner, J., Peckmann, J., Reimer, A., Schumann, G., Thiel, V.** (2005). Methane-derived carbonate build-ups and associated microbial communities at cold seeps on the lower Crimean shelf (Black Sea). *Facies* 51, 71–84.
- Sato, T., Kasahara, J., Taymaz, T., Ito, M., Kamimura, A., Hayakawa, T., and Tan, O.** (2004). A study of microearthquake seismicity and focal mechanisms within the Sea of Marmara (NW Turkey) using ocean bottom seismometers (OBSs), *Tectonophysics*, 391(1–4), 303–314, doi:10.1016/j.tecto.2004.07.018.
- Smith, A. D., Taymaz, T., Oktay, F.Y., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J.A., Kara, S., and Şimşek, M.** (1995). High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (NW Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 107(8); 923-936.

- Straub, C., Kahle, H.-G., Schindler, C.** (1997). GPS and geological estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia. *J. Geophys. Res.* 102, 27587-27601.
- Şengör, A.M.C., Grall, C., İmren, C., Le Pichon, X., Görür, N., Henry, P., Karabulut, H., and Siyako, M.** (2014). The geometry of the North Anatolian transform fault in the Sea of Marmara and its temporal evolution: implications for the development of intracontinental transform faults. *Canadian J. Earth Sci.* 51(3), 222-242.
- Taymaz, T., Jackson, J.A., McKenzie, D.** (1991). Active tectonics of the North and Orta Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106, 433-490.
- Tryon, M. D., Henry, P., Çağatay, M. N., Zitter, T. A. C., Geli, L., Gasperini, L., Burnard, P., Bourlange, S., and 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 Geosy*, 11.
- Tryon, M. D., Henry, P., and Hilton, D. R.** (2012). Quantifying submarine fluid seep activity along the North Anatolian Fault Zone in the Sea of Marmara. *Mar Geol*, 315, 15-28.
- Tolun, L., Çağatay, M.N., Carrigan, W.J.** (2002). Organic geochemistry and origin of Late Glacial-Holocene sapropelic layers and associated sediments in Marmara Sea. *Marine Geology*, 190, 163-174.
- Turgut, S., Türkarlan, M., Perinçek, D.** (1991). Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. In: A.M. Spencer (ed.), Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons. *Special publication of the European Association of Petroleum Geoscientists* No.1, pp. 415-437
- Uçarkuş, G., Çakır, Z., and 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, doi:10.3906/yer-0911-72
- Ünlüata, Ü., Oğuz, T., Latif, M. A., ve Özsoy, E.** (1990). On the physical oceanography of the Turkish Straits. In: The Physical Oceanography of Sea Straits Pratt, L.J. (Ed.) NATO/ASI Series, Kluwer, Dordrecht, 25-60.
- Valentine, D.L., and Reeburgh, W.S.** (2000). New perspectives on anaerobic methane oxidation. *Environmental Microbiology* 2, 477-484.
- Zitter, T.A.C., Henry, P., Aloisi, G., Delaygue, G., Çağatay, M.N., de Lepinay, B.M., 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 Research I* 55, 552-570.
- Zitter, T. A. C., Grall, C., Henry, P., Özeren, M. S., Çağatay, M. N., Şengör, A. M. C., Gasperini, L., de Lépinay, B. M., and Géli, L.** (2012). Distribution, morphology and triggers of submarine mass wasting in the Sea of Marmara. *Mar. Geol.*, 329-331, 58-74

Wong, H.K., Lüdman, T., Uluğ, A., & Görür, N. (1995). The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics* 244, 231–250.



ÖZGEÇMİŞ

Ad-Soyad : Güliz Yıldız
Doğum Tarihi ve Yeri : 20.07.1990 - Ankara
E-posta : gulizyldz@gmail.com



ÖĞRENİM DURUMU:

- **Lisans** : 2013, Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü
- **Yüksek Lisans** : 2016, İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeoloji Mühendisliği Programı

MESLEKİ DENEYİM VE ÖDÜLLER:

- 2011 yılında Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Daire Başkanlığında stajyer öğrenci olarak çalıştı.
- 2012 yılında Ankara Üniversitesi Uygulamalı Jeoloji Laboratuvarında stajyer öğrenci olarak çalıştı.
- 2015-2016 yıllarında 115Y471 no'lu 'Marmara Denizi'nde karbonat kabuk ve bacalarının oluşum ortam-koşulları ve mekanizmalarının araştırılması' isimli Tübitak projesinde bursiyer öğrenci olarak çalıştı.
- 2015-..... İTÜ EMCOL araştırmacı.

YÜKSEK LİSANS TEZİNDEN TÜRETİLEN YAYINLAR, SUNUMLAR VE PATENTLER:

- Yıldız, G., Çağatay, M.N., 2016. Cold seeps and their deposits in the Sea of Marmara. In: Özsoy, E., Çağatay, M.N., Balkıs, N., Balkıs, N., Öztürk, B. (Eds.) (2016). The Sea of Marmara; Marine Biodiversity, Fisheries, Conservation and Governance. Turkish Marine Research Foundation (TUDAV), Publication No: 42, Istanbul, Turkey, pp, 282-289.
- Çağatay, M.N., Yıldız, G., Livio, R., Henry, P. (yayın aşamasında). Seafloor authigenic carbonate crusts along the submerged part of North Anatolian Fault in the Sea of Marmara: mineralogy, geochemistry, textures and genesis. *Deep Sea Research*.
- Yıldız, G. and Çağatay, M.N. 2016. Authigenic Carbonate Crusts And Chimneys Along The North Anatolian Fault In The Sea Of Marmara, Turkey. *European Geosciences Union General Assembly 2016*, 17-22 April 2016, Vienna, Austria (Poster Presentation).
- Yıldız, G. ve Çağatay, M.N. 2016. Marmara Denizi'nde Aktif Faylar Boyunca Oluşmuş Karbonat Kabuk ve Bacaları. *Türkiye Deniz Bilimleri Konferansı*, 31 Mayıs-3 Haziran 2016, ODTÜ, Ankara (Sözlü Sunum).