



T.C.

ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOKTORA TEZİ

**GÖKÇEADA, BOZCAADA VE ÇANAKKALE BOĞAZI
KIYILARININ KUVATERNER JEOLJİSİ VE JEOMORFOLOJİSİ**

Mustafa AVCIOĞLU

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

ÇANAKKALE

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
DOKTORA TEZİ

GÖKÇEADA, BOZCAADA VE ÇANAKKALE BOĞAZI
KIYILARININ KUVATERNER JEOLJİSİ VE JEOMORFOLOJİSİ
Mustafa AVCIOĞLU
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Tezin Sunulduğu Tarih:26/01/2016

Tez Danışmanı:
Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Eş Danışman:
Prof. Dr. Ahmet Evren ERGİNAL

ÇANAKKALE

Mustafa AVCIOĞLU tarafından Prof.Dr. Erdiñ YİĞİTBAŞ yönetiminde ve Prof. Dr. Ahmet EVREN ERGİNAL'ın eş danışmanlığında hazırlanan ve **26/01/2016** tarihinde aşağıdaki jüri karşısında sunulan “**Gökçeada, Bozcaada ve Çanakkale Boğazı Kıyılarının Kuvaterner Jeolojisi ve Jeomorfolojisi**” başlıklı çalışma, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**'nda **DOKTORA TEZİ** olarak oybirliği ile kabul edilmiştir.

JÜRİ

Prof. Dr. Mustafa BOZCU

.....

Başkan

Prof. Dr. Erdiñ YİĞİTBAŞ

.....

Üye

Prof. Dr. İsa CÜREBAL

.....

Üye

Yrd. Doç. Dr. Topçu Ahmet ERTEK

.....

Üye

Yrd. Doç. Dr. Öznur KARACA

.....

Üye

Prof. Dr. Levent GENÇ

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

Sıra No:.....

Bu tez çalışması, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu Başkanlığı tarafından 2010/162 ve 2012/008 numaralı projelerden desteklenmiştir.

İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI

Bu tezde görsel, işitsel ve yazılı biçimde sunulan tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uyularak tarafımdan elde edildiğini, tez içinde yer alan ancak bu çalışmaya özgü olmayan tüm sonuç ve bilgileri tezde kaynak göstererek belirttiğimi beyan ederim.

Mustafa AVCIOĞLU

TEŞEKKÜR

Bu tezin gerçekleştirilmesinde, çalışmam boyunca benden bir an olsun yardımlarını esirgemeyen saygı değer danışman hocalarım Prof. Dr. Erdiñ YİĞİTBAŞ ve Prof. Dr. Ahmet EVREN ERGİNAL ile çalışma süresince tüm zorlukları benimle göğüsleyen ve hayatımın her evresinde bana destek olan değerli aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmaları, örneklerin analize hazırlanması ve tezin sonuçlarının yorumlanmasındaki tüm safhalarda destek olan Yrd. Doç. Dr. Muhammed Zeynel ÖZTÜRK'e sonsuz teşekkür ederim.

Tez çalışmasının başlangıcından sonuna kadar olumlu düşünce, görüş ve yönlendirmelerinden dolayı Yrd. Doç. Dr. T. Ahmet Ertek'e ve ince kesit çalışmalarındaki katkılarından da dolayı Prof. Dr. Mustafa BOZCU'ya teşekkür ederim.

OSL tarihlendirmesi çalışmalarında destek olan Işık Üniversitesi öğretim üyelerinden Prof. Dr. Nafiye Güneç KIYAK'a ve Yrd. Doç. Dr. Tuğba ÖZTÜRK'e çok teşekkür ederim.

Tezin jeofizik çalışmaları basamağının tamamlanmasını sağlayan ve Yrd. Doç. Dr. Yunus Levent EKİNCİ'ye ve Yrd. Doç. Dr. Alper DEMİRCİ'ye teşekkür ederim. Fosil tanımlamalarında Doç. Dr. Elmas KIRCI ELMAS'ın ve Yrd. Doç. Dr. Sevinç KAPAN'ın, ince kesitlerin tanımlamalarında ise Arş. Gör. Dr. Oya ERENOĞLU'nun, katkılarından dolayı teşekkür ederim.

Tezin arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları esnasındaki yardımlarından dolayı Yrd. Doç. Dr. İsmail Onur TUNÇ'a, Uzman Dr. Ali Sungur'a, Arş. Gör. Erdal ÖZTURA'ya Arş. Gör. Elif AKGÜN'e, Arş. Gör. Özge DİNÇ'e, Arş. Gör. Ferdi DEMİRTAŞ'a, Jeoloji Mühendisleri Tezay KAPTAN'a Miray BİNGÖL'e, Aykut KESKİN'e ve Özcan ÖZKARA'ya teşekkürlerimi sunarım.

Mustafa AVCIOĞLU
Çanakkale, Ocak 2016

SİMGELER VE KISALTMALAR

$\delta^{18}\text{O}/\delta^{18}\text{C}$	Duraylı oksijen veya karbon izotopu
BİY	Bozcaada İçmecedere Yalıtışı
BYE	Bozcaada Yaylıca Eoliniti
BZE	Bozcaada Zunguma Eoliniti
CaCO_3	Kalsiyum karbonat
DAÖ	Doğru Akım Özdirenç Yöntemi
D.T.	Denizel Taraça
EDX	Elektron Dispersive Spektroskopi
GD	Güneydoğu
GCY	Gökçeada Cezaevi Yalıtışı
GGLY	Gökçeada Gizli Liman Yalıtışı
GKY	Gökçeada Kapıkaya Yalıtışı
GÖ/BP	Günümüzden Önce/ Before Present
GULY	Gökçeada Uğurlu Limanı Yalıtışı
GYI	Gökçeada Yaylıca Yalıtışı
gr	Gram
ICP/MS	İndüktif Eşleşmiş Plazma/Kütle Spektrometresi
KB	Kuzeybatı
KAFZ	Kuzey Anadolu Fay Zonu
m	Metre
MIS	Denizel izotop katı (Marine Isotope Stage)
nm	Nanometre
OSL	Işık Uyarımlı Luminesans (Optically Stimulated Luminescence)
ppm	Milyonda bir (Parts per million)
SEM	Taramalı Elektron Mikroskop (Scanning Electron Microscope)
VBDP	Vienna Pee Dee Belemnite standardı
XRD	X-Ray Diffractometre

ÖZET

GÖKÇEADA, BOZCAADA VE ÇANAKKALE BOĞAZI KIYILARININ KUVATERNER JEOLJİSİ VE JEOMORFOLOJİSİ

Mustafa AVCIOĞLU

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi

Danışman : Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

İkinci Danışman : Prof. Dr. Ahmet Evren ERGİNAL

26/01/2016, 191

Bu çalışma, Bozcaada, Gökçeada ve Çanakkale Boğazı kıyılarının Geç Pleyistosen – Holosen yaşlı denizel ve karasal istiflerin fasiyes çözümlemesi, stratigrafik tanımlaması ve kronostratigrafik açıdan incelenmesini; bu bölgenin Kuvaterner'deki deniz seviyesi değişimleri ile genç ve aktif tektonik deformasyonlar ile bölgenin morfotektonik gelişiminin tanımlanmasını – açıklanmasını kapsamaktadır.

Bu amaçla, özellikle kıyı ortamlarında östatik kaynaklı deniz seviyesi değişimleri ve böylece Akdeniz – Karadeniz arasındaki su geçişlerinin yorumlanması için; gelgit arası ortamı karakterize eden yalıtışları, gelgit üstü zonda rüzgar – kum taşınım dinamikleri gösteren taşlaşmış kumul veya eolinitler, gelgit altı zonda birikim platformlarının çökelleri olan denizel taraçaların paleontolojik ve stratigrafik yorumları yapılmıştır. Tüm bu çalışmalar gel-git üstü zona kadar denizel ve karasal fasiyes ortamlarındaki çökeltme ve bilhassa karbonat diyajenezi dolayısıyla paleocoğrafya açısından önemli bir yere sahiptir. Çalışmanın amacına ulaşabilmesi için öncelikle jeolojik ve jeofiziksel arazi çalışmaları ile örneklemeler yapılmıştır. Elde edilen örneklerin oluşum yaşlarını belirleyebilmek için OSL ve ¹⁴C tarihlendirmeleri yapılmıştır. Ayrıca örneklerin petrografik niteliklerini ortaya koyabilmek için incekesit incelemeleri, SEM-EDX, XRD, CaCO₃, tane boyu analizleri gerçekleştirilmiştir. Bazı örneklerin bünyesinde fosillerin bulunmasından dolayı paleontolojik çalışmalar da yapılmıştır. Bunların yanında örneklerin oluşumları esnasındaki iklim koşullarını belirleyebilmek için duraylı izotop analizleri de yaptırılmıştır.

Yapılan analizler sonucunda yalıtışlarının, GÖ 620 - 5580 yılları arasında çökeldiği bu iki tarih arasındaki GÖ 2390 - 3680 dönemleri arasında çökmezliğin olduğu belirlenmiştir. Eolinitlerden yapılan analizlerde bu oluşukların çimentolanma türüne ve eksi değerlikteki izotop değerlerine bağlı olarak karasal koşullarda pekleştiği belirlenmiştir. Denizel taraçalar ve onlarla ilişkili olan Çardak kumullarından yapılan analizler sonucunda 33,9 binyıl ile 525,4 binyıl arasında OSL tarihleri elde edilmiştir. Fosil içerikleri ile birlikte yorumlanması sonucunda ise Çanakkale Boğazı'nın Akdeniz ve Marmara Denizi suları ile genellikle bağlantılı olduğu belirlenmiştir. Gökçeada yalıtışlarının oluşumları esnasında bölgenin tektonik yolla yükseldiği anlaşılmıştır.

Anahtar sözcükler: Kıyı, Kuvaterner, Analitik tarihlendirme, Jeoloji, Jeomorfoloji, Morfotektonik.

ABSTRACT

QUATERNARY GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY OF THE COASTAL AREAS OF GÖKÇEADA, BOZCAADA AND ÇANAKKALE STRAIT

Mustafa AVCIOĞLU

Çanakkale Onsekiz Mart University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Doctoral Dissertation in Geological Engineering

Advisor : Prof. Dr. Erdiñç YİĞİTBAŞ

Co-Advisor: Prof. Dr. Ahmet Evren ERGİNAL

26/01/2016, 191

This study includes facies analysis, stratigraphic identification and chronostratigraphic examination of the Late Pleistocene - Holocene marine and terrestrial sequences in the coasts of Bozcaada, Gökçeada and Çanakkale Strait, as well as identification and clarification of the sea level changes, young and active tectonic deformations and morpho-tectonic development of the region in the Quaternary period.

In order to interpret the coastal environment eustatic sourced sea level changes and the water passages between the Mediterranean and Black Sea; paleontological and stratigraphic investigations were done in the beachrocks characterized the intertidal environments and in the sand dunes or eolianites petrified by wind and sand transform dynamics in the supratidal zone and in the marine terraces deposited of the accumulation platforms. To achieve the objectives of the study, geological and geophysical field work and sampling was primarily done. OSL and ¹⁴C dating methods were performed to determine the formation ages of the collected samples. In addition to this, SEM-EDX, XRD, CaCO₃, grain size analysis was performed to reveal the petrographic characteristics of the samples thin-section examinations. Paleontological studies were also done in fossiliferous samples. Stable isotope analysis was performed to determine the climatic conditions during the formation of the samples.

The results of the analyzes show that, the beachrocks deposited between the years of BP 620 and 5580 and there was no deposition between the years of BP 2390 and 3680. Depending on the composition of the cementation and the electronegative valency isotope

values, it is determined that eolianites hardened in terrestrial conditions. The OSL ages between 33.9 ka and 525.4 ka, were obtained from the marine terraces and related Çardak dunes. From the interpretation of the results regarding the fossil contents, it was understood that Çanakkale Strait were often linked with the waters of Mediterranean and Marmara Sea. The region was tectonically uplift while the beachrocks of Gökçeada had been forming.

Keywords: Coast, Quaternary, Analytical dating, Geology, Geomorphology, Morphotectonic.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
TEZ SINAVI SONUÇ BELGESİ.....	ii
İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI.....	iii
TEŞEKKÜR.....	iv
SİMGELER VE KISALTMALAR	v
ÖZET	vi
ABSTRACT.....	viii
İÇİNDEKİLER	x
ŞEKİLLER DİZİNİ	xiii
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xviii
BÖLÜM 1	
GİRİŞ	1
1.1. Giriş.....	1
1.1.1. Denizel Taraçalar	2
1.1.2. Eolinitler.....	4
1.1.3. Yalıttaşları	4
1.1.4. Eolinit - Yalıttaş tanımlamaları	6
1.1.5. Kumul.....	7
1.2. Çalışmanın Konusu ve Amacı.....	8
1.3. Çalışma Alanlarının Tanıtılması	9
BÖLÜM 2	
ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	11
BÖLÜM 3	
MATERYAL ve YÖNTEM	21
3.1. Arazi Çalışmaları	21
3.1.1. Jeolojik Amaçlı Arazi Çalışmaları	21
3.1.2. Jeofizik Amaçlı Arazi Çalışmaları	21
3.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	22
3.2.1. Mineralojik - Petrografik Çalışmalar	22
3.2.1.1. İncekesit Çalışmaları	23
3.2.1.2. SEM-EDX Çalışmaları	23
3.2.1.3. XRD Çalışmaları	23

3.2.1.4. CaCO ₃ Analiz Çalışmaları.....	24
3.2.1.5. Tane Boyu Analiz Çalışmaları	25
3.2.2. Paleontolojik Çalışmalar	25
3.2.3. Tarihlendirme Çalışmaları.....	25
3.2.3.1. OSL Tarihlendirme Çalışmaları	25
3.2.3.1.1. OSL Tarihlendirme Analizleri	26
3.2.3.1.2. ICP/MS Analizleri	27
3.2.3.1.3. Su Muhtevası Analizleri	27
3.2.3.2. Radyokarbon (C-14) Tarihlendirme Çalışmaları.....	27
3.2.4. Duraylı İzotop Analiz Çalışmaları	29
3.2.4.1. Duraylı İzotop Analizinin Temelleri	29
3.2.4.2. Duraylı İzotop Analiz İşlemi	31
3.3. Büro Çalışmaları	32
BÖLÜM 4	
ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA.....	33
4.1. Çalışma Alanın Jeomorfolojik Özellikleri	33
4.1.1. Çanakkale Boğazı ve Çevresinin Jeomorfolojik Özellikleri.....	33
4.1.2. Gökçeada'nın Jeomorfolojik Özellikleri.....	35
4.1.3. Bozcaada'nın Jeomorfolojik Özellikleri	36
4.2. Çalışma Alanının Genel Jeolojik Nitelikleri.....	36
4.2.1. Çanakkale Boğazı ve Çevresinin Genel Jeolojik Nitelikleri.....	37
4.2.2. Gökçeada'nın Genel Jeolojik Nitelikleri.....	39
4.2.3. Bozcaada'nın Genel Jeolojik Nitelikleri.....	40
4.2.4. Çalışma Alanındaki Paleotektonik Dönem Jeolojik Birimlerin Toplu Değerlendirilmesi	42
4.2.5. Çalışma Alanındaki Neotektonik Dönem Jeolojik Birimler	45
4.3. Çalışma Alanının Tektonik Yapısı.....	49
4.4. Çalışma Alanının Kuvaterner Jeolojisi	50
4.4.1. Çanakkale Boğazı Denizel Taraçaları ve Kumul Oluşukları	53
4.4.1.1. İkizlerçeşme Denizel Taraçası.....	53
4.4.1.2. Çayırdere Denizel Taraçası	55
4.4.1.3. İyisu Denizel Taraçası	56
4.4.1.4. Saltık Denizel Taraçası.....	57

4.4.1.5. Çardak Denizel Taraçası.....	58
4.4.1.6. Kaplantepe Denizel Taraçası	59
4.4.1.7. Çardak Kumul Oluşukları.....	60
4.4.1.8. Denizel Taraçalara ait OSL Tarihlendirme Sonuçları	61
4.4.1.9. Denizel taraçalardan elde edilen verilerin topluca değerlendirilmesi: Tartışma	63
4.4.2. Eolinit ve Rizolitler	71
4.4.2.1. Zunguma Burnu (Bozcaada) Eolinit ve Rizolitleri.....	71
4.4.2.2. Yaylıca (Bozcaada) Eolinitleri	94
4.4.2.3. Eolinitlerden elde edilen verilerin topluca değerlendirilmesi: Tartışma	108
4.4.3. Yalıtaşları	114
4.4.3.1. Bozcaada İçmecedere Yalıtaşı.....	114
4.4.3.2. Gökçeada Yalıtaşları.....	123
4.4.3.2.1. Gökçeada Gizli Liman Yalıtaşı (GGLY).....	123
4.4.3.2.2. Gökçeada Uğurlu Limanı Yalıtaşı (GULY)	129
4.4.3.2.3. Gökçeada Cezaevi Yalıtaşı (GCY)	137
4.4.3.2.4. Gökçeada Yuvalı Yalıtaşı (GY).....	141
4.4.3.2.5. Gökçeada Kapıkaya Yalıtaşı (GKY)	147
4.4.3.3. Yalıtaşlarından elde edilen verilerin topluca değerlendirilmesi	158
4.4.4. Bozcaada Batı Burnu Kumulu.....	168
BÖLÜM 5	
SONUÇ VE ÖNERİLER.....	171
KAYNAKLAR	173
EKLERİ	I
EK 1. Tez çalışması kapsamında hazırlanmış SCI,SSCI,AHCI indekslerine giren dergilerde yayınlanan makale-1II
EK 2. Tez çalışması kapsamında hazırlanmış SCI,SSCI,AHCI indekslerine giren dergilerde yayınlananmakale-2	VIII
EK 3. Tez çalışması kapsamında hazırlanmış SCI,SSCI,AHCI indekslerine giren dergilerde yayınlanan makale-3	XX
EK 4. Tez çalışması kapsamında hazırlanmış SCI,SSCI,AHCI indekslerine giren dergiler haricinde yayınlanan makale-1	XXVIII
ÖZGEÇMİŞ	XLIII

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1.1. Çalışma alanlarını gösterir yer bulduru haritası	1
Şekil 1.2. Çanakkale Boğazı kıyılarındaki denizel taraçaların dağılımı.....	4
Şekil 1.3. Çalışma kapsamında ele alınmış jeolojik oluşukların Google Earth görüntüsü üzerindeki coğrafik konumları.....	10
Şekil 4.1. Türk Boğazlar Sistemi	33
Şekil 4.2. Çanakkale Boğazı ve kıyılarının sayısal yükseklik modelleri.....	34
Şekil 4.3. Gökçeada'nın jeomorfolojisini gösterir sayısal yükseklik modeli	35
Şekil 4.4. Bozcaada'nın 1/25.000 ölçekli topografik haritalardan hazırlanmış olan sayısal yükseklik modeli	36
Şekil 4.5. a) Çalışma alanının konumu, b) Çanakkale Boğazı kıyılarının jeolojisi.....	38
Şekil 4.6. a) Gökçeada'nın jeoloji haritası ve b) genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	39
Şekil 4.7. a) Bozcaada'nın jeolojisi ve b) genelleştirilmiş stratigrafik kesiti	41
Şekil 4.8. İnceleme alanının içinde bulunduğu ana neotektonik elemanları gösterir harita	49
Şekil 4.9. Çanakkale Boğazı kıyılarında gözlenen denizel taraçalar ve örnekleme noktaları	52
Şekil 4.10. Gökçeada'da gözlenen ve örnekleme yapılan yalıtışları	53
Şekil 4.11. Kuvaterner dönemi Jeolojik Birimlerin Bozcaada'daki dağılımı.....	53
Şekil 4.12. İkizlerçeşme Denizel Taraçası'nın stratigrafik dikme kesiti ve denizel taraçaya ait litolojik birimler.....	54
Şekil 4.13. Çayırdere Denizel Taraçası'nın görünümü	55
Şekil 4.14. Çayırdere Denizel Taraçası'na ait dikme kesit ve örnekleme noktaları.....	56
Şekil 4.15. İyisu Denizel Taraçasının ait dikme kesit ve örnekleme noktaları.....	57
Şekil 4.16. Saltık Denizel Taraçasına ait unsurların görünümleri	58
Şekil 4.17. Çardak Denizel Taraçasına ait dikme kesit	59
Şekil 4.18. Kaplantepe Denizel Taraçasına ait dikme kesit.....	60
Şekil 4.19. Çardak Kumul İstifinin genel görünümü ve örnekleme seviyeleri ve dikme kesiti	61
Şekil 4.20. OSL tarihlendirilmesindeki kullanılan kuvars minerali ve iç yapısını gösterir basit çizimler	64

Şekil 4.21. Küresel deniz seviyesi eğrileri, denizel izotop katları ve Çanakkale Boğazı	
Denizel taraçalarından elde edilen OSL tarihleri.....	70
Şekil 4.22. Zunguma Burnu Eolinitleri örnekleme noktaları.....	71
Şekil 4.23. BZE-01 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eolinitini oluşturan	
litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	73
Şekil 4.24. BZE-02 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eolinitini oluşturan	
litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	74
Şekil 4.25. BZE-03 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eolinitini oluşturan	
litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	75
Şekil 4.26. BZE-04 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eolinitini oluşturan	
litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	76
Şekil 4.27. BZE-05 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eolinitini oluşturan	
litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	76
Şekil 4.28. BZE-06 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eolinitini oluşturan	
litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	77
Şekil 4.29. BZE-01 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	79
Şekil 4.30. BZE-02 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	80
Şekil 4.31. BZE-03 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	81
Şekil 4.32. BZE-04 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	81
Şekil 4.33. BZE-05 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	82
Şekil 4.34. BZE-06 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	83
Şekil 4.35. Zunguma Burnu Eolinit tabaka konumları ve bunların dağılımlarının	
Quickbird uydu görüntüsü üzerinde gösterimi	86
Şekil 4.36. Zunguma Burnu eolinit üzerinden yapılan jeofiziksel çalışmaya ait kesit.....	87
Şekil 4.37. Zunguma Burnu Eolinitlerine ait birimlerin içerisinde gözlenen rizolitler	88
Şekil 4.38. BZR-02 örneğini bünyesinde bulunduran eolinit oluşuğundan elde edilen	
SEM analiz görüntüleri	89
Şekil 4.39. BZR-03 örneğini bünyesinde bulunduran eolinit oluşuğundan elde edilen	
SEM analiz görüntüleri	91
Şekil 4.40. BZR-04 örneğini bünyesinde bulunduran eolinit oluşuğundan elde edilen	
SEM analiz görüntüleri	92
Şekil 4.41. BZR-05 örneğini bünyesinde bulunduran eolinit oluşuğundan elde edilen	
SEM analiz görüntüleri	93

Şekil 4.42. Bozcaada'nın Google Earth görüntüsü ve Yaylıca Eoliniti örnekleme noktaları	95
Şekil 4.43. Yaylıca Koyu ve su üzerinde gözlenen eolinitler	95
Şekil 4.44. Yaylıca Eoliniti örneği ince kesitlerinde litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	96
Şekil 4.45. Yaylıca Eoliniti örneği ince kesitlerinde litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	96
Şekil 4.46. Yaylıca Eoliniti örneği ince kesitlerinde litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	97
Şekil 4.47. BYE-01 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	99
Şekil 4.48. BYE-02 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	100
Şekil 4.49. BYE-03 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	101
Şekil 4.50. BYE-04 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	102
Şekil 4.51. BYE-05 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	103
Şekil 4.52. BYE-06 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	104
Şekil 4.53. BYE-07 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	105
Şekil 4.54. Bozcaada eolinitlerine ait bileşim dağılım diyagramları,	110
Şekil 4.55. Eolinit oluşuklarından alınan bazı temsilci numunelerde gözlenen petrografik nitelikleri gösterir mikrofotolar	111
Şekil 4.56. Eolinit örneklerinden bir kaç temsilci SEM görüntüsü	112
Şekil 4.57. Bozcaada Zunguma Burnu eolinitlerinden elde edilmiş O ve C duraylı izotop analiz sonuçlarını gösterir grafik şekil	114
Şekil 4.58. İçmecedere Yalıtaşı lokasyonunu gösterir Google Earth görüntüleri	115
Şekil 4.59. İçmecedere Yalıtaşı a) oluşuklarının uzaktan görünümü. Numune yerleri yıldızlarla işaretlidir, b) BİY-3 örnekleme noktasına yakından bakış, c) BİY-1 örnekleme noktasına yakından bakış, d) BİY-2 örnekleme noktasına yakından bakış	116
Şekil 4.60. İçmecedere Yalıtaşı oluşukların içerisinde bulunan blok boyutundaki taneler	116
Şekil 4.61. BİY örnekleri ince kesitlerinde İçmecedere Yalıtaşı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	117
Şekil 4.62. BİY-01 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	118
Şekil 4.63. BİY-02 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri	119

Şekil 4.64. BİY-03 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri.....	120
Şekil 4.65. Gökçeada Gizli Liman yalıtışının konumu ve görünümü.....	124
Şekil 4.66. GGLY üzerinde gözlenen dalga oluk ve oyukları ile blok boyutundaki taneler.....	124
Şekil 4.67. GGLY-01 örneği ince kesitlerinde Gizliliman Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	125
Şekil 4.68. GGLY-01 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri	126
Şekil 4.69. GGLY-02 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri	128
Şekil 4.70. Gökçeada Uğurlu Limanı yalıtışının konumu ve görünümü	129
Şekil 4.71. Eosen yaşlı birimleri üzerleyen Gökçeada Gizli Liman Yalıtışı	130
Şekil 4.72. GULY-01 örneği ince kesitlerinde Uğurlu Limanı Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	131
Şekil 4.73. GULY-02 örneği ince kesitlerinde Uğurlu Limanı Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	133
Şekil 4.74. GULY-01 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri	135
Şekil 4.75. GULY-02 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri	136
Şekil 4.76. Gökçeada Cezaevi Yalıtışı'nın konumu ve görünümü.....	137
Şekil 4.77. GCY-01 örneği ince kesitlerinde Cezaevi Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	138
Şekil 4.78. GCY-02 örneği ince kesitlerinde Cezaevi Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	139
Şekil 4.79. GCY-03 örneği ince kesitlerinde Cezaevi Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	140
Şekil 4.80. Gökçeada Yuvalı yalıtışının konumu ve görünümü	141
Şekil 4.81. Yalıtışında gözlenen tabakalanmalar	142
Şekil 4.82. GYY-01 örneği ince kesitlerinde Yuvalı Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	142
Şekil 4.83. GYDY-02 örneği ince kesitlerinde Yuvalı Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	143
Şekil 4.84. GYY-01 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri.....	144
Şekil 4.85. GYY-02 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri.....	145
Şekil 4.86. GYY-03 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri.....	146
Şekil 4.87. Gökçeada Kapıkaya yalıtışının konumu ve görünümü.....	147

Şekil 4.88. Gökçeada Kapıkaya yalıtışında gözlenen tabakalanmalar.....	148
Şekil 4.89. GKY-01 örneği ince kesitlerinde Kapıkaya Yalıtış'ını oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	149
Şekil 4.90. GKY-02 örneği ince kesitlerinde Kapıkaya Yalıtış'ını oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	150
Şekil 4.91. GKY-03 örneği ince kesitlerinde Kapıkaya Yalıtış'ını oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar	151
Şekil 4.92. GKY-01 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri.....	152
Şekil 4.93. GKY-02 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri.....	153
Şekil 4.94. GKY-03 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri.....	154
Şekil 4.95. Gökçeada Yalıtışlarından tane boyu dağılımları.....	158
Şekil 4.96. Yalıtış oluşuklarından alınan bazı temsilci numunelerde gözlenen petrografik nitelikleri gösterir mikrofotograflar	161
Şekil 4.97. Yalıtış örneklerinden temsilci SEM görüntüleri.....	162
Şekil 4.98. Akdeniz'de yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen deniz seviyesi değişim grafikleri ve çalışma alanındaki yalıtışlarından elde edilen ¹⁴ C tarihlendirmesi sonuçları.....	164
Şekil 4.99. Gökçeada'da tespit edilen yalıtış lokasyonları ve Uğurlu Fayını gösterir Sayısal yükseklik model görüntüsü	164
Şekil 4.100. Gökçeada'da iki jenerasyonda yalıtış oluşumunu gösterir taslak model....	167
Şekil 4.101. Bozcaada'da gözlenen kumullar ve adadaki konumu	169
Şekil 4.102. Batı Burnu kumulu üzerinden yapılan jeofiziksel çalışmaya ait kesit.....	170

ÇİZELGELER DİZİNİ

Sayfa No

Çizelge 4.1. OSL tarihlendirmesi için gerekli olan parametreler	51
Çizelge 4.2. Saltık Denizel Taraçası örneklerinin numaraları ve yüzeyden derinlikleri	58
Çizelge 4.3. Güncellenmiş OSL tarihleri.....	62
Çizelge 4.4. Doz oran metre ölçümlerine örnek, Çayırdere Denizel Taraçasına ait doz oran metre değerleri	65
Çizelge 4.5. İki farklı yöntemle elde edilen OSL tarihleri.....	66
Çizelge 4.6. Denizel taraça istiflerine ait örneklerden yapılan makro boyuttaki fosil tanımlamaları	67
Çizelge 4.7. Denizel taraça istiflerine ait örneklerden yapılan foraminifer fosil tanımlamaları	68
Çizelge 4.8. BZE örneklerine ait EDX analiz sonuçları	78
Çizelge 4.9. Zunguma Burnu Eoliniti XRD analiz sonuçları	84
Çizelge 4.10. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS major element analiz sonuçları (%).....	84
Çizelge 4.11. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS eser element analiz sonuçları (ppm).....	84
Çizelge 4.12. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS eser element analiz sonuçları (ppm).....	85
Çizelge 4.13. Zunguma Burnu Eoliniti oksijen ve karbon duraylı izotop analiz sonuçları	85
Çizelge 4.14. Zunguma Burnu Rizolit örneklerine ait EDX analiz sonuçları	90
Çizelge 4.15. Zunguma Rizolitleri XRD analiz sonuçları	92
Çizelge 4.16. Zunguma Rizolitleri oksijen ve karbon duraylı izotop analiz sonuçları.....	94
Çizelge 4.17. BYE örneklerine ait EDX analiz sonuçları.....	101
Çizelge 4.18. Yaylıca Eoliniti XRD analiz sonuçları	106
Çizelge 4.19. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS major element analiz sonuçları (%).....	107
Çizelge 4.20. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS eser element analiz sonuçları (ppm).....	107
Çizelge 4.21. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS analiz sonuçları (ppm oranında).....	107
Çizelge 4.22. Yaylıca Eoliniti oksijen ve karbon duraylı izotop analiz sonuçları.....	108
Çizelge 4.23. Bozcaada eolinitlerinin bileşim dağılımları.....	109
Çizelge 4.24. Bozcaada İçmecedere örneklerine ait EDX analiz sonuçları.....	119
Çizelge 4.25. İçmecedere Yalıtaşı XRD analiz sonuçları.....	120
Çizelge 4.26. İçmecedere Yalıtaşı ICP/MS major element analiz sonuçları (%).....	121
Çizelge 4.27. İçmecedere Yalıtaşı ICP/MS eser element analiz sonuçları (ppm)	121
Çizelge 4.28. İçmecedere Yalıtaşı ICP/MS eser element analiz sonuçları (ppm)	121

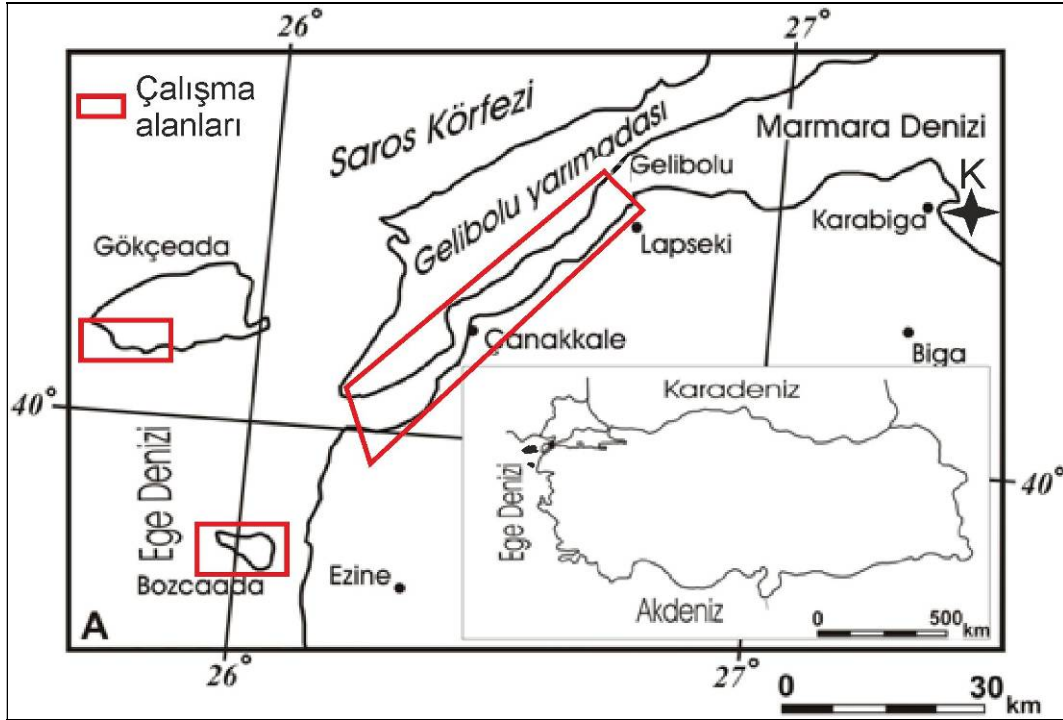
Çizelge 4.29. İçmecedere Yalıtışı oksijen, karbon duraylı izotop ve CaCO ₃ analiz sonuçları	122
Çizelge 4.30. İçmecedere Yalıtışı radyokarbon tarihlendirme sonuçları	122
Çizelge 4.31. Bozcaada İçmecedere yalıtışını oluşturan kırıntıların tane boyutları	123
Çizelge 4.32. Gökçeada Yalıtışlarına ait EDX analiz değerleri	155
Çizelge 4.33. Gökçeada yalıtışlarına ait oksijen, karbon duraylı izotop ve CaCO ₃ analiz sonuçları	156
Çizelge 4.34. Gökçeada yalıtışları radyokarbon tarihlendirme sonuçları	157
Çizelge 4.35. Gökçeada yalıtışlarını oluşturan kırıntıların tane boyutları	157
Çizelge 4.36. Gökçeada yalıtışı oluşuklarının jeolojik niteliklerini gösteren kıyaslamalı Çizelge	165

BÖLÜM 1

GİRİŞ

1.1. Giriş

Doktora tezi olarak hazırlanan bu çalışma, Çanakkale Boğazı kıyılarında gözlenen denizel taraçaların, Bozcaada ve Gökçeada'nın güney kıyılarında gözlenen yalıtışı ile Bozcaada kıyılarında gözlenen eolinit ve kumul oluşuklarının araştırılmasını kapsamaktadır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Çalışma alanlarını gösterir yer bulduru haritası

Bozcaada, Gökçeada ve Çanakkale Boğazı kıyılarında, Pleyistosen-Holosen yaşlı eolinitler (taşlaşmış fosil kumullar), yalıtışları, kıyı kumulları ve denizel taraçalar bulunmaktadır. Bu jeolojik oluşumların bazıları daha önceki çalışmalarda yer almış (Çanakkale Boğazı denizel taraçaları (Erol ve Nuttall, 1972; Erol ve İnal, 1980; Erol, 1992; Sakıncı ve Yalıtırak, 1997; Yalıtırak ve ark., 2000), Bozcaada Zunguma Burnu eolinit ve rizolitleri (Kıyak ve Erginal, 2010; Erginal ve ark., 2010b), Batı Burnu kumulu (Öztürk ve Erginal, 2010; Öztürk ve ark., 2011); Gökçeada Kapıkaya Yalıtışı (Erginal ve Ertek, 2009)) bazıları ise ilk defa bu çalışma ile literatürde yer alacaktır (Bozcaada Yaylıca Eoliniti, Bozcaada İçmecedere Yalıtışı, Gökçeada: Gizli Liman-Uğurlu Limanı-Cezaevi-

Yuvalı yalıtışları). Bu genç jeolojik oluşumlar Kuzey Ege ve Çanakkale Boğazı bölgesinin paleocoğrafyası açısından büyük önem taşımaktadır. Çalışma alanında gözlenen eolinitler, bol miktarda sığ denizel biyojenik karbonat çimentonun kıyı kumullarına taşınması sonucunda oluşmuş bir kıyı kireçtaşıdır ve Kuvaterner süresince kıyı ortamlarındaki CaCO₃ ile çimentolanmış kumul çökellerini temsil etmektedir (Erginal, 2008). Çalışma alanındaki genç jeolojik oluşumların bir diğeri olan yalıtış birimi ise polijenik kökenli çakıllardan oluşmaktadır. Çoğunlukla güncel kıyı çizgisine kısmen paralel konumda olan bu birimler Bozcaada (Erginal ve ark., 2010a) ve Gökçeada'nın güney kesimleri ile Gelibolu Yarımada'sının batı kıyılarında yüzeylenmektedir. Bozcaada'nın batı kesimindeki kıyı kumulları, kıyı çizgisinden itibaren birkaç metre yüksekliğe kadar tepecikler ve hakim rüzgar yönüne uygun olarak kumul sırtları oluşturmaktadır (Erginal, 2008). Ayrıca Çanakkale Boğazı kıyılarının farklı alanlarında gözlenen denizel taraçalar (Erol ve Nuttall, 1972) ise boğazın Ege Denizi ve Marmara Denizi arasındaki denizel bağlantıların (diğer bir söylemle; Akdeniz ve Karadeniz arasındaki bağlantıların) ve bölgenin morfolotektonik gelişimleri hakkında bilgi verebilecek önemli jeolojik unsurlardır. Bu tez çalışması kapsamında burada bahsi geçen Orta Pleyistosen'den günümüze dek çökelmiş ve çökelmeye devam eden jeolojik oluşuklar ayrıntılı olarak incelenmiş ve bunların jeolojik - jeomorfolojik anlamları tartışılmıştır. Bu tez çalışması kapsamında incelenen jeolojik - jeomorfolojik oluşumlar aşağıda kısaca tanıtılmıştır.

1.1.1. Denizel Taraçalar

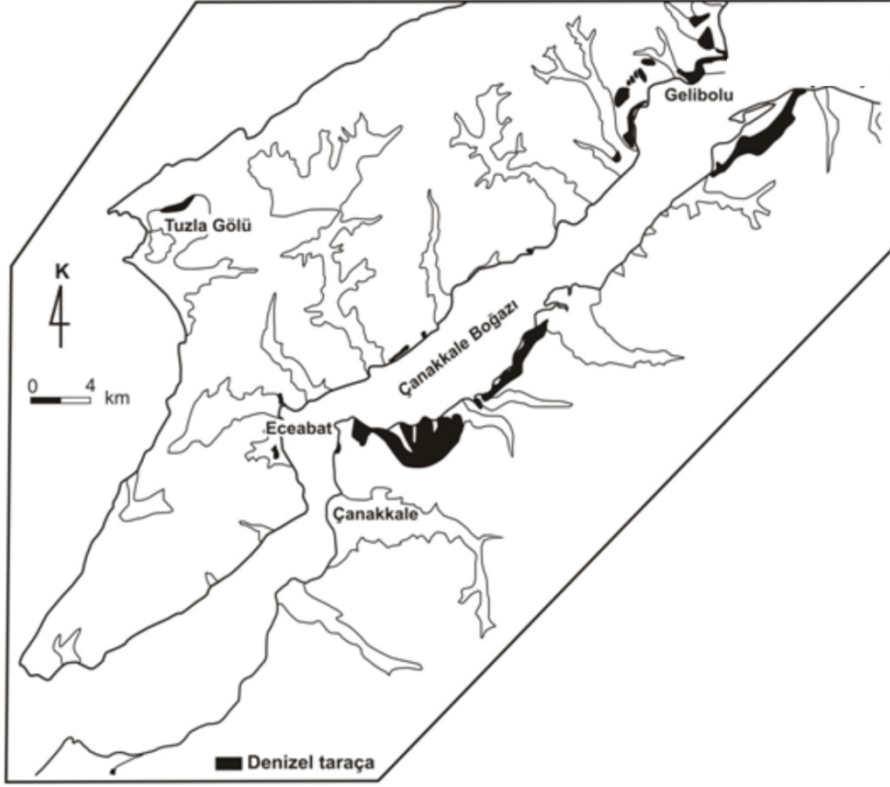
Türkiye'nin kuzeybatısında bulunan ve Avrupa ile Asya kıtasını deniz yoluyla birbirinden ayıran boğazlar Çanakkale Boğazı - Marmara Denizi - İstanbul Boğazı yoluyla Akdeniz - Karadeniz bağlantısını sağlayan uluslararası bir su yoludur. Bu su yolu Pleyistosen - Holosen paleocoğrafyası ve çökeltme ortamları ile bölgenin tektonik gelişimi konusunda çok önemli bilgiler içerir.

19 yy'ın ikinci yarısından itibaren günümüze kadar yerbilimcilerin ilgisini çeken bu sahada denizel Kuvaterner çökelleri üzerine çok sayıda bilimsel araştırma yapılmıştır. Bölgede yapılmış olan ilk araştırmalar, Tchihatcheff (1867), Calvert ve Neumayr (1880), Arabu (1917), ve Andrussov (1890, 1900) tarafından gerçekleştirilen ve ağırlıklı olarak Çanakkale Boğazı'nın güneydoğu kıyılarını ele alan araştırmalardır.

20. yy'ın başında English (1904)'in Çardak civarındaki depoları incelemesi ve bulgularını listelemesi, bulduğu fosillerin Newton (1904) tarafından belirlenmesinin

ardından bölgedeki jeomorfolojik incelemeler artmaya başlamıştır. Daha sonra Yalçınlar (1949)'ın yapısal jeomorfoloji araştırmalarının ardından Ardel ve İnandık (1957), Erol ve Nuttal (1972), Erol ve İnal (1980) yöredeki depolar üzerine jeomorfolojik bulgularını yayınlamışlardır. Bunlar arasında Erol ve Nuttal (1972) 'ın "Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuaterner depoları" adlı çalışması, denizel depoların ayrı ayrı tanımlanarak sınıflandırıldığı ve listelendiği detaylı ve konum belirleyici bir çalışma olması açısından özel bir öneme sahiptir. Yapılan çalışmalarda genelde lokal çökeltme ortamlarının stratigrafik çözümlemesi ve fosil kavkılarının paleontolojik tanımlamaları üzerinde durulmuş, ayrıca istiflerin yükselti değerleri ve bunların Akdeniz Tirenien'i ile olan benzerlikleri karşılaştırmalı olarak ele alınmıştır. Örneğin Çanakkale Boğazı çevresindeki denizel taraçaların kavki içeriklerini ve deniz seviyesinden yüksekliklerini ele alan Erol ve Nuttal (1972), Erol ve İnal (1980), Erol (1992) ile Sakınç ve Yaltırak (1997), Yaltırak ve ark. (2000) bunlardan bazılarıdır. Depoların Pleyistosen'deki deniz seviyesi değişimleri ile ilişkilendiren çalışmaların sayısı da oldukça fazladır (Chaput, 1947; Erinç, 1956; Akartuna, 1968; Erol ve Nuttal 1972; Taner 1981, 1982, 1997; Sakınç ve Bargu 1989; Sakınç ve Yaltırak 1997; Sakınç, Ülgen ve Yaltırak 2001; Yaltırak ve ark. 1998a, 1998b, 2002).

Çanakkale Boğazı'nın Gelibolu ve Biga yarımada kırıy zonu boyunca denizel taraçalar birçok kesimde görölmektedir (Şekil 1.2). Genellikle Akdeniz faunasına ait türlerin bolluk zonları şeklinde gözlenmektedir ve Çanakkale Boğazı ve tüm Marmara Denizi kıyılarındaki taraçalar için ortak bir adlama olarak Sakınç ve Yaltırak (1997) "Marmara Formasyonu" adlamasını önermiştir. Bu çalışmanın bir bölümü Çanakkale Boğazı kıyılarındaki denizel taraçalardan, genellikle dik kıyı yarlarında oluşmuş olan, altı tanesini kapsamaktadır. Bu taraçalar üzerinde yapılan önceki çalışmalarda (Erol ve Nuttal, 1973; Taner, 1983; Sakınç ve Yaltırak, 1997) genellikle paleontolojik ve stratigrafik ilişkiler kullanılarak göreceli tarihlendirmeler yapılmış ve istiflerin analitik tarihlendirmeleri ihmal edilmiştir. Yaltırak ve ark. (1998b) ve Yaltırak ve ark., (2002) ise çalışmalarında Marmara Denizi ve Çanakkale Boğazı kıyılarında gözlenen farklı lokasyonlardaki denizel taraçadan topladıkları fosil kavkılarını üzerinden U/Th tarihlendirmeleri yapmışlardır ve bu çalışmalardaki Kaplantepe ve İyisu denizel taraçaları bu tez kapsamında da tarihlendirilmiştir. Bu çalışmada ise 6 taraçadan (Çayırdere, İkizlerçeşme, Saltık, İyisu, Kaplantepe ve Çardak denizel taraçalarında) OSL yöntemi ile tarihlendirmeler yapılmıştır.



Şekil 1.2. Çanakkale Boğazı kıyılarındaki denizel taraçaların dağılımı (Erol ve Nuttal, (1972)'dan değiştirilerek)

1.1.2. Eolinitler

Tez çalışmasının Bozcaada kısmında, adanın güney kıyılarında Zunguma Burnu ve Yaylıca Koyu olarak isimlendirilen iki farklı lokasyonda bu oluşuklar mostra vermektedir. Eolinit olarak isimlendirilen çimentolanmış yaşlı kumul yığışlımları veya kıyı kumulları rüzgarın etkisi ile sürüklenme, taşınma ve depolanma süreçleri sonucunda meydana gelirler (Bird, 1998; Brooke, 2001; McLaren, 2011). Birikmiş kumul taneleri sonraki evrede sızma şeklinde hareket eden meteorik (tatlı) suların jeokimyasal etkisi altında değişime uğrarlar (Bird, 1998; McLaren, 2011). Yüksek oranda karbonat içeren eolinitlerin yapısında; denizel kökenli iskelet parçaları, oolitler, peloidler, kıyı kumulları, çakıl parçaları ve foraminiferler bulunabilir (Bird, 1998; Frébourg ve ark., 2008; McLaren, 2011). Bu oluşukların yaşları genellikle Kuvaterner dönemidir (Fairbridge ve Johnson, 1978; Frébourg ve ark., 2008; McLaren, 2011).

1.1.3. Yalıtışları

Bu çalışma kapsamında Kuzey Ege'deki Gökçeada ve Bozcaada'nın güney kıyılarında gözlenen yalıtışları da incelenmiştir. Yalıtış terimi, gelgit zonu içinde kalan

kıyı sedimanlarının kalsiyum karbonat ile çimentolanması sonucunda oluşan kayalara denir ve bu oluşumlar genellikle sıcak deniz suyunun bulunduğu tropikal ve subtropikal bölgelerde gözlenir (Russel ve McIntyre, 1965; Scoffin ve Stoddart, 1987; Pirazzoli, 2007; McLean, 2011). Yalıtışları üzerinde yapılan ilk çalışmalarda, oluşum ortamlarının tropikal ve subtropikal kuşaklarda olduğu belirtilirken (Ginsburg, 1953; Russell, 1959; Russel ve McIntyre, 1965), daha sonra yapılan çalışmalarda ise ılıman (Zenkovitch, 1967; Rey ve ark., 2004) ve daha soğuk bölgelerde de yalıtışının varlığı belirtilmiştir (Binkley ve ark., 1980; Kneale ve Viles, 2000).

Yalıtışını oluşturan plaj çökellerinin çimentolanma süreçleri hakkında farklı teoriler bulunmaktadır. Bu farklı oluşum teorilerinin öne sürülmesinin nedeni de çalışılmış olan yalıtışlarının farklı bölgelerde olmasıdır (Turner, 2005). Yalıtışlarının çimentolanma mekanizmaları ile ilgili olarak bazı görüşler şunlardır:

Ginsburg (1953) ve daha sonra Stoddart ve Cann (1965), yüksek sıcaklık, CaCO_3 'ca aşırı doygunluk ve/veya evaporasyon sonucu yalıtışında deniz suyundaki yüksek Mg kalsit ve aragonitin fizikokimyasal çökmesi ile çimentolanmanın gerçekleştiğini belirtmişlerdir.

Schmalz (1971) ise meteorik ve tatlı (fresh) yeraltısuyunun deniz suyu ile karışması sonucunda düşük Mg kalsit ve aragonitin fizikokimyasal çökmesi sonucunda yalıtışının çimentolandığını belirtmiştir.

Thorstensen ve ark. (1972) ve Hanor (1978) yalıtışı çimentolanmasının, plaj sedimanlarının gözeneklerindeki suyun gaz haline dönüşmesiyle yüksek Mg kalsit ve aragonitin fizikokimyasal çökmesi ile gerçekleştiğini belirtmiştir.

Taylor ve İlling (1969), Krumbein (1979), Strasser ve ark. (1989), Molenaar ve Venmans (1993), Bernier ve ark. (1997), Voudoukas ve ark. (2007) gibi araştırmacılar ise yalıtışını oluşturan tanelerin arasındaki çimentolanmanın, mikrobiyolojik aktivite sonucunda ortaya çıkan mikritik kalsiyum karbonatın çökmesi ile gerçekleştiğini belirtmişlerdir.

Oluşumu için farklı faktörlerin etkili olabileceği söylenen yalıtışı çimentosunun, mikroanalitik yöntemler ile incelenmesi yalıtışının oluşum yaşı, fasiyesi ve mikromorfolojik özelliklerinin ortaya konulması açısından önem taşımaktadır. Bunların yanında bölgesel tektonik ve yükselme oranlarını belirleme çalışmalarında da yalıtışlarının bu özelliklerinden yapılan tarihlendirme çalışmaları sonucunda faydanılmaktadır (Yalıtık ve ark., 2002).

Mikro gelgitin (0-2m arası) gözleendiği kıyılarda çimentolanan yalıtaşları paleo deniz seviyesi göstergelerindedir (Thomas, 2009) ve bu özelliklerinden dolayı da deniz seviyesi değişimlerinin anlaşılmasında (Kelletat, 2006) ve Holosen deniz seviyesi ile ilgili araştırmalarda kullanılabilir (Vousdoukas et al., 2007). Bunlarla birlikte bir yalıtaşı istifli nispeten hızlı oluştuğundan - çimentolandığından deniz seviyesi değişimleri için genellikle iyi bir göstergedir (Hopley, 1986; Pirazzoli, 2007). Yalnız kayacı oluşturan tanelerin; yalıtaşının pekleşmesinden önce oluşmuş olma ihtimalinden dolayı, kayacın radyokarbon yaşları dikkatle yorumlanmalıdır (Pirazzoli, 2007).

Yalıtaşları yaygın olarak Atlantik, Karayip Denizi ve özellikle Akdeniz Kıyılarında gözlenmektedir ve yalıtaşları üzerinde yapılan çalışmalarla Holosen döneminde Akdeniz'deki deniz seviyesi değişimleri ve iklim şartları belirlenmeye çalışılmıştır (Vousdoukas ve ark., 2007; Ginsburg, 1953; Friedman ve Gavish, 1971; Goudie, 1969; Boekschoten, 1962; Alexandersson, 1972a; Beier, 1985; Bernier ve Dalongeville, 1996; Holail ve Rashed, 1992; El-Sayed, 1988; Avşarcan, 1997; Sanlaville ve ark., 1997; Fouache ve ark., 2005; Morhange ve ark., 2006; George ve ark., 2006; Ertek ve ark., 2008; Çiner ve ark., 2009; Öztürk, 2013, Öztürk ve ark., 2013).

Ege Denizi'nde de genellikle Doğu Akdeniz'de hakim olan mikro gelgit koşullarının, sıcaklık ve buharlaşma özellikleri gibi benzeri şartların hakim olmasından dolayı Ege kıyılarında da yalıtaşları gözlenmektedir. Bu yalıtaşlarının yaşı, petrografisi ve oluşumları esnasındaki iklim koşulları ile Ege Denizi'ndeki Holosen deniz seviyesi değişimlerini belirlemeyi amaçlayan birçok çalışmalar yapılmıştır (Bernier ve Dalongeville, 1998; Plomaritis, 1999; Ertek ve Erginal, 2003; Makrykosta, ve ark., 2006; Vousdoukas ve Velegrakis, 2006; Erginal ve ark., 2008; Erginal ve ark., 2010a; Erginal, 2012; Erginal ve Öztürk, 2012, Öztürk ve ark., 2015).

1.1.4. Eolinit - Yalıtaşı tanımlamaları

Tez çalışması kapsamında kıyı çizgisi çevresinde Üst Pleyistosen-Holosen dönemlerinde çökelmiş, bünyesinde kırıntı bulunduran ve karbonat çimento ile tutturulmuş oluşuklar gözlenmektedir. Bu oluşukların bir kısmı tez çalışmasında "eolinit" bir kısmı da "yalıtaşı" olarak isimlendirilmiştir. Farklı isimlendirmelerin kullanılmasının sebebi bu oluşukların oluşumları esnasında farklı fasiyeslerin etkisinin gözlemlenmesi ve farklı ortamlarda meydana gelmeleridir. Bu iki oluşuk arasındaki farklılıklar özetlenecek olursa:

- Öncelikle arazi çalışmaları esnasında yapılan gözlemler birimlerin kolayca ayırt edilmesini sağlamaktadır. Yalıtışları genellikle daha iri tanelerden oluşmaktadır ve yer yer blok boyutunda taneler de gözlenmektedir. Yalıtışları zayıf çimentolanmaları sonucunda jeolog çekici ile kolayca parçalanabilmektedir. Eolinitler ise daha ince tanelerden oluşmakta olup, karbonat içeriğinin fazla olmasından dolayı yalıtışına göre daha sıkı tutturulmuştur.

- Bu oluşukların petrografik analizleri sonucunda da farklılıklar görülmektedir. Eoliniti oluşturan kayalar yüksek karbonat içeriği nedeniyle kalkarenit olarak da karşımıza çıkabilmektedir (Bird, 1998). Yalıtışı ise kırıntı oranının fazlalığı ile öne çıkmaktadır. Tez çalışması kapsamında yapılan analizlerde tüm kütledeki CaCO_3 miktarları da belirlenmiştir. Bu analizler sonucunda eolinit örneklerinin tüm kütledeki CaCO_3 değerleri (Bozcaada eolinitleri) % 64,95 ile 79,18 arasında değişmektedir. Yalıtışı örneklerinden (Bozcaada yalıtışlarından) yapılan tüm kütledeki CaCO_3 analizleri sonucundaki değerler ise %28,88 ile %32,64 arasında değişmektedir. Bu durum iki farklı oluşuğun arasındaki litolojik farklılıklarını ortaya koymaktadır (Burada anlatılan analizlerin ayrıntılı incelemeleri Bölüm 4 ve 5'te anlatılmıştır).

- Örnekler üzerinden yapılan tane boyu analizlerinde de bariz farklılıklar yine göze çarpmaktadır. Oluşukları meydana getiren kırıntılar üzerinden yapılan analizlerde; Yalıtışını oluşturan kırıntıların dağılımlarına bakıldığında blok boyutundan iri kum boyutuna kadar tanelerin (0,5 mm ve daha iri tanelerin) toplam kütledeki oranı ~%75 ile % ~82 arasında değişmektedir. Eolinitlerde ise 0,5 mm ve daha iri tane neredeyse hiç gözlenmemiştir ve tüm kırıntılar 0,256 mm ve daha küçük boyutlardadır (Burada anlatılan analizlerin ayrıntılı incelemeleri Bölüm 4 ve 5'te anlatılmıştır).

Yukarıda bahsedilen litolojik farklılıkların yanında iki farklı jeolojik oluşuğun tanımlamalarında oluşum ortam ve koşulları da önemli faktörlerdendir.

1.1.5. Kumul

Bir bölgede, başka bir bölgeden rüzgarla taşınıp, düzensiz bir şekilde biriken ve genellikle kum boyutundaki tanelerden oluşan yığınlar kumul adı verilmektedir (Erinç, 2001). Bu oluşukların birikimden sonraki aldıkları şekiller; bölgedeki rüzgar hızına, belirli yönlere rüzgarın etkinliğine ve az da olsa bölgedeki bitki örtüsünün varlığı ve türüne bağlıdır (Erinç, 2001). Bozcaada'nın Batı Burnu kesimlerinde kumullar yaygın olarak gözlenmektedir. Tez çalışması kapsamında oluşuğun temel kayalar ile dokanak ilişkisi ve

iç yapısının belirlenmesi amacıyla oluşuk, jeofiziksel yöntemler (DAÖ) ile çalışılmıştır. Ayrıca eolinitler de taşlaşmış kumul (fossil kumul) oluşukları olarak çalışmada yer almaktadır.

1.2. Çalışmanın Konusu ve Amacı

Bu tez Bozcaada, Gökçeada ve Çanakkale Boğazı kıyılarının Orta - Geç Pleyistosen – Holosen yaşlı denizel ve karasal istiflerin stratigrafik tanımlaması fasiyes çözümlemesi ve kronostratigrafik açıdan incelenmesi; bu bölgenin Kuvaterner'deki paleoiklim ve deniz seviyesi değişimleri ile bölgenin tektonik gelişiminin tanımlanmasını – açıklanmasını kapsamaktadır.

Bu amaçla, özellikle kıyı ortamlarında östatik kaynaklı deniz seviyesi değişimleri ve böylece Akdeniz – Karadeniz arasındaki su geçişlerinin yorumlanması amacıyla; gelgit arası (intertidal) ortamı karakterize eden yalıtışları, gelgit üstü (supratidal) zonda rüzgar – kum taşınım dinamikleri taşıyan taşlaşmış kumul veya eolinitler, gelgit altı (suptidal) zonda birikim platformlarının çökelleri olan denizel taraçaların sedimantolojik ve stratigrafik korelasyon ve yorumları yapılmıştır. Tüm bu çalışmalar gel-git üstü zona kadar denizel ve karasal fasiyes ortamlarındaki çökeltme ve bilhassa karbonat diyajenezi dolayısıyla paleocoğrafya açısından önemli bir yere sahiptir.

Bu tezin konusunu Çanakkale Boğazı kıyılarının, Gökçeada ve Bozcaada'nın jeolojik ve jeomorfolojik evriminin açıklanması ve yer şekillerinin gelişimini etkileyen morfotektonik mekanizmanın bölgesel jeolojik ve tektonik süreçlerle bağlantısının incelenmesi oluşturmaktadır. Literatür özeti bölümünde ayrıntılı olarak açıklandığı üzere, daha önce çalışma alanında yapılan çalışmalarda temel ve Neojen arazilerinin litolojik ve genel jeolojik özelliklerinin araştırılması ve formasyon mertebesinde sınıflandırılması yoluna gidilmiştir. Özellikle Kuvaterner ve Holosen birimler ve yer şekillerinin Neotektonik dönemde maruz kaldığı değişimler ve Geç Kuvaterner-Holosen deniz seviyesi değişimleri ile ilişkileri ise yeteri kadar incelenmemiştir. Bu açıdan morfotektonik evrimin açıklanmasında Kuvaterner jeomorfolojisi üzerinde önemle durulmuştur.

Çalışma alanının Kuvaterner yaşlı kaya birimlerinin litolojik, petrografik ve yapısal önemleri yanında deniz seviyesi değişimleri ve tektonik gelişim ile bağlantılarının ilk kez bu tez çalışması kapsamında detaylı olarak ele alınacak olması ve ortaya çıkacak verilerin taşıdığı küresel anlam önemli bir değer oluşturmaktadır. Türkiye kıyılarında varlığı pek bilinmeyen kıyı eolinitlerinin izotop ve yaş verilerine dayalı olarak tartışılması ve

Bozcaada'nın Batı Burnu'nda geniş bir alanda yayılış gösteren kıyı kumullarının gelişimi ve morfolojisi bu tez çalışmasının önemli hedefleri arasındadır. Bu sonuçların Geç Pleyistosen-Holosen kıyı morfodinamiklerinin anlaşılmasında olduğu kadar küresel deniz seviyesi değişimlerinin anlaşılmasında da önemli bir rolü vardır. Bunların yanı sıra çalışma alanının; Kuvaterner gelişim tarihinin anlaşılması, aktif tektoniği, deprem ve heyelan gibi jeolojik kaynaklı afet tehlikesinin irdelenmesinde yararlı bir temel bilgi birikimi oluşturacaktır.

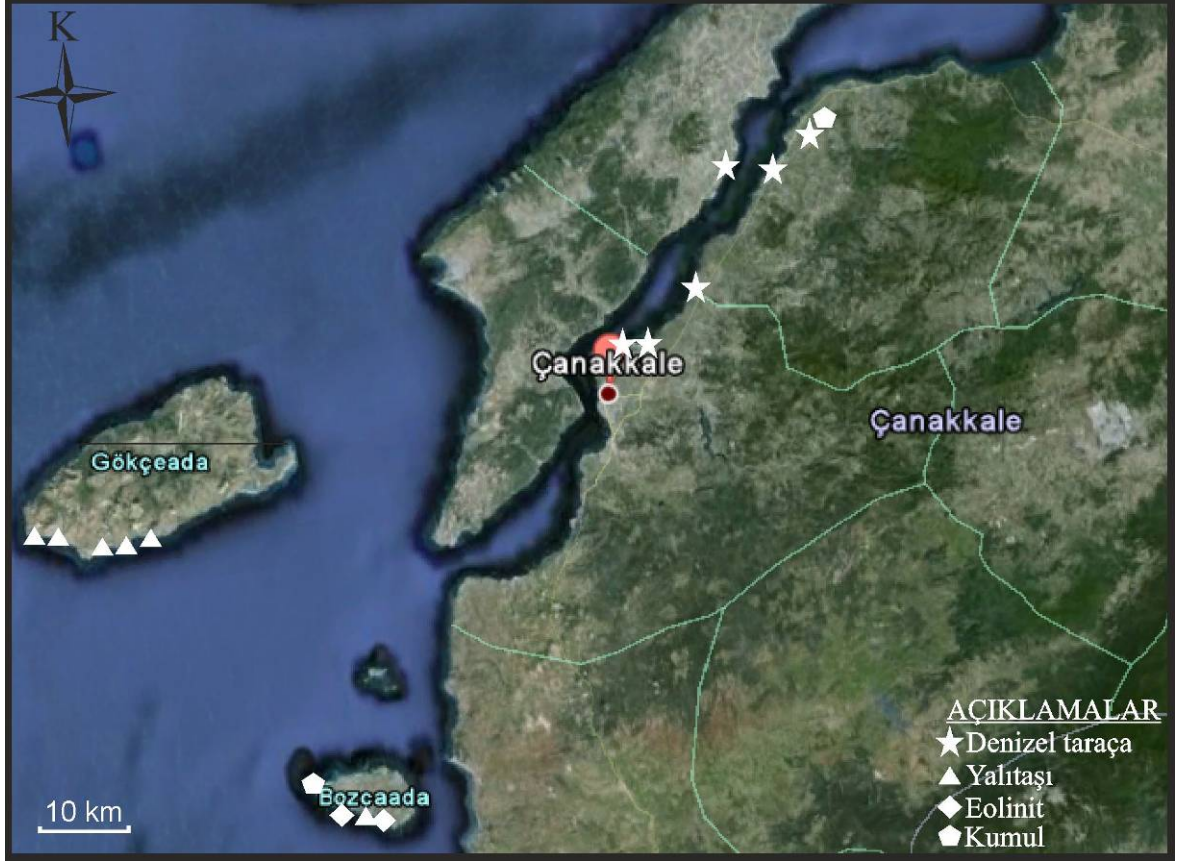
Bu çalışmada amaç, çalışma alanının jeomorfolojik gelişimi, gelişim evreleri ile Bozcaada ve Gökçeada'nın anakara ile olan jeolojik ilişkisini ortaya koymaktır. Ayrıca arazi çalışmaları sonucunda elde edilen verilerle bölgenin jeolojik ve morfotektonik gelişimine yaklaşımda bulunulmaya çalışılmıştır. Bu amaca yönelik olarak; öncelikle çalışma alanında tüm jeolojik birimlerin dağılımları genellikle önceki çalışmalardan faydalanılarak değerlendirilmiş, Miyosen sonrası birimler kritik alanlarda daha ayrıntılı olarak haritalanmış-incelenmiştir. Böylece çalışma alanının bugünkü morfolojisini kazanmasında etken olan jeolojik, jeomorfolojik faktörler ortaya konmuş, sonuçlar bu tezde sunulmuştur. Ayrıca çalışma alanında gözlenen neotektonik dönem jeolojik morfolojik oluşukların yaşları, oluşum koşulları ve kökenleri mutlak yaş tayinleriyle, jeokimyasal analizlerle belirlenmiştir.

1.3. Çalışma Alanlarının Tanıtılması

Çalışma alanı Ege Denizi'nin kuzeydoğu bölümünde bulunan Bozcaada, Gökçeada ile Biga ve Gelibolu yarımadalarının özellikle Çanakkale Boğazı kıyılarını kapsamaktadır (Şekil 1.1). Ege Denizi, Akdeniz'in doğu kesiminde yer alır ve kuzey-güney yönleri boyunca 651 km uzunluğundadır ve ortalama 362 metre derinliğe sahiptir (Alper ve Yüce, 1996). Yaklaşık 62 km uzunluğa sahip olan Çanakkale Boğazı ise ortalama 55 metre derinliğe sahiptir.

Tez kapsamında çalışma alanları Kuvaterner dönemi kıyı oluşuklarının mostra verdiği bölgelerden seçilmiştir ve bu bölgeler ayrıntılı olarak araştırılmıştır. Öncelikle Çanakkale Boğazı kıyılarında gözlenen denizel taraçalara odaklanılmış ve Erol ve Nuttall (1972)'de bahsi geçen istifler incelenmiştir. Sonuçta araştırmacıların çalışmalarında bahsettikleri çok sayıdaki taraça mostrasının 6 tanesinde çalışmalar yapılmıştır. Çalışmanın yalıtışları basamağında ise Bozcaada güney kıyılarında mostra veren bir lokasyon ile Gökçeada'nın güney kıyılarında mosta veren 5 farklı lokasyon tespit edilmiş ve o

lokasyonlarda ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır. Eolinitler ise sadece Bozcaada kıyılarında 2 lokasyonda mostra vermektedir ve bu bölgedeki oluşuklar çalışılmıştır. Kumullar ise Bozcaada'nın batı ucunda ve Biga Yarımadası'nda Çardak (Çanakkale-Lapseki) yerleşim alanının doğusunda gözlenmiştir (Şekil 1.3).



Şekil 1.3. Çalışma kapsamında ele alınmış jeolojik oluşukların Google Earth görüntüsü üzerindeki coğrafik konumları

BÖLÜM 2

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bu bölümde çalışma alanlarından elde edilmiş verilerin yorumlandığı bilimsel çalışmaların bir kısmı özetlenmeye çalışılmış ve bu araştırmayı ilgilendiren konular daha ayrıntılı olarak aktarılmaya çalışılmıştır.

Yalçınlar (1949); çalışma alanını oluşturan Çanakkale Boğazı ve civarının jeomorfolojisi üzerine yaptığı çalışmada, topografyanın 300-400 metre yükseklikteki engebeli bir yapıda olduğunu ve bu alanların çeşitli büyüklükteki vadilerle parçalanarak bir yayla görüntüsü oluşturduğunu, yüksek kısımların genellikle Gelibolu yarımadasının orta ve kuzeybatı kesimlerinde gözlendiğini, güneybatıda daha alçak kesimlerin bulunduğunu belirtmiştir.

Erol (1968a); Gelibolu Yarımadası'nın batı kıyılarında gözlemediği yalıtışı istifinin şimdikinden bir önceki devreye ait kıyı çizgisi göstergesi olduğunu belirtmektedir. Bu oluşumların günümüzden yaklaşık 1-2 metre daha yüksek olduğu devrelere ve muhtemelen günümüzden 1-2 bin yıl öncesine ait olduğunu belirtmektedir. Bu çalışma bu bölgedeki ilk yalıtışı çalışmalarından biri olmasından dolayı önem taşımaktadır.

Erol (1968b); Çanakkale Boğazı oluşumu ile ilgili olarak yapmış olduğu bu çalışmada, boğazın oluşumunda fayların da etkili olduğunu yalnız sadece faylara bağlanmaması gerektiğini belirtmiştir. Bu çalışmada Pliyosen sonlarında gözlenen akarsuların varlığı ile bir vadinin geliştiğini ve Kuvaterner sonlarında ise bu vadinin deniz suları ile işgal edildiğini vurgulamıştır. Bunlarla birlikte boğazın günümüzdeki yerini alırken faylardan ziyade tabaka konumları ile farklı dirençteki kayaların payının yüksek olduğunu belirtmiştir.

Erol ve Nuttall (1972); Çanakkale Boğazı kıyılarındaki 50 farklı lokasyondan fosil örnekleri toplamışlar yalnız bu fosil örneklerinin sadece 30 lokasyonda olanlarının Kuvaterner döneminde oluşmuş olduğunu diğer depoların ise doğal olmayan yollarla birikmiş olduğunu belirtmişlerdir. 30 lokasyondan elde edilen fosillerin tanımlanması sonucunda 8 farklı yatak tipinin var olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılara göre fosillerden oluşan bu unsurlar Flandriyen, Geç ve Orta Monastriyen, Tirenien, ve Erken Tirenien dönemlerinde var olmuş fosilleri içermektedir. Ayrıca fosillerin genellikle Akdeniz kökenli olduğunu ama bunların yanında bir lokasyonda acısu özelliğindeki sularda yaşayan fosillerin bulunduğunu sonuç olarak Hazar Denizi fasiyesini temsil eden

Çavda fasiyesininde varlığının bu taraçalarda gözleendiğini belirtmişlerdir. Sonuç olarak araştırmacılar günümüzden yaklaşık 350 binyıl önce de Çanakkale Boğazı kıyılarında Akdeniz ve bazı bölgelerde de Karadeniz-Hazar Denizi fosillerinin bulunduğunu dolayısıyla; Çanakkale Boğazı su bağlantısının bu dönemlerde de var olduğunu belirtmişlerdir.

Kayan ve ark. (1980); antik Truva şehrinin de yakınlarında bulunan ve Biga Yarımadası'nın en uzun akarsuyu olan Karamenderes Çayı'nın yatakları ve ovası üzerinde çok sayıda araştırma sondajları yapmışlardır. Araştırmacılar akarsu ovası üzerinde yapılan sondajlardan elde edilen jeolojik unsurları paleontolojik - petrografik olarak yorumlamışlar, ayrıca organik madde elde ettikleri kısımlardan da karbon 14 (¹⁴C) tarihlendirmesi yapmışlardır. Araştırmacıların elde ettikleri bulgulara göre deniz seviyesi günümüzden 15.000 yıl önce yaklaşık -100 metrede bulunmaktadır. Dolayısıyla yakın çevrede bulunan Gökçeada ve Bozcaada gibi adalar ile Gelibolu Yarımadası, Biga Yarımadası'na karadan bağlı olarak bulunmaktadır. İki yarımada arasında bir akarsu vardır ve Karamenderes bu akarsuyun güney kolunu oluşturmaktadır. 10.000 yıl önce ise deniz seviyesi -40 metrede bulunmaktadır ve deniz suları boğazdaki vadilere sokulmuştur. Günümüzden 7.000 yıl önce ise deniz seviyesi - 20 metrededir. Daha sonraki dönemlerde de deniz seviyesi giderek yükselmiş ve şimdiki kıyı çizgisi oluşmuştur.

Taner (1981); Eceabat (Çanakkale)'in 2 km kuzeydoğunda gözlenen denizel taraçayı kapsayan çalışmasında, taraçayı oluşturan mollusk kavkılarını incelemiştir. Bu kavkılarının dahil oldukları faunanın Akdeniz Bölgesi kıyılarında Miyosen'den günümüze kadar yayılım gösterdiğini belirtmiştir. Ayrıca elde edilen verilerin önceki çalışmalar ile deneştirilmesi sonucunda faunanın Tirenien'de oluştuğu ve dolayısıyla faunanın da Tirenien yaşlı olduğu bu çalışmada kabul görmüştür.

Taner (1983); Gelibolu (Çanakkale) kuzeyinde Çanakkale Boğazı kıyısında bulunan Hamzakoy'daki denizel taraçayı incelemiştir. Araştırmacı denizel taraçadan topladığı kavkılarının tanımlanmaları sonucunda bu birime Hamzakoy formasyonu ismini vermiştir. Araştırmacı elde ettiği verilere göre fosillerin Çavda faunasına ait olduğunu ve bu sebeple Gelibolu havzasının Hamzaköy formasyonunun yaşının Çavda (Baküniyen) olması gerektiğini belirtmiştir.

Erol (1985) ve Erol (1992); Çanakkale bölgesinin jeomorfolojisi ve oluşum faktörleri üzerinde araştırmaları içermektedir. Çalışmada Miyosen sonlarında çökelinin durduğunu ve o günden bugüne kadar bölgedeki morfolojik gelişimin erozyon ve denüdasyon

süreçlerine bağlı olarak geliştiği belirtilmiş, Kazdağları'ndan Marmara'ya yönelmiş akarsuların Pliyosen başlarından Pleyistosen ortalarına kadar etkisinin gözlemlendiği ifade edilmiştir. Araştırmacıya göre Orta Pleyistosen'den sonraki zamanda ise Gökçeada şelfinin çökmesi sonucu Akdeniz sularının boğaza doğru sokulduğunu ve bölgede bulunan drenaj ağınının kapma olayları sonucunda Ege Denizi bağlantısını gerçekleştirdiğini vurgulamıştır. Bu süreçlerin gelişmeleri esnasında interglasial dönemlerin egemen olduğu ayrıca boğazın iki kıyısında da denizel taraçaların geliştiği belirtilmiştir.

Hocaoğlu (1985); Biga Yarımadası'ndan dar bir deniz yolu ile ayrılmış olan Bozcaada'nın, alan olarak küçük olmasına rağmen çeşitli jeolojik unsurlara sahip olduğunu, Biga Yarımadası ile birlikte Hersinyen ve Alp orojenezi geçiren adanın bugünkü topografyasının ve kıyılarının gelişiminde Post-Alpin tektonik hareketlerle birlikte Pleyistosen'deki glasyo-östatik hareketlerin önemli rolleri olduğunu belirtmiştir. Gayet siliş bir röllyefe sahip olan Bozcaada'nın topografik yapısının monojenik-polisiklik türde bir topografyaya sahip olduğu vurgulanmıştır.

Saner (1985); Saros Körfezi dolayının çökme istiflerini ve tektonizmasını araştırmıştır. Buna göre bölgede aşınma evreleri ile ayrılmış 3 farklı çökel istifi bulunmaktadır. İlk istif regresif nitelikli Üst Kretase - Alt Eosen istifidir. İkinci istif Orta Eosen-Oligosen, sonuncusu ise sığ denizel Miyos-Pliyosen çökel istifidir. Bölgede Miyos'den itibaren tansiyonel kuvvetlerin egemen olması sonucunda kıvrım kanatlarındaki faylanmalar, senklinallerin graben haline gelmesini sağlamıştır. Araştırmacı KAF'ın sağ yanal atımını, Ganos segmentinde gözlemleyememiştir. Kıvrım kanatlarındaki normal faylanmalar ile de bölgede yükselmeler ve çöküntüler oluşmuştur.

Önal (1986); bölgede (Gelibolu Yarımadası) farklı zamanlardaki çekme tektoniğine bağlı olarak beş tortul istif geliştiğini söylemektedir. Buna göre; Miyos öncesinde bölgede çekme tektonizması etkili olmuş, bu etki kuzeybatıda bulunan Saros Grabeni'nin açılmasına ve güneyde ise kompresyonel kuvvetlerin etkisi ile sıkışma yapılarının oluşmasına sebep olmuştur. KB-GD yönlü sıkışma tektoniği Erken Miyos yaşlı fayların, kıvrımların ve eklem takımlarının birbiri ile olan geometrik ilişkilerine bağlı olarak gelişmiştir.

Erol (1987); Çanakkale Boğazı'nın Kuvaterner dönemindeki evrimini 4 evrede açıklamıştır. Buna göre ilk evre; en Alt Pleyistosen'dir ve bu zamanda bölge Paratetis sistemine bağlıdır. Acısu fasiyesini gösteren Gelibolu'daki Çavda depoları ve Çardak yakınındaki bazı depolar bu dönemde oluşmuştur. Alt Pleyistosen ikinci evredir ve bu

dönemde denizel depolar mevcut değildir. Buna karşılık 80 -100 metre yüksekliğindeki akarsu taraçaları bu dönemde oluşmuştur. Üçüncü dönem Orta-Üst Pleyistosen dönemidir ve bu dönemde Akdeniz suları bölgeye ulaşmış yalnız buzularası çağlarda boğaz Akdeniz suları ile dolmuştur. Buzul çağlarında ise yine bir deniz bağlantısı yoktur. 60, 35 15 ve 8 metre yüksekliğindeki sekiler bu dönemlerde oluşmuştur. Son dönem ise üçüncü dönemin sonunda gözlenen regresyonun sonlanması ile meydana gelen transgresyon ile başlamış ve tekrardan boğaz deniz suları ile dolmuştur.

Şentürk ve Karaköse (1987);nin Çanakkale Boğazı ve çevresini kapsayan çalışmasında, bölgenin jeolojisi ve tektoniği ayrıntılı olarak anlatılmış, jeolojik birimler tanımlanmıştır. Bu bilgilerin ışığında araştırmacılar, bölgenin gelişimini şu şekilde açıklamışlardır: Bölgedeki Neojen çökmesi Orta Miyosen'de karasal bir havza olarak başlamış, alüvyon yelpazesi, menderesli akarsu ve göl ortamında gelişen havza ile devam etmiş ve sonunda bölge Üst Miyosen'de sığ bir deniz tarafından istila edilmiştir. Üst Miyosen'in sonuna doğru KAF'ın etkisi ile Saros Körfezi'nin genişlemesi, Gelibolu Yarımadası'nın kuzey kısmını yükseltmiştir. Bu yükselimin ürünleri olan çökeller zamanla yarımada'nın orta kesiminde alüvyon yelpazesi kökenli karasal havzayı oluşturmuştur. Saros Körfezi'nin bu etkisi zamanla Paleojen ve Neojen birimlerinin dokanak kesimlerinde dikleşmelere ve güneye devrilmelere de sebep olmuştur. Pleyistosen sonlarında ortaya çıkan bir deniz sonucunda bölge tekrardan sular altında kalmış ve bu süreç Tirenien sonuna kadar devam etmiştir. Bu denizin çekilmesi sonucunda boğazda bir akarsu ortaya çıkmış ve bu akarsu sularını Marmara'daki çukurluğa boşaltmıştır. Son buzul döneminin sona ermesi sonucunda da Çanakkale Boğazı bugünkü yapısına kavuşmuştur. Çalışmanın sonucunda araştırmacılar Çanakkale Boğazı'nın oluşumunda herhangi bir tektonik kökenli veriye ulaşamadıklarını belirtmişlerdir.

Kurter (1989);'a göre adanın eğimli yapısını henüz şekillenmemiş volkanik kökenli birimler oluştururken, sedimanter kökenli kayalar ise monoklinal yapılar oluşturmaktadır. Drenaj sistemleri genel olarak yapılar uyum sağlasa da eğim koşullarının değişmesi ile drenaj ağlarında kapmalar oluşmuştur. Volkanik kayalarının dirençli olmasından dolayı, bu bölgelerde drenaj ağları çok fazla gelişmemiş dolayısıyla bu kayaların bulunduğu bölgelerde aşınım yüzeyleri daha fazla gelişmiştir. Ayrıca araştırmacı kıyı gelişimlerinin başlangıç aşamasında olduğunu, güneyde kıyı taraçalarının varlığını ve güney ile kuzey kıyıların değişik yapılarda olduğunu belirtmiştir.

Bargu (1993); Marmara Denizi ve Çanakkale Boğazi kıyılarındaki Akdeniz faunasını yansıtan Geç Pleyistosen (Tireniyen) fosil kavkuları ile silt, kum ve çakıl gibi kırıntılı unsurlardan oluşan denizel taraçalardan elde edilen yaş verilerine göre Marmara Denizi ile Akdeniz arasındaki ilk bağlantının en azından 260.000 yıl önce geliştiğini ve bu denizin 130.000 yıl ve 40.000 yıl önce de var olduğunu gösterdiğini belirtmiştir.

Elmas ve Meriç (1996); Geç Pliyosen'den günümüze İzmit Körfezi kıyılarında gözlenen foraminifer, ostrakod ve nannoplankton topluluklarının incelenmesi sonucunda elde edilen faunanın Akdeniz kökenli olduğunu ve Marmara Denizi ile Akdeniz'in birbirine bağlayan bir su yolunun Geç Pliyosen'de de olduğunu ifade etmişlerdir. İlk bağlantıların Trakya - Biga Yarımadası'nın batısı arasında geniş bir alanda gerçekleşmiş olma olasılığının yüksek olmasından dolayı bu bağlantının gelişmesinde tektonizmanın doğrudan etkisinin olmadığını belirtmişlerdir. Ancak bu bağlantıların Üst Miyosen-Erken Pliyosen döneminde başlayan tektonizma ile engellenmiş olmasının yüksek ihtimal olduğunu söylemişlerdir. Biga Yarımadası'nın kuzeybatısında gözlenen sağ yönlü doğrultu atımlı fay ve sentetik fayların gelişimi sonucunda Geç-Erken Pliyosen'den sonraki zamanlarda Çanakkale Boğazi'nin fayların etkisi sonucunda açılması gerçekleşmiştir. Sonuç olarak araştırmacılar Akdeniz - Marmara Denizi su yolu bağlantısının uzun bir zamandan beri var olduğunu belirtmiş olsalar da bu bağlantının sürekli olmadığını, zaman zaman kesintiye uğradığını belirtmişlerdir.

Sakınç ve Yaltırak (1997); Trakya güney sahillerini kapsayan çalışmalarında Pleyistosen dönemine ait ve kılavuz seviyeleri tespit edilebilen denizel depoları çalışılmışlardır. Araştırmacılar biri fosil bolluk zonu, diğeri de yalıtışı olmak üzere iki farklı kılavuz seviye belirlemişler ve bu istifleri korele etmeye çalışmışlardır. Sonuçta her istifin farklı yüksekliklerde bulunmasından dolayı istifler birbiri ile ilişkilendirilmemiş ve dolayısıyla her bir istifin kendine özgü bir yapısı olduğunu ve bulunduğu bölgenin yapısal unsurlarının etkisi altında şekillendiğini belirtmişlerdir. Bu farklılıklar, oluşukların farklı mekanizmalar etkisi altında gelişmesindedir. İlk olası mekanizma; her birimin aynı zamanda farklı miktarlarda yükselmesidir. Diğeri ise eski Marmara olarak isimlendirilen bir denizin zamanla alanını genişletmesi ve dolayısıyla yeni ulaştığı kıyılarda yeni depolar oluşturmasıdır. Bu sebeple aynı litolojik özellikteki depolar farklı çökelim zamanları vermektedir. Ayrıca çalışmada eski Marmara'ya atfen bu depolara topluca Marmara formasyonu adı uygulanmıştır.

Alpar ve ark. (1998); Çanakkale Boğazı ve Ege Denizi çıkışı arasındaki bölgeyi kapsayan çalışmalarında deniz tabanında su derinliği arttıkça tane boyunun ufaldığını, silt ve kil miktarının arttığını belirlemişlerdir. Bu verilere göre Gökçeada ile Bozcaada arasında geniş, Bozcaada ile Biga Yarımadası arasında ise daha küçük ölçekli çamur ve çamurlu kum dağılımlarının yer aldığını belirtmişlerdir. Çalışmada sismik kesitlere göre deniz düzeyinden akustik temele olan derinliğin en fazla Gökçeada ile Bozcaada arasında olduğunu belirlemişlerdir.

Demirbağ ve ark. (1998); Çanakkale Boğazı kuzeydoğu kesimlerini kapsayan jeolojik ve jeofizik (tek ve çok kanallı sismik veriler) çalışmalar yapmıştır. Buna göre boğazı oluşturan temel kayalar üzerinde farklı zamanlara ait aşınım dönemleri vardır. Bu aşınım dönemlerine ait yapıların üzerine sonraki zamanlarda (Kuvaterner ve daha sonrasında) iki farklı evrede uyumsuz olarak birikimler gerçekleşmiştir. Birinci evrede boğaz kanalına ait yamaçlardan malzeme gelmesiyle bir çökelim gerçekleşmiş ikinci evrede ise birinci evrenin ürünleri üzerine uyumsuz olarak ikinci hatta üçüncü malzeme yığılımları gerçekleşmiştir. Bu malzemenin yığılmasına sebep olarak da bir faylanmanın ana unsur olduğu, yığılmaların enerjiyi buradan aldığı belirtilmiştir. Araştırmacılar sonuç olarak boğazın kuzeydoğu parçasının bir graben olarak geliştiğini belirtmişlerdir. İki farklı evredeki çökel yığılımları ise Kuvaterner'de iki farklı zamanda düşey hareketliliğin göstergesi olarak sunulmuştur.

Kazancı ve ark. (1998); Çanakkale ile Lapseki arasındaki 5 farklı lokasyonda gözlenen denizel taraça depolarını incelemişlerdir. Araştırmacılara göre bu istifler Marmara Denizi'nin kuzeyindeki denizel taraçalara da benzemektedir. Çalışmada istiflerin bazı stratigrafik özelliklerinin benzer olduğunu yalnız litolojik ve yaş bulgularının farklı olduğunu belirtmişlerdir. U/Th yöntemi ile yapılan tarihlendirmelerde bir istifin tabanından 200 ± 11 binyıl başka bir istifin benzer yükseklikteki yaşı $120 \pm 4,8$ binyıl olarak tespit edilmiştir. Ayrıca stratigrafik ilişkiler dikkate alındığında 4 farklı seviye ayırt edilebilmektedir.

Yaltırak ve ark. (1998b); çalışmalarında, Marmara Formasyonunun gözlendiği Kaplantepe denizel taraçasındaki *Ostrea edulis* kavkıları ile kumlu seviyeler üzerinden U/Th yöntemi ile tarihlendirme yapmışlar ve 107.000 ± 4.600 ile 120.000 ± 4500 yıl yaşlar elde etmişlerdir.

Yücesoy-Eryılmaz ve Çağatay (1998); Kuzeydoğu Ege Denizi Şelf alanındaki Geç Kuvaterner Çökelleri üzerinde stratigrafi ve çökeltme ortamı çalışmaları

yapmışlardır. Araştırmacılar bu bölgedeki deniz tabanından 215 cm derinliğe kadar olan kısımdan alınan örnekler üzerinde tane boyu analizi, kum ve çakıl boyunda içerik tayini ve C-14 yaş tayini yapmışlardır. Buna göre 3 stratigrafik birim ayırtlanmıştır. Deniz tabanında yaklaşık 75 cm'lik bir kalınlık sunan en yaşlı stratigrafik birimin yaşı yaklaşık 30.830 yıldır. Yaklaşık 65 cm kalınlık sunan birim ise günümüzden 15-10 bin yıl önce çökelmiştir. En üst seviyeyi oluşturan ve yaklaşık 75 cm kalınlığında olan birim ise son 10 bin yılda çökelmiştir. Araştırmacılar elde ettikleri bu verilere göre, birimler içerisindeki acı su fasiyesinde çökelen sedimanların varlığından dolayı bu bölgenin zaman zaman akarsuların da etkilediği lagün veya haliç gibi ortamlara dönüştüğünü vurgulamışlar ve bu tatlı suyu sağlayan akarsuyun da Karamenderes Çayı olduğunu belirtmişlerdir.

Alpar ve Doğan (1999); sığ sismik yöntemlerle Çanakkale Boğazı kanalının batıda Ege Denizi içindeki devamının jeomorfolojisi, yapısal unsurları ve dolgusunun stratigrafik özelliklerini araştırmışlardır. Araştırmacılar elde ettikleri verilere göre günümüzden 135-150 bin yıl önceki deniz-kara sınırının Bozcada'nın Batı Burnu'ndaki günümüz kıyı çizgisinden yaklaşık 7 km batıda olduğunu belirlemişlerdir. Bu sınırın bu noktadan itibaren yaklaşık kuzey-güney yönünde yaklaşık 25 km daha devam ettiği ve sonra doğuya doğru yöneldiği belirtilmiştir.

Kazancı ve ark. (2000); günümüz deniz seviyesinden 8-15 metre arasında değişen yükseltilerde bulunan denizel taraçaların genel olarak regresif özellikte olmasına rağmen sedimantolojik, paleontolojik ve oluşum tarihlerinin (günümüzden 120 bin ile 200 bin yıl arası) 2 farklı nitelikte olduğunu ve bunların tektonik deformasyona uğramadıklarını belirtmişlerdir.

Yaltırak ve ark. (2000); Çanakkale Boğazı'ndan elde edilen sığ sismik profilleri kullanarak; boğazın Orta-Geç Kuvaterner stratigrafisi ve bölgesel tektoniği ile boğazın Ege Denizi'ne doğru açılmasını yorumlamaya çalışmışlardır. Marmara havzasıyla Ege Denizi arasındaki bağlantının Orta – Geç Pleystosen sırasında, birleşmiş vadilerin suyla dolmasından sonra gerçekleştiğini ve bu dönemde deniz seviyesindeki 3 ana düşük dönemin deniz suyu bağlantısını en az iki kere kestiğini ortaya koymuşlardır. Araştırmacılar, Çanakkale Boğazı sedimanlarında bu düşük dönemlere ait 3 ana sismik uyumsuzluk belirlemiştir. Deniz seviyesindeki ikincil düşük dönemlerin ise, boğazın daralmasından ve çökelen birimlerin erozyona uğramasından olabileceğini belirtmişlerdir.

Ertek ve Yıldırım (2001); Araştırmacılar, önceki çalışmalardan derledikleri denizel taraça bilgilerine bağlı olarak Marmara Denizi'nin Pleystosen'deki deniz seviyesi

değişimleri ve tektonik ilişkisi hakkındaki verileri denetirmişlerdir. Sonuç olarak taraçaları oluşturan biyolojik unsurların genellikle Akdeniz kökenli olduğunu, bunların yanında Karadeniz kökenli unsurların da gözlenebildiğini, bu farklı oluşumların gözlenmesinde ise genel etkenin tektonizma olduğunu belirtmişlerdir.

Kayan (2001); Biga ve Gelibolu Yarımadası'nın KD-GB doğrultulu morfolojisinin oluşmasında en önemli faktörün tektonizma olduğunu belirtmiştir. Bu sebeple kuzeyde KAFZ'nun batıda da Ege gerilme tektoniğinin etkisi sonucunda çalışma alanında deformasyonlar gerçekleşmektedir. Bu deformasyonlar sonucunda Biga Yarımadası'nın ana aşınım yüzeyi güneye doğru yükselir ve bazı bölgelerde de faylarla basamaklanmaktadır. Bu deformasyonlar sonucunda yarımada'nın GD'sunda Kazdağı yükselen bloğu oluşurken, KB'da ise Saros Körfezi çukurluk oluşturmaktadır. Bu büyük çukurluk gibi Çanakkale Boğazı çukurluğu da Miyosen'den günümüze Akdeniz ile Marmara üzerinden Karadeniz sularını birleştiren bir oluşumdur.

Sakinç ve ark. (2001); Marmara Denizi kıyılarında gözlenen denizel taraçaların herbirinin özgün olduğunu ve birbirleri ile genel olarak korele edilemediklerini belirtmişlerdir. Bunun sebebi olarak da özellikle farklı yükseltilerde olmalarının deniz seviyesi değişimlerini gösterdiğini, bu değişimlerin de farklı mekanizmaların etkisi altında gerçekleştiğini belirtmişlerdir.

Temel ve Çiftçi (2002); Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada'yı kapsayan çalışmalarında bu alanlarda mostra veren jeolojik birimleri ayırtlamış ve bunların dokanak ilişkileri hakkında bilgiler verilmiştir.

Yaltırak ve ark. (2002); Araştırmacılar Çanakkale Boğazı kıyılarındaki denizel taraçalardan elde ettikleri bulgulara göre; 0-50 metreler arasında gözlenen taraçaların U/Th fosil kavkı yaşları 53-210 binyıl arasında değişmektedir. Bölgenin yıllık yükselimi ortalama 0,40 mm dir ve bu yükselimin sebebi de Saroz-Ganos Fayı'nın bükülmesinden kaynaklanmaktadır. Hazırlanmış oldukları bölgenin paleocoğrafya haritasına göre buzul dönemi olan Oksijen İzotop Katı-8 (OİS-8)'den günümüze Ege ve Marmara Denizleri arasındaki bağlantı neredeyse hiç kopmamıştır.

Kesgin ve Varol (2003); Bozcaada ve Gökçeada'nın Tersiyer birimlerinin Erken Eosen, Orta Eosen-Geç Oligosen, Geç Miyosen ve Pliyosen yaşlı çökellerinden oluştuğunu, Kuzey Anadolu Fayı'nın batı devamı olan Ganos Fayı'nın da Gökçeada'nın kuzeyini sınırladığını belirtmiştir. Ayrıca bu çalışmada Ganos Fayı'nın güneyinde, bu fayın

yanal bileşenlerinin yüksek ve çukur alanlar oluşturduğu ve bunlara bağlı olarak da Geç Miyosen yaşlı birimler için çökelim havzasının meydana geldiği ifade edilmiştir.

Gökaşan ve ark. (2008); 12 binyıl önce Akdeniz sularının Çanakkale Boğazı'na ulaşması ile temelindeki günümüz yapı unsurlarının şekillendiğini belirtmektedirler. O zamandan günümüze boğazın gelişiminde son küresel deniz seviyesi yükselimi-transgresyon ve yüksek enerji sistemi etkilidir. Boğaz akıntısının hız değişimleri ve erozyonal etkiler ise boğazın morfolojisi tarafından kontrol edilmektedir. Boğaz morfolojisi ise faylar tarafından kontrol edilmektedir. Fayın etkinliğinin devamı ile akıntıdan kaynaklı erozyon ve depolanma, Çanakkale Boğazı'nın günümüzdeki deniz tabanı morfolojisinin oluşmasını sağlamıştır.

Erginal (2008); Bozcaada'nın birçok; coğrafik, jeolojik, jeomorfolojik ve ekolojik özelliklere sahip olduğunu vurgulamıştır. Özellikle adanın kıyılarında gözlenen eolinitin, kumulun ve yalıtışlarının, Geç Pleistosen-Holosen boyunca meydana gelmiş olan deniz seviyesi değişimlerinin oran ve etkilerinin anlaşılabilmesi yönünden önemli roller oynadıklarını belirtmiştir.

Erginal ve Ertek (2009); Gökçeada'nın güney kıyılarında mostra veren ve tez çalışması kapsamında da ele alınan Kapıkaya Yalıtışı'ndan elde edilen veriler değerlendirilmiş ve tartışılmıştır. Çalışmada yalıtışı oluşuğun kalınlığının 50 cm'ye kadar çıktığı denize doğru 8°'lik bir eğime sahip olduğu arazi çalışmalarında gözlenmiştir. Oluşuğun çimento maddesinin EDX verilerine göre yüksek Mg-kalsit olduğu belirlenmiştir. Çimentolanma ortamının ise taneler üzerindeki ve arasındaki mikritik zarflar ile kriptokristalen boşluk dolguların varlığından dolayı freatik zonda gerçekleştiği belirtilmiştir.

Erginal ve Öztürk (2009); ise Bozcaada'daki Zunguma Burnu'nda gözlenen eolinitler üzerinde çalışmışlardır. Çalışmada eolinitin ayrışmasını denetleyen faktörler belirlenmeye çalışılmış bu amaçla araziden alınan örnekler üzerinde SEM-EDX ve XRD çalışmaları yapmışlardır. Eolinitlerde kayanın yapısal zayıflıklarının da etkisiyle büyük ve bol oranda heterojen ayrışma boşlukları geliştiğini, deniz suyunun buharlaşması sonucunda ortaya çıkan halit ve jips tuzlarının birincil tahrip edici etken olduğunu ve eolinitlerin ince ve çapraz tabakalı yapısının deniz suyu etkisini artırdığını belirlemişlerdir.

Koral ve ark. (2009); Gökçeda'nın jeolojik-jeomorfolojik yapıları ve tektonik gelişimi hakkında bilgiler sunmaktadır. Araştırmacılara göre; yaklaşık 2 km kalınlığındaki sedimanter birimler metamorfik kayaları üzerlemektedir ve buradaki jeolojik yapı adanın

170 km kuzeyindeki Istranca-Rodop Dağları'na benzemektedir. Ada'nın doğu kıyıları peneplen niteliğinde morfolojik yapıya sahipken, kuzey kesimlerde dağlık bölgeler, falezler, yükselmiş paleo-kıyı çentikleri, asılı vadiler, su kaynakları, şelaleler, tutturulmamış yamaç döküntüleri, travertenler ve yüzeyleyen fay şevleri bulunmaktadır. Araştırmacılar bu unsurların bölgedeki tektonizmanın varlığı gösterdiğini ve bunun Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin transtansiyonal tektonik etkileri olduğunu belirtmişlerdir. vurgulamışlardır. Adanın kuzeyindeki morfolojik unsurlardan yola çıkarak; bu bölgede hızlı bir yükselimin olduğu, Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin devamındaki Saros Çukuru'nun etkisi ile oluşan bu yükselimin kuzeybatı Türkiye'deki en yüksek yükselime değerlerinden biri olduğu belirtilmiştir.

Erginal ve ark. (2010); Bozcaada'nın güney kıyısındaki yalıtışlarının petrografik, jeomorfolojik ve mikroanalitik yönden incelemesini yaparak OSL yöntemi ile tarihlendirdikleri bu oluşukların kökeni ve Holosen deniz seviyesi değişimleri ile bağlantılarını incelemiştir.

Kıyak ve Erginal (2010); Bozcaada güney kıyısındaki Zunguma Burnundaki kıyı eolinitinin kökeni, diyajenez mekanizması ve Geç Pleyistosen deniz seviyesi bağlantıları ile ilişkisini incelemişler, elde ettikleri OSL yaş verilerine göre bu kıyı kumtaşlarının son buzul devrinden kalma olup kabaca 26000-17000 yıl önce oluştuklarını açıklamışlardır.

Perinçek ve ark. (2012); Gökçeada'nın kuzeydoğu kesiminde bulunan Yenibademli Höyük'te M.Ö. 2680 yıllarında bir deprem olduğunu ve bir tsunaminin gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Deprem izleri olarak yerleşim duvarlarındaki yer değiştirmeyi göstermişler, höyük alanında da tsunami çökellerinin bulunduğunu ileri sürmüşlerdir.

Tunoğlu (2012); Gelibolu (Çanakkale) yerleşim alanında gözlenen Fener ve Hamzaköy formasyonları olarak adlandırılan denizel taraça istiflerindeki kavkaları incelemiştir. Çalışmada tanımlanan üç tür sadece Tetis/Akdeniz biyoprovensi ile ilgili iken onaltı türün Paratetis (Karadeniz) provensi ile ilişkili olduğu belirtilmiştir. Tayin edilen 3 türün ise iki provensde de gözlenmekte olduğu, aynı özelliklerin foraminifer topluluklarında da gözlendiği belirtilmektedir. Sonuç olarak çalışmada Erken - Orta Pleyistosen dönemlerinde hem acısu hem de tatlısu cinsleri çalışma alanında depolanmış ve bu zamanlarda bu provenslerin varlığı tespit edilmiştir.

BÖLÜM 3

MATERYAL ve YÖNTEM

Tez çalışması kapsamında Bölüm 1.3'te belirtilen amaçlara ulaşabilmek için materyal ve yöntem aşaması arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere 3 basamak halinde sürdürülmüştür.

3.1. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları, jeolojik amaçlı arazi çalışmaları ve jeofizik amaçlı arazi çalışmaları olmak üzere iki aşamalı olarak tamamlanmıştır. Bu çalışmalarda öncelikle inceleme alanındaki kritik lokasyonlar belirlenmiş, buna bağlı olarak çalışmanın amacına uygun jeolojik (örnekleme - görüntüleme) ve jeofizik çalışmaları yapılmıştır. Yapılan ilk gözlemsel arazi çalışmalarının sonucunda Bozcaada'da jeolojik amaçlı 4, Gökçeada'da da 5 kritik lokasyon belirlenmiştir. Ayrıca denizel taraça çalışmaları için daha önceden belirlenen 7 lokasyonda tekrarlanan incelemeler yapılmıştır. Jeofizik amaçlı olarak da Bozcaada'da 2 lokasyonda ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır.

3.1.1. Jeolojik Amaçlı Arazi Çalışmaları

Çalışma alanında daha önceden yapılmış haritalar ve bilimsel yayınlar, jeolojik birimlerin en iyi gözlemlendiği alanları belirlemek amacıyla gözden geçirilmiştir. Bu çalışma boyunca daha önceden yapılmış olan jeoloji haritalarını denetlemek ve tezin amacına ulaşabilmesi için çalışılabilinecek alanları tespit etmek için arazi tanıma çalışmaları yapılmıştır. Bu arazi tanıma çalışmaları esnasında daha önce literatürde yer almayan yalıtışı, eolinit ve oolitle istifler gözlenmiştir. Yeni tespit edilen Bozcaada ve Gökçeada yalıtışları, Bozcaada Yaylıca Eolinitleri ve önceki çalışmalarda yer alan Zunguma Burnu Eolinitleri ile eolinitler içerisinde gözlenen rizolitlerden (fosil köklerden) yapılacak olan petrografik-mineralojik ve tarihlendirme analizlerine uygun örnekler alınmıştır.

3.1.2. Jeofizik Amaçlı Arazi Çalışmaları

Yapılan arazi çalışmaları sonucunda kritik olarak belirlenen alanlardaki oluşukların (Zunguma Burnu Eoliniti ve Batı Burnu Kumulları) üzerledikleri jeolojik unsurlar ile ilişkisini belirleyebilmek amacıyla jeofizik çalışmaları yapılmıştır. Jeofizik çalışmalarında,

oluşukların yapısı, yeraltı geometrisi ve temelinde bulunan kayalar ile dokanak ilişkisi belirlenmeye çalışılmıştır. Bu çalışmalar için doğru akım öz direnç yöntemi uygulanmıştır. Akım üreten elektrodlar yardımıyla yerküre yüzeyine akım verilmesi ve yerkürenin (derinliklerdeki jeolojik unsurların) buna karşı gerilim üretmesi ve bu gerilimin potansiyel elektrodlar ile ölçülmesine dayanan yöntem Doğru Akım Öz direnç (DAÖ) yöntemi denir (Ergin, 1995; Ekinci ve ark., 2010). Bu ölçülen parametre yeraltının görünür öz direnci olarak adlandırılmaktadır (Ergin, 1995). Bu metod sonucunda yeraltındaki jeolojik birim, yapı ve unsurlar elektrik iletkenlik özelliğine göre belirlenir ve sunulur (Ergin, 1995; Ekinci ve ark., 2010). Bu yöntemin sonucunda yeraltı unsurlarının belirgin bir şekilde ortaya konulabilmesi için; akımın etkili bir şekilde ilerleyebileceği derinlik, ölçüm yapılan hatta kurulmuş düzenekteki elektrodların aralıkları, yeraltındaki jeolojik birimlerin bağlı kalınlığı ile yapıları ve öz direnç değerleri gibi nitelikler önem arz etmektedir (Ergin, 1995; Ekinci ve ark., 2010). DAÖ yöntemi ile yapılacak çalışmalar sonucunda yüzeyin bir kaç metre ile kilometrelerce aralığa kadar ölçümler yapılabilmektedir. Bu durumdan dolayı yöntem farklı amaçlara yönelik (maden, petrol aramaları, stratigrafik çalışmalar, arkeolojik incelemeler gibi) kullanılabilir (Ergin, 1995; Ekinci ve ark., 2010). Jeofiziksel çalışmalar Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden destek alınarak tamamlanmıştır.

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları kapsamında, arazi çalışmalarıyla belirlenen jeolojik sorunların çözümlenebilmesi için çeşitli laboratuvar çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmaların çoğu Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi dahilinde yapılamadığından örnekler, Türkiye ve Türkiye dışındaki laboratuvarlara gönderilmiştir. Bazı örneklerin laboratuvarlara gönderilmeden ön işleme tabi tutulması gerektiğinden, bu ön işlemler Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Zemin Mekaniği Laboratuvarı ve Coğrafya Bölümü Jeomorfolojik Analiz Laboratuvarı'nda tamamlanmıştır.

Laboratuvar çalışmalarına ait aşamalar aşağıda ayrıntılı olarak tanıtılmaktadır.

3.2.1. Mineralojik - Petrografik Çalışmalar

Arazi çalışmaları sonucunda toplanan örneklerin, tane bileşimini, çimento malzemesini, çökelme ortamını ve tanelerin kökenlerini belirleyebilmek için aşağıdaki mineralojik - petrografik çalışmalar yapılmıştır.

3.2.1.1. İncekesit Çalışmaları

Tez alanından derlenen Kuvaterner yaşlı kayaçların petrografik ve mineralojik analizleri için ince kesitler hazırlanmıştır. Özellikle yalıtaşı ve eolinitlerin oluşum ortamlarının analizinde ince kesitler önemli yer tutmaktadır. Bozcaada örneklerinin incekesitleri Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarı'nda, Gökçeada örneklerinin incekesitleri ise Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği İncekesit Hazırlama Laboratuvarında hazırlanmıştır. Hazırlanan ince kesitler ÇOMÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan polarizan mikroskoplarda incelenmiş ve fotoğraflanmıştır.

3.2.1.2. SEM-EDX Çalışmaları

Modern jeolojik-jeomorfolojik çalışmalarda yaygın olarak kullanılan SEM – EDX çalışmaları farklı yaştaki, özellikle çökel kaya birimlerinin SEM (Scanning Electron Microscopy) ve EDS (Electron Dispersive Spectroscopy) analizlerini kapsamaktadır. SEM analizleri sonucunda ince kesitlerden elde edilen tekstür ve çimentolaşma koşullarını yansıtan verilerin doğruluğu test edilmiş ve mikrofasiyes çözümlenmesi yapılmaya çalışılmıştır. EDX analizlerinde ise SEM çalışması esnasında gözlenen taneler üzerindeki zarfların, taneler arasındaki bağların ve fosillerin kimyasal bileşimleri belirlenmeye çalışılmıştır. Bu mikroanalitik çalışmalar İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü, Malzeme Araştırma Merkezi'nde yapılmıştır. SEM analizi için Philips XL-30S FEG ve FEI Quanta 250 FEG cihazı kullanılmış, EDX analizleri ise SEM cihazına bağlı olan Bruker AXS XFlash EDX dedektörü ile tamamlanmıştır.

3.2.1.3. XRD Çalışmaları

Mineralojik-petrografik araştırma için yaygın olarak kullanılan yöntemlerden biri de XRD (X-Ray Diffractometry) analizidir. Yapılan analizler sonucunda ince kesitlerden elde edilen tekstür ve çimentolanma koşullarını yansıtan veriler test edilmiştir.

Bozcaada'da yapılan arazi çalışmaları süresince toplanan örneklerde element bileşimi ve standart kalitatif mineral analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizler kayaçların oluşum ortamının ve diyajenik koşullarının çözümlenmesi açısından birinci derecede öneme sahiptir. XRD analizleri İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü Malzeme Araştırma Merkezi (İYTE-MAM) laboratuvarlarında Philips X-pert Pro cihazı ile yaptırılmıştır. Taneler arası

çimentodan toplanan örnekler analize gönderilmeden önce Ç.O.M.Ü. Coğrafya Bölümü Jeomorfolojik Analiz Laboratuvarı'nda toz halinde getirilerek elenmiştir.

3.2.1.4. CaCO₃ Analiz Çalışmaları

Tez kapsamında 2 farklı yöntemle örneklerin CaCO₃ oranları belirlenmiştir. Öncelikle kalsimetre düzeneği ile yapılan CaCO₃ analiz sonuçları OSL tarihlendirmesinde kullanılmak üzere toplam kütle üzerinden yapılmış ve ele alınan örneğin toplam CaCO₃ miktarı belirlenmiştir. Diğer CaCO₃ analizi ise taneler arasındaki bağın HCl ile tepkimeye sokulması sonucunda belirlenmiş; buna bağlı olarak da kayacı oluşturan kırıntılı tanelerin birbiri ile olan bağları kopmuş dolayısıyla taneler boşa çıkarak tane boyu analizleri yapılabilmektedir.

Kalsimetre ile yapılan CaCO₃ analizi: OSL tarihlendirmesi için önemli olan parametrelerden biri de; tarihlendirmenin yapılacağı kayacın toplam CaCO₃ içeriğidir. Bu deney ÇOMÜ Ziraat Fakültesi, Toprak Laboratuvarı ve ÇOMÜ Coğrafya Bölümü Jeomorfolojik Analiz Laboratuvarı'nda bulunan Scheibler kalsimetre düzenekleri ile yapılmıştır.

Toplam CaCO₃ oranını belirlemek için örneklerden 20-30 gr öğütülmüş ve 0,5 mm çapındaki elekten elenmiş ve elenen örneklerden 0,25 - 1 gr alınarak kalsimetre şişesine konulmuştur. Öğütülmüş örnekteki CaCO₃'ı çözümlenebilmek için kalsimetre şişesine 4-5 ml miktarındaki %10 oranında seyreltik HCl, küçük bir kabın içine konulmuştur. Şişe çalkalanarak, öğütülmüş örnek ve HCl tepkimeye sokulmuştur. Tepkime sonucunda gazların ortaya çıkmasıyla kalsimetre düzeneğindeki cam borular içinde bulunan saf su birleşik kaplar kanununa göre hareket etmiş ve belli bir mm seviyesinde kalmış, o seviye kaydedilmiştir. Sonuç olarak tepkimeye sokulan örnek miktarı, kalsimetre düzeneğinden kaydedilen seviye ile deney esnasında ölçülen ortamın sıcaklık ve basıncı dikkate alınarak yapılan hesaplamalarla numunenin toplam %CaCO₃ oranı belirlenmiştir.

Çimentodan yapılan CaCO₃ analizi: CaCO₃ ve tane boyu analizlerini yapabilmek için öncelikle tez çalışması için numuneden yaklaşık 50 gramlık örnekler alınmış ve taneleri ortaya çıkarabilmek için taneleri birbirine bağlayan CaCO₃ çimento ayrıştırılmıştır. Bu amaçla örnekler 2 gün boyunca HCl ile tepkimeye sokulmuş ve sonuçta taneler birbirinden ayrılmıştır. Ayrılan bu taneler tekrar tartılarak çözünen CaCO₃ çimentonun ağırlığı belirlenmiş, dolayısıyla örnekteki CaCO₃ oranı ortaya konulmuştur.

3.2.1.5. Tane Boyu Analiz Çalışmaları

Tane boyu analiz çalışmaları çimentodan yapılan CaCO₃ analizleri sonucunda ortaya çıkan taneler üzerinden yapılmıştır. Yalıtışı ve eolinitleri oluşturan kırıntıların HCl ile ayrıştırılması sonucunda ortaya çıkan taneler 4; 2; 1; 0,5; 0,25; 0,125; 0,063 mm aralıklı eleklerden geçirilerek boyutları belirlenmiş, tane boyu dağılım çizelge ve grafikleri oluşturulmuştur. Bozcaada eolinitlerinden elde edilen değerler uygun diyagramlara yerleştirilmiş ve eolinitlerin tane boyutlarına uygun bilimsel sınıflandırılmaları yapılmıştır.

3.2.2. Paleontolojik Çalışmalar

Bu basamakta denizel taraçalardan elde edilen makro fosiller ele alınmış ve yeniden tür tanımlamaları yapılmıştır. Ayrıca taraça örneklerindeki foraminifer faunası tür bazında tanımlanmıştır ve belli yüzdesel oranda bulunan fosillerin sınıflandırılmaları yapılmıştır. Bu aşamanın tamamlanmasını Doç. Dr. Elmas Kırıcı Elmas ve Yrd. Doç. Dr. Sevinç Kapan sağlamışlardır.

3.2.3. Tarihlendirme Çalışmaları

Arazi çalışmaları sonucunda örnekleme yapılan kayaçlar üzerinden, kayaçların muhtemel oluşum zamanları göz önünde tutularak Optically Stimulated Luminescence (OSL; Işık Uyarımlı Lüminesans) ve Karbon 14 (C-14 ya da ¹⁴C) yöntemleri tarihlendirme için uygun bulunmuştur. OSL tarihlendirmesi T.C. Işık Üniversitesi Fizik Bölümü Laboratuvarı'nda, C-14 tarihlendirmesi ise Beta Analytic (Amerika Birleşik Devletleri) laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Bu iki laboratuvar da konularında uzman ve akredite olan laboratuvarlardır.

3.2.3.1. OSL Tarihlendirme Çalışmaları

Mutlak tarihlendirme yöntemi olarak, özellikle kuvars bakımından zengin olan Geç Pleyistosen-Holosen formasyonlarının tarihlendirilmesinde yaygın olarak kullanılan ve doğru sonuçlar veren OSL yöntemi, Çanakkale Boğazı kıyılarında gözlenen denizel taraçaların tarihlendirilmesi için kullanılmıştır. Nitekim bu yöntemin inorganik malzemeler üzerinde uygulanabilmesi, C-14 tarihlendirme metodunun yaş aralığının ötesindeki yaşları (> 40 binyıl) verebilmesi, yaş aralığının 50 - 500.000 yıllar arasında olması, hata payının ölçülebilir olması (\pm %2 ile \pm %12) ve güvenilirlik-tekrar testlerinin yapılabilmesi gibi açılardan tüm dünyada yerbilim çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır. Aşağıda

OSL yönteminde uygulanan prosedür konusunda detaylı bilgi verilmiştir. OSL yöntemiyle yapılan tarihlendirme çalışmalarının yanında bu yönteme destek olması amacıyla örneklerin bünyesinde bulunan uranyum (U), toryum (Th) ve potasyum (^{40}K) miktarları ICP/MS analizleri yaptırılarak belirlenmiş, su içeriği ise su muhtevası deneyleriyle ve kütledeki toplam karbonat miktarı da CaCO_3 deneyi ile belirlenmiştir.

3.2.3.1.1. OSL Tarihlendirme Analizleri

Arazi çalışmaları sonucunda toplanmış olan Çanakkale Boğazı Denizel taraçalarına ait kayaç örneklerinin bünyesinde bulunan kuvars taneleri üzerinden OSL yaşlandırma çalışmaları yapılmıştır. OSL tarihlendirme işlemleri Işık Üniversitesi Fizik Bölümü Laboratuvarı'nda yaptırılmıştır. OSL tarihlendirmesi için şu yöntemler uygulanmıştır: Optik lüminesans yöntemi α , β ve γ ve kozmik radyasyon enerjisinin kuvars mineralinin kristal yapısı tarafından soğurulması sonucu yasak band aralığında yer alan tuzaklara yakalanan elektronların sayısına dayanır. α , β ve γ radyasyonu özellikle U ve Th bozunum zincirindeki radyoaktif izotoplar ile toprakta var olan ^{40}K 'dan kaynaklanır. Sedimanter malzemelerin lüminesans yöntemlerle tarihlendirilmeleri iki temel büyüklüğün ölçümüne dayanır: Paleodoz (eşdeğer doz) ve yıllık doz hızı.

Eşdeğer doz veya paleodoz kayacın son güneş ışığına maruz kaldığı günden bu yana aldığı toplam çevre radyasyon dozunu; yıllık doz ise bu malzemenin o ortamda bir yılda maruz kalabileceği radyasyon dozunu tanımlar. OSL yaşlandırma basit bir orana dayanır. Burada OSL paleodoz; OSL yöntemle belirlenen radyasyon dozunu (Gy olarak) ve doz hızı ise bu ortamın yıllık radyasyon hızını (Gy/binyıl) göstermektedir. Bu oran doğrudan malzemenin yıl olarak yaşını vermektedir.

OSL yaşlandırması öncesinde numunelerdeki kuvars taneleri üzerinde bazı ön işlemlerin yapılması gerekmektedir. Bu işlemler aşağıda açıklanmaktadır.

Kuvars ayrıştırma ve OSL ölçümleri; Kuvars ayrıştırma işlemi için kumlu malzeme su altında elenerek 90-180 μm boyutlarında ayrılır. Ardından karbonatların ayrıştırılması için HCL, organikler için ise H_2O_2 uygulanır, daha sonra feldspat arındırma ve aşındırma işlemi için ise HF kullanılır. Her işlem sonrasında numune su ile yıkanır. Ayrıştırma işlemi tamamlanan kuvarslar daha sonra 50°C ısı altında etüvde kurutulur. Bütün bu işlemler kırmızı ışık altında gerçekleştirilir. Ölçümler için kuvars tanecikler silikon sprej yardımıyla alüminyum diskler üzerine yapıştırılarak önce IR ile feldspat testi yapılır ve kontaminasyon olup olmadığı test edilmez. OSL ölçümleri 470 nm mavi ışık altında RisØ

TL/OSL sistemi ile gerçekleştirilir. Gama ölçer ile örnek alınacak olan yerlerde Gama ölçümleri ve dönüşüm faktörleri kullanılarak toplam yıllık doz hızı bulunur (Olley ve ark., 1996). Kozmik ışın katsayısı, örnek yerinin derinlik değeri, koordinatlar ile rakamlar kullanılarak belirlenir (Prescott ve Hutton, 1988).

Bu işlemlerin ardından OSL eşdeğer doz ve OSL tarihlendirmesi aşağıdaki yöntemle yapılmıştır.

OSL eşdeğer doz ve OSL tarihinin belirlenmesi: OSL analizleri ve doz değerlendirmeleri için en güvenilir ve yaygın kullanılan yöntem olan OSL SAR (single-aliquot regenerative-dose) protokolü kullanılmıştır (Murray ve Wintle, 2000). Elde edilen OSL eşdeğer doz (Gy), yıllık doz hızı (Gy/binyıl) ve OSL yaş (bin yıl) değerlerine dönüştürülmüştür.

3.2.3.1.2. ICP/MS Analizleri

Arazi çalışmalarında tarihlendirme için alınan örneklerden ortaya çıkan α , β ve γ radyasyonunu belirleyebilmek için örneklerin bünyesinde bulunan U, Th ve K'un miktarını ortaya koymak amacıyla ICP/MS analizleri yaptırılmıştır. ICP/MS analizi, OSL tarihlendirme verilerinin doğru değerlendirilebilmesi amacıyla tarihlendirilecek her örnek için ACME Analytical (Kanada) Laboratuvarları'nda yapılmıştır. Ayrıca tarihlendirme amacının yanında Bozcaada'dan örneklenmiş olan kayaç numunelerinden de kayaçların jeokimyasal bileşimini ortaya koyabilmek için ICP/MS analizleri yaptırılmıştır.

3.2.3.1.3. Su Muhtevası Analizleri

OSL tarihlendirmesini etkileyen faktörlerden biri de örneğin su içeriğidir. Radyoizotop kaynaklarının çevresindeki su muhtevası, bunların çevreye etkilerini düşürmektedir. Dolayısıyla analizi yapılacak örneklerin kuru ve doymuş haldeki ağırlıkları, OSL tarihlendirmesinde kullanılan parametrelerden biridir. Bu değer belirlenebilmesi için Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Genel Jeoloji Laboratuvarı'ndaki teçhizattan faydalanılmış ve tarihlendirmesi yapılacak olan kayaçların kuru ve suya doymuş haldeki ağırlıkları belirlenmiştir.

3.2.3.2. Radyokarbon (C-14) Tarihlendirme Çalışmaları

Radyokarbon tarihlendirmesi ve temel prensipleri: Kimyacı Willard Frank Libby 2. Dünya Savaşı esnasında kozmik radyasyonun etkilerini araştırırken radyokarbon

tarihlendirmesini geliştirmiştir. Libby radyokarbon analizlerin gelişimini "Radiocarbon Dating (1952, 1955)" adlı kitabında açıklamış ve 1960'ta da Nobel Kimya dln kazanmıştır (Walker, 2005).

Uzaydan sürekli olarak dünyaya ulaşan ışınlar yüksek enerjili nötron içerir ve st atmosferde bulunan azota (^{14}N) arparlar. ^{14}N atomunun çekirdeği 7 nötron ve 7 protondan olmak üzere toplamda 14 olan çekirdek yapı taşını oluştururlar. ^{14}N kozmik radyasyonlardaki (ışınlardaki) nötronlarla reaksiyona girer ve bir protonunu kaybederek karbon-14 (^{14}C ; 6 proton, 8 nötrondan oluşur) izotopuna dönüşür. Bunun yanında ^{14}C atmosferde çok hızlı bir şekilde oksitlenerek $^{14}\text{CO}_2$ 'i meydana getirir ve böylece ortaya çıkan yeni ürün küresel karbon döngüsüne dahil olur. ^{14}C radyoaktiftir ve beta ışınımının emisyonu sonucunda tekrardan N atomuna bozunur. Bu bozunma esnasında bir nötron protona dönüşür ve bununla birlikte bir nötron ile bir elektron-antinötrino ayrılır. ^{14}C 'n yarılanma ömrü 5730 yıldır (Walker, 2005). Karbonun radyoaktif olmayan diğer izotopları ise atmosferde C'nun %98,9'unu oluşturan ^{12}C : 6 proton, 6 nötrondan oluşurken; 6 proton ve 7 nötrondan ^{13}C atmosferdeki C atomunun %1,1'ine tekabül etmektedir (Walker, 2005). Atmosferdeki ^{14}C konsantrasyonu kararlı karbon izotopları ile kıyaslandığında trilyonda bir oranında olacak kadar çok azdır.

Bununla birlikte ^{14}C 'n atmosferdeki konsantrasyonu o kadar az olmasına rağmen diğer karbon türlerinde olduğu gibi yerküredeki ^{14}C 'n varlığı tespit edilebilmektedir. ^{14}C 'n büyük bir oranı (%95'ten fazlası) znmş karbonat olarak okyanuslar tarafından emilir. Denizel canlılar da (mercanlar, yumuşakçalar, vb.) yaşamlarını sürdürebilmek için bu ^{14}C 'ten faydalanırlar. ^{14}C 'l bitkiler fotosentez için CO_2 formunda, hayvanlar da besin zincileri üzerinden bünyelerine katmaktadırlar. Karbonun canlıların bünyesine katılmasına eş zamanlı olarak yine canlıların nefes alıp vermesi, mikroorganizmaların atıkları ayrıştırması veya denizlerden gazların serbest bırakılması sonucunda karbon atmosferde tekrardan yayılmaya başlar. Libby bu döngü üzerinden korunmuş bitki kalıntıları veya kemiklerin yaşlarının tayin edilebileceğini; organizmanın ölümü sonucunda yeni ^{14}C ' bünyesine katamadığını bunun karşısında ise radyoaktif parçalanma ile atomlarının azaldığını gözlemleyerek belirlemiştir (Libby, 1955). Buna bağlı olarak yarılanma ömrü üzerinden metabolizma - kimyasal döngünün ne zaman durduğu hesaplanabilmektedir. Geçen uzun zamanlar sonucunda çok fazla atomun parçalanması ve ^{14}C içeriğinin güvenilir bir şekilde hesaplanamamakta olması dolayısıyla ^{14}C tarihlendirmesi en fazla 45 bin yıla kadar doğru sonuç vermektir (Walker, 2005).

Radyokarbon Yöntemi ile tarihlendirilebilen materyaller: Tüm materyaller ^{14}C yöntemi ile tarihlendirilemez, bazı biyojenik kökenli materyaller ise ^{14}C tarihlendirmesi sonucunda doğruya en yakın değerler sunmaktadır. Odun, dal, torf, organik göl tortulu, tortul kayalar, tortul kayalar arasındaki karbonat çimento, bitki kalıntıları, kömür, kemik, kabuk, mercan, tohum, seramik, polen, tekstil, kağıt, parşömen gibi materyaller ^{14}C yöntemi ile tarihlendirilebilmektedir.

Radyokarbon tarihlendirme standartları: Tez çalışması kapsamında ^{14}C tarihlendirilmesi yaptırılan Beta Analytic laboratuvarında tarihlendirme standartları ve içerikleri şu şekilde verilmiştir:

^{14}C yaşı bilinmeyen bir örneğin yaşı; ^{14}C içeriğinin ölçülmesi ile ve ^{14}C aktivitesi daha önce ölçülmüş benzer örneğin yaşıyla karşılaştırılması ile belirlenebilmektedir. ^{14}C tarihlendirme laboratuvarları modern standart olarak National Institute of Standards and Technology (Maryland)'den elde ettikleri oksalikasiti kullanmaktadırlar. Oksalikasit-I de ölçülen ^{14}C aktivitesi, 1890'daki bir fosil yakıt etkilerinden etkilenmemiş odundan elde edilen ^{14}C aktivite değerlerine %95 oranında yakın değerler vermektedir. Daha sonraki zamanlarda ise modern standart olarak oksalikasit-II geliştirilmiş ve devamında da yeni ^{14}C standartlar geliştirilmiştir.

Bütün bu yapılan analizler ile birlikte örneklerdeki arkaplan materyallerinin ^{14}C aktivitesi, örneklerden elde edilen değerleri etkilemelerinden dolayı, tespit edilmekte ve bulunan ilk sonuçlardan çıkarılarak asıl sonuçlar ortaya konulmaktadır.

3.2.4. Duraylı İzotop Analiz Çalışmaları

Arazi çalışmalarında toplanan eolinit, yalıtışı ve rizolitlerde bulunan karbonattan karbon 12/13 ve oksijen 16/18 oranlarının hesaplandığı bu analizlerden, örneklerin oluşum dönemlerinde iklim koşulları ortaya konulmaya çalışılmış, ardından bu değerler grafik haline getirilerek uluslararası standart değerlerle korelasyonu yapılmıştır.

3.2.4.1. Duraylı İzotop Analizinin Temelleri

Geçmişteki iklim ve deniz seviyesi değişikliklerini ortaya koyabilmek için buzullardan elde edilen örnekler, bünyesinde bulunan oksijen (O) izotoplarından dolayı büyük bir önem taşımaktadır. Bilindiği gibi oksijenin kütle numaraları toplamı 16, 17, 18 (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) olan üç izotopu bulunmaktadır. Oksijen izotopları kimyasal olarak aynı özellikte olmalarına rağmen ağırlıkları farklılık göstermektedir. Dünya üzerinde tüm

oksijenin ~99,76'sını ^{16}O izotopu oluşturmaktadır. ^{18}O ise fazladan 2 nötrona sahip olmasından dolayı diğer O izotoplarına göre ve özellikle ^{16}O 'ya göre %12 oranla daha ağırdır (Walker, 2005; Erlat, 2009).

Karbonun radyoaktif olmayan 2 izotopu vardır (^{12}C ve ^{13}C ; karbon elementi ile ilgili ayrıntılı bilgi 3.2.3.2'de verilmiştir). Bu iki izotopun birbirine oranı, su kütlelerinin hareketi ve eski dönemlere ait yüzeysel suyun birincil üretim çalışmalarında önem arz etmektedir (Shackleton, 1977; Kırcı-Elmas, 2006). Ayrıca karbonatlı mağara çökellerinde yapılan duraylı izotop analizleri sonucunda sıcaklık, yıllık yağış ve yağışların kaynağı gibi unsurlar da belirlenebilmektedir (Bar-Mathews, ve ark., 1999; Erlat, 2009). Bunlarla birlikte yine mağara oluşuklarındaki $\delta^{13}\text{C}$ kayıtlarına göre, karbonatlı çökellerinin beslenme alanlarındaki bitki örtüsü yoğunluğu ile ilgili bilgilere de ulaşılabilmektedir (Bayarı, 2012). Su içerisindeki planktonik (suyun yüzeyinde asılı olarak yaşayan) ve bentik (su tabanına tutunmuş olarak yaşayan) foraminiferler de kavrıklarından elde edilen karbon izotop oranları paleoiklim çalışmalarında kullanılmaktadır (Seibold ve Berger, 1993).

Okyanus yüzey sularının buharlaşması sonucu ^{16}O izotopundan oluşan su molekülleri ^{18}O izotopundan oluşan su moleküllerine kıyasla daha hafif olması sebebiyle daha hızlı buharlaşır, daha uzun mesafelere taşınır ve daha geç yoğunlaşır. Bu durumda buharlaşan okyanus suyu incelendiğinde ^{18}O izotopundan oluşan su moleküllerinin oranının az olduğu ortaya çıkmaktadır. Rüzgarların da etkisiyle gaz haline geçen su molekülleri buzullara doğru hareket ederken ^{18}O izotoplu moleküller ağırlıklarından dolayı daha önce yoğunlaşarak yağış olarak düşer. Böylece kutuplara kadar ulaşan su molekülleri ^{16}O yönünden iyice zenginleşmiş olur. Yalnız bu durumda da geride kalan okyanus suyu ^{18}O izotop oranı bakımından zenginleşir (Walker, 2005; Erlat, 2009).

Buzul dönemlerinde hafif ve daha çabuk buharlaşan ^{16}O izotopu kutuplara kar olarak düşerek, buzullardaki ^{16}O izotop oranını artırır. Aynı anda da okyanuslardaki ^{18}O izotop oranı artmış olur. Buzul arası çağlarda (nispeten daha sıcak zamanlarda) buzulların erimesi ile serbest kalan ^{16}O izotopu su molekülleri olarak okyanuslara geri döner ve okyanuslardaki ^{18}O izotop oranını düşürürler (Walker, 2005). Yapılan duraylı izotop analizleri ile örneklerin ^{18}O izotopunun ^{16}O izotopuna oranı belirlenir. Örneklerden elde edilen $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranı Standart Ortalama Okyanus Suyu (SMOW; Standart Mean Ocean Water) olarak isimlendirilen izotop oranları ile karşılaştırılır ve elde edilen sonuçlar " $\delta^{18}\text{O}$ " olarak ifade edilir. ‰ şeklinde gösterilen $\delta^{18}\text{O}$ ise örnek ile standart değer arasındaki birbirine göre olan farktır (Erlat, 2009).

Buzullardan alınan su moleküllerindeki O'nin ^{18}O değerlerindeki değişimlere göre hava sıcaklığının belirlenebileceğini belirtilmiştir (Erlat, 2009). Buna göre hava sıcaklıklarının düşük olduğu dönemlerdeki örneklerin hafif izotop miktarının fazla olacağından $\delta^{18}\text{O}$ daha çok negatif, daha yüksek sıcaklıklarda ise örnekteki ^{18}O molekül oranının yükselmesi ile $\delta^{18}\text{O}$ 'nin daha az negatif değerler göstererek; ‰ olan ortalama okyanus suyundaki $\delta^{18}\text{O}$ miktarına yaklaşacağını belirtmiştir. Bu bilgiler ile buzul örneklerindeki $\delta^{18}\text{O}$ değerinin düşmesi buzul ya da daha soğuk dönemi, yükselmesi ise buzul arası ya da daha sıcak dönemleri gösterdiği söylenebilmektedir. Bu durumlar göz önünde tutulduğunda soğuk dönemlerde okyanuslar ve onların etkisi ile oluşan örneklerden yapılacak analizlerde ^{18}O molekül oranı yüksek olacağından $\delta^{18}\text{O}$ değeri daha az negatif, sıcak dönemlerde oluşan örneklerden yapılacak olan analizlerde ^{16}O oranı yüksek olacağından $\delta^{18}\text{O}$ değeri daha çok negatif değerlere sahip olacaktır.

Sonuç olarak:

Okyanus-deniz kaynaklı örneklerden yapılan analiz sonuçlarına göre:

$\delta^{18}\text{O}$ oranının düşük olması: daha sıcak ya da buzul arası dönemlerini

$\delta^{18}\text{O}$ oranının yüksek olması: soğuk ya da buzul dönemlerini ifade ederken,

Buzul örneklerinden yapılan analiz sonuçlarına göre:

$\delta^{18}\text{O}$ oranının düşük olması: soğuk ya da buzul dönemleri

$\delta^{18}\text{O}$ oranının yüksek olması: daha sıcak ya da buzul arası dönemleri ifade etmektedir.

3.2.4.2. Duraylı İzotop Analiz İşlemi

^{13}C ve ^{18}O duraylı izotop çalışmalarının yapılması için her bir örnekten ortalama 10 gramlık numune Environmental Isotope Laboratory, Geosciences Department, University of Arizona laboratuvarına gönderilmiştir. Laboratuvarda ise karbonatlardaki $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin ölçümlerinde otomatik karbonat hazırlama cihazı (KIEL-III) ile onun bağlı olduğu gaz oranı kütle spektrometresi (Finnigan MAT 252) kullanılmıştır. Toz halindeki örnekler 70°C 'lık vakum altında dehidrat fosforik asitle reaksiyona sokulmuştur. İzotop ölçüm oranları NBS-19 ve NBS-18 tekrarlı ölçüm temellerine dayanarak kalibre edilmiştir ve $\delta^{18}\text{O}$ için hata payı $\pm \text{‰ } 0,10$; $\delta^{13}\text{C}$ için ise hata payı $\pm 0,08\text{‰}$ (1 sigma)'dir. Yapılan analizler sonucunda elde edilen değerler V-BDP standardı ile ifade edilmektedir.

3.3. Büro Çalışmaları

Tez çalışmasının başlangıcından bitimine kadar büro çalışmaları devam etmiştir. Öncelikle tez alanı dahilinde ve tez çalışması kapsamında uygulanacak yöntemler ile ilgili yapılmış olan önceki çalışmalar sürekli olarak irdelenmiş ve güncellenmiştir. Geçen süre zarfı boyunca yapılan arazi çalışmaları ve analiz sonuçları ile elde edilen yeni bulguların, bilimsel makalelere ve tez raporuna dönüştürülmesi için çalışmalar kesintisiz devam etmiştir. Büro çalışmaları kapsamında çalışma alanının 1/25.000 ölçekli topografik haritaları temel alınarak ArcGIS 9.3 programı ile çalışma alanının sayısal yükseklik modelleri oluşturulmuş ve yer bulduru haritaları gibi genel görüntülerin elde edilmesi için Google Earth programı kullanılmıştır. Ayrıca daha önceki çalışmalardan faydalanılarak bazı çizimler CorelDraw programı ile çizilerek revize haritalar oluşturulmuştur.

BÖLÜM 4

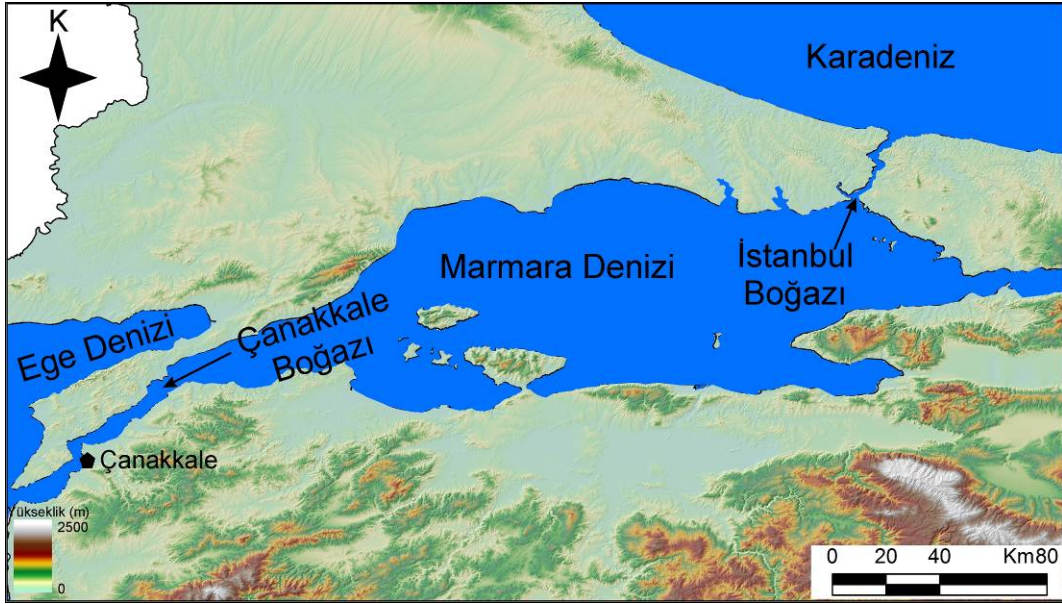
ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA

4.1. Çalışma Alanının Jeomorfolojik Özellikleri

Çalışma alanı Çanakkale Boğazı ile Bozcaada ve Gökçeada kıyılarını kapsadığından, morfolojik özellikler ayrı ayrı tanımlanarak değerlendirilmiştir.

4.1.1. Çanakkale Boğazı ve Çevresinin Jeomorfolojik Özellikleri

Çanakkale Boğazı, Akdeniz ile Karadeniz sularının bağlantı yolu olan Türk Boğazlar Sistemi'nin güney kolunu oluşturmaktadır (Şekil 4.1). Kuzeydoğu – güneybatı yönünde uzanım gösteren Çanakkale Boğazı'nın uzunluğu yaklaşık 62 km, genişliği ise ortalama 4,0 km olmak üzere 1,2 ve 7 km arasında değişmektedir. Ortalama derinliği ise 55 metredir (Alpar ve Yüce, 1997), (Şekil 4.2.a ve b).

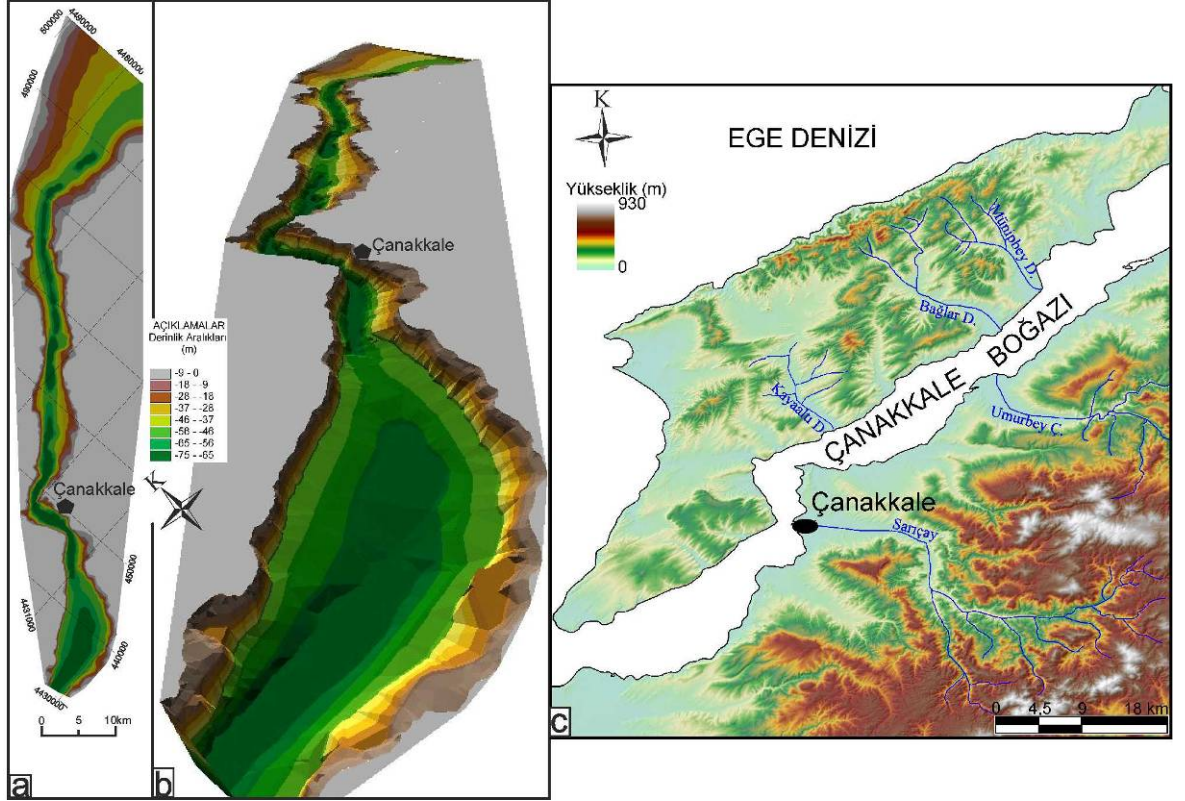


Şekil 4.1. Türk Boğazlar Sistemi

Biga Yarımadası'nın Çanakkale Boğazı'ndaki kıyı uzunluğu 94 km, Gelibolu Yarımadası'nda ise bu uzunluk 78 km'dir. Çanakkale Boğazı'nın tabanında oval biçimli çukurluklar gözlenmektedir ve bu çukurlukların da dahil olduğu 2 bölgede boğazın en derin noktaları (90 metreden fazla) bulunmaktadır (Şekil 4.2a ve b) (Atalay 1987).

Gelibolu Yarımadası'nda morfolojik yapıdan dolayı derelerin kaynakları Ege Denizi'ne yakın kesimlerde olsalar bile genellikle sularını Çanakkale Boğazı'na

boşaltılmaktadır (Şekil 4.2c). Beslenme havza alanı ve uzunluğu göz önüne alındığında en büyük dere Bağlar, Münüpbey ve Kayaaltı dereleridir. Bu üç dere de sularını boğaza boşaltır (Şekil 4.2c). Gelibolu Yarımadası'nın morfolojik yapısı çok engebeli ve yüksek dereceden rölyefli olmasına rağmen yükseltiler çok fazla değildir. Yarımada en yüksek zirve Karaburun Tepe (424 m) olmakla birlikte Çınarlı (221 m) ve Alçı (218 m) tepeler alanın diğer önemli yüksek noktalarını oluşturmaktadır.



Şekil 4.2. Çanakkale Boğazı ve kıyılarının sayısal yükseklik modelleri. a) Boğazın batimetri haritası ve b) tabanının 3 boyutlu görünümü, c) Gelibolu Yarımadası ve Biga Yarımadası sayısal yükseklik modelleri (Batimetri haritası ve taban görünümü MTA, 2005 kullanılarak oluşturulmuştur; yarımadaların sayısal yükseklik modellerinin hazırlanmasında ise 1/25.000 ölçekli topografik haritalar kullanılmıştır)

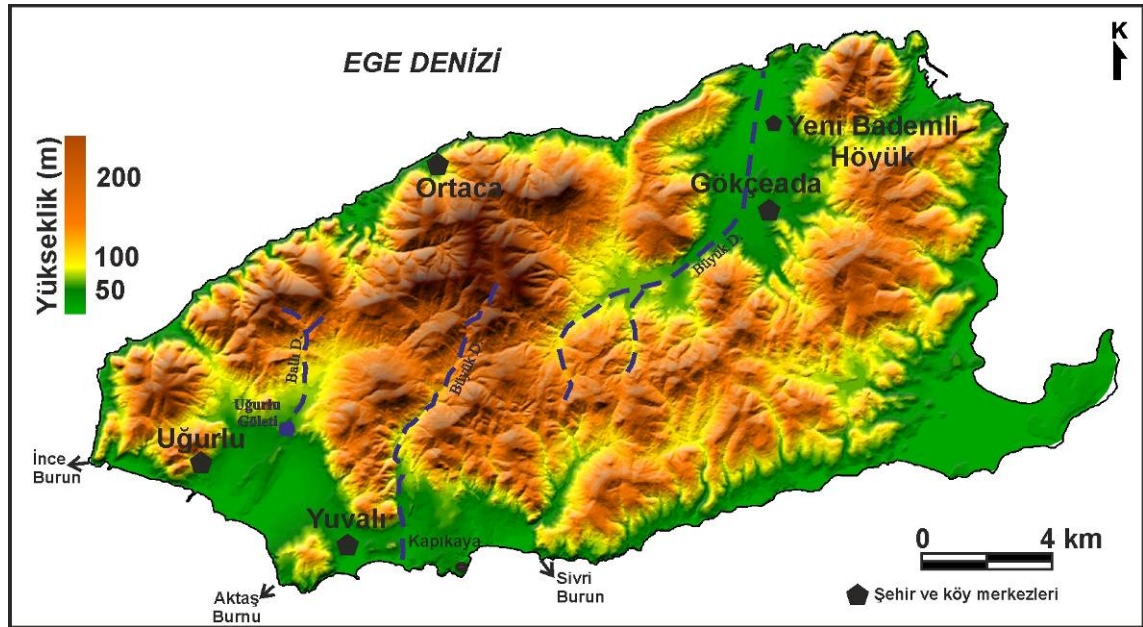
Çalışma alanı içinde; Biga Yarımadası'ndaki beslenme havza büyüklüğü ve uzunluğu bakımından en büyük dereleri Sarıçay ve Umurbey çaylarıdır (Şekil 4.2c). Yükseltilere bakıldığında ise Biga Yarımadası özellikle Kazdağları ve çevresi düşünüldüğünde çok yüksek noktaların boğaza uzak kesimlerde olduğu gözlenmektedir. Özellikle Çanakkale il merkezi ve yakın çevresi incelendiğinde Yellice T. (440m), Koca T. (408m), Çıplak T.

(408m), Çakmaklı T. (397m), Kır T. (371m) çalışma alanının en yüksek noktalarını oluşturmaktadır.

4.1.2. Gökçeada'nın Jeomorfolojik Özellikleri

Türkiye'nin en büyük adası olan Gökçeada 286 km²'lik bir yüzölçümüne sahiptir. Oldukça sarp ve engebeli bir arazi yapısına sahip olan adada yüksek tepeler, derin vadiler, dere yatakları ve su havzalarında değerlendirilen 5 adet gölet mevcuttur. En yüksek yeri 673 m ile Doruktepe'dir (Şekil 4.3).

Arazi yapısının bu kadar kısa mesafelerde bu denli değişkenlik sunması, bölgede yüzeyleyen jeolojik birimlerin çeşitliğinden kaynaklanmaktadır.

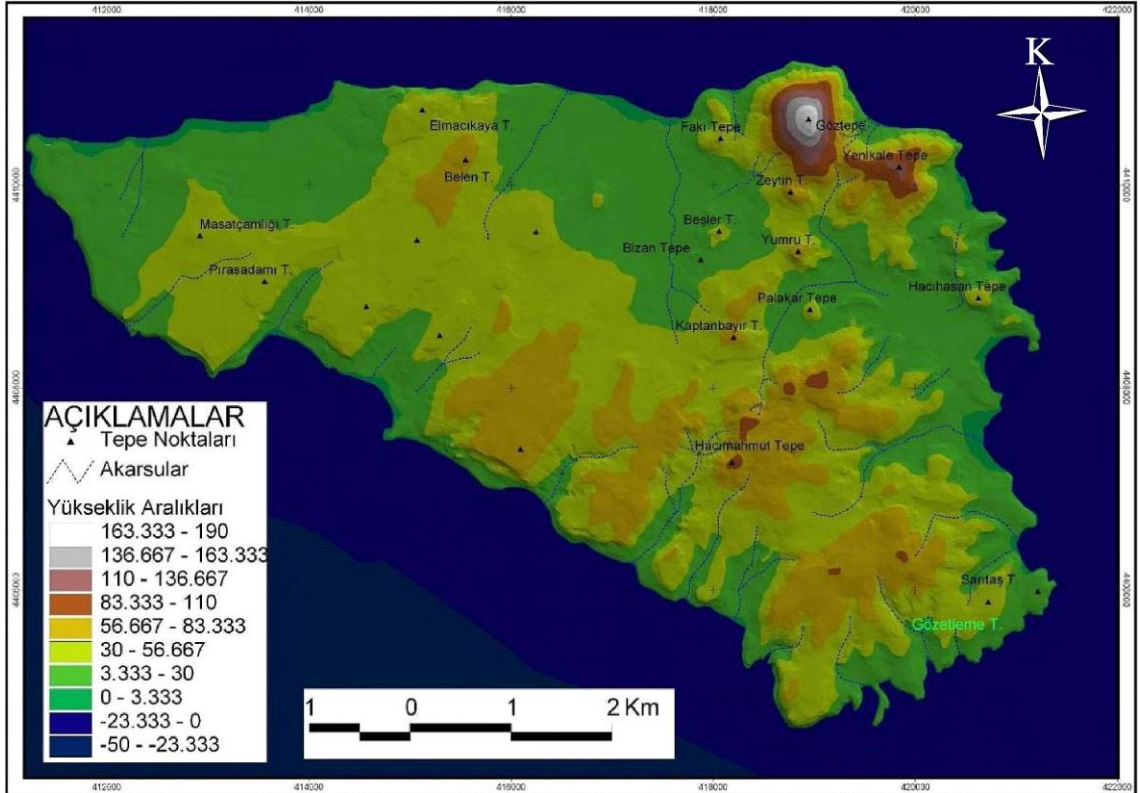


Şekil 4.3. Gökçeada'nın jeomorfolojisini gösterir sayısal yükseklik modeli

Gökçeada'nın jeolojik formasyonları, adanın morfolojisi ile uyumlu şekilde ve uzun eksenini 28 km, kısa eksenini 12 km olacak şekilde kuzeydoğu - güneybatı yönüne doğru uzanır. Adanın ana akarsuları, sırasıyla KD ve GB yönlü akan Büyükdere ve Ballıdere'dir. Netice itibariyle; Gökçeada'da morfotektonik gelişimin bir sonucu olarak ortaya çıkmış olan kuzeydoğu yönlü jeolojik ve morfolojik trendler birbirini ile iyi bir uyum sergiler. Adada, asılı vadiler, şelaleler, pınarlar ve traverten oluşukları gibi çeşitli morfolojik unsurlar ve ayrıca paleo-kıyı çentikleri, yalıtışı oluşukları gibi bazı kıyı özellikleri mevcuttur (Yalçınlar, 1980; Kurter, 1989; Koral ve ark., 2009).

4.1.3. Bozcaada'nın Jeomorfolojik Özellikleri

Çalışma alanı Bozcaada'nın tüm kıyılarını kapsamaktadır. Türkiye'nin Ege Denizi'ndeki ikinci büyük adası olan Bozcaada, Biga Yarımadası'nın (KB Türkiye) batısında yer alır. Çanakkale Boğazı'nın Ege Denizi girişinde yer alan ve çeşitli yönlerden stratejik niteliğe sahip olan Bozcaada yaklaşık 37 km² lik bir yüzölçüme ve 36 km'lik bir kıyı uzunluğuna sahiptir. Litolojik nitelikleri itibariyle Biga ve Gelibolu Yarımadalarının devamı görünümündedir. Adanın topografyasına baktığımızda ise en yüksek noktayı kuzeydoğudaki Göz Tepe (192 m) oluşturmaktadır. Andezitlerden oluşan bu tepe, adadaki diğer tepelerin (Hacımahmut Tepe, 93m; Yumru Tepe, 76m; Belen Tepe, 71m) ve adanın ortalama yüksekliğinin 0-50 metre olduğu düşünüldüğünde göze çarpan bir yükseklik oluşturmaktadır (Şekil 4.4). Adada az sayıda mevsimsel akarsu bulunmaktadır.



Şekil 4.4. Bozcaada'nın 1/25.000 ölçekli topografik haritalardan hazırlanmış olan sayısal yükseklik modeli

4.2. Çalışma Alanının Genel Jeolojik Nitelikleri

Çalışmanın bu kısmında Çanakkale Boğazı kıyıları ile Gökçeada ve Bozcaada'nın jeolojik yapısı ayrı ayrı anlatılacaktır. Her ne kadar benzer özellikteki birimler 3 bölgede de mostra verse de bazı farklı yapısal ve stratigrafik nitelikleri nedeniyle her bir alanın

genel jeolojisi ayrı ayrı özet olarak "Paleotektonik", "Neotektonik" ve "Kuvaterner" dönemleri olmak üzere 3 farklı dönemde ve ayrı başlıklar altında incelenecektir.

4.2.1. Çanakkale Boğazı ve Çevresinin Genel Jeolojik Nitelikleri

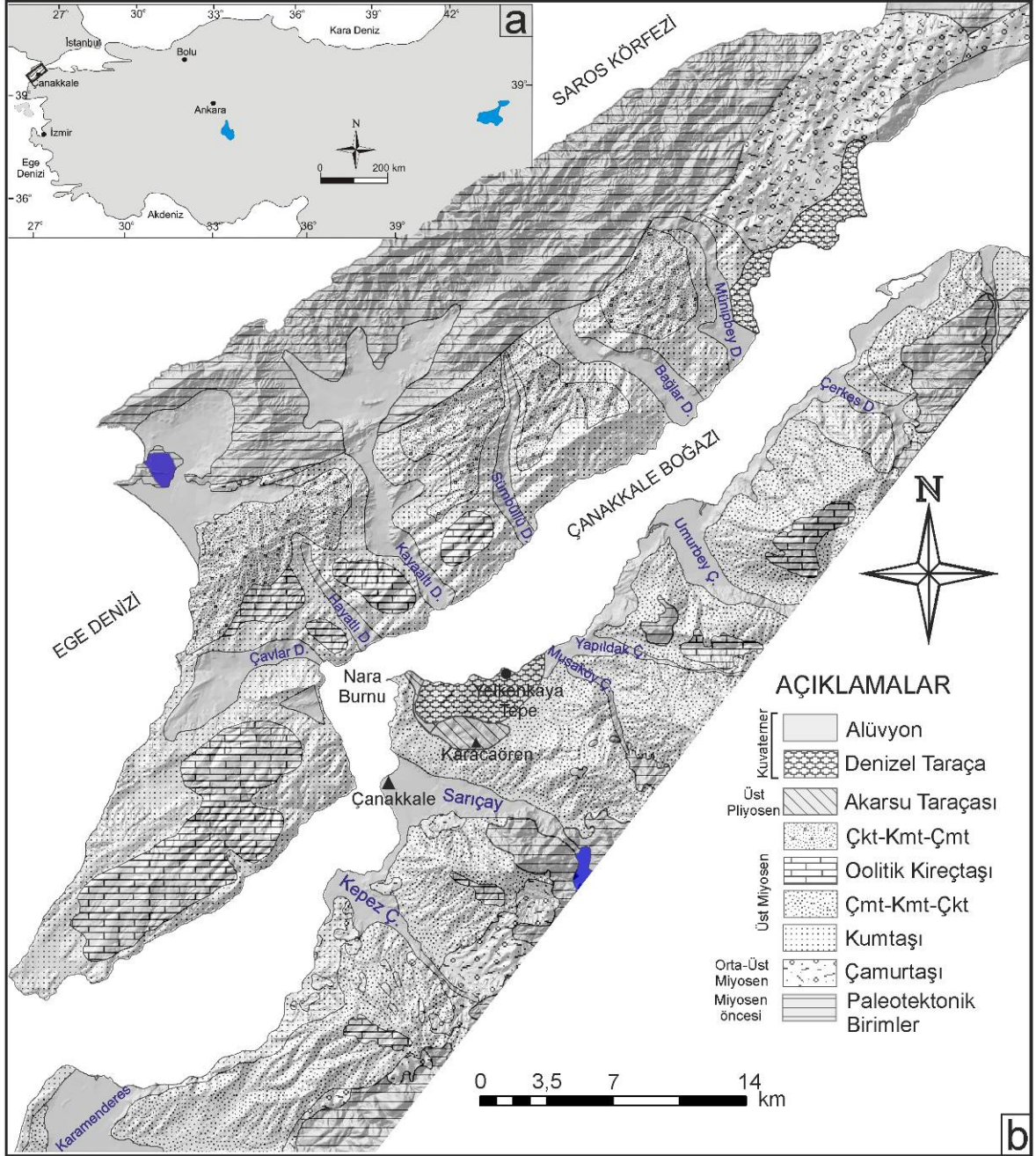
Çalışmanın bu kısmında Çanakkale Boğazı ve çevresinde yüzeyleyen jeolojik birimler Neotektonik ve Paleotektonik birimler olmak üzere 2 kısımda ele alınmıştır. Çalışma alanının ayrıntılı incelenmesi sonucunda görülecektir ki Çanakkale Boğazı kıyılarında daha çok Üst Miyosen ve daha genç birimler mostra vermektedir. Bu çalışmada Orta-Üst Miyosen'den daha yaşlı birimlere Paleotektonik birimler denilmiş ve Orta-Üst Miyosen'den ve daha genç birimler ise Neotektonik birimler olarak isimlendirilmiştir. Neotektonik birimler jeolojik haritalarda daha ayrıntılı gösterilmiştir (Şekil 4.5).

Neotektonik birimler önceki jeolojik çalışmalarda farklı biçimlerde isimlendirilmiştir (Yalıtırak, 1998b; Temel ve Çiftçi, 2002; Atabey, 2004; Ilgar ve ark., 2008). Bu sebeple bu çalışmada formasyon isimlerinden ziyade Neotektonik birimler istifsel ve litolojik özellikleriyle anlatılmıştır.

Çanakkale Boğazı kıyılarında Neotektonik birimlerin temelini Orta-Üst Miyosen yaşlı kırmızı bordo renkli menderesli akarsu ve alüvyon yelpaze ortamında çökelmiş olan çamurtaşları ve çakıltaşları oluşturmaktadır. Bu birimin üzerine Üst Miyosen yaşlı beyazımsı gri renkli, ince taneli düzlemsel - çapraz, düzlemsel - paralel, tekne tipi çapraz tabakalı kıyı ortamında çökelmiş kumtaşları gelmektedir. Bu ince kumtaşlarının üzerine ise Üst Miyosen yaşlı lagün ortamında çökelmiş gri bej renkli ince orta tabakalı iyi boylanmalı kumtaşları ile krem-açık gri renkli orta tabakalı bol çatlaklı ve fosilli oolitik kireçtaşları gelmektedir. Bazı araştırmacılar (Atabey, 2004) yukarıda bahsedilen kumtaşları ile fosilli kireçtaşları arasında gözlenen fosilli kavkı parçalı çamurtaşı, kumtaşı, konglomera ve fosilli kalkaranitleri de ayrı bir birim olarak değerlendirmişlerdir. Miyosen yaşlı bu Neotektonik birimler genellikle birbirlerini uyumlu dokanakla üzerlemekte, hem yanal hem de düşey yönde geçiş ilişkileri sunmaktadır (Şekil 4.5).

Miyosen yaşlı birimler üzerine ise Pliyosen yaşlı çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan akarsu kökenli kırıntılılar uyumsuz dokanakla gelmektedir. Çalışma alanında bu unsurlar özellikle Gelibolu Yarımadası'nın batı kesimlerinde gözlenmektedir. Çalışma alanının en genç birimleri ise Üst Pliyosen yaşlı akarsu taraçaları ile Pleyistosen yaşlı denizel taraçalardır. Üst Pliyosen yaşlı akarsu taraçaları özellikle Biga Yarımadası'nda haritalanabilecek genişlikte mostra verirken denizel taraçalar ise hem Biga ve hem de

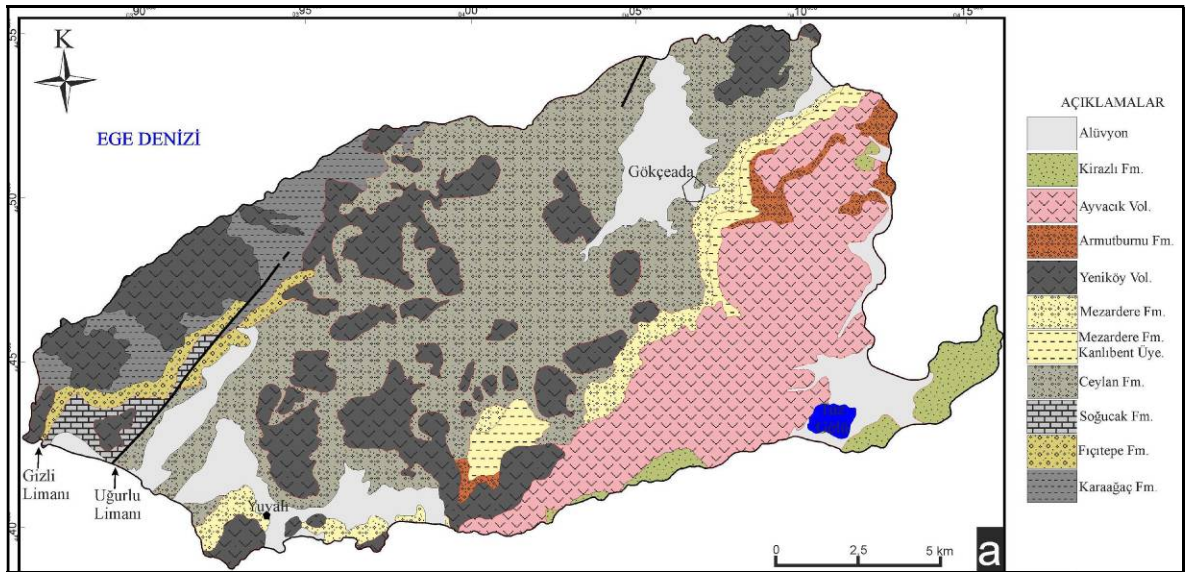
Gelibolu yarımadaalarında mostra vermektedir (Şekil 4.5). Bunlar Biga Yarımadası'nda haritalanabilecek genişliktedir (Şekil 4.5), (Erol ve Nuttall, 1972). Bu birimler tezin ileri bölümlerinde ayrıntılı olarak tanıtılacaktır.



Şekil 4.5. a) Çalışma alanının konumu, b) Çanakkale Boğazi kıyılarının jeolojisi (Yaltrak ve ark., 1998b; Temel ve Çiftçi, 2002; Atabey ve ark., 2004'den değiştirilerek hazırlanmıştır. Kısaltmalar, Ç:Çay, D: Dere)

4.2.2. Gökçeada'nın Genel Jeolojik Nitelikleri

Gökçeada'da 11 farklı kaya türü haritalanmıştır (Şekil 4.6a ve b). Adanın jeolojik temelini kumtaşı, kıltaşı, kireçtaşı çakıltaşı ve şeyllerden oluşan Alt – Orta Eosen yaşlı Karaağaç Formasyonu oluşturmaktadır. Bu birim üzerine geçişli bir dokanakla çakıltaşı, kumtaşı ve şeyllerden oluşan Orta Eosen yaşlı Fıçitepe Formasyonu gelmektedir. Bu birimlerin üzerinde uyumsuz dokanakla Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu ve Ceylan Formasyonu gözlenmektedir. Soğucak Formasyonu resifal kireçtaşı, Ceylan Formasyonu ise türbiditik kumtaşı, marn, kıltaşı ve kireçtaşı birimlerinden oluşmaktadır. Oligosen döneminde ise şeyl, marn, tuf, kumtaşı ve çakıltaşıdan oluşan Mezardere Formasyonu ile kumtaşı, çamurtaşı, çakıltaşıdan oluşan Kanlıbent üyesi ve andezitik lav, piroklastik kayalarla temsil edilen Yeniköy volkaniti kendilerinden yaşlı birimleri uyumsuz dokanakla üzerlemektedir. Oligosen-Alt Miyosen yaşlı çakıltaşı, kumtaşı birimlerini içeren Armutburnu Formasyonu bu birimleri uyumlu bir dokanakla üzerlemektedir. Alt-Orta Miyosen'de meydana gelen volkanizma ürünü Ayvacık volkanitleri kendisinden yaşlı tüm birimleri keserek çalışma alanına yerleşmiştir. Bazalt, bazaltik andezit, andezit, ve piroklastik nitelikli Ayvacık volkanitlerini ve kendinden yaşlı tüm birimleri Üst Miyosen yaşlı Kirazlı Formasyonu uyumsuz bir dokanakla örtmektedir. Kirazlı Formasyonu çakıltaşı, kumtaşı ve siltaşıdan oluşmaktadır. Kuvaterner dönemine ait alüvyonlar ise tüm birimleri üzerlemektedir (İlgar ve ark., 2008; Şekil 4.6). Ayrıca Gökçeada'nın güney ve güneybatı kıyıları boyunca Holosen'de çökelmiş yalıtışı oluşukları da bulunmaktadır.



Şekil 4.6. a) Gökçeada'nın jeoloji haritası (İlgar ve ark., 2008)

Yaş	Formasyon	Kalınlık	Litoloji	Açıklamalar	Ortam
Kuva.	Alüvyon			Alüvyon Uyumsuzluk Kumtaşı	Sığ deniz
Ü.Miv.	Kirazlı	35 m			
Alt - Orta Miyosen	Ayvacak Volkaniti	550 m		Andezitik lav, tuf, piroklastik ve sığ sokulumlar	Volkanik subvolkanik
Üst Oligosen	Armutburnu	10 m		Çakıltası, kumtaşı, kömür arabantları Uyumsuzluk	Akarsu
Oligosen	Yeniköy volkaniti			Andezitik lav ve piroklastikler Uyumsuzluk	Volkanik
	Mezardere	500 m		kumtaşı, çakıltası şeyl, marn ve tuf	Delta
Üst Eosen	Ceylan	200 m		Kumtaşı, çamurtaşı ve çakıltası (Kanlıbent Ü.) Uyumsuzluk	Derin deniz
Orta Eosen	Soğucak	150 m		Kireçtaşı	Resifal
Alt - Orta Eosen	Fıçıtepe	200 m		Uyumsuzluk Çakıltası-kumtaşı, çamurtaşı	Akarsu
	Karaağaç	>250 m		Kumtaşı, kıltaşı, kireçtaşı, çakıltası	Derin deniz

Şekil 4.6'nın devamı. Gökçeada'nın genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Temel ve Çiftçi, 2002'den değiştirilerek; Ilgar ve ark., 2008)

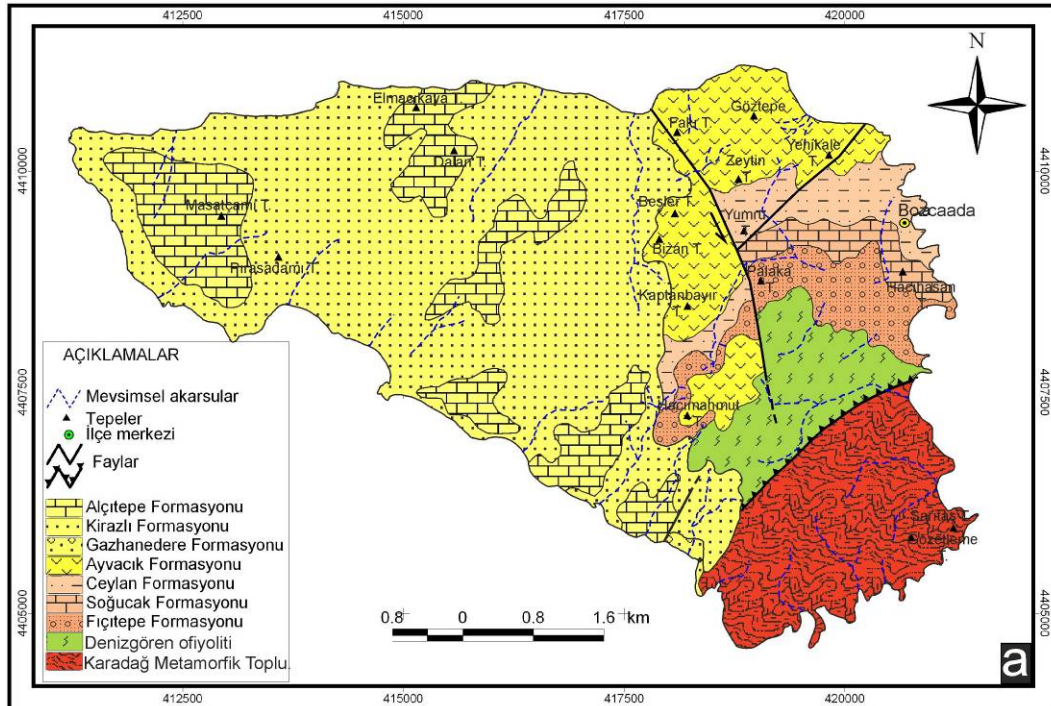
4.2.3. Bozcaada'nın Genel Jeolojik Nitelikleri

Bozcaada'nın jeolojisini 10 farklı jeolojik birim oluşturmaktadır (Şekil 4.7a ve b). Bu jeolojik birimlerin temelini Karadağ Metamorfileri ve Denizgören Ofiyolitleri oluşturmaktadır. Bu temel birimlerin üzerine uyumsuz bir dokanakla çakıltası-kumtaşı

litolojisine sahip Alt-Orta Eosen yaşlı Fıçitepe Formasyonu gelmektedir. Fıçitepe Formasyonu Orta Eosen yaşlı resifal kireçtaşlarından oluşan Soğucak Formasyonu'na ait birimler tarafından uyumsuz bir dokanakla örtülmektedir. Üst Eosen yaşlı çakıltaşı-kumtaşı ile temsil edilen Ceylan Formasyonu uyumlu bir dokanakla Soğucak Formasyonu'na ait birimlerin üzerine gelmektedir. Ceylan Formasyonu da Alt-Orta Miyosen döneminde oluşmuş kalkalkalen nitelikli Ayvacık volkanitleri tarafından kesilmiştir.

Ayvacık volkanitleri Üst Miyosen yaşlı Gazhanedere Formasyonu tarafından uyumsuz bir dokanakla örtülmektedir. Gazhanedere Formasyonu kırmızı-bej renkli çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ile temsil edilmekte olup Üst Miyosen yaşlı kumtaşından oluşan Kirazlı Formasyonu ve oolitik kireçtaşlarından oluşan Alçıtepe Formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçişlidir (Temel ve Çiftçi, 2002). Bozcaada'nın kıyı kesimlerinde üste doğru alüvyonlar kendisinden daha yaşlı birimleri örtmektedir.

Ayrıca Bozcaada'da Kuvaterner döneminde çökelmiş, CaCO₃ çimentosuyla bağlanmış eolinitler (taşlaşmış fosil kumullar), tropikal ve subtropikal kıyıların gelgit içi ortamlarında oluşan denize doğru hafifçe eğimli yalıtışları ve yanısıra kıyı bölgelerindeki plaj kumullarının rüzgarla taşınması ile oluşmuş kıyı kumulları da gözlenmektedir (Erginal 2008). Bu tezin asıl konularından olan bu birimler ileri bölümlerde ayrıntılı olarak tanıtılacaktır.



Şekil 4.7. a) Bozcaada'nın jeolojisi (Temel ve Çiftçi, 2002'den değiştirilerek)

Yaş	Formasyon	Kalınlık	Litoloji	Açıklamalar	Ortam
Kuva.	Alüvyon			Alüvyon Uyumsuzluk	
Üst Miyosen	Alçıtepe	30 m		Makro fosilli, oolitik kireçtaşı	Gölsel
	Kirazlı	100 m		Kumtaşı	Sığ deniz
	Cazhaneçedere	10 m		Çakıltası, bordo renkli çamurtaşları Uyumsuzluk	Akarsu
Alt - Orta Miyosen	Ayvacak	300 m		Andezitik lav, tuf ve piroklastikler Uyumsuzluk	Volkanik
Üst Eosen	Ceylan	250 m		Kumtaşı-şeyl	Derin deniz
				Çakıltası-kumtaşı	
Orta Eosen	Soğucak	50 m		Fosilli kireçtaşı Uyumsuzluk	Resifal
Alt - Orta Eosen	Fiçitepe	10 m		Çakıltası-kumtaşı Uyumsuzluk	Alüvyal-akarsu
Geç Prekambriyen Eosen Paleozoyik Alt Kretase	Karadağ Metamorfikleri Denizgören Ofiyoliti			Rekristalize kireçtaşı Ofiyolit	

Şekil 4.7'nin devamı. b) Bozcaada'nın genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Temel ve Çiftçi, 2002'den değiştirilerek; Ilgar ve ark., 2008; Tunç ve ark., 2012, Yiğitbaş ve ark., 2014)

4.2.4. Çalışma Alanındaki Paleotektonik Dönem Jeolojik Birimlerin Toplu Değerlendirilmesi

Karadağ Metamorfikleri

Karadağ Metamorfikleri; düşük dereceli metamorfizma geçirmiş rekristalize kireçtaşlarıyla temsil edilmektedir. Geç Paleozoyik-Triyas yaşta hafif metamorfik

epikontinental sedimanter istifdir. Karadağ Metamorfizmaları'nın altında gümüş grimsi, yeşilimsi kahverengi metaşeyl, ince/orta taneli kuvars çakıllı, açık pembe metakumtaşı, beyaz metakuvarsit ve kalkışist yer alır. Bu alt metamorfik birim Geç Prekambriyen - Erken Paleozoyik yaşlıdır (Tunç ve ark., 2012; Yiğitbaş ve ark.,2014).

Denizgören Ofiyolitleri

Kısmen serpantinleşmiş harzburjitten oluşmaktadır (Okay ve ark., 1990). Biga Yarımadası'nda Denizgören Ofiyoliti'nin tabanında iyi korunmuş amfibolit dilimleri yer almaktadır (Pickett ve Robertson, 1996; Şengün, 2005). Bu amfibolitlerdeki hornblend Ar-Ar yaşları 117 ± 2 My'dır. Bu yaştan Denizgören Ofiyoliti'nin yerleşme yaşı olduğu ileri sürülmektedir (Okay ve ark., 1996). Yine amfibolitlerden elde edilen Ar-Ar 125 ± 2 My yaşı, okyanus sırtı veya çevresinde gelişmiş olan bindirmenin başlangıç yaşı olarak yorumlanmıştır (Beccaletto, 2004).

Karaağaç Formasyonu

Karaağaç Formasyonu'nun temelini transgresif özellikteki çakıltaşları veya neritik kireçtaşları oluşturmaktadır (Siyako, 2006; Ilgar ve ark., 2008). Temel birimler denizel türbiditler ile devam ederken bunların üzerine kumtaşı şeyl birimleri gelmektedir (Siyako, 2006). Bu birim içerisinde de olistostromal çakıltaşları da gözlenmektedir. Üste seviyelere doğru gidildikçe şeyl ve marn birimlerine geçilir. Birimin en üst seviyesini ise delta önü fasiyesinde çökelmiş çakıltaşı katkılı kumtaşları oluşturmaktadır (Siyako, 2006). Karaağaç Formasyonu'nun yaşı Sümengen ve ark. (1987)'nin nannoplankton ve foraminifer fosillerine bağlı olarak yaptıkları incelemelere göre Erken Eosen-Erken Lütesiyen; Önal (1985)'a göre ise birim Erken Eosen, Toker ve Erkan (1983/1984)'e göre Orta Eosen'dir. Temel ve Çiftçi ise birimde tespit ettikleri bentik foraminiferlere göre birimin yaşını Erken-Orta Eosen olarak vermişlerdir.

Fıçitepe Formasyonu

Çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan Fıçitepe Formasyonu yer yer ince kömür seviyeleri de içerir. Taşkın ovası ve akarsu çökellerinden oluşan birim delta üstü fasiyesi temsil eder (Siyako, 2006). Fıçitepe Formasyonu Bozcaada dışında mostra verdiği alanlarda genellikle Karaağaç Formasyonu'nun Karaburun Üyesi ile dereceli geçişlidir Bozcaada'da ise altında Karaağaç Formasyonu olmadan, doğrudan Tersiyer öncesi birimler üzerine uyumsuz bir dokanak ile gelmektedir (Siyako, 2006). Gelibolu Yarımadası'nda yapılan ölçülü kesitlerde Fıçitepe Formasyonu'nun kalınlığı 450-500 metre bulunmuştur (Sümengen ve ark., 1987). Formasyonun kalınlığını Kasar ve ark. (1983), ve Saner (1985) 1000 metre, Önal (1985) ile Temel ve Çiftçi (2002) 800 metre olarak belirlerken Gelibolu

Yarımadası'nda açılan 2 kuyudan birincisinde (Siyako, 2005) 110 metre diğesinde ise 84 metre ölçülmüştür. Fıçitepe Formasyonu Temel ve Çiftçi (2002)'ye göre Bozcaada'da 50 metre, Kesgin ve Varol (2003)'e göre de 60 metre bir kalınlık sunmaktadır. Formasyona ait birimler içinde fosil bulunmadığından yaş olarak alt ve üst dokanak ilişkisi göz önünde tutularak Alt-Orta Eosen yaşı verilmiştir (Temel ve Çiftçi, 2002).

Soğucak Formasyonu

Soğucak Formasyonu şelf ortamında çökelmiş karbonatlardan oluşmaktadır. Bu karbonatlar bol fosilli, beyaz, gri, sarımsı renkli, orta-kalın tabakalı veya masif, sert, ortayiyi gözenekli, erime boşlukludur. Tabaka aralarında yer yer marn ve kumtaşları da vardır (Siyako, 2006). Soğucak Formasyonu Bozcaada dışında mostra verdiği yerlerde altındaki Koyunbaba formasyonu ile dereceli geçişlidir. Bozcaada'da ise üzerlediği Fıçitepe Formasyonu üzerine aşısız uyumsuz bir dokanakla gelmektedir (Temel ve Çiftçi, 2002). Soğucak Formasyonu, petrol kuyusu verilerine göre 14 metre ile 295 metre kalınlık sunmakta, mostrada ise 400 metre kalınlığa kadar çıkmaktadır (Siyako ve Kasar, 1985). Holmes (1961), Saltık ve Saka (1972) ve Temel ve Çiftçi (2002) birime Geç Lütesyen-Geç Eosen yaşını vermişlerdir.

Ceylan Formasyonu

Ceylan Formasyonu pelajik şeyl, marn, killi kireçtaşı, türbiditik kumtaşı-şeyl ve yer yer silisifiye tüfitlerden oluşmaktadır (Önal, 1985; Siyako ve ark., 1989; Okay ve Tansel, 1992; Temel ve Çiftçi, 2002). Birim, Soğucak Formasyonu birimlerinin üzerine uyumlu ve geçişli bir dokanakla gelmektedir. Trakya ortalarında açılan kuyularda Ceylan Formasyonu'nun kalınlığının 2000 metreye kadar ulaştığı belirlenmiştir (Siyako, 2006). Birime Temel ve Çiftçi (2002), Siyako ve ark. (1989) de Üst Eosen yaşını vermişlerdir.

Mezardere Formasyonu

Mezardere Formasyonu'nun hakim litolojisini kıltaşı, çamurtaşı, şeyl ve kumtaşları oluşturmaktadır (İlgar ve ark. 2008). Bu birimler genellikle ince tabakalı kumtaşı, çamurtaşı ve şeyl ardalanmaları halinde gözlenmektedir (Sümengen ve ark., 1987; İlgar ve ark. 2008). Birimin kalınlığını Kasar ve ark. (1983) 1540 metre, Kopp ve ark. (1969) 1200 metre olduğunu belirtirlerken, Temel ve Çiftçi (2002) ise Gökçeada stratigrafik kesitlerinde 500 metre kalınlığını vermiştir. Ayrıca yapılan sismik çalışmalar sonucunda elde edilen verilere göre birim 2500 metre kalınlığa kadar ulaşmaktadır (Siyako, 2006).

Yeniköy Volkaniti

Çanakkale ilinin doğusunda Yeniköy ve çevresinde ile Gökçeada'nın genellikle batısında mostra veren birim holokristalen dokulu andezit ve piroklastiklerle temsil edilmektedir (İlgar ve ark. 2008). Kayaç genellikle plajioklas, amfibol, piroksen, ve opak minerallerden oluşmaktadır (İlgar ve ark. 2008). Birimden yapılan K/Ar tarihlendirmelerine göre volkanizma yaşı olarak Erken Oligosen yaşı verilmiştir (Ercan ve ark., 1995; Dönmez ve ark., 2005).

Armutburnu Formasyonu

Armutburnu Formasyonu, delta düzlüğü fasiyesinde çökelmiştir (Siyako, 2006). Birimin temel litolojisini çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı oluştururken, nadiren kömür damarları da gözlenmektedir (Siyako, 2006; İlgar ve ark. 2008). Temel ve Çiftçi (2002) birimin kalınlığının Gökçeada Kuzulimanı kesitinde 63 metreye, Gelibolu Yarımadası Küçük Anafartalar kesitinde ise 90 metreye ulaştığını belirtmiştir. Armutburnu Formasyonu için Temel ve Çiftçi (2002) yaptıkları çalışmada Geç Oligosen yaşını tayin etmişler, Umut ve ark. (1984) ise Batı Trakya'daki çalışmalarında ise Oligosen yaşını saptamışlardır.

4.2.5. Çalışma Alanındaki Neotektonik Dönem Jeolojik Birimler

Ayvacık Volkanitleri

Kısalıp kalınlaşan kıtasal kabuğun alt kesimlerinden itibaren kısmi ergimeye başlaması ile birlikte Erken-Orta Miyosen'de yoğun bir kalkalkalen volkanizma gelişmiştir (Temel ve Çiftçi, 2002). Bu volkanizma ilk defa Akyürek ve Soysal (1983) tarafından Yuntdağ volkanitleri, Gevrek ve ark. (1986) tarafından Ayvacık volkanitleri ve Siyako ve ark. (1989) tarafından ise Ezine volkanitleri olarak isimlendirilmiştir. Subvolkanik fasiyesler şeklinde gözlenen Ayvacık volkanitleri, açık gri-yeşilimsi gri renkli olup genellikle plajioklas, amfibol ve biyotit porfirik, orta-iri kristalli, muhtemelen andezitik bileşimlidirler (Temel ve Çiftçi, 2002).

Ayvacık volkanitleri, Eosen-Oligosen istifi üzerinde uyumsuz konumlu olup, kendinden yaşlı tüm birimleri kesmekte ve kendisinden genç tüm birimler tarafından uyumsuz bir dokanakla üzerlenmektedir. Birim üzerinden yapılan izotopik çalışmalar sonucunda 20-31 milyon yıl arasında değişen yaşlar bulunmuştur (Krushensky, 1976; Ayan, 1979; Fytikas ve ark., 1976; Bingöl ve ark., 1973). Temel ve Çiftçi (2002) ise Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşını vermişler ve Bozcaada'da 300 metrelik bir kalınlık

sunduğunu belirtmişlerdir. Kesgin ve Varol (2003) ise Ayvacık volkanitlerinin Bozcaada'da 320 metre kalınlık sunduğunu belirtmişlerdir.

Ayvacık volkanitleri Bozcaada'da Göztepe, Fakı Tepe, Yenikale Tepe, Zeytin Tepe, Beşler Tepe, Bizan Tepe, Kaptanbayır Tepe civarında, Palaka Tepe kuzeybatısında civarında mostra vermektedir. Gökçeada'da ise bu birim, adanın doğu-güneydoğu kesimlerinde yoğun olarak gözlenmektedir.

Gazhanedere Formasyonu

İlk kez Saltık (1974) tarafından isimlendirilmiştir. Druitt (1961) Şarköy-Mürefte çevresinde Hoşköy birimi olarak, Holmes (1961) tarafından da Ergene Formasyonu olarak isimlendirilen birimi, Sfondrini (1961) Gelibolu Yarımadası'nda Tırpan birimi olarak adlandırmış; Kellog (1973) Anafarta Formasyonu; Önem (1974), Şentürk ve Karaköse (1987) Sarıyar Üyesi, Sümengen ve ark. (1987) Gazhanedere Üyesi, Atabey ve ark. (2004) de Sarıyar Formasyonu olarak isimlendirmiştir.

Gazhanedere Formasyonu'nun litolojisi kendi içerisinde geçişli olan kırmızı-bej renkli çamurtaşı, kumtaşı, çakıltaşı ardalanmalarından oluşmaktadır. Birimin taban birimlerini kanal geometrisi gösteren, çakıltaşı-kumtaşı oluşturmaktadır. Genellikle polijenik çakıltaşlarından oluşan unsurlar, tekne şeklinde çapraz tabakalı, oygu-dolgu yapılı, iyi yuvarlaklaşmış, kötü boylanmış ve dereceli olarak üste doğru kumtaşlarına geçiş göstermektedir. Taban birimini, bej renkli ince marn ara katmanlı, kırmızı renkli çamurtaşları üzerlemektedir (Temel ve Çiftçi 2002). Taşkın ovası fasiyesini gösteren bu seviyelerde yer yer bitki kalıntılarının da varlığı tespit edilmiştir. Gazhanedere Formasyonu kendinden yaşlı olan tüm birimleri uyumsuz bir dokanak ile üzerlemektedir (Temel ve Çiftçi 2002). Stratigrafik olarak kendini üzerleyen Kirazlı Formasyonu ile geçişli dokanağa sahiptir (Temel ve Çiftçi 2002). Temel ve Çiftçi (2002) Gelibolu Yarımada'sında 50 m, Gökçeada'da 15 m ve Bozcaada'da ise 10 metre kalınlığında olduğunu belirtmiştir. Atabey ve ark. (2004) göre ise Sarıyar Formasyonu olarak tanımladıkları bu birimin Biga Yarımadası'nda 150-200 m arası bir kalınlığındadır. Ünay ve Brujin (1984) Şarköy'ün doğusunda mostra veren Gazhanedere Formasyonu bünyesinde buldukları mikromemeli fosillerinden, Orleaniyen (Erken Miyosen'in Burdigaliyen dönemi) yaşını vermişlerdir. Sümengen ve ark. (1987) yine aynı unsurlar üzerinden yaptıkları paleontolojik çalışmalar sonucunda da Geç-Erken Miyosen – Orta Miyosen (Geç Burdigaliyen – Serravaliyen) yaşını belirlemişlerdir. Birimin içerisinde gözlenen ostrakodlardan elde edilen verilere göre Geç Miyosen (Panoniyen) ve öncesi yaşları da

bulunmuştur (Şentürk ve Karaköse, 1987, Atabey ve ark. 2004). Yukarıda belirtilen verilere göre birimin yaşı Erken – Orta Miyosen olduğu söylenebilir. Stratigrafik ilişkilerin dikkate alınması sonucunda ise Siyako (2006) Orta – Geç Miyosen, Temel ve Çiftçi (2002) ise Üst Miyosen yaşını vermişlerdir. Birimin oluşum ortamı olarak Temel ve Çiftçi (2002) akarsu kaynaklı çökeltme ortamını olduğunu belirtirken, Siyako (2006) ise birimin akarsu, taşkın ovası ve yer yer de göllerde çökelmiş olduğunu belirtmektedir.

Kirazlı Formasyonu

Gazhanedere Formasyonu'nun akarsu çökelleri üzerine gelen kırıntılı fasiyesler, Saltık (1974) tarafından Kirazlı Formasyonu olarak adlandırmıştır. Aynı birim Önem (1974) tarafından Eceabat Formasyonu'nun Pırnallı üyesi, Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından Anafarta üyesi olarak isimlendirmişlerdir. Güneybatı Trakyada ise bu birimi Kasar ve ark., (1983)'nce Enez formasyonu adıyla tanımlamışlardır.

Kirazlı Formasyonu kumtaşı, kumtaşı ile ardalanma gösteren şeyl ve az da olsa biyoklastik seviyeleri de bünyesinde bulunduran çakıltaşından oluşmaktadır (Temel ve Çiftçi, 2002). İnce tanelerden oluşan ve zayıf çimento ile birbirine bağlanan kumtaşı birimi genellikle beyazımsı gri renkli ve orta - kalın bir tabakalanma gösterir (Temel ve Çiftçi, 2002). İyi boylanmış ince kırıntıların yanında fosil kavrıkları, kuvars ve az miktarda mika ile litik elemanlar birim içerisinde tanımlanabilmektedir (Temel ve Çiftçi, 2002). Birimin bazı mostralarında düşük açılı çapraz tabakalanmalar da gözlenmektedir. Kirazlı Formasyonu kendisi ile dokanağı gözlenen, hem kendisinden yaşlı Gazhanedere Formasyonu hem de kendisinden genç Alçıtepe Formasyonu ile yatay ve düşey yönde geçişli bir dokanağa sahiptir. Birimin kalınlığı ise Gelibolu Yarımadası'nda 20 m, Gökçeada'da 35 m, Bozcaada ise 100 m olduğu ölçülmüştür (Temel ve Çiftçi, 2002). Biga Yarımadası'nda ise birim Çanakale Formasyonu'nun Güzelyalı ve İntepe Üyesi olmak üzere iki farklı birim olarak tanımlanmıştır (Atabey ve ark., 2004). Bu iki birimin toplam kalınlığı ise 110-165 metre arasındadır (Atabey ve ark., 2004). Kirazlı Formasyonu Kalamış - Mürefte civarındaki unsurlarından elde edilen mikromemelilere göre Orleaniyen - Astrasiyen (Erken Miyosen - Orta Miyosen'in Burdigaliyen ve Serravaliyen dönemleri) yaşlıdır (Ünay ve Brujin, 1984). Sümengen ve ark. (1987) ise aynı unsurlara dayanarak, alt kesimlerin Geç Aragoniyen (Geç-Orta Miyosen), üst kesimlerinin ise Vallesiyen (Erken-Geç Miyosen) yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Şentürk ve Karaköse birimde gözlenen ostrakodlara göre Erken-Orta Panoniyen, Taner (1982) ise gastropod ve lamellibrans faunasına dayanarak Romaniyen (Geç Pliyosen) yaşlarını öne sürmüşlerdir. Siyako (2006)

birimin stratigrafik konumunu dikkate alarak Orta - erken Geç Miyosen yaşının daha uygun olduğu görüşündedir. Kirazlı Formasyonu sedimantolojik özelliklerine göre sahil yakını (plaj) ortamını göstermektedir (Temel ve Çiftçi, 2002).

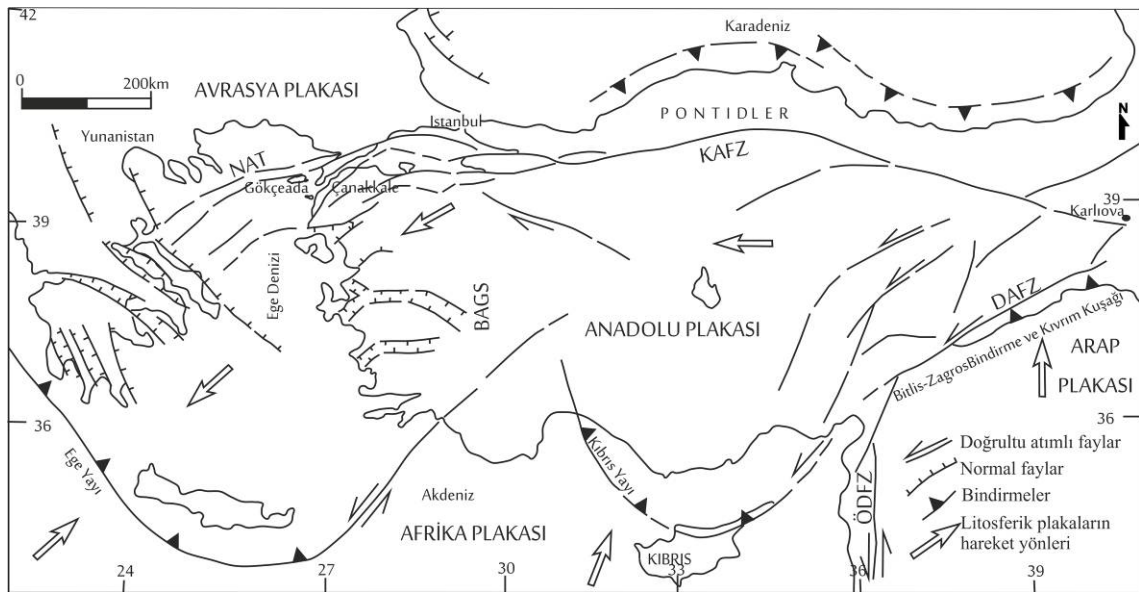
Alçitepe Formasyonu

Druitt (1961) tarafından Kirazlı Formasyonu'nun üzerine gelen oolitik kireçtaşlarını Alçitepe Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu birim Önem (1974), tarafından Alçitepe Üyesi olarak tanımlanmış, Siyako ve ark. (1989) tarafından ise yine aynı isimle formasyon mertebesine çıkarılmıştır. Alçitepe Formasyonu'nu Şentürk ve Karaköse (1987) Çanakkale Formasyonu'nun Bayraktepe Üyesi, Kellog (1973) Kilitbahir Formasyonu, Atabey ve ark., (2004) ise Tekkedere Formasyonu olarak isimlendirmişlerdir.

Alçitepe Formasyonu'nun litolojisinin temelini bej-gri renkli, orta tabakalanmalı, çakıllı ve kumlu karbonatlar oluşturmaktadır. Bu seviyenin hemen üzerine, pelecypod ve gastropodların yoğun olarak bulunduğu bir fosil bolluk zonu gelmektedir (Temel ve Çiftçi, 2002). Birimin üst seviyelerini ise beyazımsı gri renkli, ince-orta tabakalı kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve kıltaşı ardalalanmaları oluşturmaktadır (Temel ve Çiftçi, 2002). Formasyonun bünyesinde bulunun oolitik kireçtaşları, birim için kılavuz seviye olarak değerlendirilmektedir (Atabey ve ark., 2004; Temel ve Çiftçi, 2002). Birimi oluşturan bu unsurların yanında zayıf çimentolu küresel kum topakçıkları ve büyük ölçekli çapraz tabakalanmalar da gözlenmektedir (Temel ve Çiftçi, 2002). Birim, üzerlediği Üst Miyosen yaşlı sedimanter kayalar ile yanal ve düşey yönde geçişlidir (Atabey ve ark., 2004; Temel ve Çiftçi, 2002). Şentürk ve Karaköse (1987) Alçitepe Formasyonu'nun Gelibolu Yarımadası'nda Alçitepe Köyü civarında yaklaşık 220 metre kalınlık gösterdiğini, Temel ve Çiftçi (2002) ise birimin Gelibolu Yarımada'sında 150 metre, Bozcaada'da ise 30 metre kalınlığında olduğunu belirtmişlerdir. Atabey ve ark. (2004)'na göre ise birim Biga Yarımadası'nda Çanakkale Formasyonu'nun Tekkedere Üyesi olarak tanımlanmıştır ve 75-90 metre arasında bir kalınlığa sahiptir. Birim Gökçeada'da mostra vermemektedir. Alçitepe Formasyonu diğer Üst Miyosen birimlerine nazaran çok daha yoğun fosil içermektedir. Ünay (1981) formasyondan elde ettiği mikromemeli fosillerine dayanarak birimin Orta-Geç Miyosen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Birim içerisinde bulunan ostrakod fosillerine göre birim Orta Panoniyen (Orta - Geç Miyosen) yaşındadır (Sümengen ve ark., 1987; Şentürk ve Karaköse, 1987). Formasyonda gözlenen büyük ölçekli çapraz tabakalanmalar ve oolit içeriği denize doğru ilerleyen sığ denizel koşulları ya da gölsel bir ortamı işaret etmektedir (Temel ve Çiftçi, 2002).

4.3. Çalışma Alanının Tektonik Yapısı

Çalışma alanı, bölgenin en önemli aktif faylarından biri olan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) batı kesimlerinde bulunmaktadır (Şekil 4.8). Bölgenin neotektonik gelişimi Miyosen'den itibaren Dünya'nın en önemli doğrultu atımlı sağ yönlü faylarından biri olan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun (Şekil 4.8) oluşumu ile başlar (Ketin 1969; Ambraseys 1970; McKenzie 1972; Şengör 1979; Woodcock 1986; Barka 1992; Westaway 2003; MTA2011). Fay zonu 1500 km uzunluğundadır doğuda Türkiye'nin doğusundaki Karlıova ile batıda da Yunan anakarasına kadar uzanır (Şekil 4.8).



Şekil 4.8. İnceleme alanının içinde bulunduğu ana neotektonik elemanları gösterir harita (Yiğitbaş ve ark., 2004'den alınmıştır. Kısaltmalar, BAGS: Batı Anadolu Graben Sistemi, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu).

KAFZ bir transform fay olup Avrasya ve Anadolu levhaları arasındaki sınırı teşkil eder. Anadolu levhası, birbirine yaklaşmakta olan Avrasya ve Afrika/Arap levhası arasında yer alır ve sağ yönlü Kuzey Anadolu Fay Zonu ile sol yönlü Doğu Anadolu Fay Zonları boyunca batıya doğru hareket halindedir (McKenzie 1972; Şengör 1979; Şengör ve ark., 1985; Taymaz ve ark., 1991a, b; Bozkurt, 2001). 31°D boylamında, Bolu civarında, KAFZ batıya doğru bir kaç kola ayrılarak geniş bir zon oluşturur (Ketin 1969; Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Koçyiğit 1988; Okay ve ark., 1999, 2000; Yiğitbaş ve ark., 2004). Bu geniş zonda KAFZ, bir at kuyruğu yapısı (horse-tail structure) oluşturacak şekilde Marmara Denizi ve Ege Denizi'ne doğru üç kol halinde batıya doğru uzanır (Barka ve

Gülen, 1988). Bu sebeple KAFZ güneyde Biga Yarımadası ve kuzeyde Saros Körfezi olmak üzere Türkiye'nin kuzeybatısında, 10 ila 110 km arasında değişen bir genişliğe yayılır (Koçyiğit, 1988; Bozkurt, 2001; Ustaömer, 2008). Kuzey kol İzmit Körfezinin güneyi, Marmara Denizi, Saros Körfezi ve Kuzey Ege Çukuru'nun içinden geçer. Orta kol, Geyve, Pamukova, İznik Gölü güneyi, Marmara Denizi güney kıyılarını takip ederek sola büküm yaptığı Bandırma'dan itibaren güneybatıya devam eder. KAFZ'nun güney kolu ise Bursa Fayı, Ulubat Fayı, Manyas Fayı, Yenice-Gönen Fayı, Evciler Fayı ve Edremit Faylarıyla temsil edilir (Kürçer ve ark., 2008; 2015).

4.4. Çalışma Alanının Kuvaterner Jeolojisi

Tezin bu bölümüne kadar günümüzden yaklaşık 400 bin yıldan daha öncesi çökelmiş olan jeolojik birimler genel hatlarıyla tanıtılmıştır. Bu bölümden itibaren tezin ana konusu olan Kuvaterner dönemi jeolojik birimler ayrıntılı olarak incelenecektir.

Çanakkale Boğazı kıyılarında, bölgenin Neotektonik gelişiminin açıklanabilmesine katkıda bulunabilecek olan denizel taraça istifleri mostra vermektedir. Bu istiflerin litolojik, paleontolojik, yaş verileri farklı araştırmacılar tarafından değerlendirilmiştir (Erol ve Nuttall, 1972; Taner, 1981; Bargu, 1993; Sakıncı ve Yaltırak, 1993; Kazancı ve ark., 1998; Yaltırak ve ark., 1998b; Yaltırak ve ark., 2002; Avcıoğlu, 2009) Bu çalışmaların bazılarında denizel taraça oluşum tarihlendirilmeleri fosil içeriğine göre, bazılarında ise analitik yöntemlerle yapılmıştır. Bu çalışmada Çanakkale Boğazı kıyılarında gözlenen 6 farklı lokasyondaki (Şekil 4.9) denizel taraça ele alınmış ve OSL yöntemi ile tarihlendirilmiştir. Denizel taraçalar bundan önce Avcıoğlu (2009) tarafından tarihlendirilmiş olmakla birlikte bu tarihlendirme yöntemlerinde prosedürlerin eksik olduğu tespit edilmiştir. Dolayısıyla Avcıoğlu (2009)'da OSL yöntemi ile elde edilen tüm tarihlendirme sonuçlarının hatalı olması sebebiyle o yöntemin eksiklikleri bu tez çalışması ile tamamlanmış ve sonuçta OSL yöntemi ile elde edilmiş doğru tarihler bu çalışmada ortaya konulmuştur. Bu doğru tarihlerin elde edilebilmesi için daha önce örnekleme yapılan denizel taraça örneklerinden U, Th, K, su içeriği ve CaCO₃ analizleri yaptırılmıştır (Çizelge 4.1).

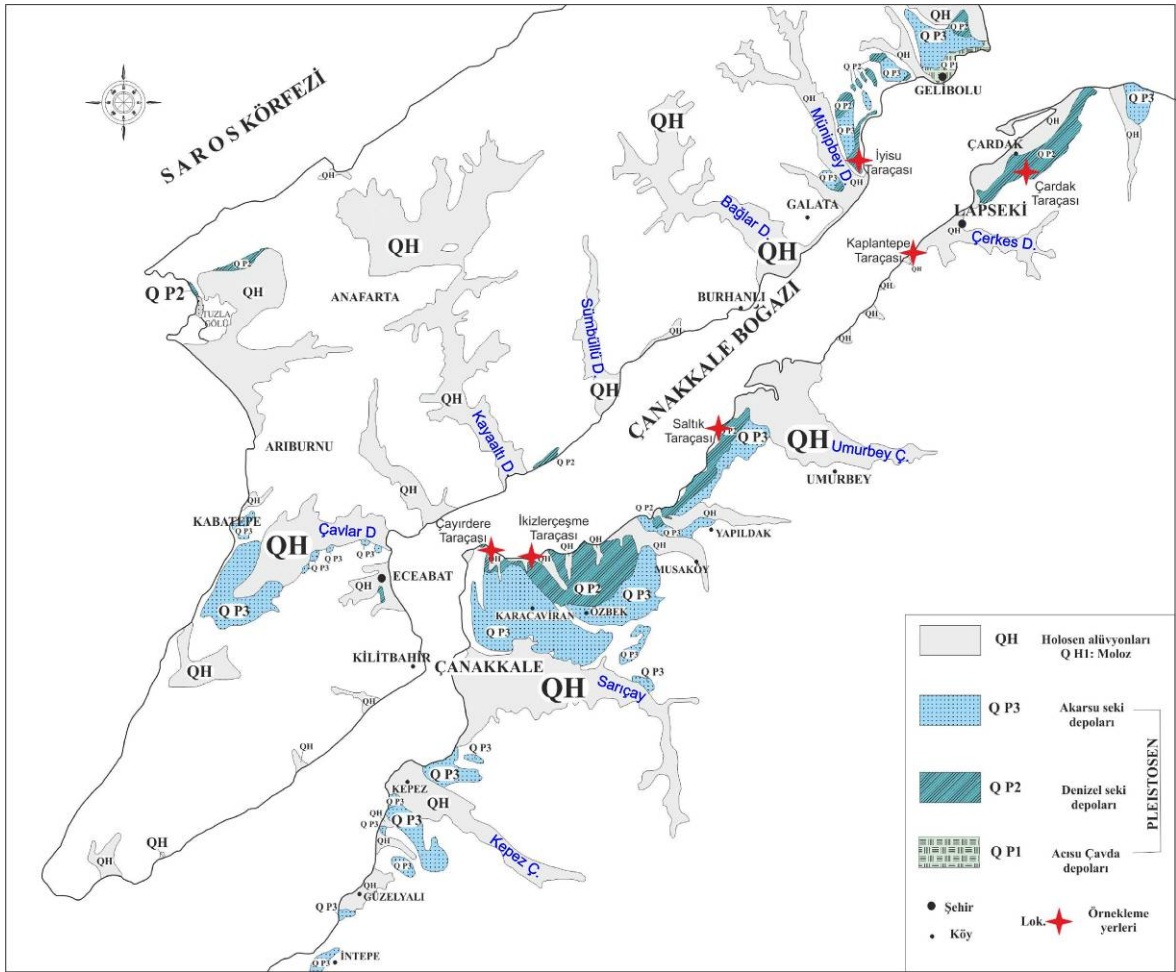
Gökçeada'da temel jeolojik birimlerin yanında; adanın güneybatı kıyılarındaki Gizli Liman'da (Şekil 4.10, GGLY) ve Yuvalı kesimi olarak bilinen ve T.C. Adalet Bakanlığı Tesislerinin bulunduğu alana ait kıyıda (GCY) (Erginal ve Ertek; 2009) yalıtışının varlığı bilinmekteydi. Yapılan arazi çalışmaları sonucunda bu bilinen yalıtışlarının yanı sıra

Uğurlu Limanı'nın doğusunda (GULY); Yuvalı'daki yalıtışının doğusunda (GYG; ve Kapıkaya Tepe'nin doğusunda kalan kıyıda (GKY) daha önceki çalışmalarda yer almayan yalıtış oluşumları tespit edilmiştir (Şekil 4.10). Yeni bulunanlar dahil olmak üzere Gökçeda'da gözlenen yalıtışlarından, tarihlendirme (¹⁴C), SEM-EDX, XRD, oksijen izotop analizleri ve incekesit çalışmaları yapabilmek için örnekler alınmıştır.

Çizelge 4.1. OSL tarihlendirmesi için gerekli olan parametreler

Metod	AQ270	AQ270	AQ270	Kalsimetre	Su miktarı sonuçları		
	U	Th	K		Numune (İlk hal) (gr)	3 gün suda bekletildikten sonra (ıslak hal) (gr)	Etüvde kurutulduktan sonra (Kuru hal) (gr)
Birim	PPM	PPM	%	% CaCO ₃			
MDL	0,5	0,5	0,01				
Örnek No							
MAY2-1	0,7	0,6	0,11	40,24	84,829	115,607	84,161
MAY2-2	0,7	0,5	0,03	66,14	115,425	144,073	115,078
MAY2-3	0,8	0,6	0,03	69,06	138,077	170,794	137,724
MAY3-1	<0.5	1,6	0,16	59,83	87,73	119,259	86,227
MAY3-2	0,6	0,7	0,06	38,17	141,369	171,059	140,196
MAY3-3	2,4	<0.5	0,02	60,46	113,932	130,759	113,568
MAY4-1	0,9	5,4	0,25	0	133,316	191,064	130,1
MAY4-2	2,8	6,5	0,24	0	113,801	161,462	109,891
MAY4-3	0,8	4,3	0,21	0	133,759	173,332	131,757
MAY4-4	0,7	4,7	0,24	0	159,38	206,245	155,656
MAY4-5	0,7	5,8	0,20	0	159,099	207,275	155,742
MAY4-6	0,6	4,0	0,22	0	101,827	132,632	101,683
MAY5-1	0,7	2,1	0,11	72,08	78,123	93,39	77,88
MAY5-2	0,8	1,1	0,08	67,48	84,767	103,515	84,144
MAY5-3	0,8	3,3	0,13	50,24	103,413	122,206	102,954
MAY5-4	0,6	0,8	0,05	64,67	94,388	116,78	93,933
MAY5-5	0,7	2,2	0,10	40,34	97,998	126,556	96,688
MAY6-1	<0.5	6,8	0,21	2,17	126,743	201,92	117,484
MAY6-2	0,9	3,9	0,16	6,82	148,202	210,414	144,153
MAY6-3	0,7	3,5	0,11	7,35	110,67	161,088	107,468
MAY6-4	0,7	1,7	0,07	15,48	82,678	130,653	79,378
MAY6-5-1	0,9	1,8	0,06	38,18	66	84,941	65,588
MAY6-5-2	1,5	1,3	0,04	54,58	126,397	152,465	125,96
MAY7-1	0,6	3,0	0,12	12,21	80,184	104,126	79,653
MAY7-2	1,2	1,8	0,05	53,18	114,558	138,536	113,941
MAY7-3	1,1	1,1	0,04	84,4	99,473	129,856	98,991
MAY7-4	0,6	0,7	0,04	54,32	82,295	110,837	81,986
MAY7-5	0,6	1,6	0,08	37,97	140,139	164,987	139,232
MAY7-6	0,6	1,6	0,10	43,28	108,149	138,756	107,65

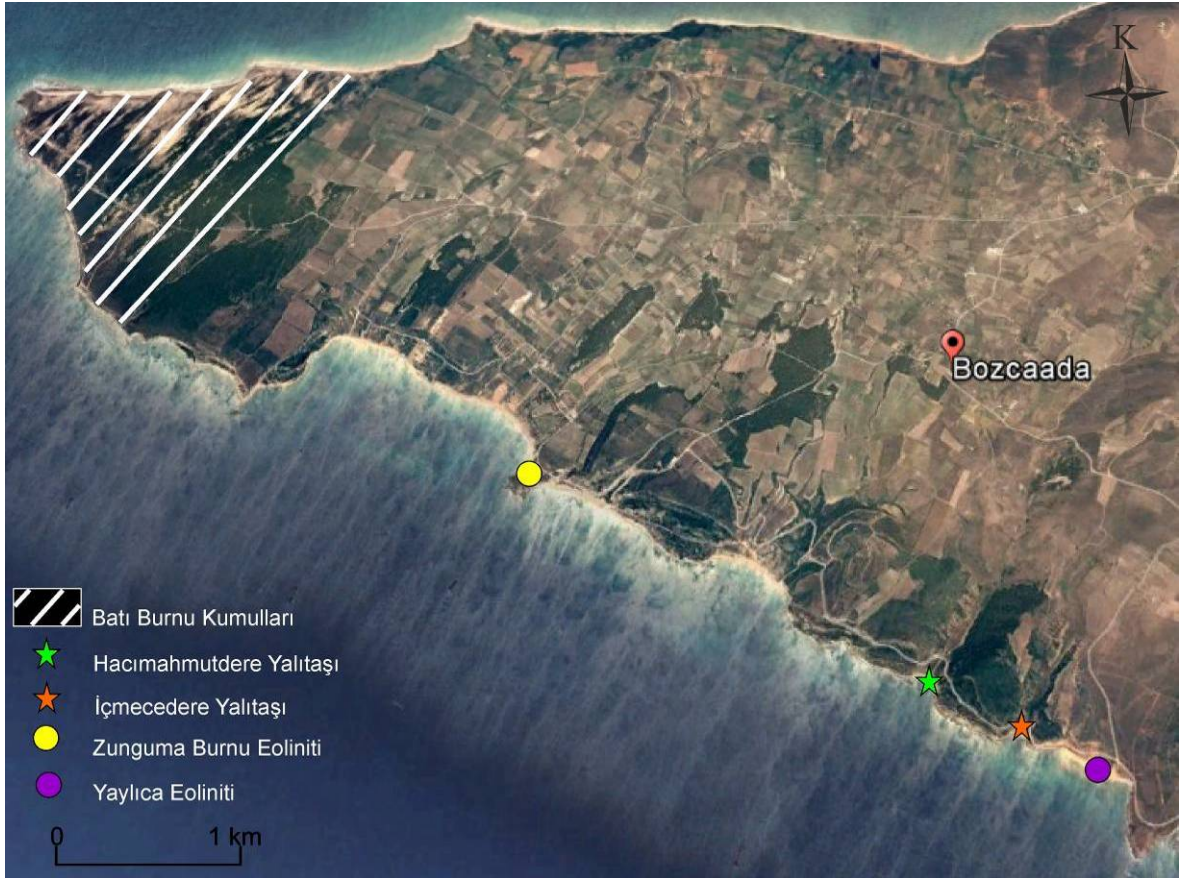
Bu araştırmada Bozcaada ile ilgili daha önceki çalışmalarda bahsedilmeyen Pleyistosen-Holosen yaşlı eolinitler (taşlaşmış fosil kumullar), rizolitler (fosil bitki kökleri), yalıtaşları ve kumulların varlığı tespit edilmiştir. Bu genç oluşumlar bu tez çalışmasının önemli bir kısmını oluşurmaktadır. Eolinitler Zunguma Burnu ve Yaylıca Koyu'nda eolinitler mostra vermektedir. Rizolitler Zunguma Burnu eolinitleri bünyesinde gözlenmektedir. Yalıtaşları ise Bozcaada'nın güney kıyılarında Hacımahmut Dere'nin kıyıya ulaştığı koyda (Hacımahmutdere Yalıtaşı) ve İçmece Dere'nin kıyıya ulaştığı koylarda (İçmecedere Yalıtaşı) gelişmiştir. Hacımahmut Dere Yalıtaşı, Erginal ve ark. (2010)'nın çalışmalarında ayrıntılı olarak incelendiğinden, bu tez kapsamında yeniden incelenmemiştir. imentolanmış bu iki birimin yanında Bozcaada'nın Batı Burnu olarak adlandırılan kesiminde tüm birimleri örten bir kumul oluşuğu da bu çalışma kapsamında ayrıntılı olarak ele alınmıştır (şekil 4.11).



şekil 4.9. anakkale Boğazı kıyılarında gözlenen denizel taraçalar ve örnekleme noktaları (Erol ve Nuttall, 1972'den değiştirilerek).



Şekil 4.10. Gökçeada’da gözlenen ve örnekleme yapılan yalıtışları



Şekil 4.11. Kuvaterner dönemi Jeolojik Birimlerin Bozcaada’daki dağılımı

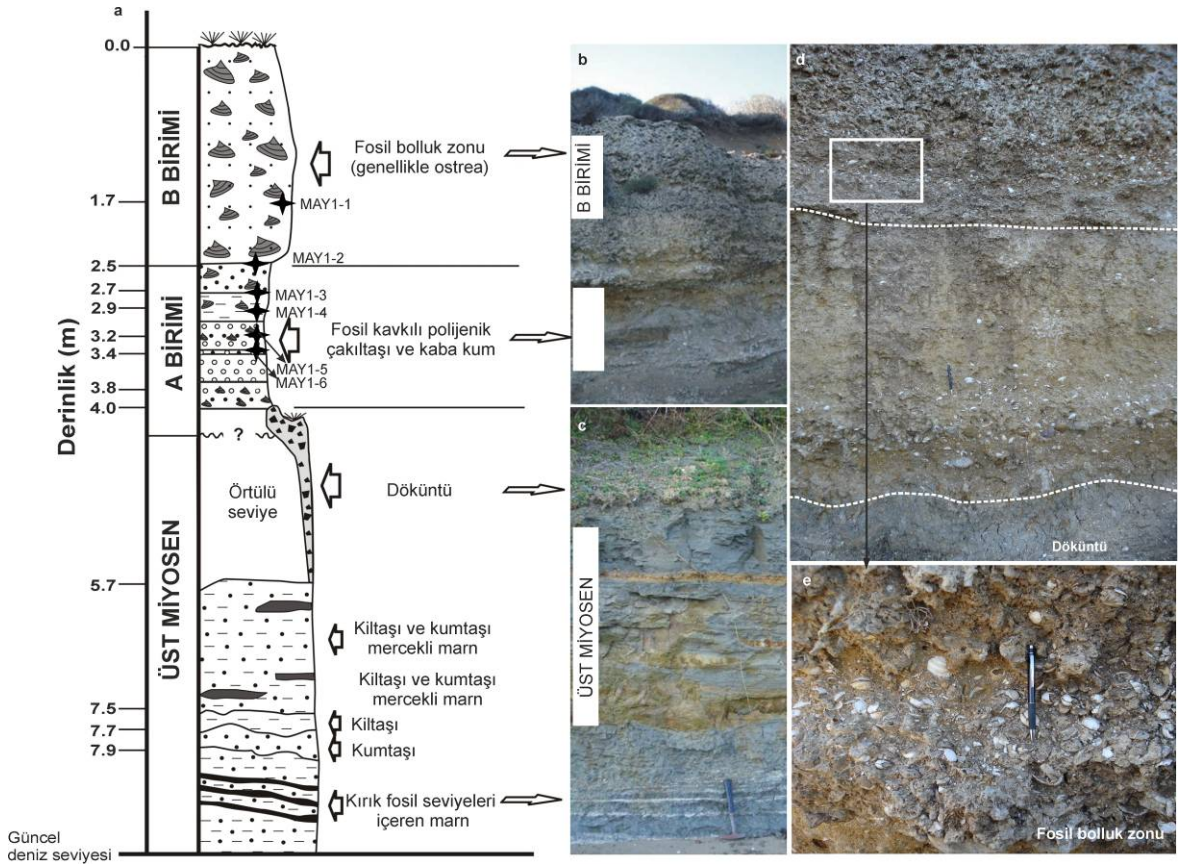
4.4.1. Çanakkale Boğazı Denizel Taraçaları ve Kumul Oluşukları

4.4.1.1. İkizlerçeşme Denizel Taraçası

Biga Yarımadası’nda gözlenen en güneybatıdaki iki denizel taraçadan biridir (Şekil 4.9). İstif Çanakkale yerleşim alanının 6 km kuzey-kuzeydoğusunda, Karacaören köyünün

3 km kuzey-kuzeybatısında Nara Burnu'nun da doğusunda yer almaktadır. İstif yaklaşık 5 metre kalınlığındadır ve Üst Miyosen yaşlı kırıntılı birimleri uyumsuz bir dokanakla üzerlemektedir. Birimin en üst seviyesi deniz seviyesinden 8,90 metre yüksekliğe kadar ulaşmakta, üst kesimleri bir aşınım düzlüğünü andırır şekilde sonlanmaktadır. İstifin denize bakan kesimleri aktif deniz dalgası erozyonundan dolayı küçük bir falezi andırmaktadır.

İkizlerçeşme Denizel Taraçası'nda istif 2 düzeyden oluşmaktadır. Alttaki düzey, Miyosen birimleri üzerine uyumsuz bir dokanakla gelmektedir. Temeli deniz seviyesinden 4,90 m. yukarıdadır ve yaklaşık 2,5 metre kalınlığındadır. Kumlu - çakıllı ve yer yer kırık fosil kavkılarının da gözleendiği zayıf çimentolu kırıntılı kısımlar ile temsil edilir (A birimi). Bunun üzerindeki üst seviye ise genellikle *Ostrea edulis* ve *Mytilus sp.* kavkılarında oluşan bir fosil bolluk zonedir (B birimi). Bu zon ise yaklaşık 2,50 metre kalınlığında olup iyi tutturulmuş malzemeden oluşmaktadır. Bu denizel taraça istifinden OSL tarihlendirmeleri için 6 örnek alınmıştır (Şekil 4.12). Numunelerin istifteki yerleri Şekil 4.12'de gösterilmiştir.



Şekil 4.12. İkizlerçeşme Denizel Taraçası'nın stratigrafik dikme kesiti ve (a) denizel taraçaya ait litolojik birimler (b, d ve e) ile bunların tabanındaki Üst Miyosen birimleri (c) (Stratigrafik kesit üzerindeki yıldızlar örnekleme noktalarını ifade etmektedir)

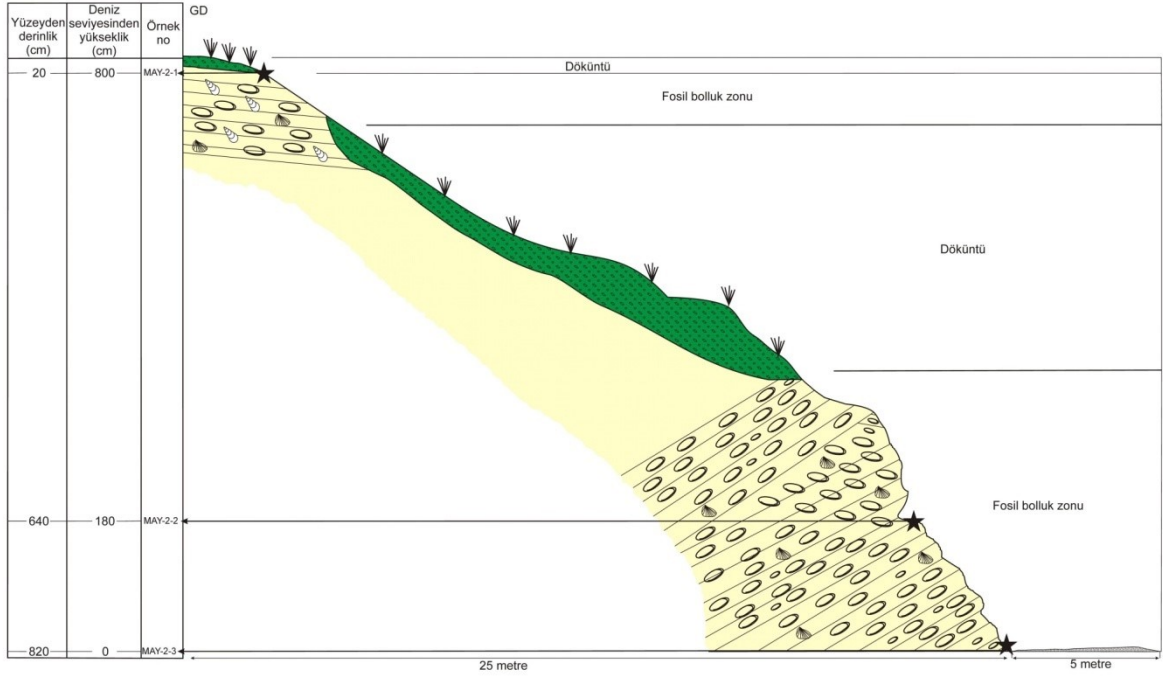
4.4.1.2. ayirdere Denizel Taraçası

ayirdere Denizel Taraçası Biga Yarımadası kıyılarında, Karacaören (Karacaviran) köyünün kuzeybatısında, Nara Burnu'nun doğusundadır (Şekil 4.9) Deniz seviyesinden itibaren başlar ve yaklaşık 8,20 metre yüksekliğindedir (Şekil 4.13). Tabanı gözlenmemekle birlikte üzerinde tarım yapılan organik toprak bulunmaktadır.



Şekil 4.13. ayirdere Denizel Taraçasının görünümü (Tahta ubuklar örnekleme noktalarını göstermektedir)

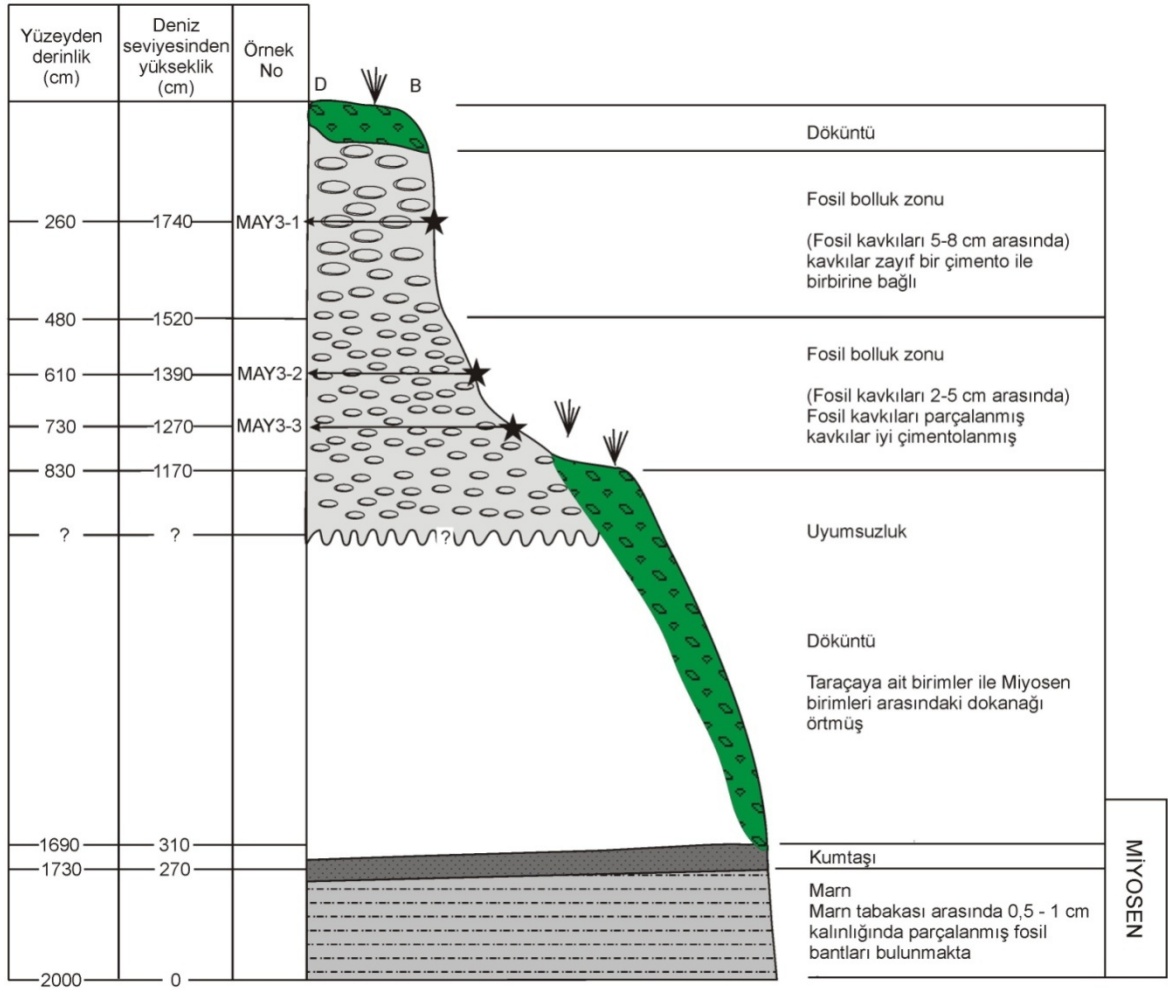
Taraça genel olarak fosil kavkılarından oluŐmakla birlikte aralarında kum boyutunda taneler bulunmaktadır. Bu taneler yassılaŐmıŐ andezit, rekrystalize kireçtaşı, gnays, peridot ve iri kuvarstan oluşmaktadır. Taraada 2 farklı istifsel özellik ayırt edilebilmektedir. st kesimler genellikle fosil kavkılarında oluşmaktadır ve K50°D/8°KB konumludur. Alt kesimlerde ise fosil kavkılarında oluşan bu katmanlanma arasında yer yer kırıntılı unsurlar yoğun olarak gözlenmektedir. Bu alt kesimde tabakalar K79°B/24°GB konumludur. ayirdere Denizel Taraçası'ndan 3 örnek üzerinde OSL tarihlendirmesi yapılmıştır (Şekil 4.13 ve 4.14).



Şekil 4.14. Çayırdere Denizel Taraçasına ait dikme kesit ve örnekleme noktaları (Avcıoğlu, 2009; yıldızlar örnekleme noktalarını göstermektedir)

4.4.1.3. İyisu Denizel Taraçası

Gelibolu Yarımadası kıyılarında, bu çalışmada ele alınan tek denizel taraçadır (Şekil 4.9). Taraça Gelibolu yerleşim alanının güneybatısında Münipbey Deresine ait deltanın kuzeyinde bulunmaktadır. Bu taraça yaklaşık 20 metre yüksekliğindeki dik bir yarım deniz seviyesinden 11,70 metre üstünden başlamakta ve yaklaşık 7,50 metre bir kalınlık sunmaktadır. Taraça istifleri muhtemelen Üst Miyosen yaşlı çamurtaşı-kumtaşı-marnlar üzerine gelmektedir. Dokanak yamaç döküntüsü nedeniyle gözlenememektedir. Bu taraçada da istifsel özelliklerine göre iki seviye ayrılabilir. Alttaki birinci seviye 3,5 metre kalınlığındadır ve 2-5 cm büyüklüğündeki, yer yer parçalanmış fosil kavkılarında oluşmaktadır. Taneler iyi çimentolanma göstermektedir. Bunun üzerindeki ikinci kısım ise 4 metre kalınlığındadır, zayıf çimentoludur ve yaklaşık 5-8 cm büyüklüğündeki fosillerden oluşmaktadır (Şekil 4.15). Bu istiftten de 3 örnek alınmıştır. Örnek yerleri Şekil 4.15'te yıldız işareti ile gösterilmektedir.



Şekil 4.15. İyisu Denizel Taraçasına ait dikme kesit ve örnekleme noktaları (Avcıoğlu, 2009)

4.4.1.4. Saltık Denizel Taraçası

Saltık Denizel Taraçası Umurbey yerleşim alanının batı-kuzeybatısında, Yapıldak köyünün kuzeyinde ve Kangırlı köyünün batısında yer almaktadır. Bu denizel taraçanın unsurları diğer taraçalarda olduğu gibi düşey yönde bir istiflenme göstermemekte ve bölgede yayılmış olarak bulunmaktadır. Buradaki istiften 5 örnek alınmıştır (Şekil 4.16). Dört örnek deniz kıyısından yaklaşık 230 metre uzaklıktayken, bir örnek ise yaklaşık 110 metre uzaklıktadır. Örnekler deniz seviyesinden yaklaşık 9,00 - 12,00 metreler arası yüksekliklerde bulunmaktadır (Çizelge 4.2). Taraça oluşukları genel olarak ostrea fosillerinden ve çakıltaşlarından oluşmaktadır.

Çizelge 4.2. Saltık Denizel Taraçası örneklerinin numaraları ve yüzeyden derinlikleri

Örnek Numaraları	Yüzeyden derinlik (cm)	Deniz seviyesinden yükseklik (m)
MAY-5-1	160	11,40
MAY-5-2	130	11,70
MAY-5-3	100	12,00
MAY-5-4	250	9,00
MAY-5-5	365	9,35

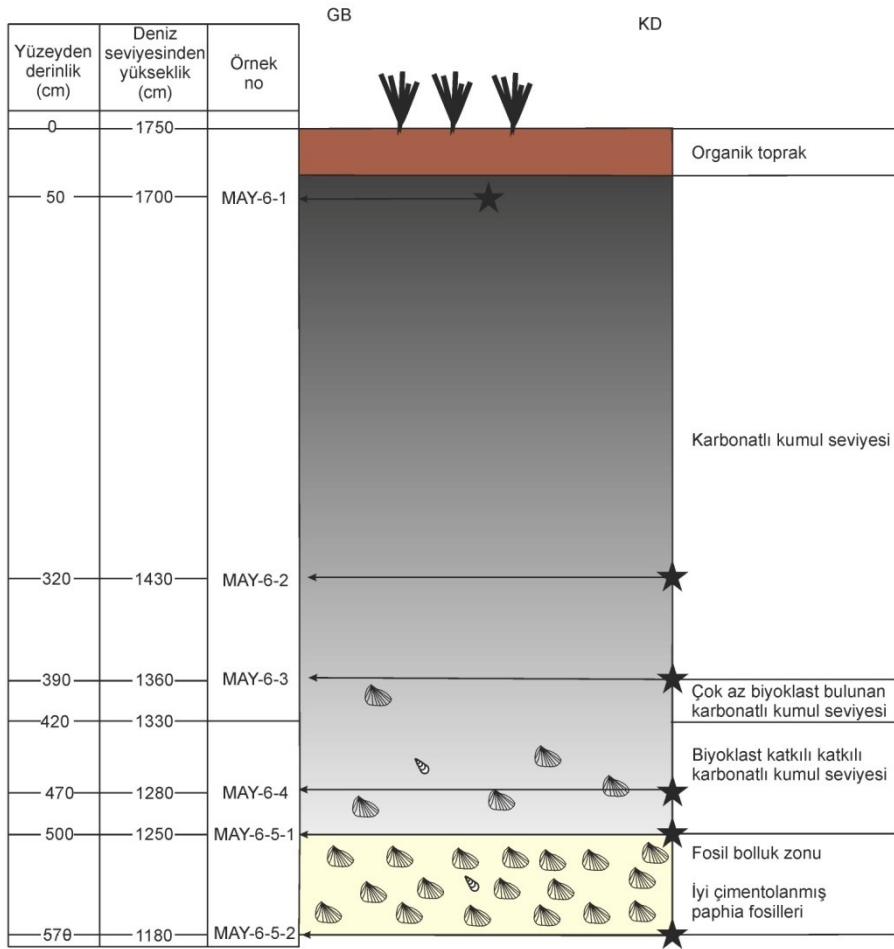


Şekil 4.16. Saltık Denizel Taraçasına ait unsurların görünüşleri, a) MAY5-1 örnekleme noktası, b) MAY5-2 örnekleme noktası c) MAY5-3 örnekleme noktası, d) ilk 3 örnekleme noktasının birbiri ile olan ilişkisi (bakış yönü batı), e) MAY5-4 örnekleme noktası, f) MAY5-5 örnekleme noktası (Yıldızlar örnekleme yerlerini göstermektedir)

4.4.1.5. Çardak Denizel Taraçası

Çardak yerleşim alanının yaklaşık 1,1 km güneyinde Lapseki yerleşim alanının 4 km kuzeydoğusunda yer almaktadır (Şekil 4.9). Çardak - Mecidiye köyü arasında açılmış olan toprak yolun bir şevinde ve denizden yaklaşık 1 km uzaklıkta, deniz seviyesinden 17,5

metre yukarda mostra vermektedir. Buradaki istifte de biri fosil bolluk zonu diğeri de kumul istif olmak üzere birbirinden farklı iki seviye ayırt edilebilmektedir. Bu istif altta fosil bolluk zonu ile başlamaktadır ve çalışmadaki diğere denizel taraçalardaki fosillerle karşılaştırıldığında farklı kökenli kavkaların (*Paphia* sp.) varlığı gözlenmektedir. Bu istifin gözlenebilen yaklaşık 70 cm kalınlığındaki kısmı K-G/18°B'ya eğimlidir. Bu birimin üzerinde ise 4,5 metre kalınlığında kumul seviyesi bulunmaktadır. Birim organik toprakla örtülmüştür. Çardak Denizel Taraça oluşuklarından 2 tanesi fosil bolluk zonundan olmak üzere toplam 6 örnek alınmıştır (Şekil 4.17).

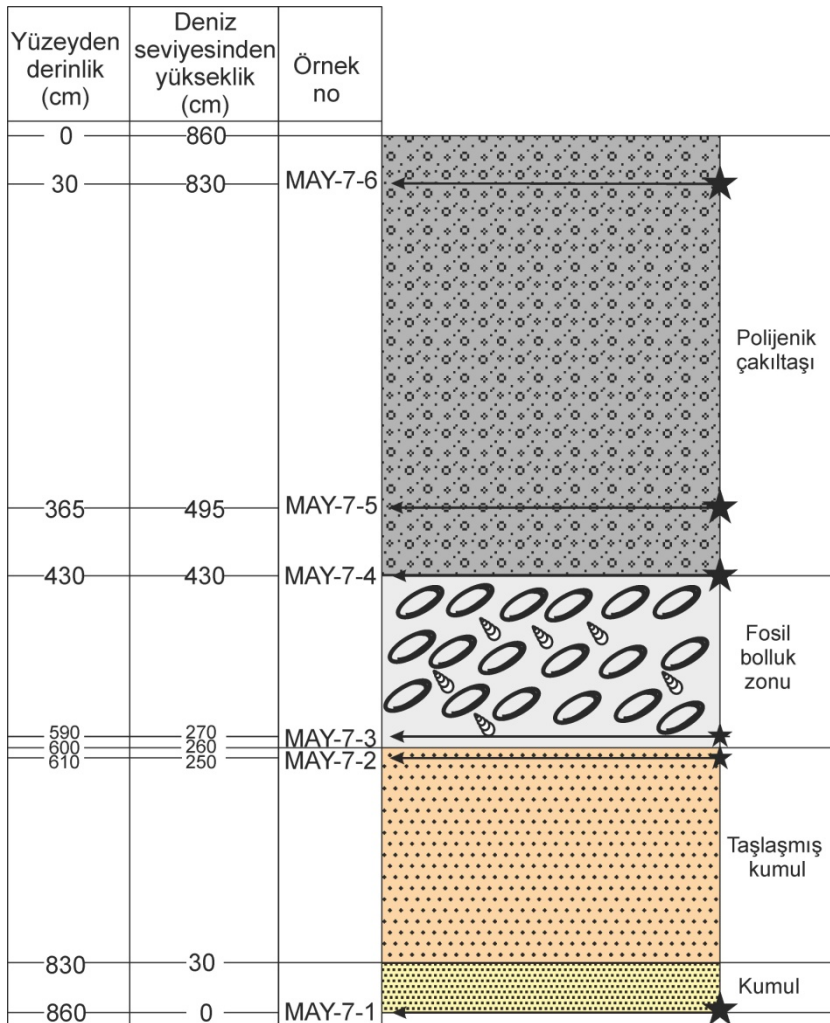


Şekil 4.17. Çardak Denizel Taraçasına ait dikme kesit (Avcıoğlu, 2009).

4.4.1.6. Kaplantepe Denizel Taraçası

Lapseki yerleşim alanının güneybatısında bulunan Kaplantepe Denizel Taraçası, kıyından yaklaşık 10 metre içeridedir (Şekil 4.9). Yaklaşık 8,60 metre yükseklikteki dik bir yarda mostra veren bu denizel taraça istifinde 4 farklı seviye ayırt edilebilmektedir (Şekil 4.18). Birim altta gevşek tutturulmuş kumlar ile başlamaktadır. Bunun üzerine

K30°B/18°GB konumlu iyi çimentolanmış kumlar gelmektedir. İçinde pelecypoda kavkuları bulunmaktadır. Bunun üzerine ise K30°B/15°GB konumlu bir fosil bolluk zonu gelmektedir. Buradaki *Ostrea edulis* kavkularının boyları da 10 cm'ye kadar ulaşabilmektedir. *Ostrea edulis* kavkuları ile birlikte diğer pelecypoda ve cerithium kavkuları da gözlenmektedir. Taraça istifinin en üst kısmını ise iyi tutturulmamış polijenik kökenli çakıltaşları oluşturmaktadır. Taraça istifinin farklı seviyelerinden 2 tanesi fosil bolluk zonu 2 tanesi de çakıltaşı istifinden olmak üzere 6 örnek alınmıştır (Şekil 4.18).

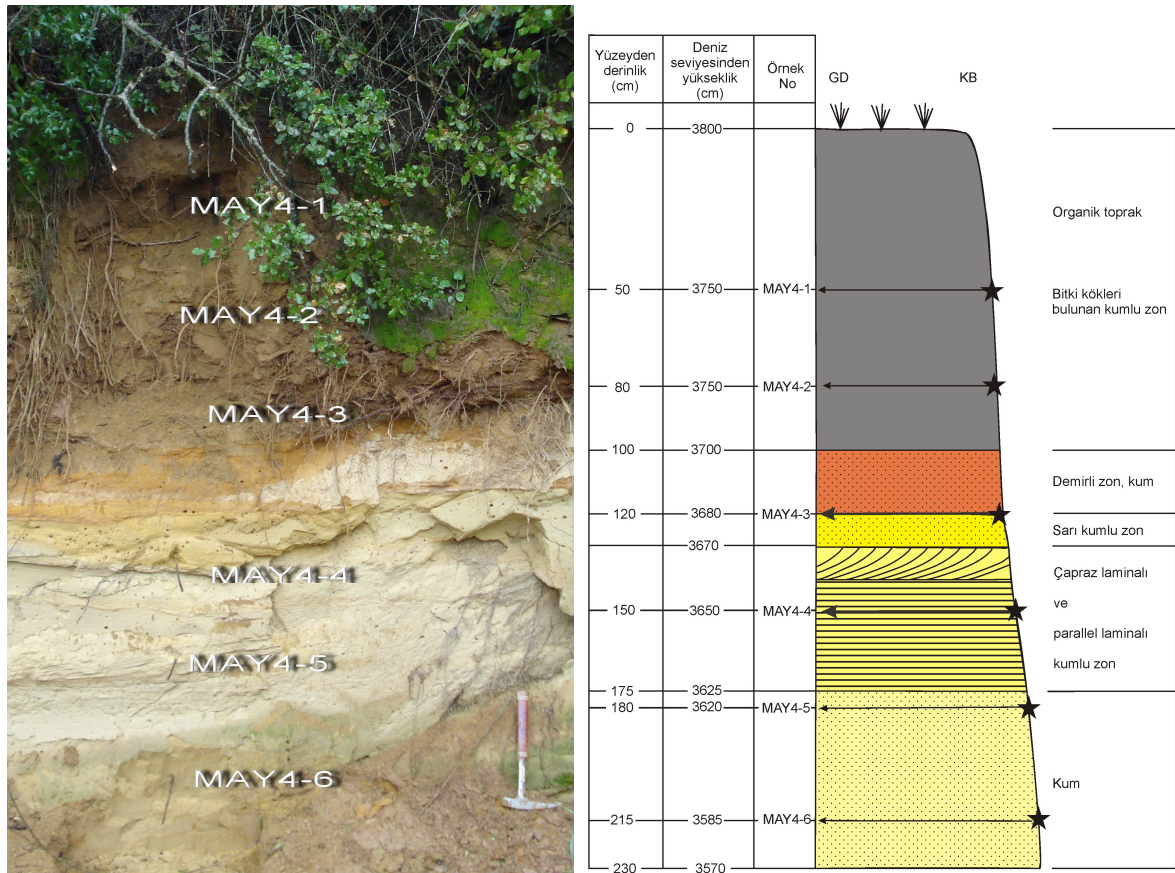


Şekil 4.18. Kaplantepe Denizel Taraçasına ait dikme kesit (Avcıoğlu, 2009)

4.4.1.7. Çardak Kumul Oluşukları

Lapseki yerleşim alanının kuzeydoğusunda, Çardak'ın da güneyinde yer alan çalışma alanı deniz kıyısından yaklaşık 1,1 km uzaklıkta ve deniz seviyesinden 38 metre yüksekliktedir. Buradaki istif denizel taraça özelliğinde değildir. Ancak bu istif yaklaşık 50

metre kuzeyde Çardak Denizel Taraçası oluşuklarının üzerine gelmektedir. Bu durumda bu kumul çökellerinin de incelenerek tarihlendirilmesi ve taraçalarla ilişkisinin ortaya çıkarılması önem kazanmıştır. Kumul istifi incelendiğinde birbirinden ayırt edilebilen 6 seviye tanımlanabilmektedir (Şekil 4.19). En altta homojen kum ile başlayan istif çapraz ve paralel laminalı kum tabakası ile devam etmektedir. Bunun birimin üzerinde ise sarı renkli ve demirce zengin kumlu bir zon bulunmaktadır. İstifin tavanında ise yer yer bitki köklerinin de bulunduğu kumlu zon bulunmaktadır. Buradaki istifin 6 farklı seviyesinin her birinden örnekleme yapılmıştır.



Şekil 4.19. Çardak Kumul İstifinin genel görünümü ve örnekleme seviyeleri ve dikme kesiti

4.4.1.8. Denizel Taraçalara ait OSL Tarihlendirme Sonuçları

Denizel taraça örneklerinin elde edilmesinden sonra ve OSL tarihlendirme yöntemi için gerekli olan parametrelerin tamamlanması sonucunda yeni ham OSL verilerinin bu parametreler ile işleme sokulması sonucunda yeni OSL tarihleri elde edilmiştir (Çizelge 4.3).

Çizelge 4.3. Güncellenmiş OSL tarihleri (1* Deniz seviyesinden yükseklik, 2* en üst seviyesinden itibaren derinlik, n: Deney tekrarlanma sayısı, 3* Kosmik Gy/ka, 4* İlk hal ile kuru hal arasındaki % değişim, 5* % İlk hal ile suya doygun hal arasındaki % değişim, 6* % Karbonat)

	Lab	1*	2*	Yaş (binyıl)	Doz	(n)	Doz oranı	3*	4*	5*	6*	U	Th	K
	Kodu	(m)	(m)		(Gy)		(Gy/ka)					ppm	ppm	%
İkizlerçeşme D.T.	MAY1-1	7,20	1,70	127,48±8,91	110,33±5,73	13	0,87±0,04	0,17	5,66	36,80	50,58	0,8	6	0,12
	MAY1-2	6,40	2,50	140,27±8,42	121,07±4,48	24	0,86±0,04	0,16	5,00	40,67	28,27	0,9	5,1	0,16
	MAY1-3	6,20	2,70	149,98±8,25	133,76±4,06	16	0,89±0,04	0,19	5,38	27,09	27,54	1	5,5	0,11
	MAY1-4	6,00	2,90	150,06±9,00	136,22±5,85	13	0,91±0,04	0,13	11,77	52,70	24,57	1	5	0,26
	MAY1-5	5,70	3,20	234,76±21,35	119,54±5,63	24	0,51±0,04	0,12	7,22	31,75	10,95	0,8	1,9	0,06
	MAY1-6	5,50	3,40	246,47±25,32	117,21±7,08	11	0,48±0,04	0,12	7,33	25,86	7,3	0,8	1,6	0,06
Çayırdere D.T.	MAY2-1	8,10	0,10	72,4±8,0	32,09±2,6	12	0,44±0,03	0,28	0,79	37,36	40,24	0,7	0,6	0,11
	MAY2-2	1,80	6,40	169,9±30,6	28,93±2,06	11	0,17±0,03	0,05	0,3	25,2	66,14	0,7	0,5	0,03
	MAY2-3	0,00	8,20	214,0±38,9	34,84±2,14	8	0,16±0,03	0,04	0,26	24,01	69,06	0,8	0,6	0,03
İyisu D.T.	MAY3-1	13,90	6,10	129,8±17,8	34,19±3,93	5	0,26±0,02	0,05	1,74	38,31	59,83	0,6	1,7	0,2
	MAY3-2	12,70	7,30	103,0±14,3	19,56±0,96	7	0,19±0,02	0,04	0,84	22,01	38,17	0,6	0,7	0,06
Çardak Kumul İstifi	MAY4-1	37,50	0,50	33,9±6,8	27,68±5,39	4	0,82±0,04	0,21	2,47	46,86	0	0,9	5,4	0,25
	MAY4-2	37,20	0,80	123,2±6,1	140,58±4,70	5	1,14±0,04	0,19	3,56	46,93	0	2,8	6,5	0,24
	MAY4-3	36,80	1,20	179,5±23,9	135,13±16,17	8	0,75±0,04	0,18	1,52	31,55	0	0,8	4,3	0,21
	MAY4-4	36,50	1,50	188,2±13,6	143,52±6,31	10	0,76±0,04	0,17	2,39	32,5	0	0,7	4,7	0,24
	MAY4-5	36,20	1,80	227,9±17,6	177,82±9,51	5	0,78±0,04	0,16	2,16	33,09	0	0,7	5,8	0,2
	MAY4-6	35,85	2,15	245,0±20,7	167,33±9,18	8	0,68±0,04	0,15	0,14	30,44	0	0,6	4	0,22
Saitik D.T.	MAY5-1	11,40	1,60	392,5±44,9	161,75±11,4	8	0,41±0,04	0,15	0,31	19,92	72,08	0,7	2,1	0,11
	MAY5-2	11,70	1,30	305,7±63,9	118,80±22,08	5	0,39±0,00	0,16	0,74	23,02	67,48	0,8	1,1	0,08
	MAY5-3	12,00	1,00	267,4±30,3	144,42±12,6	5	0,54±0,04	0,17	0,45	18,7	50,24	0,8	3,3	0,13
	MAY5-4	9,00	2,50	74,5±13,9	22,39±3,15	7	0,30±0,04	0,12	0,48	24,32	64,67	0,6	0,8	0,05
	MAY5-5	9,35	3,65	83,1±13,4	31,72±4,04	6	0,38±0,04	0,09	1,35	30,89	40,34	0,7	2,2	0,1
Çardak D.T.	MAY6-1	17,00	0,50	102,1±6,8	73,21±2,79	7	0,72±0,04	0,22	7,88	71,87	2,17	0,5	6,8	0,21
	MAY6-2	14,30	3,20	374,8±32,2	220,73±11,48	5	0,59±0,04	0,13	2,81	45,97	6,82	0,9	3,9	0,16
	MAY6-3	13,60	3,90	380,3±39,9	184,57±12,2	6	0,49±0,04	0,11	2,98	49,89	7,35	0,7	3,5	0,11
	MAY6-4	12,80	4,70	525,4±65,8	178,85±10,8	5	0,34±0,04	0,1	4,16	64,6	15,48	0,7	1,7	0,07
	MAY6-5-1	12,50	5,00	168,5±23,0	63,42±5,78	7	0,38±0,04	0,09	0,63	29,51	38,18	0,9	1,8	0,06
	MAY6-5-2	11,80	5,70	186,7±19,6	75,18±3,58	7	0,40±0,04	0,08	0,35	21,04	54,58	1,5	1,3	0,04
Kaplıntepe D.T.	MAY7-1	8,30	0,30	134,6±11,1	81,85±3,58	8	0,61±0,04	0,23	0,67	30,72	12,21	0,6	3	0,12
	MAY7-2	4,95	3,65	192,9±19,8	81,17±4,03	5	0,42±0,00	0,11	0,54	21,59	53,18	1,2	1,8	0,05
	MAY7-3	4,30	4,30	266,0±30,7	85,65±3,12	4	0,32±0,04	0,1	0,49	31,18	84,4	1,1	1,1	0,04
	MAY7-4	2,70	5,90	225,4±33,0	57,64±1,77	11	0,26±0,04	0,08	0,38	35,19	54,32	0,6	0,7	0,04
	MAY7-5	2,50	6,10	250,2±32,2	83,38±4,25	10	0,33±0,04	0,07	0,65	18,5	37,97	0,6	1,6	0,08
	MAY7-6	0,00	8,60	153,3±22,0	45,80±3,17	12	0,30±0,04	0,05	0,49	30,41	43,28	0,6	1,6	0,1

Tez çalışması kapsamında incelenen denizel taraça oluşuklarının ve bunlarla ilişkisi görülen kumullardan alınan OSL yaşları $33,9 \pm 6,8$ ile $525,4 \pm 65,8$ bin yıl arasında dağıldığı görülmektedir. Alınan bu yaşların herbirinin taraça ve kumulların gelişimlerdeki anlamı ileri bölümlerde tartışılacaktır.

4.4.1.9. Denizel taraçalardan elde edilen verilerin topluca değerlendirilmesi: Tartışma

Bu tez kapsamında Çanakkale Boğazı kıyılarında gözlenen çok sayıda denizel taraçanın altı tanesi çalışılmıştır (Şekil 4.9). Boğazın Kuvaterner dönemi gelişimini ortaya koyabilmek için bu denizel taraçalar, OSL yöntemi ile tarihlendirilmiş ve fosil içerikleri ayrıntılı tanımlanmıştır. Öncelikle OSL yönteminde farklı prosedürler ile yapılan analizlerin değerlendirilmesi gerekmektedir.

Denizel taraçalar Çanakkale Boğazı kıyılarında genellikle Nara Burnu-Marmara Denizi bağlantısı boyunca, boğazın her iki kıyısında geniş yayılım sunmaktadır. Nara Burnu-Ege Denizi bağlantısı arasında ise önceki çalışmalarda denizel taraça istiflerinin varlığından bahsedilmiş olsa da (Erol ve Nuttall, 1972) yapılan arazi çalışmaları esnasında bu istifler gözlenememiştir. Bu çökeller fosil bolluk zonları ile belirgin, ancak farklı fasiyes özellikleri sunan istifler şeklindedir. Çalışılan 6 istiftten sadece İyisu Denizel Taraçası Gelibolu Yarımadası kıyılarında gözlenirken diğerleri Biga Yarımadası kıyılarındadır. İyisu Denizel Taraçası'nı oluşturan istifin kalınlığı yaklaşık 7,5 metredir. Biga Yarımadası kıyılarında gözlenen denizel taraça istiflerinin kalınlıkları güneyden kuzeye doğru şu şekildedir: Çayırdere D. T. ~8 m; İkizlerçeşme D. T. ~8,60 m; Saltık D. T. birbirinden farklı noktada 30 - 60 cm arasında değişen kalınlıklarda; Kaplantepe D. T. ~8,60 m; Çardak D. T. ~5,70 m'dir. İstifler genellikle deniz seviyesine göre daha yüksek bir seviyeden başlamakla birlikte, Çayırdere Denizel Taraçası bugünkü deniz seviyesi ile aynı seviyeden başlamaktadır. Çardak Denizel Taraçası 11,80 metre ile en yüksek seviyeden başlayan taraçadır.

Elde edilen tarihlendirmeler göz önünde tutulduğunda öncelikle Çardak'ta iki farklı lokasyonda gözlenen kumullar diğer denizel taraça istiflerinden ayrı değerlendirilmelidir. Bu kumullar bünyelerinde hem fosil hem de CaCO_3 içermemelerinden dolayı, ayrıca çok daha yüksek değerlerde OSL tarihleri vermelerinden dolayı doğal olarak diğer istiflerden ayrılmaktadırlar.

Çalışılmış olan denizel taraçalarda yapılan OSL tarihlendirmelerinin esasları şunlardır:

- Tarihlendirme genel olarak α , β , γ ve kozmik radyasyon enerjisinin kuvars mineralinin kristal yapısı tarafından soğurulması sonucu yasak band aralığında yer alan tuzaklara yakalanan elektronların sayısına dayanır (Şekil 4.20 a, b).

- α , β ve γ radyasyonu özellikle U ve Th bozunum zincirindeki radyoaktif izotoplar ile toprakta var olan ^{40}K 'dan kaynaklanır ve bunlar kuvars minerali bünyesindeki elektronları etkiler.

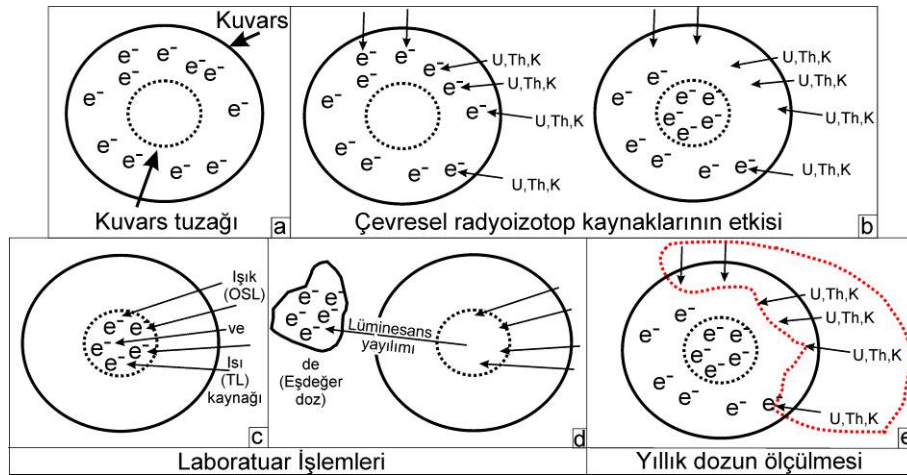
- Kuvars minerali üzerindeki bu radyasyon etki miktarı ortamdaki suyun varlığı ve kütledeki toplam CaCO_3 miktarından da etkilenmektedir.

Arazi çalışmaları sonucunda elde edilen örnekler laboratuvar ortamında analizlere hazırlanır ve gerekli olan kuvarslar örneklerden alınır. Sonraki işlem olarak da kuvars minerali üzerinden lüminesans miktarıyla ilgili laboratuvar ölçümleri yapılır ve eşdeğer doz bulunur (Şekil 4.20 c, d). OSL tarihlendirme yönteminde ise son laboratuvar işlemi olarak yıllık doz tespit edilir (Şekil 4.40 e).

Sonuç olarak:

$$\text{OSL tarihi} = \text{Eşdeğer Doz} / \text{Yıllık Doz}$$

denklemleri kullanılarak tarih hesaplanır.



Şekil 4.20. OSL tarihlendirilmesindeki kullanılan kuvars minerali ve iç yapısını gösteren basit çizimler. a) Kuvars minerali, b) çevresel radyoizotopların kuvars mineralini etkilemesi, c) laboratuvar çalışmalarında geçici kaynakların kullanılması (örneğe ışık verilmesi) ve d) eşdeğer dozun ölçülmesi, e) minerali etkileyen çevresel radyoizotop kaynaklarından kaynaklanan yıllık dozun ölçülmesi (de: eşdeğer doz birimi)

OSL tarihlendirmesinde bir örnekten 2 farklı tarihin ortaya çıkması, yıllık dozun iki farklı yöntemle ölçülmesinden kaynaklanmaktadır.

Bu 2 farklı yöntem ise şu esaslara dayanmaktadır:

1. Örnek alımı esnasında ortamın radyasyon değerlerinin Doz Oran Metre ile ölçümü (DOSE RATE METER (NEB.211L)); ($\mu\text{R/h}$)

2. OSL tarihi belirlenecek olan örneğin laboratuvar ortamında

- U, Th, K oranlarının belirlenmesi (ICP-MS analizleri ile)
- Toplam kütledeki CaCO_3 değerinin belirlenmesi
- Su muhtevasının belirlenmesi

sonucunda kuvars tanesini etkileyen radyasyon oranının ortaya konulması

Aynı denizel taraça ve seviyelerden elde edilen farklı OSL tarihleri bu iki farklı yöntem ile elde edilen yıllık doz ölçümlerine dayanmaktadır. Aşağıda bu iki yöntemle yapılan çalışmalar verilmiştir.

Doz oran metre ile yıllık doz oranı, sadece arazide istifinin alt ve üst seviyelerinden doz oran metre cihazı ile yapılan ölçüm değerlerine bağlı olarak hesaplanır (Çizelge 4.4).

Çizelge 4.4. Doz oran metre ölçümlerine örnek, Çayırdere Denizel Taraçası'na ait doz oran metre değerleri

Ölçüm No	Sonuç ($\mu\text{R/h}$)	Ölçüm No	Sonuç ($\mu\text{R/h}$)	Ölçüm No	Sonuç ($\mu\text{R/h}$)	Ölçüm No	Sonuç ($\mu\text{R/h}$)	Ölçüm No	Sonuç ($\mu\text{R/h}$)	Ölçüm No	Sonuç ($\mu\text{R/h}$)
1	10,5	11	13,6	21	12,8	31	14,9	41	9,9	51	12,0
2	10,7	12	11,2	22	15,6	32	14,3	42	10,7	52	12,8
3	11,2	13	12,8	23	14,9	33	15,6	43	12,8	53	16,4
4	12,8	14	13,6	24	12,8	34	14,9	44	11,2	54	17,9
5	11,2	15	14,9	25	13,6	35	16,4	45	11,4	55	18,7
6	13,6	16	16,4	26	14,3	36	17,2	46	18,7	56	17,2
7	12,8	17	14,9	27	14,3	37	15,6	47	17,2		
8	13,6	18	14,9	28	12,8	38	14,1	47	14,9		
9	14,1	19	14,3	29	14,3	39	14,3	49	15,6		
10	14,3	20	13,6	30	15,6	40	10,5	50	13,6		

Laboratuvar ortamında yıllık doz oranı ise, tarihlendirmesi yapılacak olan istife ait örneklerden: U, Th, K; toplam CaCO_3 ve su muhtevası değerleri ilgili laboratuvarlarda belirlenir ve ona bağlı değerler elde edilir (Çizelge 4.4). Sonuç olarak:

Yapılan OSL tarihlendirmeleri sonucunda 6 farklı denizel taraçadan 0 - 13,90 metreler arasında değişen farklı seviyelerinden alınan 24 örneğin arazi ölçümlerine dayalı

doz verilerine göre OSL değerleri 16,7±2,3 bin yıl - 122,2±8,9 bin yıl arasında çıkmıştır (Çizelge 4.5).

OSL tarihini etkileyen parametreler olarak U, Th, K, ve su muhtevası ile toplam CaCO₃ miktarı da hesaplamalara katıldığında ise aynı örneklerin tarihleri 72,4±8,0 bin yıl - 392,5±44,9 bin yıl arasında değişmektedir (Çizelge 4.5). Bu fark OSL tarihlerinin belirtilen analizler sonrasında yaklaşık %140,2 - %792,6 arasında değişebileceğini göstermektedir. Bu değerler bölgenin Kuvaterner gelişimi hakkındaki yorumlamalarda hataların ortaya çıkmasına sebep olacak düzeydedir. Bu nedenle literatür taraması sonucunda (Choi ve ark., 2009; Fornós ve ark., 2009; Lowick ve ark., 2010; Davids ve ark., 2010) ve aynı istiflerden yapılan farklı yöntemle elde edilmiş yaş değerlerinin (Yaltırak ve ark. (2002) tarafından yapılan çalışmada yer alan Kaplantepe ve İyisu Denizel Taraçasındaki U/Th yaşları) karşılaştırması sonucunda laboratuvar ortamında yıllık dozun belirlenmesi ile doğru sonuçlar elde edilebilmektedir.

Çizelge 4.5. İki farklı yöntemle elde edilen OSL tarihleri, * taraça istifinin en üst seviyesinden itibaren derinlik değeri, **iki farklı yöntemle elde edilen yaşların yaklaşık yüzdelik farkı

	Lab	*	Arazide yıllık doz ölçümü				Laboratuvar ortamında yıllık dozun belirlenmesi					** % Değişim	
			Kodu	Yaş (binyıl)	Doz (Gy)	(n)	Doz oranı (Gy/ka)	Yaş (binyıl)	Doz (Gy)	(n)	Doz oranı (Gy/ka)		Kosmik (Gy/ka)
İkizlerçeşme D.T.	MAY1-1	170	86,936±16,241	118,80±22,08	5	1,37±0,00	127,48±8,91	110,33±5,73	13	0,87±0,04	0,17	147,1	
	MAY1-2	250	97,002±4,157	130,67±5,03	10	1,35±0,02	140,27±8,42	121,07±4,48	24	0,86±0,04	0,16	144,3	
	MAY1-3	270	106,994±5,123	143,52±6,31	10	1,34±0,02	149,98±8,25	133,76±4,06	16	0,89±0,04	0,19	140,2	
	MAY1-4	290	108,497±9,686	144,42±12,60	5	1,33±0,02	150,06±9,00	136,22±5,85	13	0,91±0,04	0,13	138,9	
	MAY1-5	320	115,610±7,623	153,57±9,70	11	1,33±0,02	234,76±21,35	119,54±5,63	24	0,51±0,04	0,12	202,6	
	MAY1-6	340	122,206±8,985	161,75±11,49	8	1,32±0,02	246,47±25,32	117,21±7,08	11	0,48±0,04	0,12	202,5	
Çayırdere D.T.	MAY2-1	10	19,779±2,632	34,99±4,58	10	1,77±0,04	72,4±8,0	32,09±2,6	12	0,44±0,03	0,28	362,0	
	MAY2-2	640	25,894±2,969	40,07±4,47	10	1,55±0,04	169,9±30,6	28,93±2,06	11	0,17±0,03	0,05	653,8	
	MAY2-3	820	27,242±4,894	41,70±7,41	7	1,53±0,04	214,0±38,9	34,84±2,14	8	0,16±0,03	0,04	792,6	
İyisu D.T.	MAY3-1	610	21,697±11,014	30,42±15,43	3	1,40±0,03	129,8±17,8	34,19±3,93	5	0,26±0,02	0,05	590,9	
	MAY3-2	730	20,300±6,718	28,25±9,33	7	1,39±0,03	103,0±14,3	19,56±0,96	7	0,19±0,02	0,04	515,0	
Suluk D.T.	MAY5-1	160	102,124±7,526	161,75±11,49	8	1,58±0,03	392,5±44,9	161,75±11,4	8	0,41±0,04	0,15	385,3	
	MAY5-2	130	74,590±13,940	118,80±22,08	5	1,59±0,00	305,7±63,9	118,80±22,08	5	0,39±0,00	0,16	408,0	
	MAY5-3	100	90,082±8,054	144,42±12,60	5	1,60±0,03	267,4±30,3	144,42±12,6	5	0,54±0,04	0,17	296,7	
	MAY5-4	250	16,784±2,333	26,26±3,58	9	1,56±0,04	74,5±13,9	22,39±3,15	7	0,30±0,04	0,12	447,0	
	MAY5-5	365	20,815±2,713	31,72±4,04	6	1,52±0,04	83,1±13,4	31,72±4,04	6	0,38±0,04	0,09	399,0	
Çardak D.T.	MAY6-5-1	500	49,086±4,619	67,07±6,19	8	1,37±0,02	168,5±23,0	63,42±5,78	7	0,38±0,04	0,09	344,9	
	MAY6-5-2	570	51,822±5,975	70,30±8,00	8	1,36±0,02	186,7±19,6	75,18±3,58	7	0,40±0,04	0,08	359,6	
Kaplantepe D.T.	MAY7-1	30	46,100±2,185	81,85±3,58	8	1,78±0,03	134,6±11,1	81,85±3,58	8	0,61±0,04	0,23	292,8	
	MAY7-2	365	57,071±4,577	94,53±7,38	8	1,66±0,00	192,9±19,8	81,17±4,03	5	0,42±0,00	0,11	338,6	
	MAY7-3	430	77,414±7,697	107,79±10,46	8	1,39±0,03	266,0±30,7	85,65±3,12	4	0,32±0,04	0,1	343,7	
	MAY7-4	590	41,188±6,863	56,62±9,28	8	1,37±0,04	225,4±33,0	57,64±1,77	11	0,26±0,04	0,08	547,4	
	MAY7-5	610	68,769±8,483	93,76±11,22	8	1,36±0,04	250,2±32,2	83,38±4,25	10	0,33±0,04	0,07	362,3	
	MAY7-6	860	30,903±3,831	41,44±4,98	8	1,34±0,04	153,3±22,0	45,80±3,17	12	0,30±0,04	0,05	493,5	

Denizel taraçaların OSL tarihlendirilmesinin yanında paleontolojik çalışmalar da yapılmıştır. Bu basamakta hem makro fosil örnekleri (Çizelge 4.6) hem de foraminifer fosil örnekleri çalışılmıştır.

Çizelge 4.6. Denizel taraça istiflerine ait örneklerden yapılan makro boyuttaki fosil tanımlamaları, (MAY1: İkizlerçeşme D.T., MAY2: Çayırdere D.T., MAY3: İyisu D.T., MAY5: Saltık D.T., MAY6: Çardak D.T., MAY7: Kaplantepe D.T.)

Tanımlanan fosiller	MAY1	MAY2	MAY3	MAY5	MAY6	MAY7
<i>Ostrea (Ostrea) edulis</i>	X	X	X	X		X
<i>Ostrea sp.</i>	X	X	X	X	X	X
<i>Paphia (Polititapes) senescens</i>	X	X			X	
<i>Paphia sp.</i>	X	X			X	
<i>Cardium (Papillicardium) papillosum</i>	X	X				
<i>Cardium (Acanthocardia) tuberculatum</i>	X					
<i>Cardium sp.</i>	X		X			
<i>Donacilla cornea</i>	X					
<i>Cerithium vulgatum</i>	X	X				X
<i>Cerithium sp.</i>	X					X
<i>Gibbula dreponensis</i>	X					
<i>Solen vagina</i>	X					
<i>Bittium reticulatum</i>	X					
<i>Gibbula albida</i>	X	X				
<i>Ringicula conformis</i>	X					
<i>Rissoa splendida</i>	X					
<i>Turritella communis</i>						
<i>Alvania carinata</i>	X					
<i>Mytilaster lineatus</i>	X	X				
<i>Paphia rugata rugata</i>	X					
<i>Mytilus sp</i>		X				
<i>Didacna crassa baericrassa</i>				X		
<i>Cerastoderma glaucum</i>	X					
<i>Gastrana fragilis</i>	X					
Pelecypoda kavkaları	X	X	X		X	X

Denizel taraçaların foraminifer tanımlamaları esnasında sadece İkizlerçeşme D.T., İyisu D.T., Çardak D.T., Kaplantepe D.T örneklerinde foraminiferler gözlenmiş ve tür bazında tayin edilmiştir (Çizelge 4.7).

Çizelge 4.7. Denizel taraça istiflerine ait örneklerden yapılan foraminifer fosil tanımlamaları (MAY1: İkizlerçeşme D.T., MAY3: İyisu D.T., MAY6: Çardak D.T., MAY7: Kaplantepe D.T., diğer iki taraçada foraminifer gözlenmemiştir)

Tanımlanan fosiller	MAY1	MAY3	MAY6	MAY7	Tanımlanan fosiller	MAY1	MAY3	MAY6	MAY7
<i>Ammonia compacta</i> (Hofker)	X	X		X	<i>Elphidium pulvereum</i> Todd				X
<i>Ammonia parkinsoniana</i> (d'Orbigny)	X	X	X	X	<i>Elphidium</i> sp.			X	X
<i>Ammonia tepida</i> (Cushman)	X	X	X	X	<i>Elphidium</i> spp.	X	X	X	X
<i>Ammonia</i> sp.	X				<i>Fissurina</i> sp.				X
<i>Ammonia</i> spp.	X	X	X	X	<i>Globulina myristiformis</i> (Williamson)				X
<i>Aubignyna perlucida</i> (Heron-Allen ve Earland)	X			X	<i>Haynesinade pressula</i> (Walker ve Jacob)	X	X	X	X
<i>Bolivina</i> sp.	X				<i>Haynesina</i> sp.				X
<i>Bulimina aculeata</i> d'Orbigny				X	<i>Lobatula lobatula</i> (Walker ve Jacob)				X
<i>Criboelphidium poeyanum</i> (d'Orbigny)	X			X	<i>Massilina secans</i> (d'Orbigny)	X			
<i>Cycloforina contorta</i> (d'Orbigny)				X	<i>Neoconorbina terquemi</i> (Rzehak)				X
<i>Cycloforina</i> sp.				X	<i>Nuttallides bradyi</i> (Earland)	X			X
<i>Elphidium aculeatum</i> (d'Orbigny)	X			X	<i>Porosonion subgranosum</i> (Egger)		X	X	X
<i>Elphidium advenum</i> (Cushman)				X	<i>Quinqueloculina</i> sp.	X			X
<i>Elphidium crispum</i> (Linnaeus)				X	<i>Rosalina bradyi</i> (Cushman)	X			X
<i>Elphidium gerthivan</i> Voorthuysen				X	<i>Rosalina</i> sp.	X			X
<i>Elphidium macellum</i> (Fichtel ve Moll)	X			X	<i>Siphonaperta aspera</i> (d'Orbigny)				X
<i>Elphidium pauciloculum</i> (Cushman)				X	<i>Siphonaperta</i> sp.	X			X

Sonuç olarak, denizel taraçaların fosil bolluk zonunu oluşturan kısımlarında yapılan paleontolojik-petrografik çalışmalar sonucunda makro fosillerde yoğun olarak *Ostrea (Ostrea) edulis* Linnaeus, *Paphia (Polititapes) senescens* Coc., *Cerithium vulgatum* Bruguiere, *Gibbula albida* Gmelin ve *Donacilla (Donacilla) cornea* Poli fosilleri ile bu fosil kavkılarının arasında polijenik çakıl ve kum taneleri tespit edilmiştir. Foraminiferler incelendiğinde ise genellikle *Ammonia* ve *Elphidium* türlerinin baskın olduğu ortaya konulmuştur.

Ammonia ve *Elphidium* temel olarak 50 metrenin altındaki su derinliklerinde bolluk oluştururlar ve hiposalinden (tuzluluk < %33) - hipersaline (tuzluluk > %37) değişen tuzlulukta iç şelf, lagünler ve gel - git bataklıklarında yayılım gösterirler (Murray, 1973). Yani bu iki cins çok geniş tuzluluk tercihinine sahiptir. Ancak; çalışılan örneklerde normal deniz tuzluluğunu (%33-37) tercih eden türlerin çeşitliliği ve bolluklarındaki azlığa karşın

bu iki cinse ait türlerin baskın oluşu ortamın normal deniz tuzluluğunun altındaki (acı su) bir sığ su ortamı olduğuna işaret etmektedir.

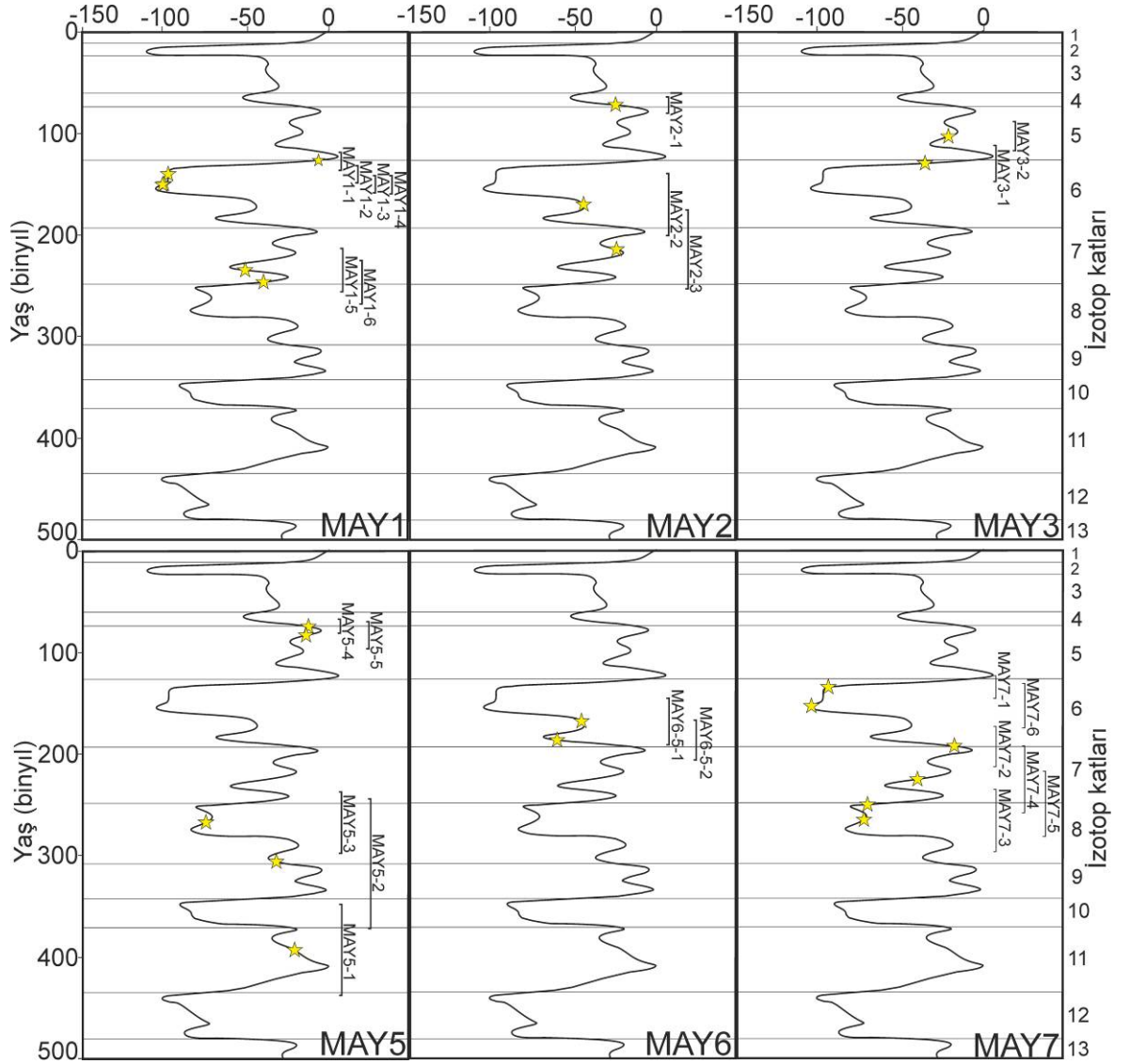
Fosil bolluk zonlarından tanımlanan türlerin paleoekolojik özellikleri incelenerek çalışma alanının ortamsal koşulları yorumlandığında, çökme zamanında sığ ve acısu koşullarının hakim olduğu ortaya çıkarılmıştır.

Çanakkale Boğazı kıyılarındaki 6 adet taraçadan OSL tarihlendirme analizleri sonucunda $72,4 \pm 8.0$ binyıl ile $392,5 \pm 44,9$ binyıl arası tarihleri ortaya konulmuştur. Elde edilen bu OSL tarihleri önceki çalışmalarda hazırlanmış olan (Skenne ve ark., 1998; Aksu ve ark., 1999; Thompson ve Goldstein, 2006) küresel deniz seviyesi eğrileri ve Denizel İzotop Katlarını gösterir grafiklerle korele edildiğinde (Şekil 4.21) denizel taraçaların oluşum zamanı, deniz seviyesinin nispeten günümüzden alçak olduğu denizel izotop katları (MIS) 11 ile 5 buzul arası dönemleri göstermektedir ve bu bağlamda da taraçaların oluşumundan günümüze geçen zamanda bu bölgede önemli tektonik yükselmelerin olduğunu göstermektedir.

Şekil 4.21'de de görüldüğü gibi bazı örneklerin OSL tarihleri ise buzul dönemlerine karşılık gelmektedir. Neredeyse tüm fosil bolluk zonlarında gözlenen *Ostrea sp.* gibi fosiller genellikle $5-25^{\circ}\text{C}$ arasındaki sıcaklıklarda yaşamlarını sürdürmektedirler (Hutchinson ve Lawkins, 1991). Bu sıcaklığın altındaki değerlerde ise varlıklarını çok az süre devam ettirebilmektedirler (Hutchinson ve Lawkins, 1991). Dolayısıyla bu canlıların günümüz ortalama sıcaklığından daha da soğuk olan buzul dönemlerinde çok az gözlenmiş olması gerekir. Bu sebeple bolluk zonlarında bulunan bu fosillerin yine buzul dönemlerinden ziyade buzularası dönemlerde (MIS 3, 5, 7, 9, 11) varlıklarını sürdürmüş olmalıdırlar. Bu bağlamda da denizel taraça istiflerinde bolluk zonları da yine buzularası dönemleri ifade ediyor olması gerekmektedir. Şekil 4.21'de gözlemlendiği üzere buzul dönemlerine (MIS 2, 4, 6, 8, 10) karşılık gelen yaşların hata payları ile ele alındığında yine bir buzularası dönemi de kapsadığı görülmektedir. Bu durumda bu tarihlerin buzularası dönemlere karşılık gelen kısımlarda yorumlanması daha doğru olacaktır.

OSL tarihleri teker teker incelendiğinde (Şekil 4.21) tüm tarihler ister buzul ister buzularası dönemlere karşılık gelsin, hepsi de günümüz deniz seviyesinden daha alçak olduğu zamanları göstermektedir. Tarihleri belirlenmiş olan bu istiflerin her biri günümüzde deniz seviyesinin üzerindeki noktalardan elde edilmiştir (0 ile 17,00 metreler arasında değişen yüksekliklerdedir). Bu durum dikkate alındığında; oluşumundan günümüze kadarki sürede tektonik yolla bu istifler yükselmişler ve deniz seviyesinden

daha yukarıdaki bugünkü konumlarına ulaşmışlardır. İstiflerde gözlenen fosil bolluk zonları ayrıntılı incelendiğinde, İkizlerçeşme, Çayırdere ve Çardak denizel taraçalarının bazı seviyelerinde Akdeniz kökenli *Ostrea sp.* ile Karadeniz kökenli *Paphia (Polittapes) senescens* fosilleri birlikte bulunmaktadır. Bu farklı fauna özellikleri gösteren fosillerin aynı istif içerisinde aynı seviyelerde bulunması, fosillerin çökeldikleri zamandaki Akdeniz ve Karadeniz sularının Çanakkale Boğazı üzerinden bağlantılı olduğu dönemleri ifade etmektedir.



Şekil 4.21. Küresel deniz seviyesi eğrileri, denizel izotop katları ve Çanakkale Boğazı Denizel taraçalarından elde edilen OSL tarihleri, (Küresel deniz seviyesi eğrileri ve izotop katları Skenne ve ark., 1998; Aksu ve ark., 1999; Thompson ve Goldstein, 2006'dan derlenmiştir, yıldızlar tarihlendirilmiş örnekleri göstermektedir)

4.4.2. Eolinit ve Rizolitler

4.4.2.1. Zunguma Burnu (Bozcaada) Eolinit ve Rizolitleri

Zunguma Burnu Eoliniti

Bozcaada'nın güneybatısındaki Zunguma Burnu'nda Ayazma plajı ve yakın çevresinde eolinit (fossil kumul) oluşukları görülür. Eolinitler uyumsuz bir dokanakla Miyosen yaşlı Kirazlı Formasyonu'nun üzerinde bulunmaktadır. Eolinit istifi 5 metre bir kalınlık sunmaktadır. Hakim litolojisi iyi boylanmış kumtaşıdır. Kumtaşının başlıca bileşenleri kuvars, kalsit, plajiyoklas, ortoklas, mikroklin, epidot, klorit ve lökoksens mineralleridir (Kiyak ve Erginal 2010). Eolinit ve eolinit bünyesinde bulunan rizolitler paleoklim ve paleoortam yorumları için öneme sahip özel oluşumlardır. Bu alanda bu birimlerin oluşum koşullarını ve dağılımını-geometrisini anlamak için ayrıntılı jeolojik ve jeofizik (DAÖ yöntemi) çalışmalar yapılmış, mineralojik-petrografik analizler için de eolinit örnekleri alınarak incelenmiştir.

Zunguma Burnu Eolinit mostraları Ayazma plajı batısındaki Zunguma burnunda sahilden yaklaşık 2,10 metre içeriye kadar kara tarafından devamlılık gösterir. Öte yandan birimin mostralarının güney devamı su altında kalmıştır (Şekil 4.22).



Şekil 4.22. Zunguma Burnu Eolinitleri örnekleme noktaları

Zunguma Burnu Eoliniti'nin 2 farklı noktasından BZE kodlu 6 adet örnek alınmıştır (Şekil 4.19). 414707/4407644 (UTM, WGS-84) koordinatlarına sahip ilk örnekleme noktası su altında olduğundan tabanı gözlenememektedir.

BZE-01 numaralı bu örnekten sonra, BZE-02 örneği deniz seviyesinden ve BZE-03 deniz seviyesinin 1,20 metre üzerinden alınmıştır.

414780/4407650 (UTM, WGS-84) koordinatlarındaki eolinit deniz seviyesinden 2,80 metre kotuna kadar devam etmektedir. Bu lokasyondan da 3 örnek alınmıştır. Buradan alınan BZE-04 örneği deniz seviyesinden 20 cm yukarıda, BZE-05 deniz seviyesinden 1,50 metre yukarıda ve BZE-06 ise 2,60 metre deniz seviyesi üzerindedir.

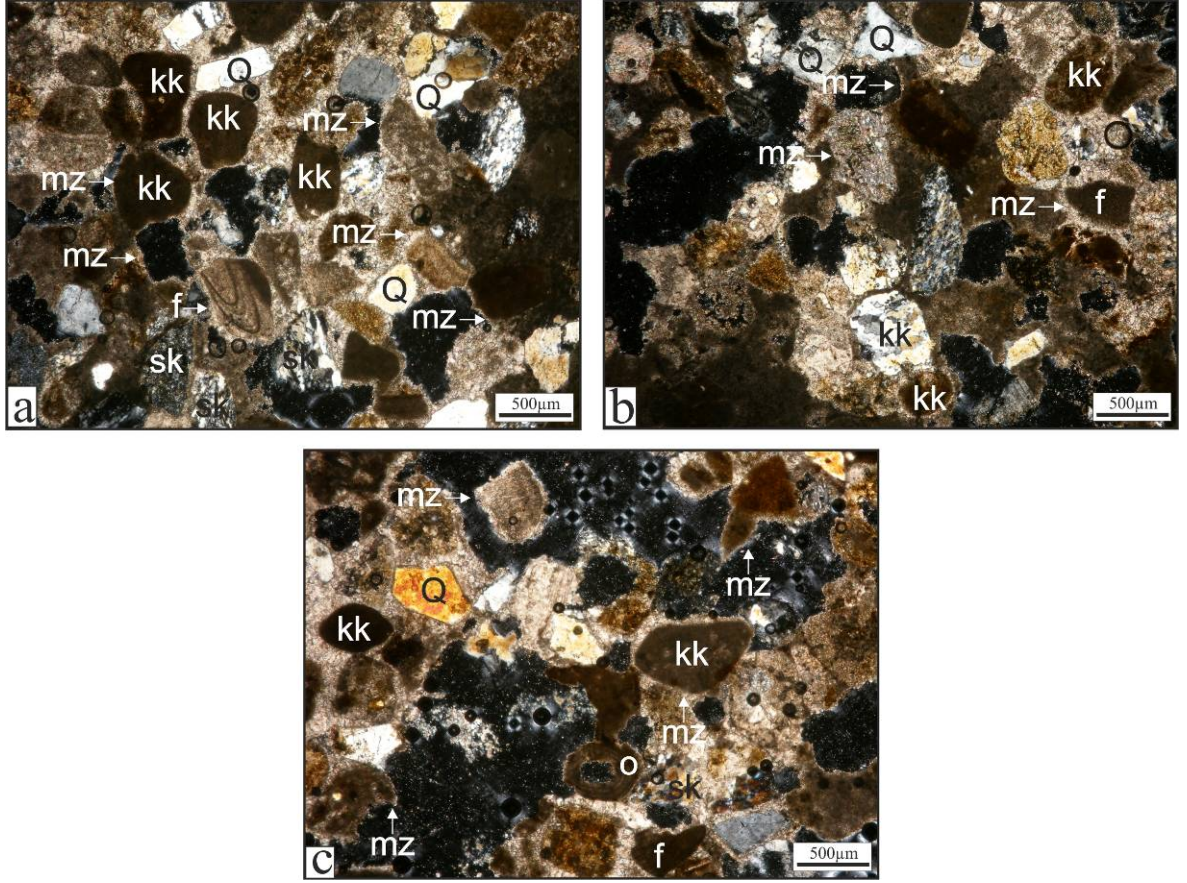
Zunguma Burnu Eoliniti ince kesit çalışmaları

Bu alanda yapılan çalışmalar sonucu toplanan örneklerden hazırlanan ince kesitler incelendiğinde, bütün kayaçların genel petrografik özelliklerinin benzer olduğu belirlenmiştir.

BZE-01 örneğinde kayacı oluşturan tanelerin kuvars, plajioloklas, opak mineraller ile metakumtaşı ve kaya kırıntılarında olduğu belirlenmiştir. Kayaçlar boşluklu ve boşlukların çok az bir kısmı kalsitik çimento ile doldurulmuş durumdadır. Kaya kırıntısı niteliğindeki taneler içinde ve bizzat tek tek taneler halinde fosil kavkı parçacıkları bulunmaktadır (Şekil 4.23a). Kuvarsların veya kuvarsitten oluşan kaya kırıntılarının kayadaki oranına bakıldığında kaynak alanda metamorfik kayaların da bulunduğu söylenebilir. Metamorfik kaya kırıntılarında mineral yönlenmeleri ve şistozite çok belirgin olup, granoblastik ve grano-lepidoblastik dokular gözlenmektedir (Şekil 4.23b). Karbonat kırıntıları genel olarak yarı yuvarlak (az yuvarlak) olup, çok az oranda çekirdekli oolit görülmektedir (Şekil 4.23c).

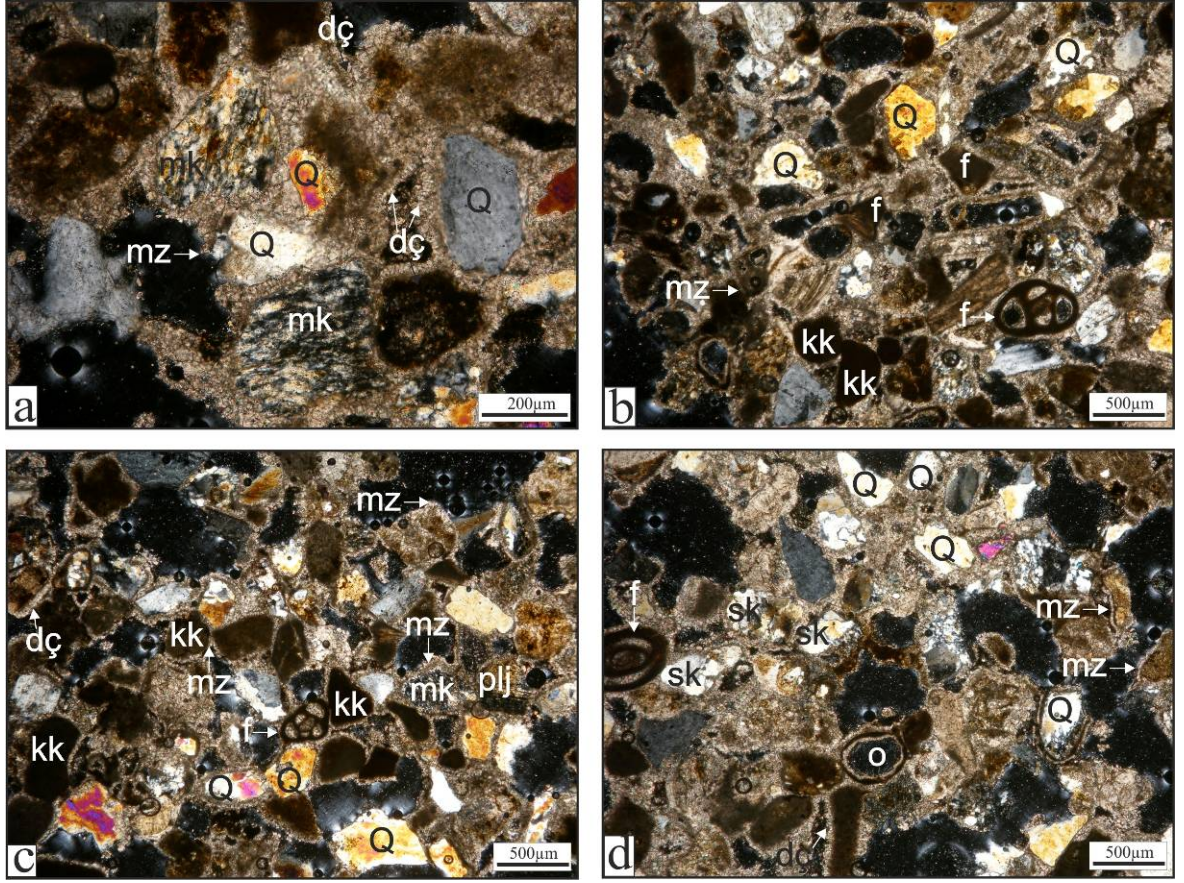
Kayacın taneleri arasında yer alan zayıf karbonat çimento, bu kayacın çalkantılı sığ bir su ortamında ve kaynak alandan çok uzakta olmayan (taşınma mesafesi kısa) bir yerde oluştuğunu göstermektedir. Ayrıca kırıntı halinde bulunan fosillerin kırılmış olması da orta-yüksek enerjili bir ortamı işaret eder.

BZE-02 örneğinden elde edilen ince kesit incelendiğinde, taneler egemen olarak kaya kırıntılarında oluşmaktadır. Kırıntılar genellikle metamorfik kayalardan derlenen kuvarsit ve şisttir (Şekil 4.24a). Polikristalin kuvars çok yaygın gözlenmektedir.



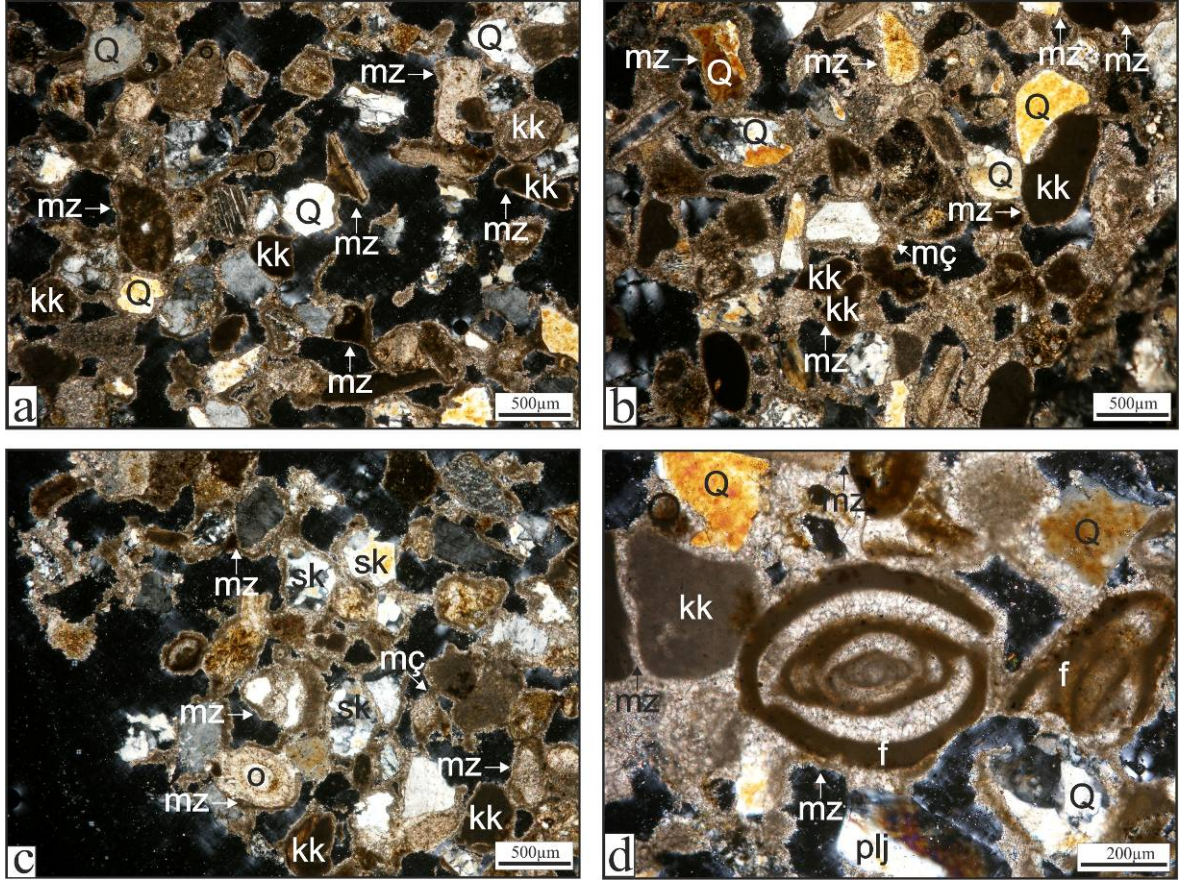
Şekil 4.23. BZE-01 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eolithiti'ni oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikol), taneler arasında yoğun bir şekilde sparitik özellikli menisküs çimento gözlenmektedir ve tanelerin üzeri karbonat zarflarıyla sarılmıştır. a) Fosil kavkaları, b) metamorfik kaya kırıntılar ve granoblastik ve grano-lepidoblastik dokular, c) taneler arasında az da olsa gözlenen oolitler (Kısaltmalar: f: fosil kavkısı, kk: karbonatlı kaya kırıntısı, mz: mikritik zarf, , o: oolit, Q: kuvars, sk: silisli kaya kırıntısı)

Taneler az yuvarlak, taneler arası boşluk oranı çok fazladır. Tane arasındaki boşlukları kalsitik çimento oluşturmaktadır. Çimento genel olarak ağsal veya tane üzerine yapışmış zarflar şeklindedir. Bu zarf çimentoların yanında taneden boşluğa doğru büyümüş drüz çimento da gelişmiştir. Miliolidae familyası ile Triloculina cinsi fosil ve fosil kavkaları gözlenmektedir (Şekil 4.24b, c ve d). Kesit bünyesinde çok nadir de olsa oolit taneleri belirlenmiştir. Tane kenarında opasitleşmeler ve genellikle yuvarlaklaşmış tek tane oolitler mevcuttur (Şekil 4.24d).



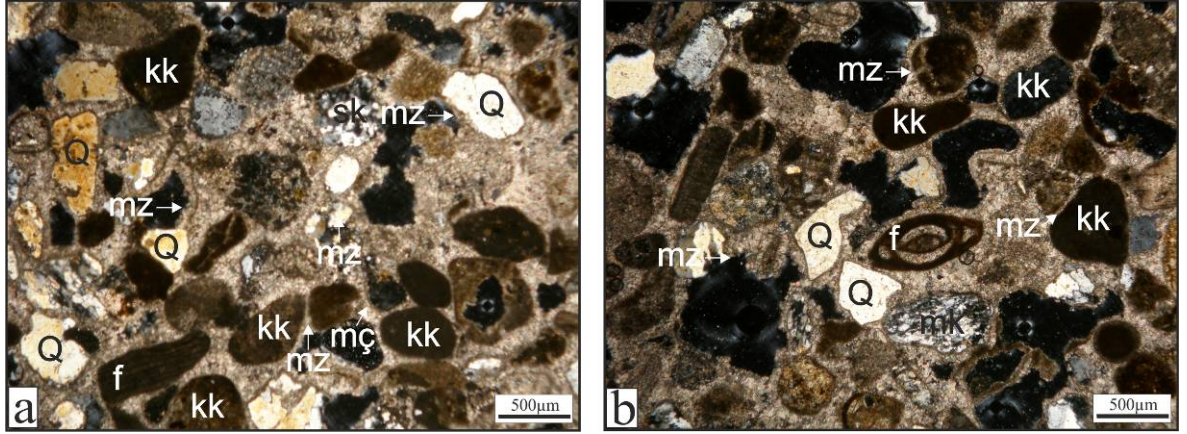
Şekil 4.24. BZE-02 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eolithiti'ni oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikol), tüm örneklerde tane yüzeylerini saran karbonat zarflar ve taneleri birbirine bağlayan menisküs çimento yoğun bir şekilde gözlenmektedir. a) Kuvarsit şist ve drüz çimento, bu görüntüdeki mikroskop büyütmesi: 10x10 çapraz nikol, b, c) taneler arasındaki fosil kavkıları ve drüz çimento, d) drüz çimento, oolit ve fosil kavkıları (Kısaltmalar: dç: drüz tipi çimento, f: fosil kavkısı, kk: karbonatlı kaya kırıntısı, mz: mikritik zarf, mk: metamorfik kaya kırıntısı, o: oolit, plj: plajiyoklas, Q: kuvars, sk: silisli kaya kırıntısı)

BZE-03 örneği ağsal çimento ve matriks destekli kumtaşından oluşmaktadır. Kayaç içerisinde kuvars oranı yüksektir. İncekesit incelendiğinde plajiyoklas, tek taneler halinde kuvars (Şekil 4.25a), polikristalin kuvars taneleri, drüz çimentolanma (Şekil 4.25b), oolit ve dalgalı sönmeli kuvars taneleri (Şekil 4.25c) gözlenmektedir. Bunların yanında *Biloculina* (Pyrgo) cinsi fosil (Şekil 4.25d) ve fosil kavkı parçacıklarında belirlenmiştir. Kesit içerisinde kuvars kırıntıları yaygındır. Taneler köşeli, iyi yuvarlaklaşmamış, dolayısıyla az taşınmıştır. Bazı tanelerin etrafında demiroksit birikiminden kaynaklı opaklaşma gözlenmektedir.



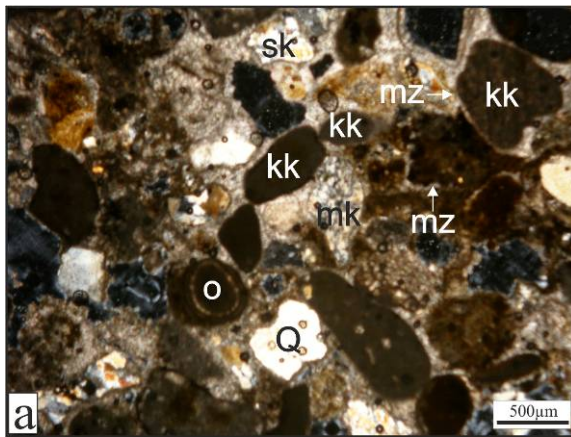
Şekil 4.25. BZE-03 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eolinit'i'ni oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikol), tane yüzeyleri karbonat zarflarla çevrilmiş ve taneler arasında menisküs çimentolar yoğun bir şekilde yer almaktadır. a) Plajiyoklas, kuvars mineralleri, b) polikristalin kuvars, drüz çimento, c) dalgalı sönmeli kuvars taneleri ve oolitler, d) Biloculina fosil kavkıları, bu görüntüdeki mikroskop büyütmesi: 10x10 çapraz nikol (Kısaltmalar: f: fosil kavkısı, kk: karbonatlı kaya kırıntısı, mz: mikritik zarf, plj: plajiyoklas, Q: kuvars, o: oolit, sk: silisli kaya kırıntısı)

BZE-04 örneğinden elde edilen ince kesitler incelendiğinde ise tanelerin genellikle polikristalin kuvarslardan ve karbonat kaya kırıntılarında olduğu ve yer yer opak minerallerin varlığı gözlenmektedir (Şekil 4.26a). Taneler yuvarlaktır. Taneler arası karbonat çimento iyi gelişmiştir. Bu kesitte Biloculina cinsi fosiller ile (Şekil 4.26b) kırılmış fosil kavkıları gözlenmektedir. Kırık fosil parçacıkları ve çeşitli boyutlarda metamorfik kaya kırıntıları incelendiğinde bu örneğin oluşum ortamının yüksek enerjili olduğunu işaret etmektedir.



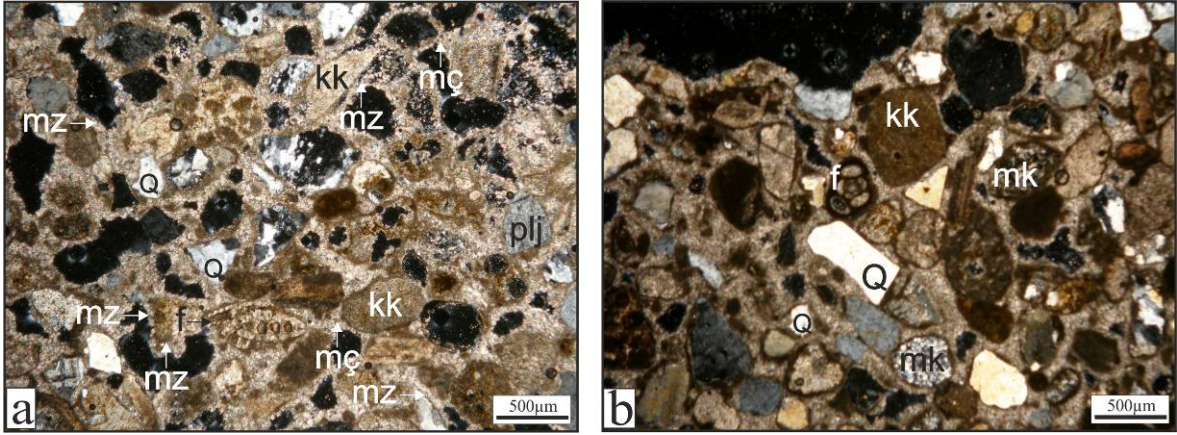
Şekil 4.26. BZE-04 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eoliniti'ni oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikol ol), taneler arası çimento ile doldur ve yer yer de boşluklar gözlenmektedir, örneklerde tane yüzeyleri mikritik zarflar ile sarılmıştır. a) Opak mineraller ve b) fosil kavkuları ayırt edilmektedir (Kısaltmalar: f: fosil kavkısı, kk: karbonatlı kaya kırıntısı, mk: metamorfik kaya kırıntısı, mz: mikritik zarf, mç: menisküs çimento, Q: kuvars, o: oolit, sk: silisli kaya kırıntısı)

BZE-05 örneğinde genel olarak opak mineraller, metamorfik kaya kırıntıları, kuvarsit, kuvars-şist ve oolitler (Şekil 4.27a) gözlenmektedir. Kesit incelendiğinde ortamın yüksek enerjili olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 4.27. BZE-05 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eoliniti'ni oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikol). a)Taneler arasında gözlenen oolitler (Kısaltmalar: kk: karbonatlı kaya kırıntısı, mk: metamorfik kaya kırıntısı, mz: mikritik zarf, Q: kuvars, o: oolit, sk: silisli kaya kırıntısı)

BZE-06 örneğinden hazırlanan ince kesit incelendiğinde, örneğin ince tanelerden, karbonat çimentodan oluşan bir kumtaşı olduğu belirlenmiştir. Bu kesitte dalgalı sönmeli kuvars ve plajyoklas çok yaygındır ve taşınmış foraminiferler de gözlenmiştir (Şekil 4.28a). Kesitte tek tane kuvars, iyi yuvarlaklaşmış polikristalin kuvars taneleri ve bunları birbirine tutturarak kalsitik çimento ile Miliolidae cinsi fosiller de tanımlanmıştır (Şekil 4.2b).



Şekil 4.28. BZE-06 örneği ince kesitlerinde Zunguma Burnu Eolinitini oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösteren mikrofotografılar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikol), tüm taneler mikritik zarflar ile örtülmüştür. a, b) Kuvars taneleri ve fosil kavkılarını ayırt edilebilmektedir (Kısaltmalar: f: fosil, kk: karbonatlı kaya kırıntısı, mç: menisküs çimento, mk: metamorfik kaya kırıntısı, mz: mikritik zarf, plj: plajyoklas, Q: kuvars, o: oolit)

Zunguma Burnu eolinitinden alınan BZE-04, BZE-05 ve BZE-06 örnekler yukarıda tanıtıldığı gibi genel olarak benzer petrografik özellikler göstermektedir. Kayaların dokusal nitelikleri tanelerin çok fazla taşınmamış olmakla birlikte orta-yüksek enerjili bir ortamda çökeldiğini göstermektedir.

Zunguma Burnu Eolinitini SEM-EDX analiz çalışmaları

Arazi çalışmalarından toplanan 6 kaya örneğinden yaptırılan SEM analiz sonuçlarına göre örnekleri oluşturan kayaç tanelerinin, mikritik zarf ile örtüldüğü (Şekil 4.29a ve b, Şekil 4.30a, Şekil 4.31a, Şekil 4.32a, Şekil 4.33a, Şekil 4.34a), Zunguma Burnu Eolinitini ince kesitleriyle birlikte değerlendirildiğinde, taneler arasında yoğun bir şekilde menisküs çimento (Şekil 4.29a ve c, Şekil 4.31b ve c) gözlemlendiği, bağların bu iki çimento ile sağlandığı belirlenmiştir. Taneleri saran zarflar SEM görüntülerinde ayrıntılı olarak

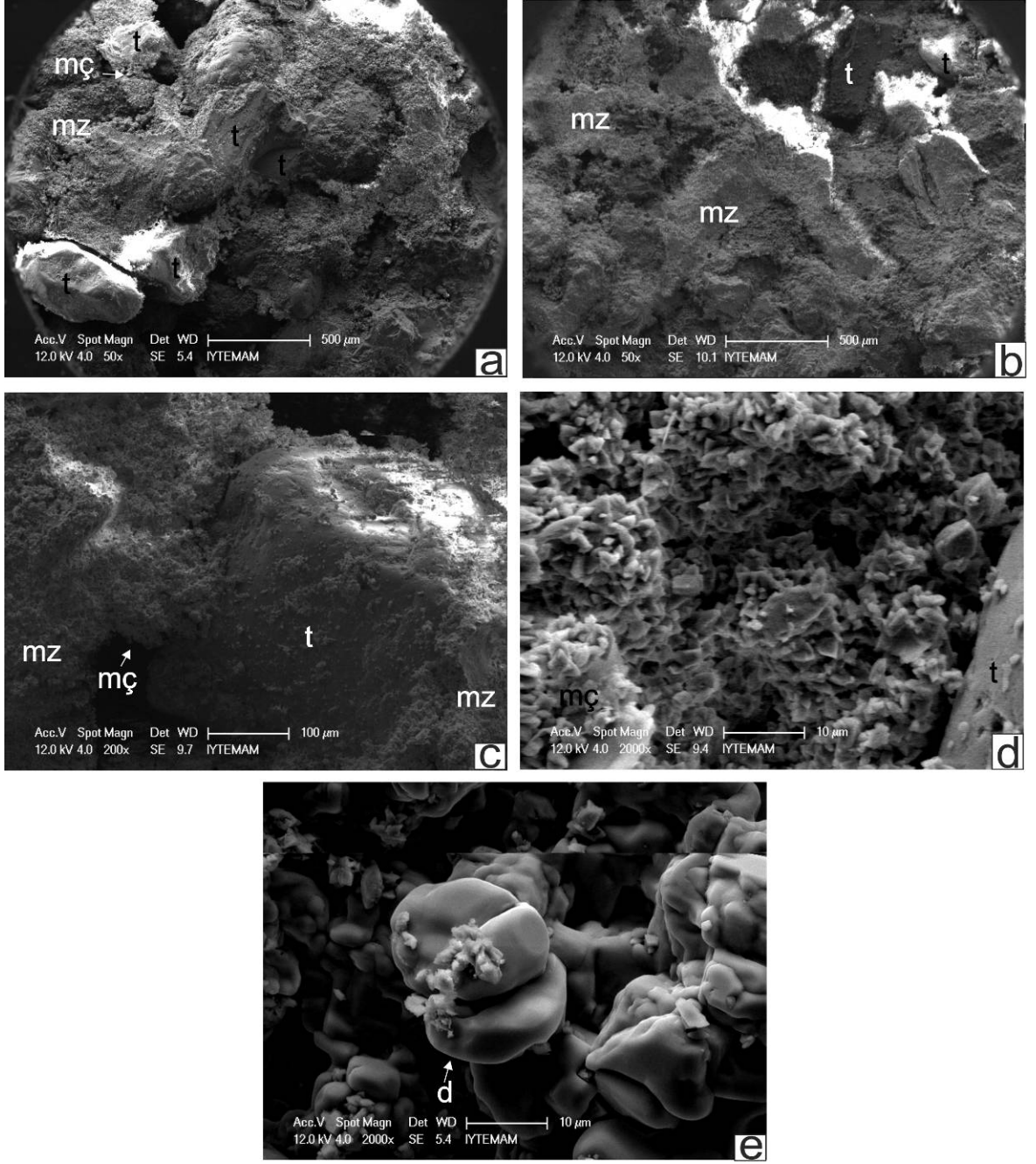
gözlenmektedir (Şekil 4.29c, Şekil 4.30b, Şekil 4.31c, Şekil 4.32a, Şekil 4.33b, Şekil 4.34b) ve bu zarfların ise CaCO₃ kökenli olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.29d, Şekil 4.30c, Şekil 4.31c, Şekil 4.32c, Şekil 4.33, Şekil 4.34c, Çizelge 4.8).

SEM görüntüleri ile örneklerde yer yer tane yüzeylerine ve taneler arasına yapışmış bir şekilde mikrofosillerin (Şekil 4.29e, Şekil 30e ve f, Şekil 34f), alg filamentlerin (Şekil 4.30d) varlığı da gözlenmiştir. Organik materyalin EDX analiz değerleri Çizelge 4.8’de verilmiştir. Bazı örneklerde kalsit dolgu haricinde tane yüzeylerinde tuz kristalleri (Şekil 4.31d, Çizelge 4.4) ve topakları da (Şekil 4.34d ve e) belirlenmiştir. Taneler arasında bazen büyük boşluklar da gözlenmektedir (Şekil 4.33d).

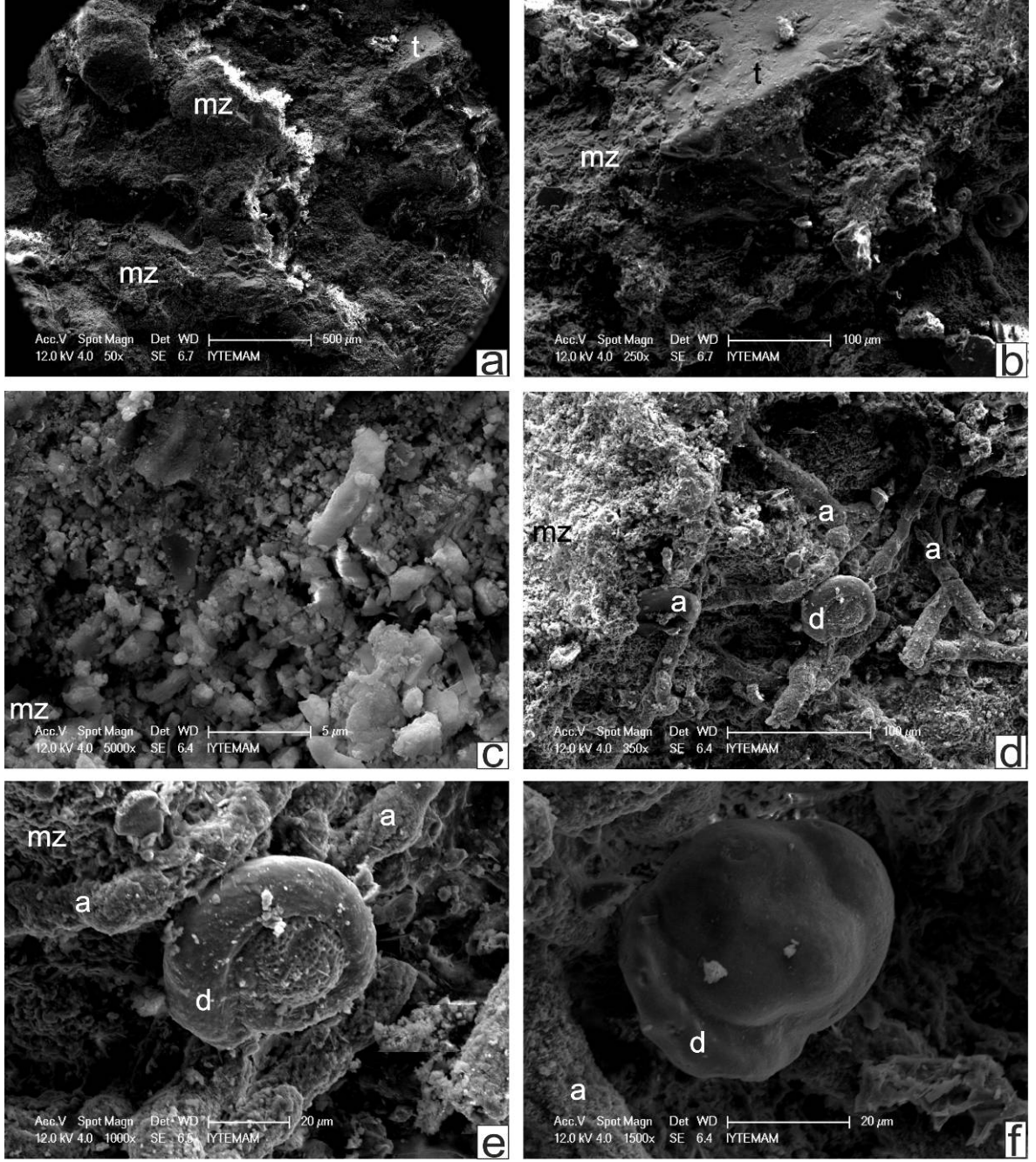
Çizelge 4.8. BZE örneklerine ait EDX analiz sonuçları

Örnek No	Analiz Yüzeyi	Elementler (%)								
		C	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	Ca	Fe
BZE-01-c	Mikritik zarf	26,91	46,70	0,59	2,57	2,08	3,74	0,67	35,92	2,00
BZE-02-c	Mikritik zarf	21,60	33,81	1,53	3,37	2,04	3,25	0,88	31,74	1,78
BZE-02-d	Alg yüzeyi	31,38	38,93	1,71	3,03	0,53	0,62	0,50	21,97	1,34
BZE-02-e	Mikrofosil	21,48	30,64	1,56	2,25	1,09	1,09	1,24	37,50	2,57
BZE-03-c	Mikritik zarf	13,05	32,1	0,60	2,98	0,59	1,00	0,41	46,39	2,86
BZE-03-d	Mikritik zarf	8,76	22,45	0,33	1,48	0,63	1,94	0,24	58,53	5,64
BZE-04-b	Mikritik zarf	24,48	27,91	1,04	2,29	1,21	4,13	0,98	26,22	11,75
BZE-04-c	Mikritik zarf	15,08	27,42	0,76	2,13	1,60	10,83	1,43	31,34	9,42
BZE-05-c	Mikritik zarf	23,02	33,97	2,27	1,52	0,83	1,84	3,38	27,51	5,66
BZE-06-c	Mikritik zarf	34,69	33,43	4,04	1,73	1,13	4,10	4,99	12,61	3,28
BZE-06-e	Tuz topağı	26,57	11,29	6,12	0,39	0,00	0,15	47,55	7,41	0,51

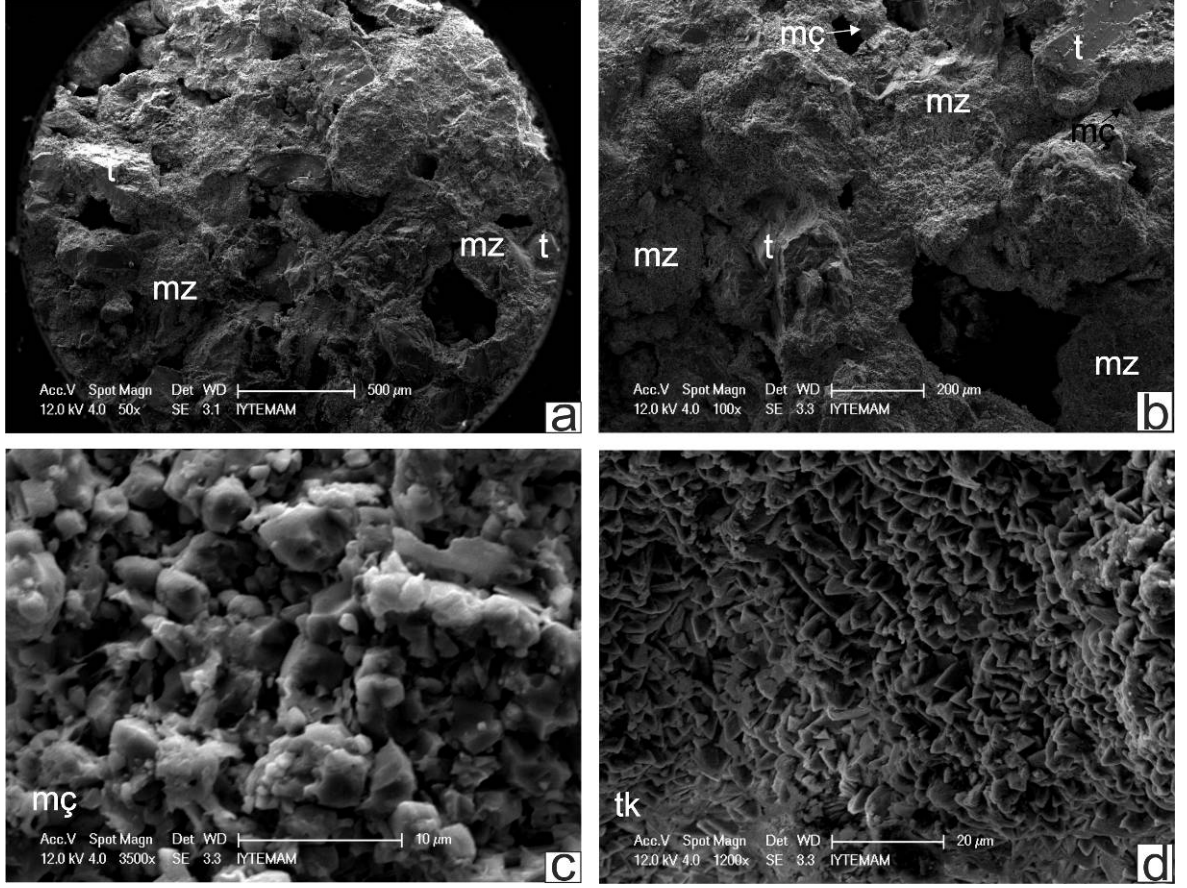
Elde edilen bu verilere göre Zunguma Eoliniti litolojisinin egemen bileşimini mikritik karbonatlar teşkil eder. Bunun yanında yer yer tuz tane ve topakları da gözlenmiştir. Eolinit çimentosu içinde yer alan elementlerin ağırlık yüzdelerine göre sıralanması O>Ca>C>Cl>Fe>Si>Mg>Al>Na (Çizelge 4.8'e göre) şeklindedir. Buradaki Cl oranının fazlalığı, taneler arasında gözlenen tuzun varlığındandır. Element dağılımlarından da gözlemlendiği gibi O, Ca, ve C elementleri yüksek oranda bulunmaktadır. Bu da karbonat çimentoyu işaret etmektedir.



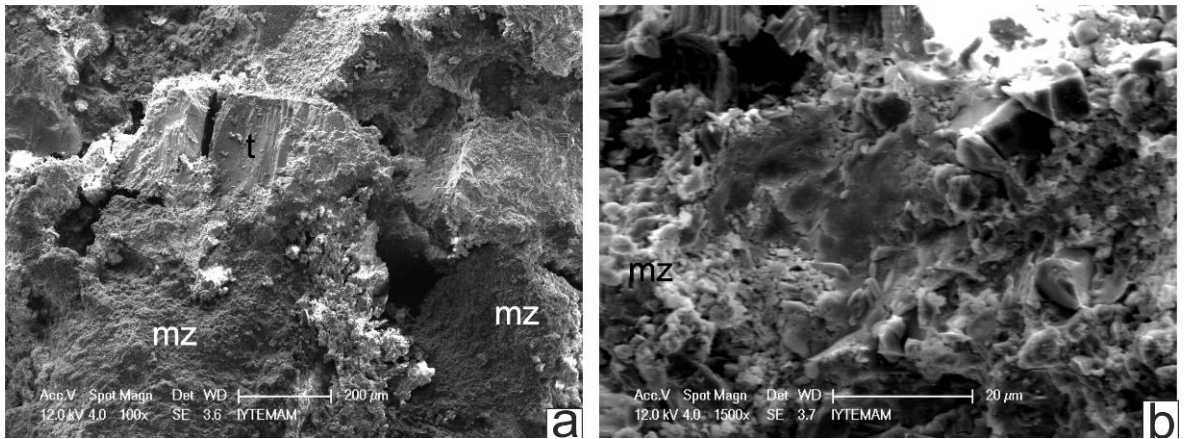
Şekil 4.29. BZE-01 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bir bakış, tanelerin yüzeyleri genellikle mikritik zarflar ile örtülmüştür az da olsa menisküs çimentonun varlığı tespit edilebilmektedir, b) tanelerin üzerinde sarmış mikritik zarflar, c) bir tanenin yüzeyi ve diğer bir taneye bağlantısını sağlayan menisküs çimento, d) menisküs çimentoya yakından bakış, e) taneler arasında gözlenen diatomlar (Kısaltmalar: d: diatom, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)



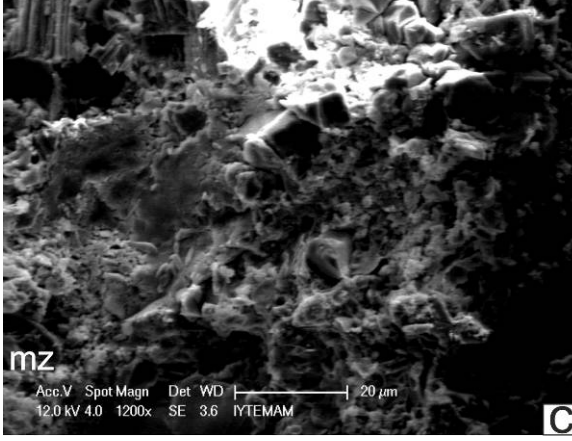
Şekil 4.30. BZE-02 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, tane yüzeyleri mikritik zarflardan dolayı gözlenememektedir, b) bir tane yüzeyi ve sert köşeli şeklini almış mikritik zarflar ve c) bu mikritik zarflara yakından bakış, d) diatom ve alg filamentleri, e) d'deki diatoma yakından bakış f) farklı şekilli diatom (Kısaltmalar: a: alg filamenti, d: diatom, mz: mikritik zarf, t: tane)



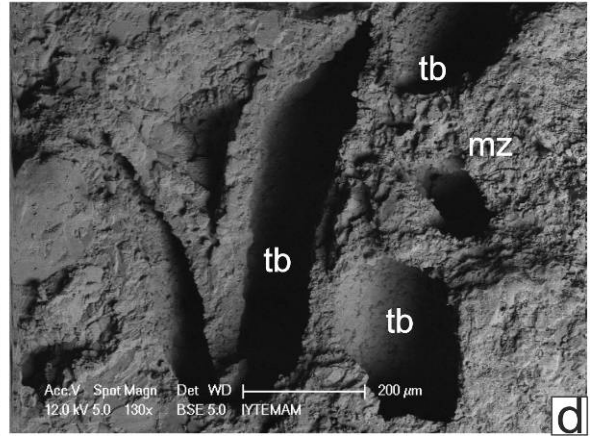
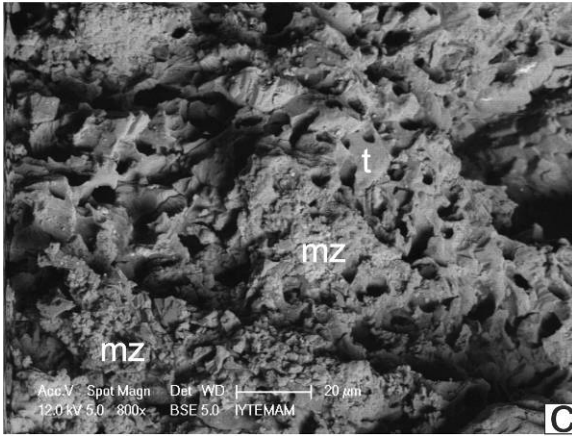
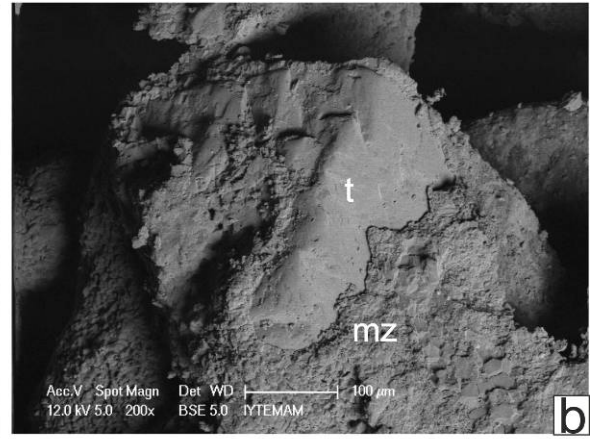
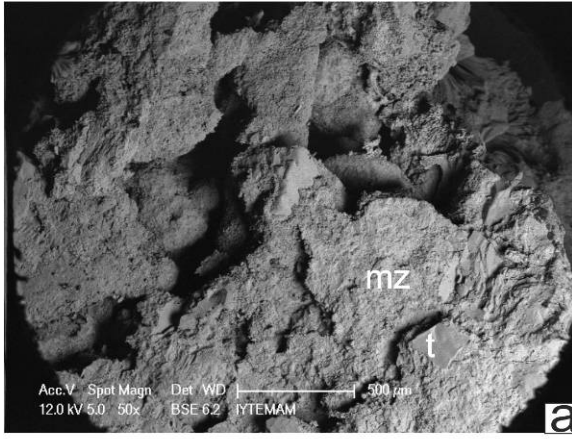
Şekil 4.31. BZE-03 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, tane yüzeylerini örten mikritik zarflar ve yer yer gözlenen boşluklar, b) taneleri birbirine bağlayan menisküs çimento ve c) çimentoya yakından bakış, d) mikritik zarfların yanında gözlenen tuz kristalleri (Kısaltmalar: mç: mensiküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane, tk: tuz kristalleri)



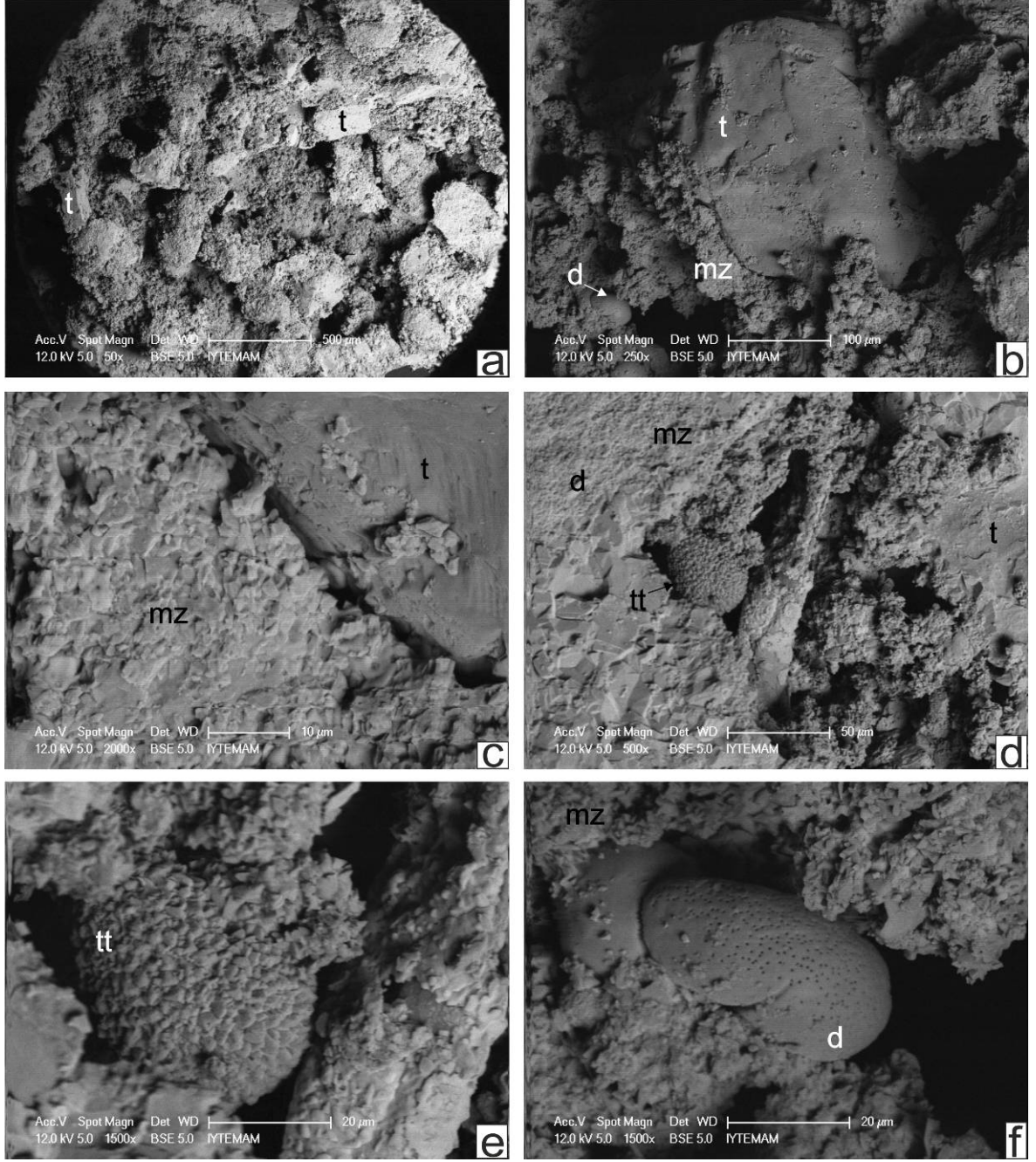
Şekil 4.32. BZE-04 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a ve b) Örneği oluşturan ve yüzeyinin bir kısmı gözlenen tane, diğer kısımları mikritik zarfla örtülmüş,



Şekil 4.32'nin devamı. BZE-04 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. c) tane yüzeyindeki zarflara yakından bakış (Kısaltmalar: mz: mikritik zarf, t: tane)



Şekil 4.33. BZE-05 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, tane yüzeylerini örten mikritik zarflar, b) köşeli bir taneyi sarmış olan mikritik zarf, c) keskin köşeli bir hal almış mikritik zarf, d) tane yüzeylerindeki mikritik zarflar ve o zarfların çevrelediği tanelerin oluşturduğu boşluklar (Kısaltmalar: mz: mikritik zarf, t: tane, tb: tanelerden kaynaklanan boşluk)



Şekil 4.34. BZE-06 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, tane yüzeyleri genellikle mikritik zarflar ile örtülmüştür, b) bir kısmı açılmış bir kısmı da hala mikritik zarf ile örtülü halde bulunan tane ve yüzeyi, c) bu taneye ve taneyi örten mikritik zarf geçişine yakından bakış, d) taneler arasında gözlenen tuz topağı ve e) yakın görüntüsü, f) etrafı mikritik zarf ile sarılmış diatom (Kısaltmalar: mz: mikritik zarf, t: tane, tt: tuz topağı, d: diatom)

Zunguma Burnu Eoliniti XRD analiz çalışmaları

XRD analizleri sonucunda belirlenen mineraller Çizelge 4.9’da çoktan aza doğru verilmiştir. Buna göre örneklerde yoğun olarak kalsit (CaCO_3) gözlenmekte ve bu durumda taneler üzerindeki zarfların ve çimentonun kalsitten oluştuğunu teyid etmektedir. Ayrıca kuvars da (SiO_2) yoğun olarak bulunmaktadır. Bu mineraller haricinde gözlenen mikroklin, kovellit, rutil, gupeiite gibi mineraller bölgede yaygın mostra veren volkanik kayalardan derlenen taneleri ifade etmektedir.

Çizelge 4.9. Zunguma Burnu Eoliniti XRD analiz sonuçları

Örnek No	Mineraller
BZE-01	Kalsit, dolomit, kuvars, mikroklin
BZE-02	Kalsit, kuvars, dolomit, kovellit
BZE-03	Kalsit, kuvars, dolomit, rutil
BZE-04	Kalsit, kuvars, dolomit, gupeiite, rutil
BZE-05	Kalsit, kuvars, magnezit
BZE-06	Kalsit, kuvars, rutil, jips

Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS analiz çalışmaları

ICP/MS analizleri sonucunda belirlenen element oranları Çizelge 4.10, Çizelge 4.11 ve Çizelge 4.12’de verilmiştir. Bu Çizelgeler ayrıntılı olarak incelendiğinde birimlerin Ca elementi bakımından zengin olduğu görülmektedir. Bu sonuç, petrografik gözlemlerindeki hem CaCO_3 bileşimli tanelerin fazlalığını hem de çimentonun genellikle CaCO_3 'tan oluştuğu tespitlerini desteklemektedir.

Çizelge 4.10. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS major element analiz sonuçları (%)

Örnek No	Fe	Ca	P	Mg	Ti	Al	Na	K	S
BZE-01	0,54	23,84	0,024	1,42	0,003	0,14	0,15	0,05	0,11
BZE-02	0,58	23,82	0,023	1,10	0,003	0,18	0,16	0,06	0,11
BZE-03	0,51	21,66	0,029	1,10	0,003	0,18	0,10	0,06	0,09
BZE-04	0,54	25,98	0,026	0,82	0,002	0,15	0,18	0,06	0,05
BZE-05	0,56	26,70	0,027	0,49	0,002	0,13	0,07	0,05	<0,05
BZE-06	0,37	27,12	0,029	0,34	0,002	0,11	0,12	0,04	0,08

Çizelge 4.11. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS eser element analiz sonuçları (ppm)

Örnek No	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	As	U	Th	Sr	Cd
BZE-01	1,4	39,8	2,6	6	<0,5	6,1	3,3	2,66	13	<0,5	0,8	3,57	<0,5
BZE-02	0,5	4,2	3,2	7	<0,5	7,7	2,1	2,42	17	<0,5	0,9	3,39	<0,5
BZE-03	0,6	18,4	2,3	7	<0,5	8,3	2,4	2,05	11	<0,5	1,1	3,06	<0,5
BZE-04	<0,5	3,0	3,8	6	<0,5	7,2	1,9	2,62	14	0,6	1,0	2,11	<0,5
BZE-05	<0,5	9,1	2,7	<5	<0,5	7,7	2,2	2,80	13	<0,5	0,8	1,91	<0,5
BZE-06	<0,5	3,2	2,7	7	<0,5	8,3	1,8	1,75	8	<0,5	0,8	2,29	<0,5

Çizelge 4.12. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS eser element analiz sonuçları (ppm)

Örnek No	Sb	Bi	V	La	Cr	Ba	W	Hg	Sc	Tl	Ga	Se
BZE-01	<0,5	<0,5	<10	3,9	6,2	2,0	<0,5	<0,05	0,8	<0,5	<5	<2
BZE-02	<0,5	<0,5	<10	4,3	6,1	2,0	<0,5	<0,05	0,7	<0,5	<5	<2
BZE-03	<0,5	<0,5	<10	4,6	5,3	1,6	<0,5	<0,05	0,7	<0,5	<5	<2
BZE-04	<0,5	<0,5	<10	4,2	5,2	2,2	<0,5	<0,05	0,6	<0,5	<5	<2
BZE-05	<0,5	<0,5	<10	4,4	5,1	2,4	<0,5	<0,05	0,6	<0,5	<5	<2
BZE-06	<0,5	<0,5	<10	3,4	4,8	4,2	<0,5	<0,05	0,9	<0,5	<5	<2

Zunguma Burnu Eoliniti oksijen ve karbon duraylı izotop analiz çalışmaları

Zunguma Burnu Eoliniti oksijen ve karbon duraylı izotop analiz sonuçları Çizelge 4.13'te verilmiştir. Elde edilen bu değerlere göre hem karbon hem de oksijen izotoplarının deniz seviyesinden yukarıya doğru gidildiğinde, değerlerinin azaldığı gözlenmektedir. Bu değerler günümüze göre genellikle daha soğuk zamanları işaret etmektedir.

Çizelge 4.13. Zunguma Burnu Eoliniti oksijen ve karbon duraylı izotop analiz sonuçları (Vienna Pee Dee Belemnite standardı)

Örnek No	d ¹³ C VPDB	d ¹⁸ O VPDB	C std dev	O std dev	Voltage
BZE-1	1,76	1,44	0,050	0,007	2,64
BZE-2	0,04	-0,51	0,040	0,083	1,64
BZE-3	-1,13	-2,16	0,047	0,015	2,44
BZE-4	-5,99	-4,53	0,023	0,056	1,53
BZE-5	-4,34	-4,68	0,019	0,053	1,57
BZE-6	-4,98	-4,92	0,011	0,045	1,60

Zunguma Burnu Eoliniti tabaka ölçüm çalışmaları

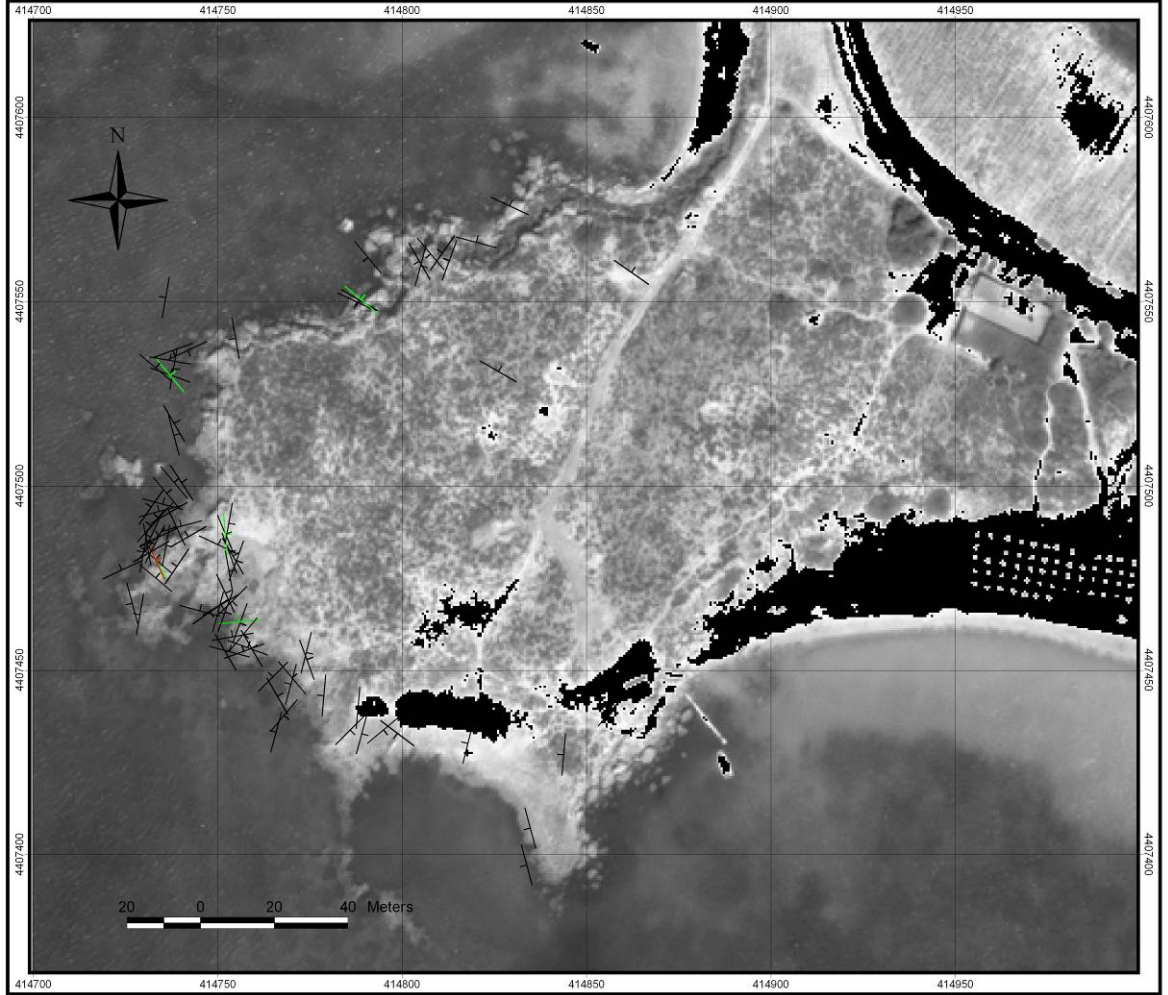
Çalışma alanının bu kesiminde çapraz tabakalanmalar da gösteren eolinitler üzerinde 120 tabaka ölçülmüş ve buradaki hakim eğim yönünün güneydoğu ve kuzeydoğu olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.35). Tabakaların, eğim açılarının genellikle 20° nin altında olması ve çapraz tabakalanmalar göstermesi; kumul depolanmaları esnasında bölgedeki hakim rüzgarların (kuzeybatı ve güneydoğu yönlü) zamanla yön değiştirdiğini göstermektedir.

Zunguma Burnu Eoliniti jeofizik çalışmaları

Eolinit örtünün kalınlığı, altındaki paleotopografyanın niteliği ve eolinit istifinin yanal değişimi gibi niteliklerin belirlenmesi amacıyla jeofizik çalışmalar yapılmıştır.

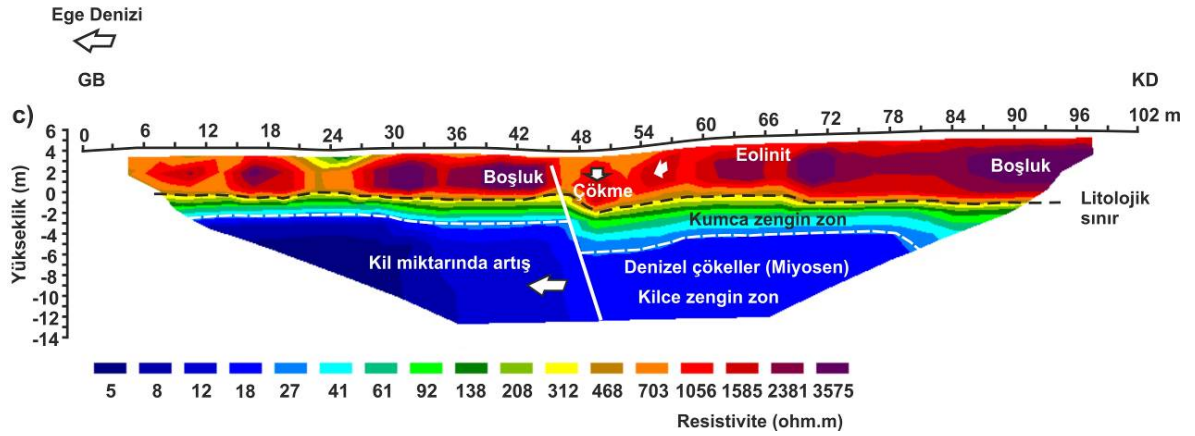
Zunguma Burnu eoliniti üzerinde gerçekleştirilen bu çalışmada kuzeydoğu - güneybatı yönleri boyunca 102 metrelik bir profil hattında 3 metre aralıklı 34 elektrod yardımıyla Wenner-Schlumberger dizilimi kullanılmıştır (Ekinci ve ark., 2010; Erginal ve

ark., 2013). Toplanan görünür öz direnç verileri iki-boyutlu ters çözüm tekniği ile değerlendirilmiş (Loke ve Barker, 1996) ve yer-elektrik model ortaya konmuştur (Ekinci ve ark., 2010; Erginal ve ark., 2013).



Şekil 4.35. Zunguma Burnu Eolinit tabaka konumları ve bunların dağılımlarının Quickbird uydusu görüntüsü üzerinde gösterimi

Çalışma sonucunda yüzeyden yeraltına doğru eolinitin ve yeraltında bulunan diğer jeolojik yapı ve unsurların yeraltı geometrisi ve eolinitin altındaki Geç Miyosen yaşlı denizel çökellerle dokanak ilişkisi belirlenmiştir. Yaklaşık 4-7 m arasında kalınlığa sahip eolinit içerisindeki farklı büyüklüklerdeki erime boşlukları ve çökmelerin varlığı ortaya konmuştur (Ekinci ve ark., 2010; Erginal ve ark., 2013). Bunlarla birlikte eolinit ile denizel kökenli çökmeler arasında kumca zengin bir zon tespit edilmiştir. Ayrıca profil hattının yüzeydeki 45. metresine karşılık gelen kısmında iki birimi de kesen bir yüksek açılı normal fayın varlığı ortaya konmuştur (Ekinci ve ark., 2010; Erginal ve ark., 2013) (Şekil 4.36).

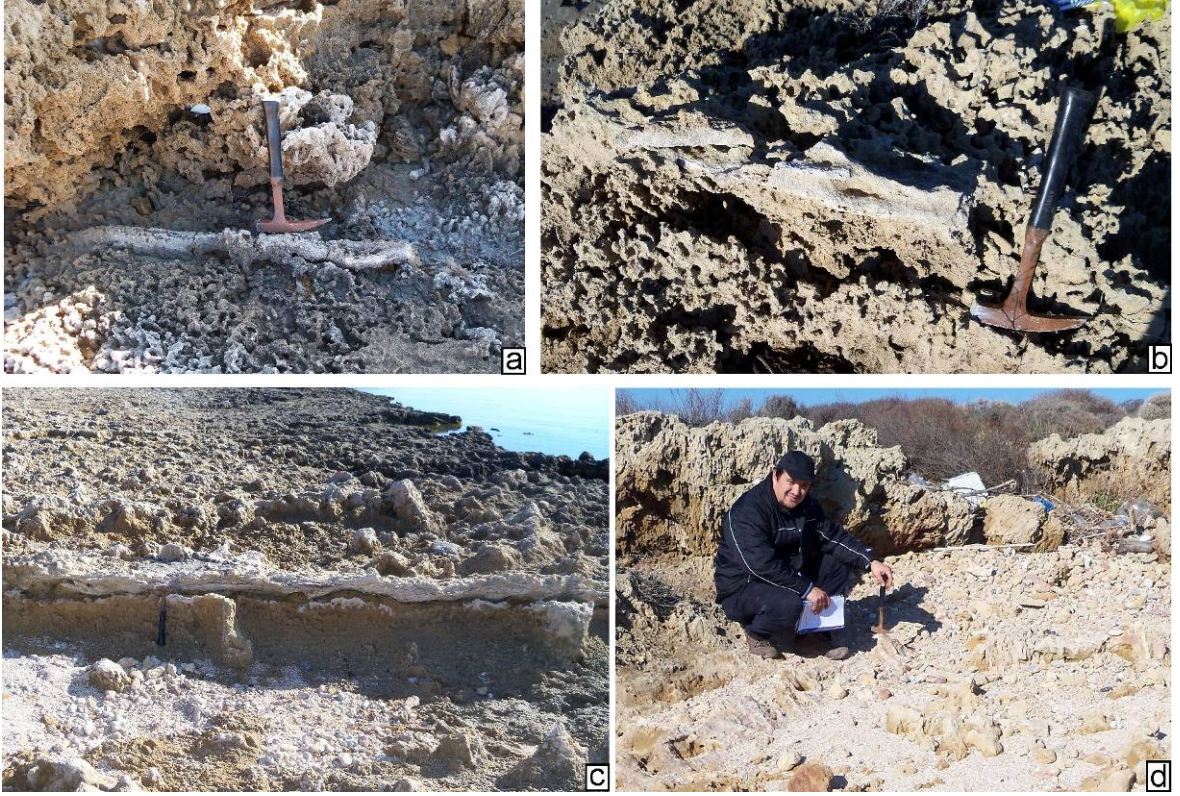


Şekil 4.36. Zunguma Burnu eolinitleri üzerinden yapılan jeofiziksel çalışmaya ait kesit (Erginal ve ark., 2013'den değiştirilerek)

Zunguma Burnu Rizolitleri

Zunguma Burnu eolinitlerinin bünyesinde yer yer rizolit olarak isimlendirilen fosil bitki kökleri de bulunmaktadır. Bu fosil kökler incelendiğinde, eolinitlerin pekleşme süreçleri esnasında oluştukları ya da daha sonraki bir zamanda (2 eolinit tabakasının dokanağında gözlenen rizolitlerden dolayı, Şekil 4.37a) oluştukları gözlenmektedir. Dolayısıyla bu rizolitler sadece Zunguma Eolinitleri'nin oluşum evrelerinde bir yer tutmalarından dolayı bu bölümde ele alınmıştır.

Zunguma Burnu Eolinit birimi içerisinde gözlenen rizolitlerden (fosil bitki köklerinden) BZR kodu ile 4 adet örnek alınmıştır. BZR-02 kodlu rizolit örneği 1 metre uzunluğunda ve kalınlığı ise 6 cm'dir. K40°D/10°GD konumlu tabaka yüzeyi üzerinde eğim yönüne doğru dalmaktadır (Şekil 4.37a). KD'ya doğru fosil kök incelmektedir. Örnekleme noktası deniz seviyesinden 0,70 metre yukarıda bulunmaktadır. BZR-03 kodlu rizolit örneğinin görünür uzunluğu 1,50 metredir ve K10°B/12°KD konumlu tabaka üzerinde bulunmaktadır (Şekil 4.37b). Fosil kök KD'ya doğru incelmekte ve deniz seviyesinden 2,00 metre yukarıda bulunmaktadır. BZR-04 kodlu rizolit K25°D/25°GD konumlu iki tabaka arasında, tabakalanmaya uyumlu bir şekilde gelişmiştir (Şekil 4.37c). Rizolit en kalın noktası 3 cm'dir ve yaklaşık 1,00 metre uzunluğundadır. BZR-05 kodlu rizolit K20°B/13°KD konumlu eolinit üzerinde uyumlu olarak gelişmiş olan rizolit 5 cm çapında ve 20 cm uzunluğundadır (Şekil 4.37d).



Şekil 4.37. Zunguma Burnu Eolinitlerine ait birimlerin içerisinde gözlenen rizolitler. a) BZR-02, b) BZR-03, c) BZR-04, d) BZR-05 numaralı rizolit örnekleri (Şekil d deki rizolit çekicinin altındadır, çekiç 30 cm uzunluğundadır)

Zunguma Burnu Rizolitleri incekesit çalışmaları

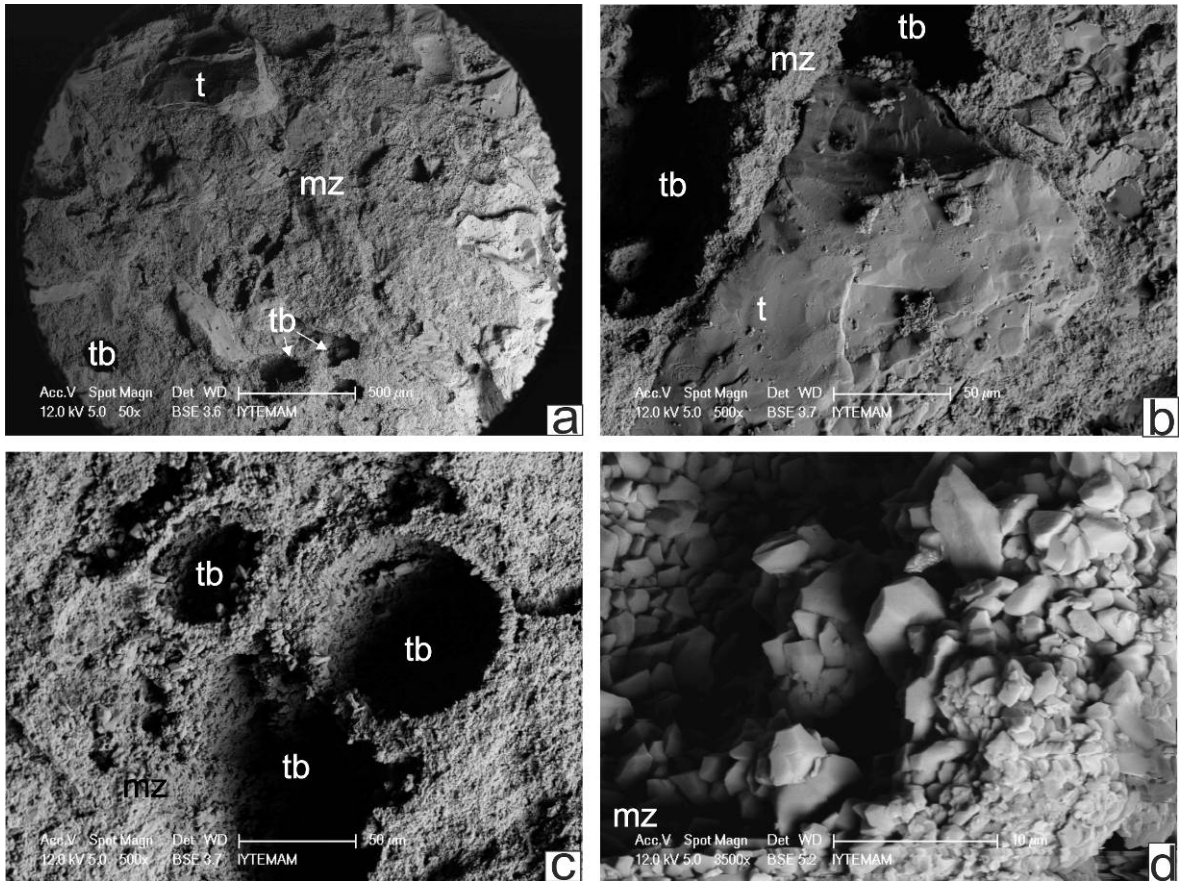
Zunguma Rizolitleri'nden alınan örneklerden elde edilen ince kesitler incelendiğinde, kökü oluşturan kısımların dağılmış durumda olduğu gözlenmiştir. Bunun dışında fosil kökün etrafında bulunan eolinit zonu Zunguma Burnu Eolinitleri'nden olduğundan, eolinitin genel özelliklerini taşımaktadır. Bu sebepten dolayı daha önceki bölümlerde anlatılmış olan bu özellikler bu bölümde tekrar anlatılmayacaktır.

Zunguma Burnu Rizolitleri SEM-EDX analiz çalışmaları

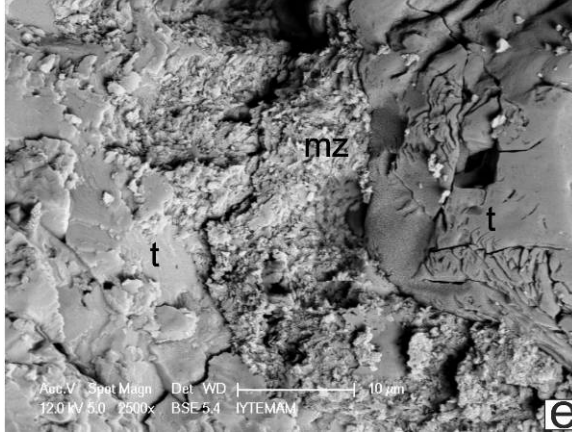
Rizolit örnekleri SEM altında incelendiğinde, kayacı oluşturan tanelerin üzerlerinin neredeyse tamamen zarf ile örtüldüğü (Şekil 4.38a, Şekil 4.39a, Şekil 4.40a, Şekil 4.41a), kayacı oluşturan tanelerin bazılarının kayadan koptuğu (Şekil 4.38a, b ve c, Şekil 4.39a, b ve c) ve bu taneyi tutmaya çalışan çimentonun ise korunduğu (Şekil 4.38c) gözlenmiştir. Tane üzerindeki zarflar (Şekil 4.38d ve e, Şekil 4.39c ve e, Şekil 40a, Şekil 4.41b) ve taneleri birbirine kenetleyen çimento (Şekil 4.38b) EDX ile incelendiğinde ise karbonat bileşimi dolayısıyla kalsitik çimentonun varlığı ortaya çıkmaktadır (Çizelge 4.14). Bazı

örnekler bünyesinde ise aragonit kristalleri (Şekil 4.39b), bitki kökleri (Şekil 4.39d), bitki kök izleri-organik materyaller (Şekil 4.41d ve e) de gözlenmektedir. Bu kristal ve organik materyalden elde edilmiş yüzeysel EDX analiz sonuçları Çizelge 4.14’te verilmiştir. Buna göre incekesit çalışmalarında mikroskop altında tayinleri yapılan mikritik zarf, menisküs çimento, organik materyal, tuz gibi bileşenler kimyasal bileşimleri ile de teyid edilmiştir. Ayrıca rizolitler üzerinden yapılan SEM ve buna bağlı EDX analizleri sonucunda da taneler arası bağları ve taneler üzerindeki yapıyı genellikle mikritin teşkil ettiği belirlenmiştir.

SEM analizleri esnasında kayacı oluşturan tanelerin bir kısmının az yuvarlaklık gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.39a ve c). Bazı örneklerde ise yoğun olarak alg filamentlerinin yanında (Şekil 4.40b ve c) mikro boyutta organizmalar da bulunmaktadır (Şekil 4.40d). Yer yer tane yüzeylerinin ve çimentonun içerisinde tuz da mevcuttur (Şekil 4.41e ve f).



Şekil 4.38. BZR-02 örneğini bünyesinde bulunduran eolinit oluşuğundan elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, tane yüzeyleri mikritik zarflarla örtülmüştür, b) az da olsa tane yüzeylerinin gözlenebildiği örnekler bulunmaktadır

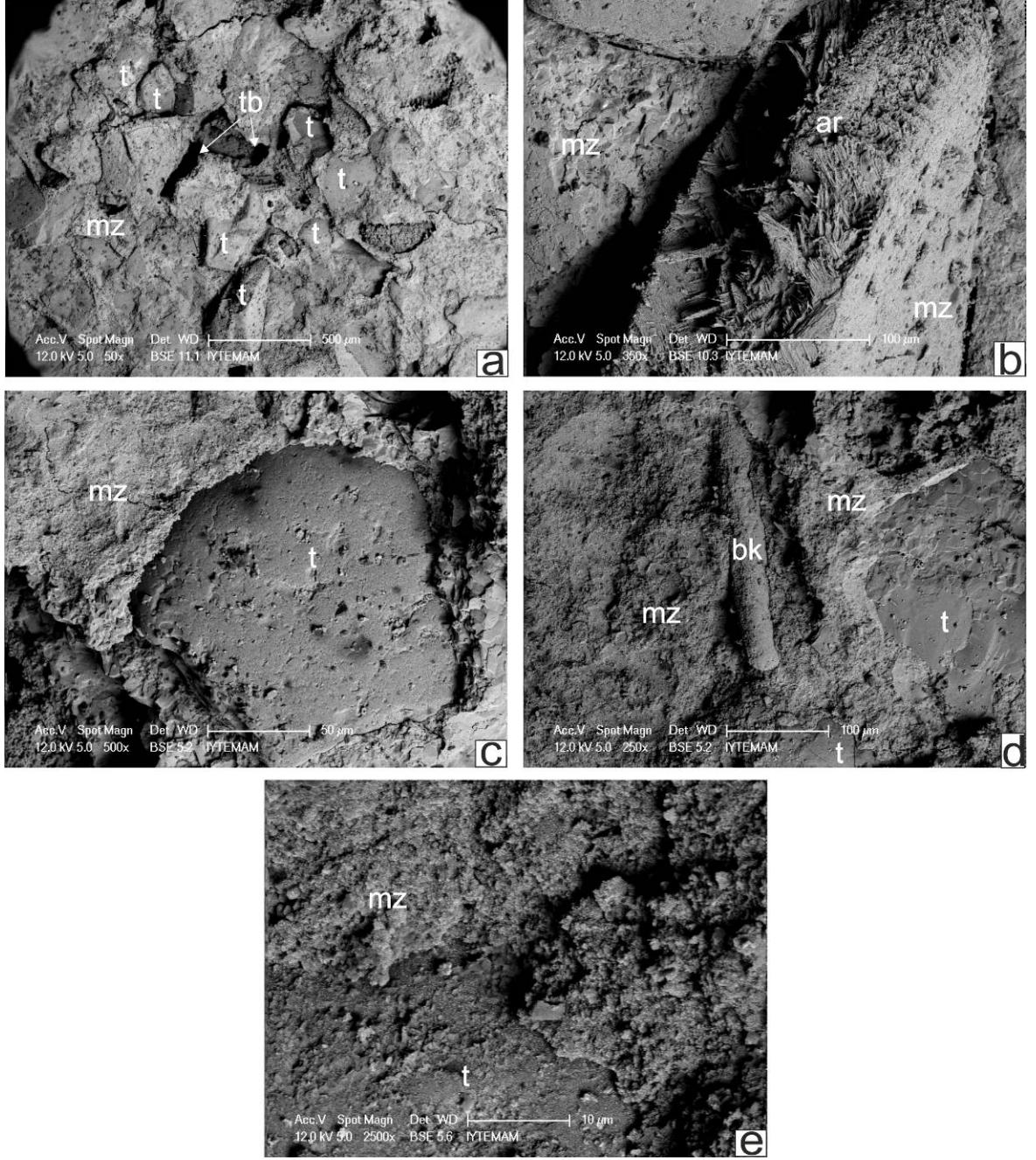


Şekil 4.38'in devamı. c) tanelerin yerlerinden kopması sonucunda gözlenen tane boşlukları, tanenin etrafını saran zarfı oluşturan karbonat kökenli kristaller hala sağlam bir şekilde varlığını korumaktadır, d) tanelerin birbirine tutunmasını sağlayan kristallere yakından bakış, e) iki tane ve bunları birbirine bağlayan mikritik zarf (Kısaltmalar: mz: mikritik zarf, t: tane, tb: taneler arası boşluk)

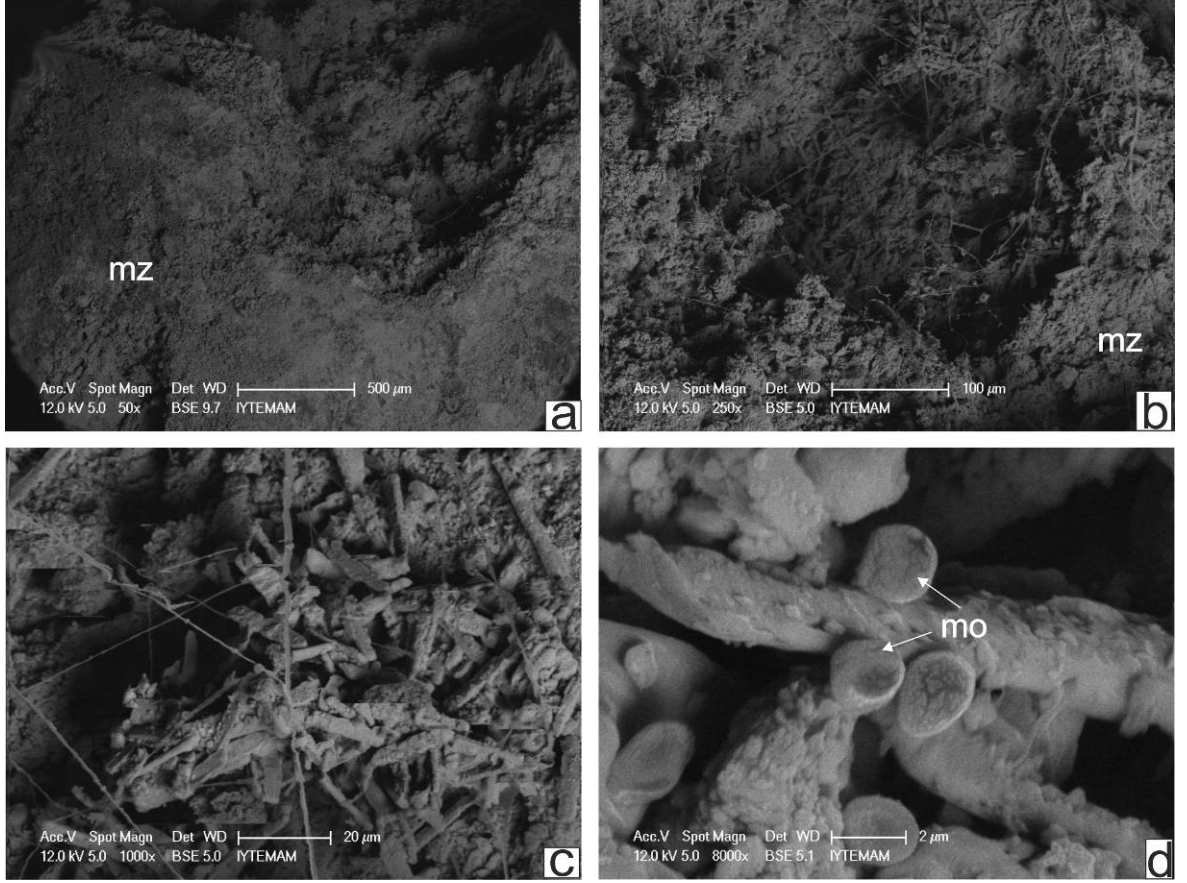
Çizelge 4.14. Zunguma Burnu Rizolit örneklerine ait EDX analiz sonuçları

Örnek No	Analiz Yüzeyi	Elementler (%)									
		C	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Fe
BZR-02-c	Mikritik zarf	15,35	37,35	0,57	0,42	-	-	-	-	40,39	5,93
BZR-02-d	Mikritik çim.	13,41	35,90	1,04	1,71	-	-	-	-	39,77	8,17
BZR-03-b	Arogonit krist.	9,47	27,82	0,61	0,17	-	1,08	-	-	57,34	3,50
BZR-03-c	Mikritik zarf	7,62	23,43	0,37	0,44	0,48	2,45	-	1,49	61,31	2,42
BZR-03-d	Fosil kök	16,47	39,34	0,71	0,18	0,27	0,31	-	0,26	37,37	5,10
BZR-03-e	Mikritik zarf	19,34	40,53	0,85	0,98	0,38	0,49	-	0,41	30,98	6,05
BZR-04-c	Alg filamenti	20,73	36,87	1,28	1,37	0,84	0,62	0,61	-	29,59	8,08
BZR-04-d	Organizma	40,85	29,93	0,83	1,63	0,22	0,18	2,34	-	18,21	5,82
BZR-05-b	Mikritik zarf	21,35	40,68	0,37	0,57	0,53	2,07	-	-	30,18	4,26
BZR-05-d	Bitki kök izi	18,47	40,09	0,75	0,06	0,13	0,31	-	-	35,94	4,26
BZR-05-f	Tuz kristalleri	7,66	1,85	36,45	0,68	0,42	0,30	47,23	-	1,32	4,10

EDX analizleri sonucunda elde edilen verilere bakıldığında yoğun olarak O, Ca ve C elementlerinin varlığı gözlenmektedir. Bu veriler de yine taneleri birbirine bağlayan çimentonun karbonat kökenli olduğunu teyit etmektedir. Bir örnek (BZR-05-f) üzerinden yapılan analizde de Na, Cl ve C elementlerinin yoğun olduğu gözlenmiştir ki zaten görüntülemeler esnasında tuz kristallerinin varlığı da belirlenmiştir (Şekil 4.41e ve f). Bu durum tanelerin çimentolanma sürecinde tuzlu suyun da etkisini işaret etmektedir.



Şekil 4.39. BZR-03 örneğini bünyesinde bulunduran eolinit oluşuğundan elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, tane yüzeyleri mikritik zarflarla örtülmüştür, b) tanelerin birbirine tutunmasını sağlayan çimentonun aragonit kökenli kristalleri, c) bir tanenin gözlenin yüzeyi ve geri kalan kısmının mikritik zarf ile örtülmüş hali, d) mikritik zarf içerisinde kalmış bitki kökü, e) tane yüzeyi ve mikritik zarfın kristal şekilleri (Kısaltmalar: ar: aragonit kristalleri, bk: bitki kökü, mz: mikritik zarf, t: tane, tb: taneler arası boşluk)



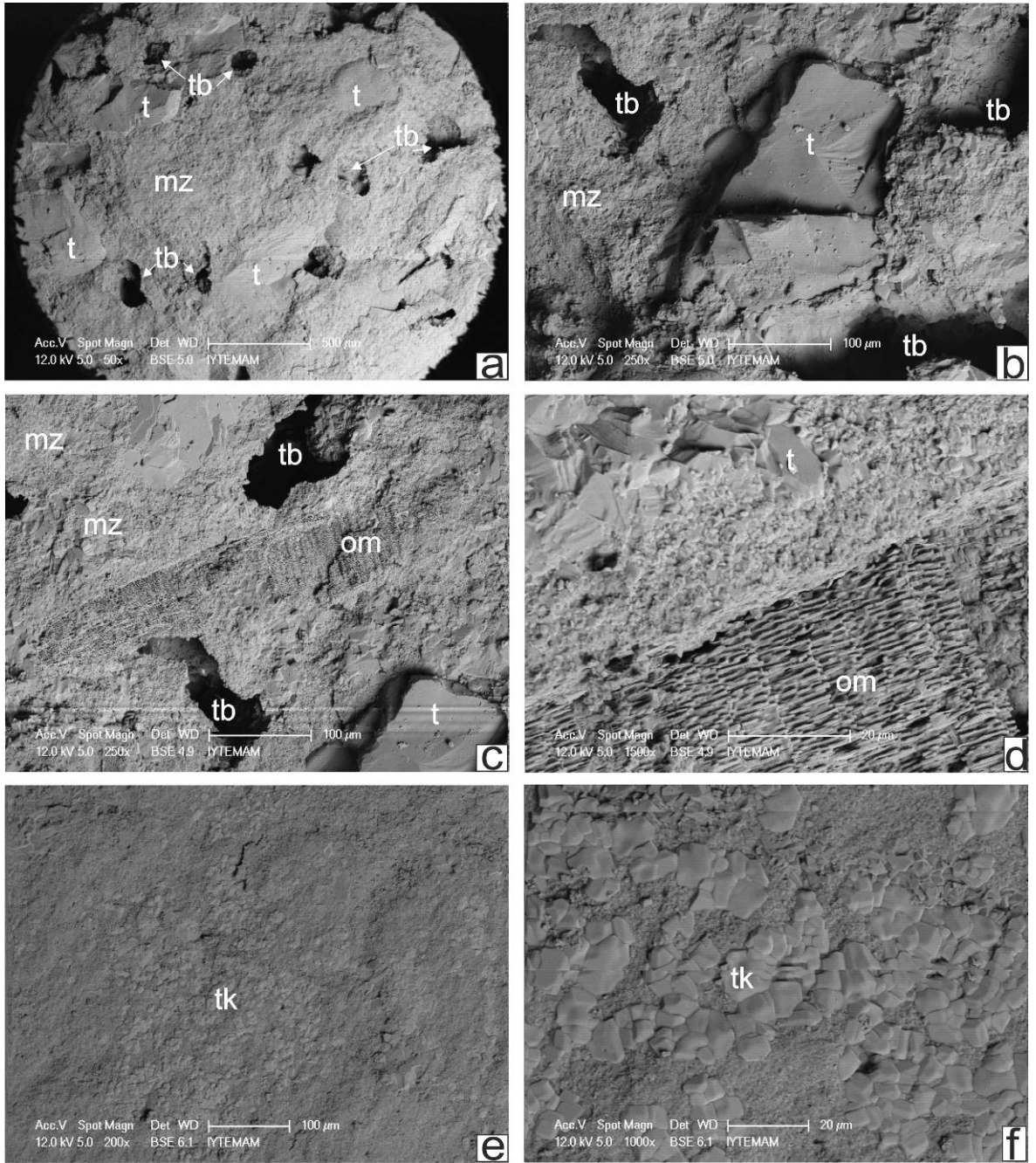
Şekil 4.40. BZR-04 örneğini bünyesinde bulunduran eolinit oluşuğundan elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, sadece tane yüzeylerindeki örtü gözlenmektedir, b) örtü üzerinde bulunan iğnemsî şekilli parçalar ve c) bunlara yakından bakış, d) Bu kristallerin üzerine tutunmuş mikroorganizmalar (Kısaltmalar: mo: mikroorganizma mz: mikritik zarf)

Zunguma Burnu Rizolitleri XRD analiz çalışmaları

XRD analizleri sonucunda belirlenen mineraller Çizelge 4.15'te çoktan aza doğru verilmiştir.

Çizelge 4.15. Zunguma Burnu Rizolitleri XRD analiz sonuçları

Örnek No	Mineraller
BZR-02	Kalsit, kuvars
BZR-03	Kalsit, kuvars, Rutil
BZR-04	Kalsit, koedit
BZR-05	Kuvars



Şekil 4.41. BZR-05 örneğini bünyesinde bulunduran eolinit oluşuğundan elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, görüntüde genellikle mikritik zarflar gözlenirken yer yer tane yüzeyleri de gözlenmektedir, b) bir tane yüzeyi ve onu örten karbonat zarflar, c ve d) zarf üzerinde gözlenen organik materyal izleri, e) tuz kristallerinin zarf ya da tane yüzeyini örtmesi ve f) bu tuz kristallerinin yakından görünümü (Kısaltmalar: mz: mikritik zarf, om: organik materyal, t: tane, tb: taneler arası boşluk, tk: tuz kristalleri)

Zunguma Burnu Rizolit örneklerinden yapılan EDX ve XRD analizleri değerlendirildiğinde, örneklerde yoğun olarak gözlenen kalsit (CaCO_3), taneler üzerindeki zarfların ve çimentonun türünü belirtmektedir. Kuvars da (SiO_2) yoğun olarak kayanın ana bileşenleri arasında bulunmaktadır. Analizler sonucunda ortaya çıkan bu iki mineralin yanında kayaç içerisindeki taneleri oluşturan koesit ve rutil de bulunmaktadır.

Zunguma Burnu Rizolitleri oksijen ve karbon duraylı izotop analiz çalışmaları

Zunguma Rizolitleri oksijen ve karbon duraylı izotop analiz sonuçları Çizelge 4.16'de verilmiştir. Elde edilen değerlere göre tüm izotop sonuçları eksi değerliğe sahiptir ve bu da oluşukların soğuk iklim şartlarında oluştuğunu göstermektedir.

Çizelge 4.16. Zunguma Rizolitleri oksijen ve karbon duraylı izotop analiz sonuçları (VPDB: Vienna Pee Dee Belemnite standartı)

Örnek No	d^{13}C VPDB	d^{18}O VPDB	C std dev	O std dev	Voltage
BZR-02_1	-6,27	-5,01	0,020	0,031	-6,27
BZR-02_2	-6,97	-5,20	0,058	0,037	-6,97
BZR-02_3	-6,64	-5,10	0,028	0,052	-6,64
BZR-03	-5,65	-5,81	0,049	0,030	-5,65
BZR-04	-7,92	-5,22	0,020	0,026	-7,92
BZR-05	-7,77	-4,84	0,009	0,056	-7,77

4.4.2.2. Yaylıca (Bozcaada) Eolinitleri

Bozcaada'nın güneyinde yaklaşık 150 metre uzunluğundaki Yaylıca Koyu, batıda Alçıtepe Formasyonu, kuzey ve doğuda Gazhanedere Formasyonu üzerinde gelişmiştir. Buradaki koy yer yer genişliği 20 metreye kadar çıkan plaj kumundan oluşmaktadır. Kıyı çizgisinden itibaren gözlenmeye başlayan eolinit, çoğunlukla su yüzeyinin altındadır. Yer yer kalınlığı 1 metreyi geçen birimden su dışına doğru yükseltiler de bulunmaktadır. (Şekil 4.42). Yaylıca eoliniti kıyıdan itibaren yaklaşık 100 metre boyunca su içerisinde devam etmektedir.

Bozcaada'nın güneyindeki Yaylıca Koyu'nda gözlenen eolinit biriminden BYE kodu ile 7 adet örnek alınmıştır (Şekil 4.43). Buradaki eolinitlerden alınan 7 örneğin 4 tanesi deniz seviyesi altında (BYE-01, BYE-02, BYE-04, BYE-06), 3 tanesi de su içerisinde yukarıya doğru yükselti şeklinde duran kısımlardan dolayısıyla deniz seviyesi üzerindedir (BYE-03, BYE05, BYE07). BYE-04 ile BYE-05 aynı noktada BYE-04 deniz seviyesinin 30 cm altında, BYE-05 ise deniz seviyesinin 20 cm yukarisındadır.



Şekil 4.42. Bozcaada'nın Google Earth görüntüsü ve Yaylıca Eolinit örnekleme noktaları (Yıldızlar örnekleme notlarını göstermektedir)

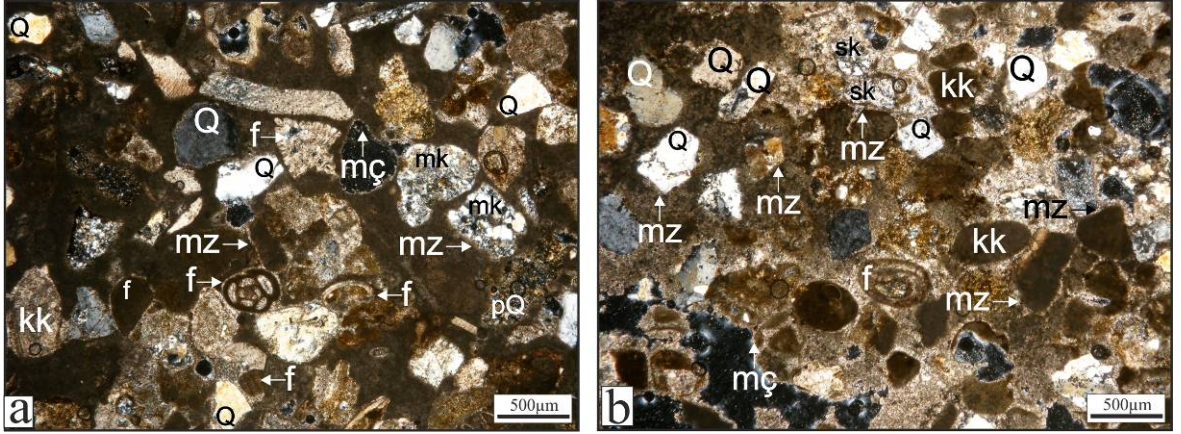
Yaylıca Eolinit ince kesit çalışmaları

Buradan toplanan örneklerden hazırlanan ince kesitler incelendiğinde; taneleri, çoğunlukla polikristalin kuvarlar (Şekil 4.44a), az yuvarlaklaşmış karbonat taneleri, oolitler (Şekil 4.44b) ve bunların yanında plajyoklaslar oluşturmaktadır.

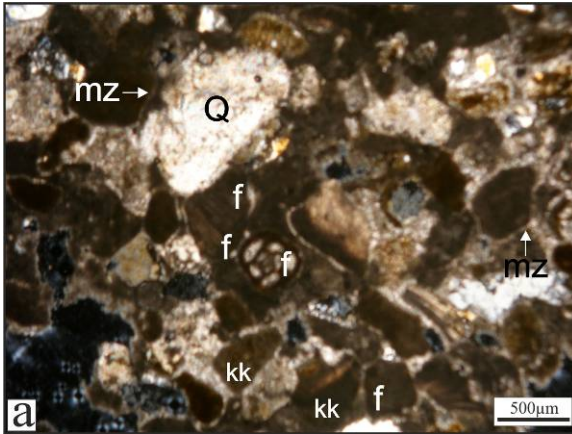
Yaylıca eolinitini oluşturan ve etrafları genellikle karbonat zarf ile örtülü olan taneler arasında bol miktarda fosil, fosil parçacıkları (Şekil 4.45) da bulunmaktadır.



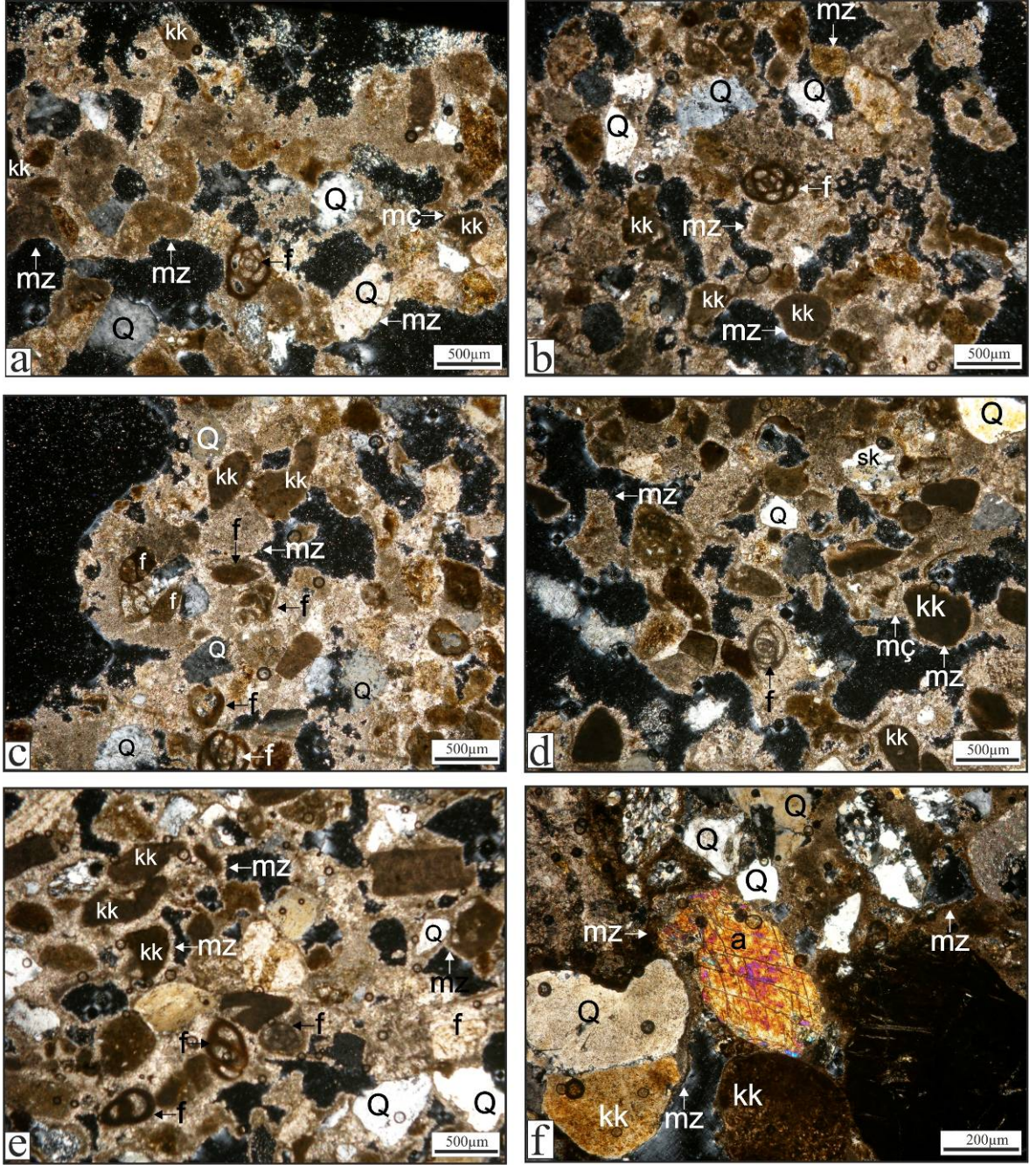
Şekil 4.43. Yaylıca Koyu ve su üzerinde gözlenen eolinitler (beyaz oklar eolinitleri göstermektedir)



Şekil 4.44. Yaylıca Eoliniti örneği ince kesitlerinde litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel), tanelerin çevreleri genellikle mikritik zarflar ile sarılmıştır ve taneler arasında yoğun bir karbonat çimento gözlenmektedir, bu çimentolar tanelerin birbirine tutunmasını sağlamaktadır. a) Polikristalin kuvars ve fosil kavrıkları, b) tane yüzeyleri genellikle mikritik zarflar ile örtülmüştür, çok az olsa da menisküs çimentonun varlığı da tespit edilebilmektedir (Kısaltmalar: f: fosil, kk: karbonatlı kaya kırıntısı, mk: metamorfik kaya kırıntısı, mz: mikritik zarf, pQ: polikristalin kuvars, Q: kuvars, sk: silisli kaya kırıntısı)



Şekil 4.45. Yaylıca Eoliniti örneği ince kesitlerinde litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograf (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel). a) Görüntüde taneler arasında fosil parçaları tespit edilebilmektedir, taneler arası boşluklar genellikle karbonat çimento ile doldurulmuştur (Kısaltmalar: f: fosil, kk: karbonatlı kaya kırıntısı, mz: mikritik zarf, Q: kuvars)



Şekil 4.46. Yaylıca Eoliniti örneği ince kesitlerini oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikol), kesitlerde taneler arası boşluklar fazladır, boşlukların bir kısmı ise karbonat çimento ile doldurulmuştur, tüm örneklerdeki taneler genellikle karbonat zarflar ile sarılmıştır, *Quinqueloculina* cinsi ve *Miliolidae* familyası fosilleri taneler arasında gözlenmektedir. a, b, c, d, e) Genel olarak tüm ince kesitlerde fosil kavkaları, kuvars ve karbonatlı kaya kırıntıları, b) fosiller ve karbonatlı kaya kırıntıları ayırt edilebilmektedir f) baklava dilimli bir amfibol tespit edilebilmektedir (Kısaltmalar: a) amfibol f: fosil, kk: karbonatlı kaya kırıntısı, mc: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, Q: kuvars, sk: silisli kaya kırıntısı)

Kesitlerde tespit edilen fosillerin *Quinqueloculina* cinsi (Şekil 4.49a ve b) ve *Miliolidae* familyası (Şekil 4.49c, d ve e) fosilleri olduğu tanımlanmıştır.

Eoliniti oluşturan taneler arasındaki çimentonun karbonattan oluştuğu (Şekil 4.49) ince kesitlerde görülebilmektedir. Yaylıca Eoliniti'ni oluşturan kayaların dokusal nitelikleri oluşum ortamının çalkantılı kıyı ortamı olduğunu işaret etmektedir.

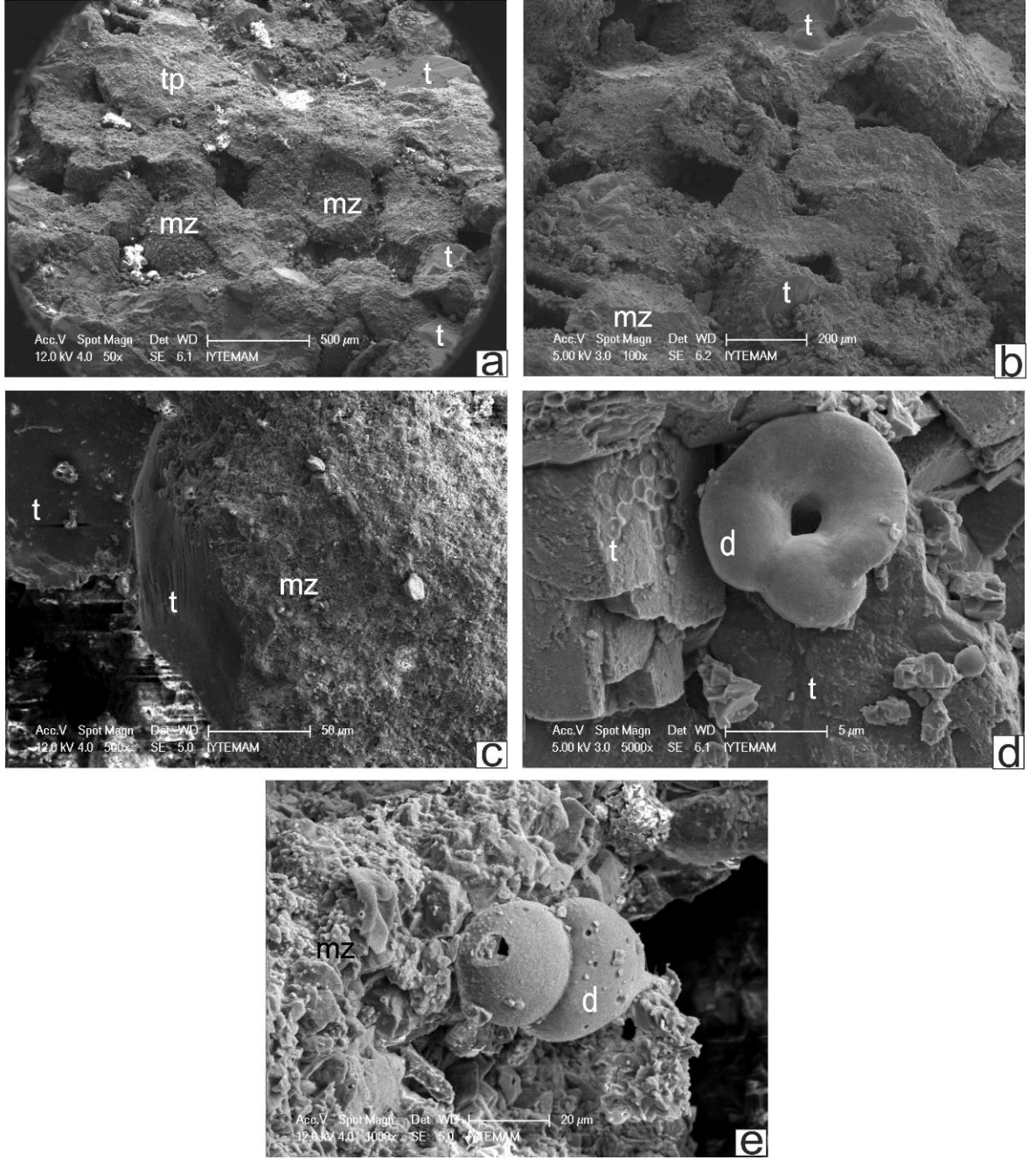
Yaylıca Eoliniti SEM-EDX analiz çalışmaları

Yaylıca eolinitinden toplanan 7 örnek üzerinden yapılan SEM çalışmaları sonucunda, kayacı oluşturan tanelerin genel olarak bir karbonat zarf ile örtüldüğü (Şekil 4.47a, b ve c, Şekil 4.48, Şekil 4.49, Şekil 4.50a ve d, Şekil 4.51, Şekil 4.52a, b ve c, Şekil 4.53a, d ve e) ve bu taneler arası bağın genellikle bu zarf ile sağlandığı belirlenmiştir (Şekil 4.47a, b ve c, Şekil 4.48a ve b, Şekil 4.49, Şekil 4.51a ve b Şekil 4.52d ve e). Bu zarfların kimyasal içeriği EDX ile incelendiğinde ise genellikle karbonat kökenli bir çimento olduğu anlaşılmaktadır (Çizelge 4.13).

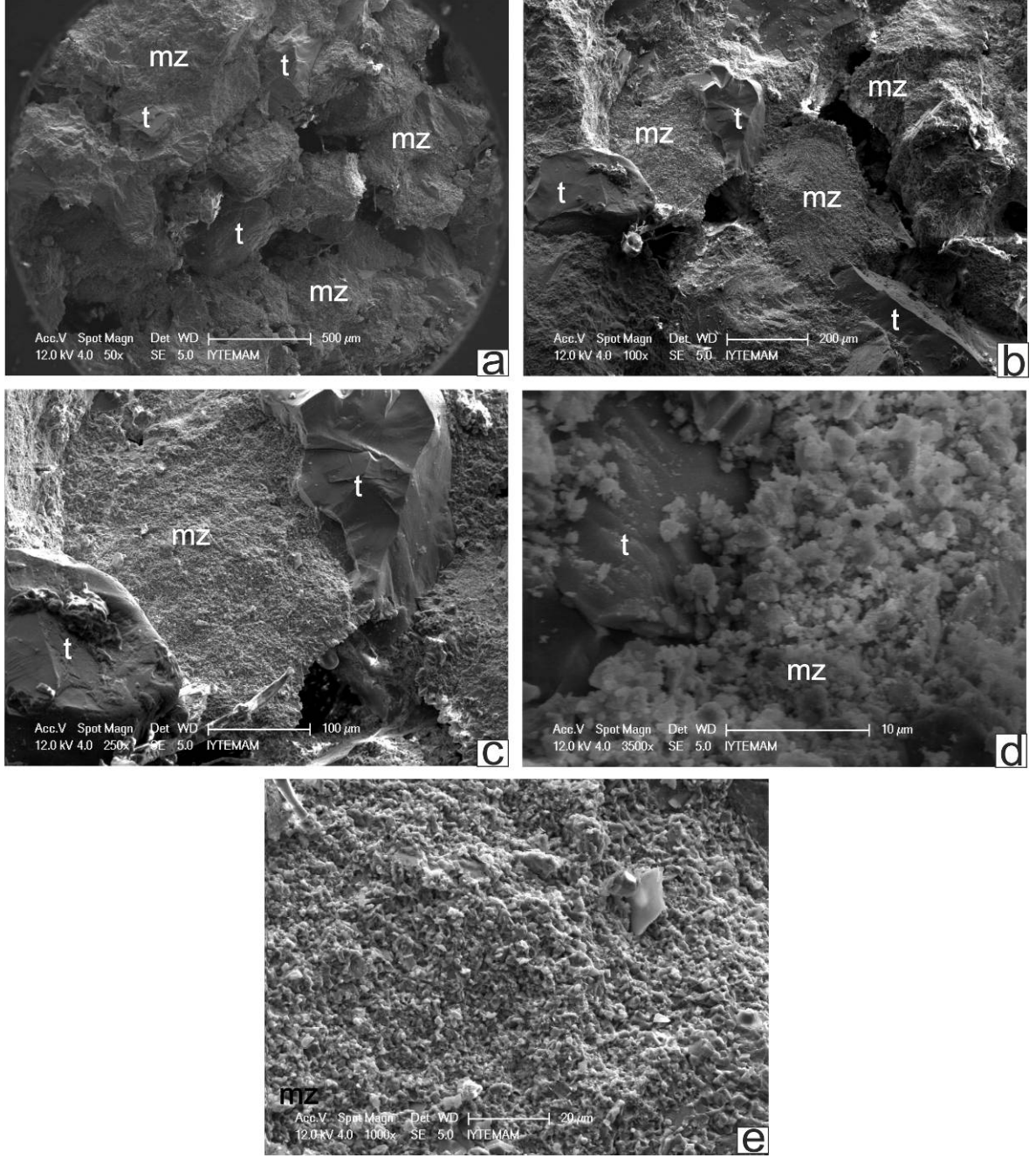
SEM görüntülemeleri esnasında farklı türde fosiller de belirlenmiş (Şekil 4.47d ve e, Şekil 4.52f) ve bunların kimyasal yapılarının genellikle yine CaCO_3 olduğu yapılan EDX yüzey analizleri ile bulunmuştur (Çizelge 4.17). SEM çalışmalarında, Yaylıca Eolinitini oluşturan kayaç bünyesindeki tanelerin az yuvarlaklaşmalar gösterdiği gözlenmiştir (Şekil 4.50a ve b, Şekil 4.51b, Şekil 4.52c, Şekil 4.53a).

Yaylıca Eolinitleri'ni oluşturan taneler arasında yer yer alg filamentlerinin de varlığı tespit edilmiştir (Şekil 4.50b, Şekil 53f). Bunların yanında eolinitin oluşmasından sonra tane boşluklarında ikincil olarak mineral gelişimi, özellikle aragonit kristalleri gelişimi gözlenmektedir (Şekil 4.51f). SEM çalışmalarında bazı tanelerde köpek dişi (drüz) şekilli çimentolanmalar da (Şekil 4.51e ve f, Şekil 53b) bulunmaktadır.

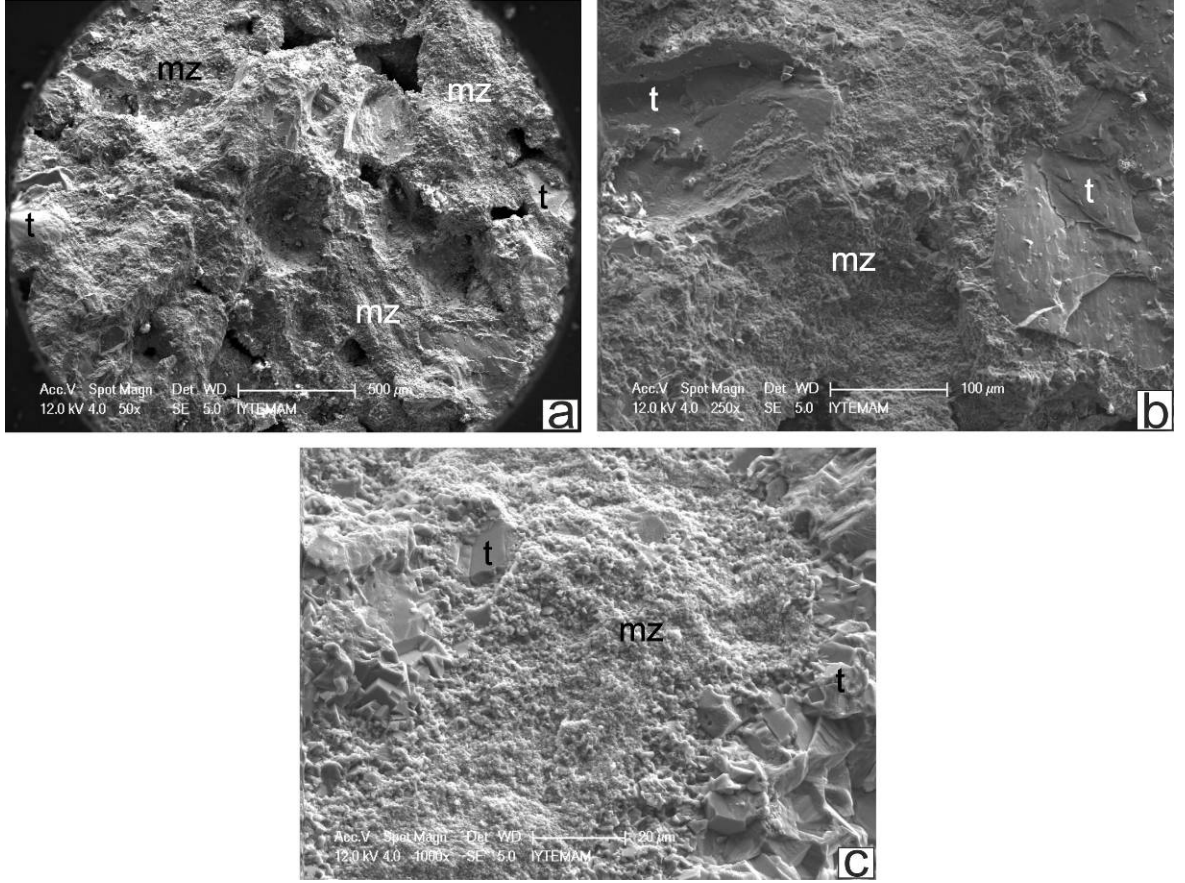
Yaylıca Eoliniti oluşuğundan alınan örneklerde kayayı oluşturan bileşenlerin kimyasal bileşimleri Çizelge 4.17'de verilmiştir. Eolinitlerden elde edilen tüm veriler Tartışma kısmında ayrıntılı olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 4.47. BYE-01 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, tane yüzeyleri zarflarla örtülmüş durumdadır ve bu örtünün üzerinde tuz parçacıkları gözlenmektedir, b) mikritik zarflarla örtülü taneler ve aralarındaki boşluklar, c) bir tanenin gözlenebilen yüzeyi ve üzerindeki zarf, d ve e) tane yüzeyindeki zarfa tutunmuş farklı türdeki diatomlar (Kısaltmalar: d:diatom, t: tane, tp: tuz parçacıkları, mz: mikritik zarf)



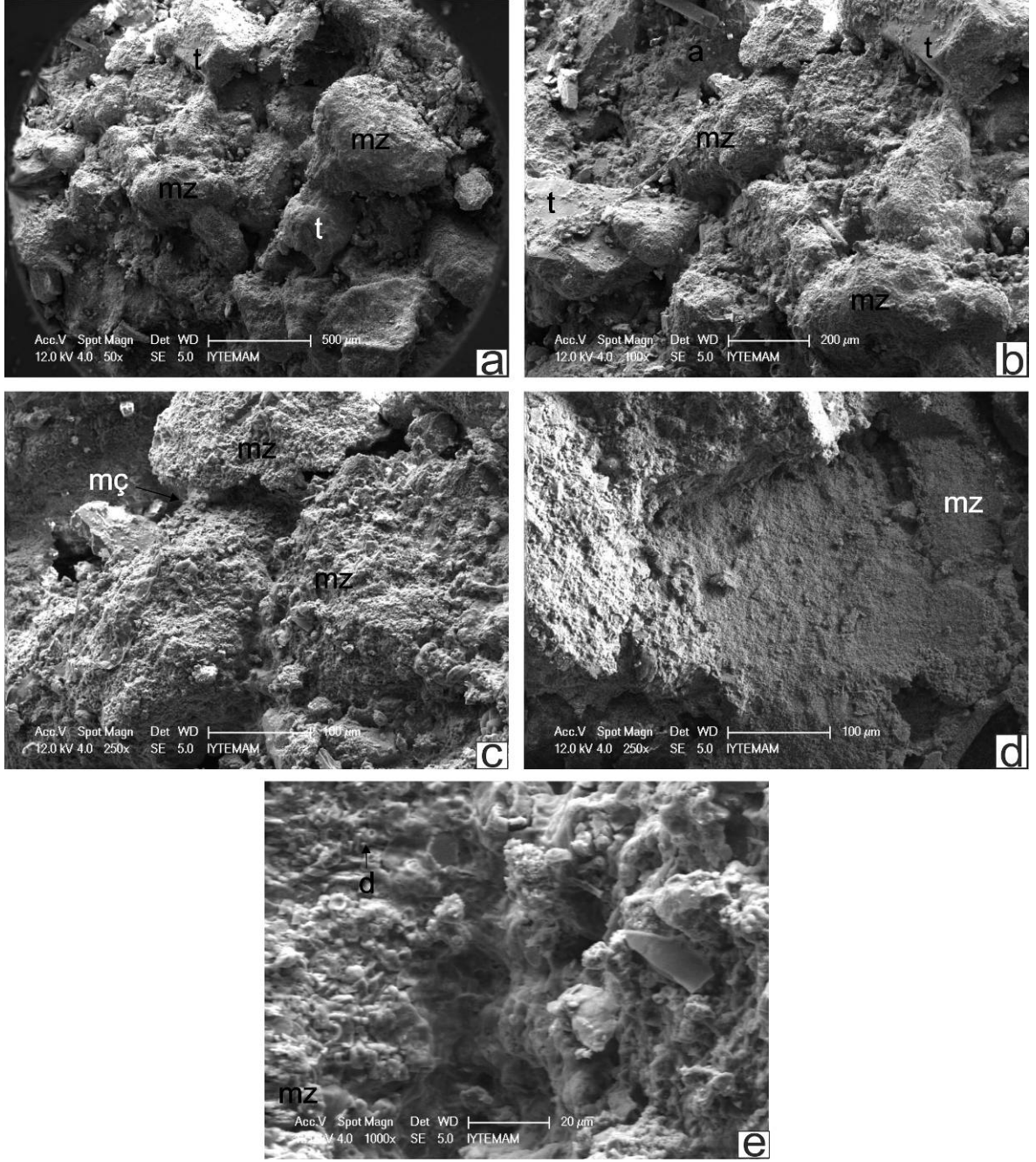
Şekil 4.48. BYE-02 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, tane yüzeyleri karbonat zarflarla örtülmüş durumdadır, b) zarfların örtmediği kısımlarda tanelerin köşeli şekilleri çok iyi gözlenmektedir, c) köşeli tane ve üzerlerindeki karbonat zarflara yakından bakış, d ve e) mikritik zarf çimentoya yakından bakış, tane yüzeyini örtmüş karbonat zarfları (Kısaltmalar: t: tane, mz: mikritik zarf)



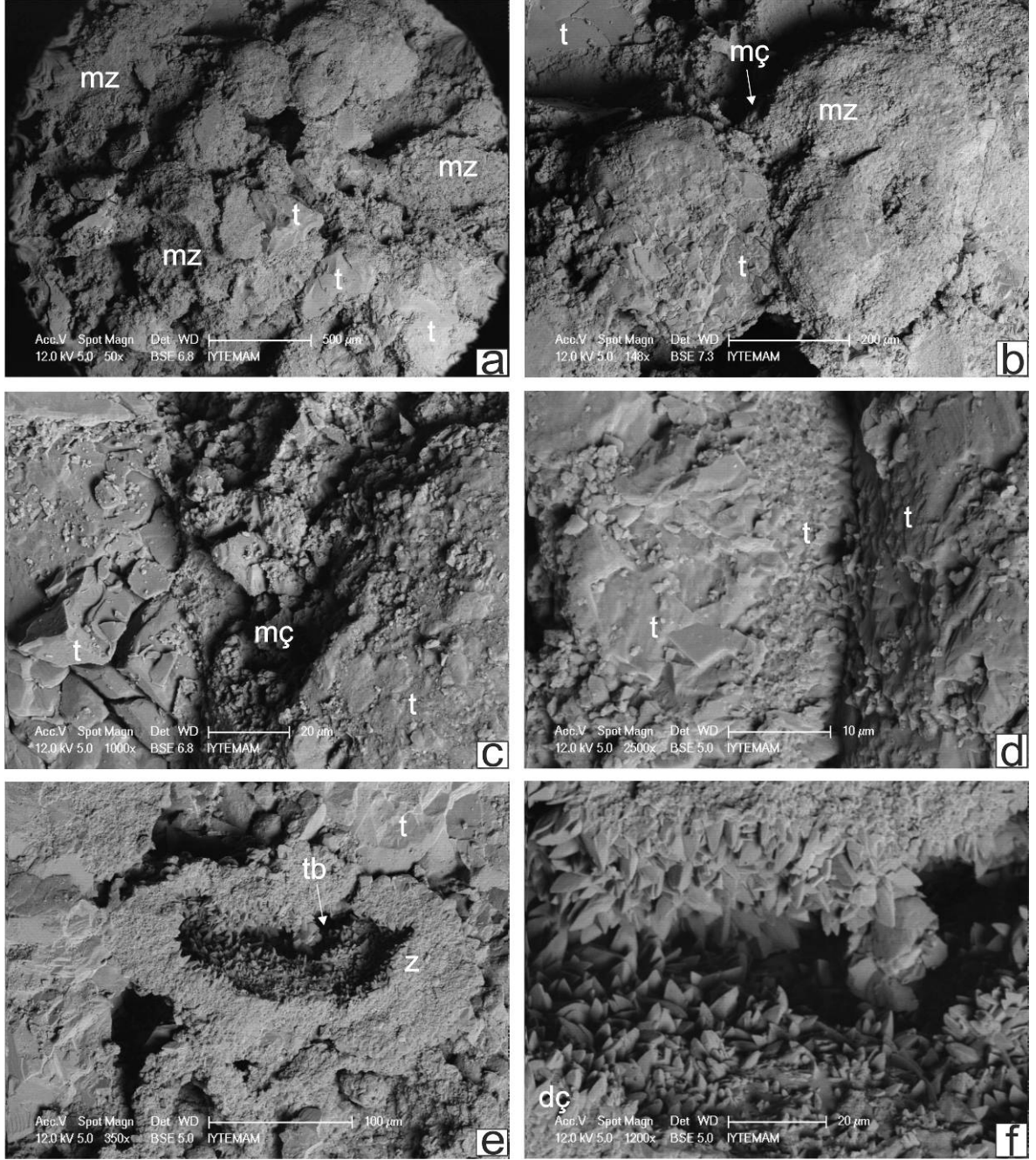
Şekil 4.49. BYE-03 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, b) üzerindeki mikritik örtüyü kaybetmiş taneler ve c) mikritik zarfın yakından görünümü (Kısaltmalar: t: tane, mz: mikritik zarf)

Çizelge 4.17. BYE örneklerine ait EDX analiz sonuçları

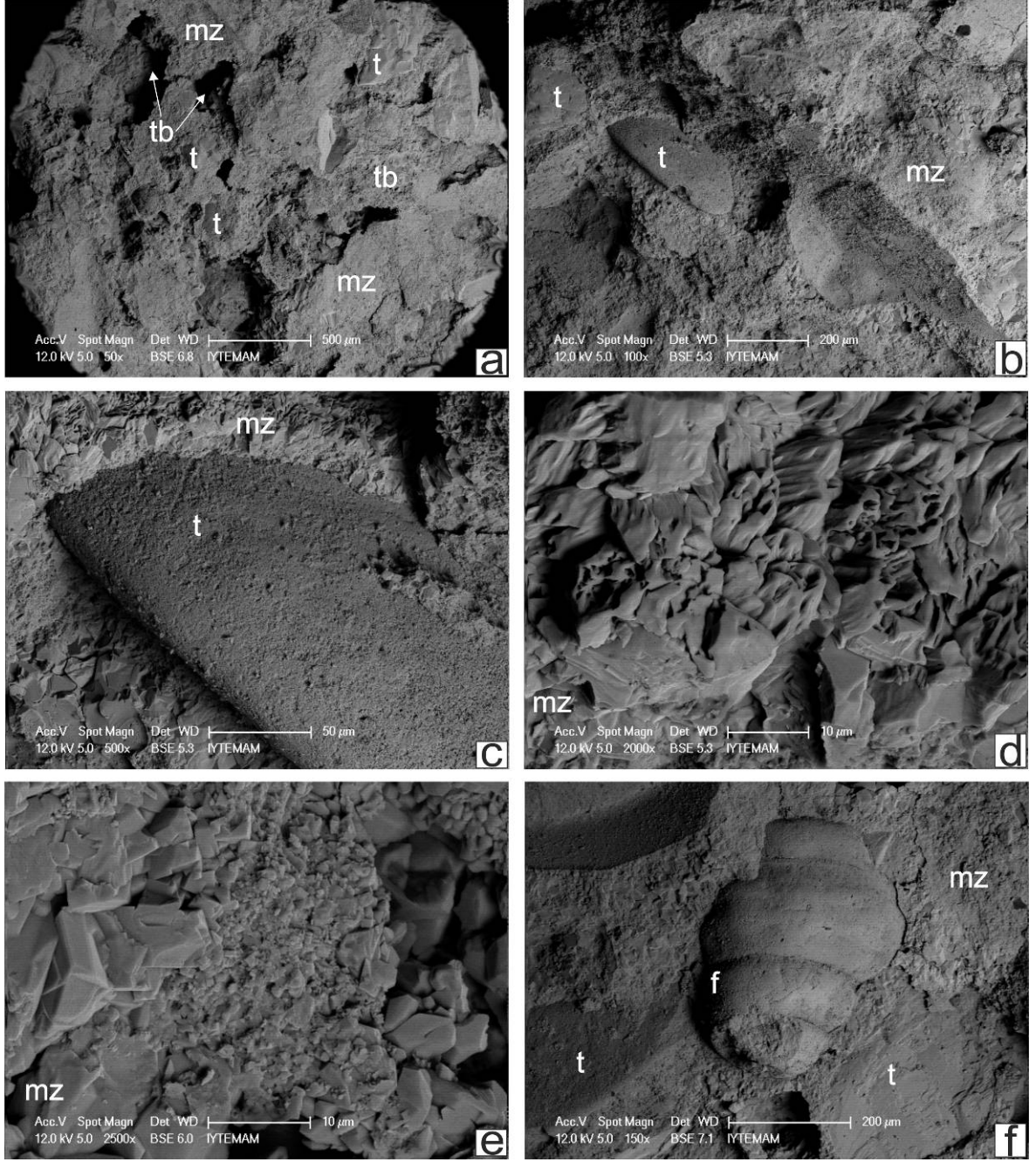
Örnek No	Analiz Yüzeyi	Elementler (%)									
		C	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Fe
BYE-01-c	Mikritik zarf	11,60	32,26	3,39	2,25	1,07	1,95	8,12	0,84	36,51	2,01
BYE-01-d	Mikrofosil	8,35	41,39	0,25	2,04	0,21	0,51	-	0,71	45,74	0,80
BYE-01-e	Mikrofosil	10,79	44,42	0,66	0,58	0,41	0,48	-	0,51	41,09	1,06
BYE-02-c	Mikritik zarf	9,15	44,68	0,49	2,57	0,72	1,25	0,26	0,48	37,49	2,90
BYE-02-d	Mikritik zarf	13,89	42,80	0,68	2,70	0,93	1,31	0,83	0,71	35,01	1,13
BYE-03-c	Mikritik zarf	9,59	43,61	0,58	1,01	1,02	1,82	0,40	0,46	40,04	1,47
BYE-04-d	Mikritik zarf	9,67	44,45	0,39	0,88	0,26	0,36	0,38	0,20	42,34	1,07
BYE-05-c	Mikritik zarf	9,26	31,00	0,52	0,97	0,68	9,05	-	-	45,88	2,63
BYE-05-d	Mikritik zarf	21,75	39,31	0,76	0,60	0,39	0,76	-	-	32,27	4,16
BYE-06-d	Mikritik zarf	20,53	36,42	1,08	1,27	0,34	0,53	-	-	33,89	5,95
BYE-06-e	Mikritik zarf	17,71	37,70	0,92	0,73	0,37	0,21	-	-	36,93	5,44
BYE-06-f	Mikrofosil	20,15	39,69	1,29	0,72	0,68	0,46	-	-	30,49	6,52
BYE-07-c	Druizi çimento	20,19	46,98	1,14	1,66	-	-	-	-	30,02	-
BYE-07-e	Mikritik zarf	17,58	35,34	0,43	1,28	0,49	4,38	-	-	37,19	3,30



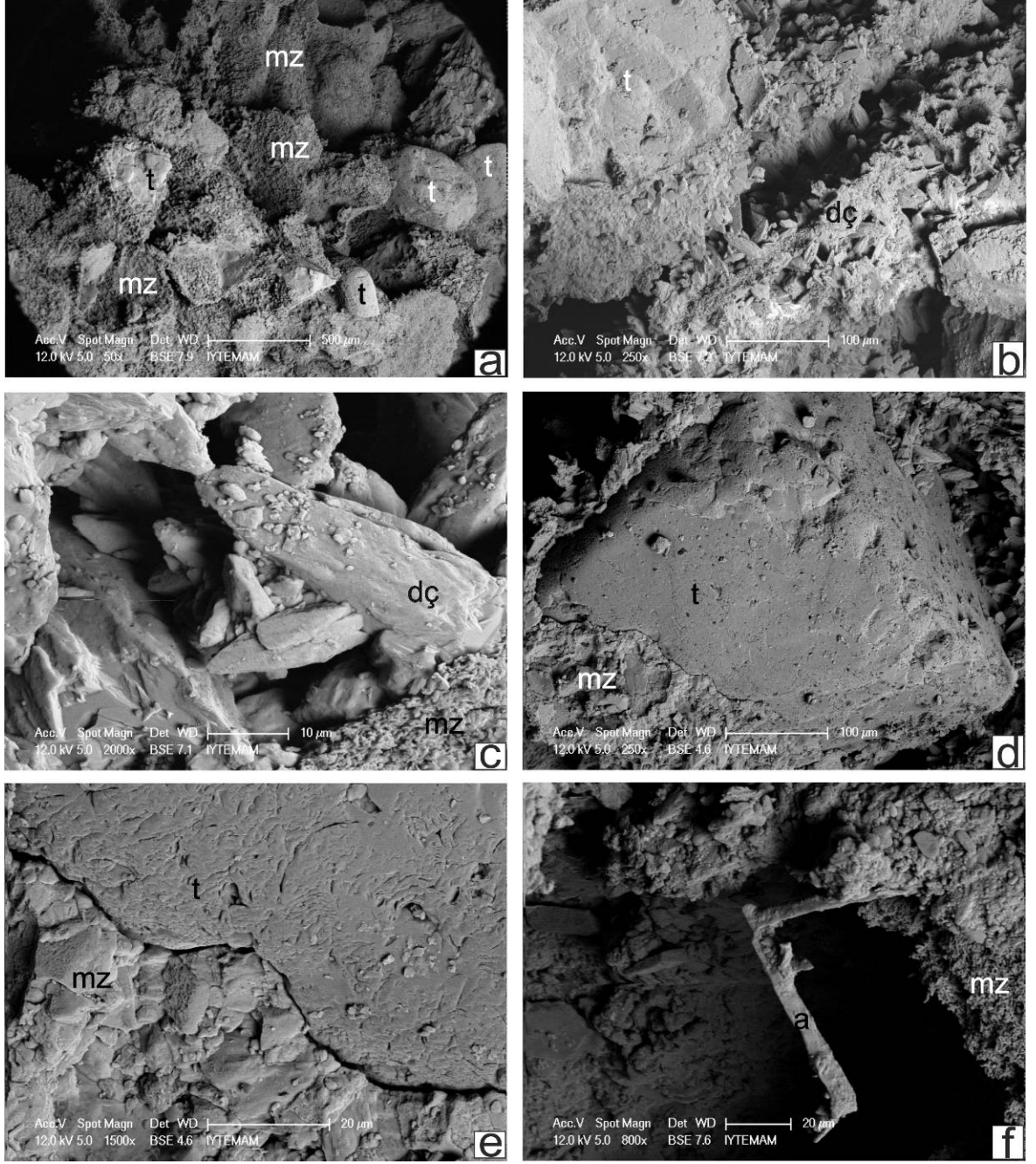
Şekil 4.50. BYE-04 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri, genel olarak taneler karbonat zarflar ile örtülmüştür, tanelerin birbirine tutunması ise genellikle tane boşlukları arasındaki çimento ile olmaktadır. a) Örneğe genel bakış, a ve b) mikritik zarflarla örtülmüş tanelerin bir kısmı yuvarlaklaşmış olarak gözlenirken yer yer de köşeli tanelerin de varlığı göze çarpmaktadır, c) tane yüzeyleri zarflarla örtülü şeklindedir arada menisküs çimentolar da gözlenmektedir, d) taneyi tamamen örtmüş zarf ve e) bu zarflara yakından bakış (Kısaltmalar: a: alg filamentleri, d: diatom, t: tane, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf)



Şekil 4.51. BYE-05 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, a ve b) mikritik zarflarla örtülmüş tanelerin bir kısmı yuvarlaklaşmış olarak gözlenirken köşeli taneler de görüntüde ayırt edilebilmektedir, c) yuvarlaklaşmış iki tanenin birbirine bağlanması, tanelerin yüzeyleri zarfla sarılı olmasına rağmen menisküs çimento da taneler arasında gelişmiştir, d) tanelerin birbirine değimli olarak tutunması, e) tanelerin taşınması sonucunda ortada kalan zarf, eş büyüklükte köpek dişi şeklinde gelişmiş aragonit kristaller, ve onların f) yakından görünümü (Kısaltmalar: dç: drüz çimento, t: tane, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, tb: tanelerin kopması sonucunda ortaya çıkan boşluk ve tane üstü zarf)



Şekil 4.52. BYE-06 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, mikritik zarflarla örtülmüş köşeli taneler ve tanelerin kopması sonucu ortaya çıkan boşluklar, b) karbonat örtü sebebiyle şekilleri neredeyse hiç tanınmayacak hale gelmiş taneler ve onların arasında yassı şekilli örtülmemiş tane, c) b'deki yassı taneye yakından bakış ve onu saran örtünün görüntüsü ve d ve e) bu örtüyü oluşturan unsurların kristal şekilleri f) örtüden az da olsa kurtulmuş bir foraminifer kavkısı (Kısaltmalar: f: foraminifer, mz: mikritik zarf, t: tane, tb: tanelerin kopması sonucunda ortaya çıkan boşluk ve tane üstü zarf)



Şekil 4.53. BYE-07 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Örneğe genel bakış, mikritik zarflarla örtülmüş tanelerin bir kısmı yuvarlaklaşmış olarak gözükmektedir yalnız bu örnekte tane yüzeyleri mikritik zarflarla örtülmüş olmasına rağmen biçimleri ayrt edilebilmektedir, b) taneler arasında gelişmiş drüz tipi çimento, burada mikritik zarftan ziyade bu tür çimento taneler arası bağı oluşturmaktadır, c) drüz çimentoyu oluşturan kristallerin yakından görünümü, d) küp şekline benzer bir tane ve üzerindeki zarf, e) bu zarf ve tane arasındaki geçişin büyütülmüş görüntüsü f) alg filamentleri (Kısaltmalar: a: alg, dç: drüz tipi çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)

Yaylıca eolinit örnekleri üzerinde yapılan SEM ve buna bağlı EDX analizleri sonucunda taneler arası bağları ve taneler üzerindeki yapıyı genellikle mikrit teşkil etmektedir. Bunun yanında bazı örneklerde druizi çimento da gözlenmiştir. Yaylıca eoliniti bünyesindeki tanelerin yüzeyin ve taneler arası bağı oluşturan elementlerin ağırlık yüzdelerine göre sıralanması O>Ca>C>Fe>Si>Mg>Na>Cl>Al>K şeklindedir. Yalnız bu örneklerde yapılan analizlerin bazılarında Cl, K, Fe, Al, Si sonuçları eksiktir. Dolayısıyla element oranı sıralamalarında bazı yer değiştirmelerin olması beklenebilir. Bu sonuçlar incelendiğinde de yine O, Ca ve C elementlerinin yoğun olarak bulunduğu tespit edilmiştir dolayısıyla hem incekesit çalışmalarında hem de SEM çalışmalarında gözlemsel olarak tayin edilen karbonat çimentoların varlığı element analizleri ile de tayin edilmiştir.

Yaylıca Eoliniti XRD analiz çalışmaları

XRD analizleri sonucunda belirlenen mineraller Çizelge 4.18'de çoktan aza doğru verilmiştir. Buna göre örneklerde yoğun olarak kalsit (CaCO_3) gözlenmekte ve bu durumda taneler üzerindeki zarfların ve çimentonun kalsitten oluştuğu anlaşılmaktadır. Bunun yanında dolomit kökenli mineraller de bu çalışma ile tespit edilmiştir. Ayrıca kuvars da (SiO_2) yoğun olarak örnekler arasında bulunmaktadır. Bu mineraller haricinde gözlenen rutil, titanit gibi mineraller eser miktarda bulunmaktadır. Bunlar da çimentodan ziyade kayaç bünyesinde bulunan tanecikleri ifade etmektedir.

Çizelge 4.18. Yaylıca Eoliniti XRD analiz sonuçları

Örnek No	Mineraller
BYE-01	Kalsit, kuvars, dolomit
BYE-02	Kalsit, kuvars, dolomit, titanit
BYE-03	Kalsit, kuvars, rutil
BYE-04	Kuvars, kalsit, dolomit, rutil
BYE-05	Kalsit, kuvars, rutil
BYE-06	Kalsit, dolomit, kuvars
BYE-07	Kalsit, kuvars

Yaylıca Eoliniti ICP/MS analiz çalışmaları

ICP/MS analizleri sonucunda belirlenen element oranları Çizelge 4.19, 4.20 ve 4.21'de verilmiştir.

Çizelge 4.19. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS major element analiz sonuçları (%)

Örnek No	Fe	Ca	P	Mg	Ti	Al	Na	K	S
BYE-01	0,48	28,46	0,023	0,81	0,003	0,16	0,13	0,06	0,09
BYE-02	0,43	26,76	0,025	1,23	0,002	0,13	0,12	0,04	0,08
BYE-03	0,47	26,59	0,026	0,94	0,004	0,21	0,20	0,06	0,06
BYE-04	0,46	25,15	0,026	0,58	0,003	0,15	0,15	0,06	<0,05
BYE-05	0,42	25,75	0,032	0,49	0,003	0,13	0,13	0,05	<0,05
BYE-06	0,45	25,91	0,022	1,49	0,003	0,15	0,10	0,05	0,07
BYE-07	0,38	28,40	0,014	0,57	0,004	0,18	0,12	0,05	<0,05

Çizelge 4.20. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS eser element analiz sonuçları (ppm)

Örnek No	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	As	U	Th	Sr	Cd
BYE-01	1,7	9,5	3,9	8	<0,5	9,9	2,7	356	23	<0,5	0,6	322	<0,5
BYE-02	1,3	3,9	3,0	9	<0,5	4,6	2,3	340	22	<0,5	0,8	397	<0,5
BYE-03	<0,5	6,4	2,7	12	<0,5	9,8	2,1	236	21	<0,5	0,9	367	<0,5
BYE-04	<0,5	2,7	2,9	8	<0,5	5,9	1,3	156	23	<0,5	0,9	204	<0,5
BYE-05	0,7	4,3	2,4	6	<0,5	8,2	1,5	239	15	<0,5	0,9	185	<0,5
BYE-06	<0,5	2,4	2,9	8	<0,5	5,1	1,5	251	21	<0,5	1,1	352	<0,5
BYE-07	<0,5	4,4	1,7	6	<0,5	6,2	1,7	195	18	<0,5	0,8	240	<0,5

Çizelge 4.21. Zunguma Burnu Eoliniti ICP/MS analiz sonuçları (ppm oranında)

Örnek No	Sb	Bi	V	La	Cr	Ba	W	Hg	Sc	Tl	Ga	Se
BYE-01	<0,5	<0,5	11	4,3	6,9	24	<0,5	<0,05	1,0	<0,5	<5	<2
BYE-02	<0,5	<0,5	<10	4,1	6,4	18	<0,5	<0,05	0,8	<0,5	<5	<2
BYE-03	<0,5	<0,5	<10	4,3	7,3	22	<0,5	<0,05	1,0	<0,5	<5	<2
BYE-04	<0,5	<0,5	10	5,1	6,3	26	<0,5	<0,05	0,7	<0,5	<5	<2
BYE-05	<0,5	<0,5	<10	4,3	5,7	25	<0,5	<0,05	0,7	<0,5	<5	<2
BYE-06	<0,5	<0,5	<10	4,5	6,5	27	<0,5	<0,05	1,0	<0,5	<5	<2
BYE-07	<0,5	<0,5	<10	4,2	6,3	31	<0,5	<0,05	0,6	<0,5	<5	<2

ICP/MS analizleri sonucunda yine Ca elementinin diğer elementlere göre kütlede çok fazla olduğu gözlenmektedir. Bu durum diğer analiz sonuçlarından da belirtildiği gibi karbonat çimentonun yoğun olarak örnekler üzerinde gözlenmekte olmasından kaynaklanmaktadır.

Yaylıca Eoliniti oksijen ve karbon duraylı izotop analiz çalışmaları

Yaylıca Eoliniti oksijen ve karbon duraylı izotop analiz sonuçları Çizelge 4.22’de verilmiştir.

Çizelge 4.22. Yaylıca Eoliniti oksijen ve karbon duraylı izotop analiz sonuçları (VPDB: Vienna Pee Dee Belemnite standartı)

Örnek No	d ¹³ C VPDB	d ¹⁸ O VPDB	C std dev	O std dev	Voltage
BYE-01	-2,95	-3,22	0,019	0,065	1,53
BYE-02	-0,40	-0,99	0,013	0,060	1,90
BYE-03	-2,17	-2,29	0,043	0,027	2,78
BYE-04	-2,39	-2,75	0,004	0,012	1,44
BYE-05	-4,14	-3,85	0,058	0,027	1,47
BYE-06	-0,21	-0,84	0,012	0,040	1,59
BYE-07	-4,42	-3,73	0,021	0,011	2,85

Yaylıca Eoliniti oluşuklarından elde edilen izotop analizleri sonuçlarına bakıldığında yine tüm verilerin eksi değerlikte olduğu görülmektedir. Bu durum Yaylıca Eolinit oluşuklarının hem Zunguma Burnu Eolinit hem de rizolitleri bünyesinde bulunduran oluşukların yakın değerlere sahip olduğunu göstermektedir. Dolayısıyla Yaylıca Eolinitleri de analizi yapılmış diğer eolinit oluşukları gibi birbirine benzer ama soğuk iklim koşullarında oluştuğunu düşündürmektedir.

4.4.2.3. Eolinitlerden elde edilen verilerin topluca değerlendirilmesi: Tartışma

Bozcaada'nın güney kıyıları boyunca yüzeyde ve yer yer de su altında gözlenen Pleyistosen-Holosen yaşlı eolinitler (taşlaşmış fosil kumullar), Kuvaterner dönemindeki jeolojik/morfotektonik gelişimi yansıtan çökel kayıtları olup, Bozcaada kıyılarının paleocoğrafya ve morfotektonik nitelikleri açısından önem taşımaktadır. Bu sebeple bu tez çalışması kapsamında adanın Geç Pleyistosen jeolojik evrimini açıklayabilmek için Zunguma Burnu'nda ve Yaylıca Koyu'nda olmak üzere iki lokalitede gözlenen eolinitlerin oluşum ortam ve koşulları incelenmiştir.

Bu oluşuklardan birincisi olan Zunguma Burnu Eoliniti su altından başlamaktadır ve yer yer 5 metrelik bir kalınlık göstermekte ve deniz seviyesinden 2,80 metre yukarıya kadar uzanmaktadır. Yaylıca Eoliniti'nin 6 farklı seviyesinden örneklemeler yapılmıştır.

Diğer fosil kumul oluşuğu olan Yaylıca Eolinitleri ise deniz suyu içerisinde gözlenmekte ve bunlar yer yer su üzerinde kayalık şeklinde durmaktadır. İstifin kalınlığı 1,5 metreyi geçmemektedir. Bu oluşuklardan da dört tanesi su altından 3 tanesi de su seviyesi üzerinden olmak üzere toplam 7 örnekleme yapılmıştır.

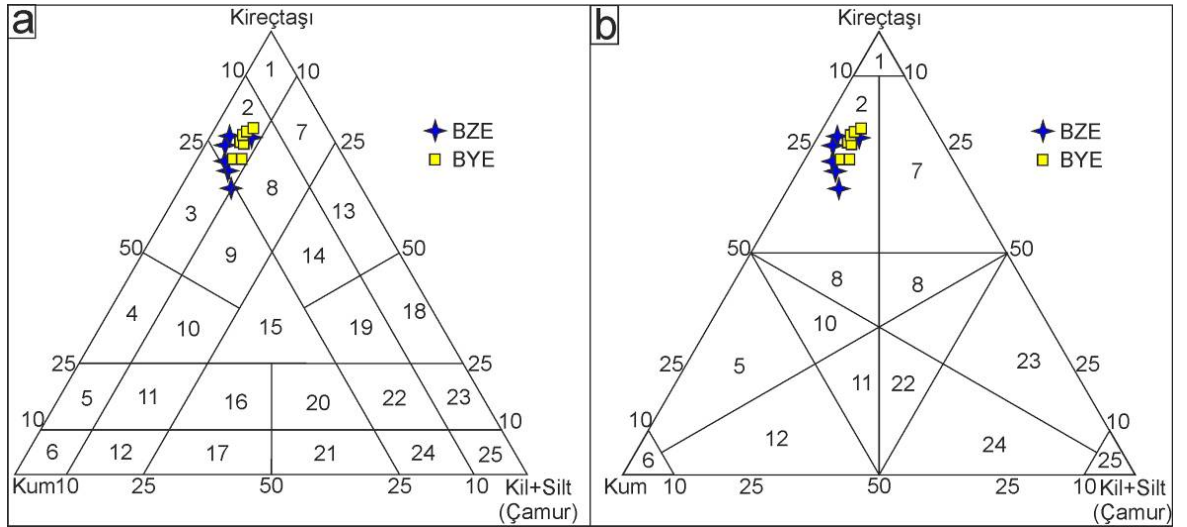
Gelgit üstü (supratidal) zonda rüzgar – kum taşınım dinamikleri taşıyan taşlaşmış kumullar tez çalışma alanında Bozcaada'nın güney kıyılarında gözlenmiştir. Bu birimler bu araştırmada eolinit olarak tanımlanmıştır.

Bu isimlendirme ilk olarak Sayles (1931) tarafından kullanılmış olup bunun yanında bu tanımlama ile birlikte kayanın bileşimine göre kalkarenit olarak isimlendirilmektedir (Bird, 1998). Tez kapsamında arazi çalışmaları sonucunda elde edilen eolinitlerin bileşimini ortaya koymak ve bileşim dağılımlarına göre birimleri isimlendirmek için tane boyu ve CaCO₃ analizleri yapılmış (Çizelge 4.22), elde edilen değerlere göre Füchtbauer-Müller (1970), Erkan (2013) ile Flandrin diyagramlarında (Üşenmez, 1996) birimlerin hangi isimlendirmelere karşılık geldiği belirlenmiştir.

Elde edilen bileşimlerin yüzdeleri Füchtbauer-Müller (1970) ile Flandrin diyagramlarına yerleştirildiğinde (Şekil 4.54) birimler her iki diyagramda da kumlu kireçtaşı (Füchtbauer-Müller, 1970; Üşenmez, 1996) veya kumlu karbonat (Erkan, 2013) tanımlamasına karşılık gelmektedir. Sadece Zunguma Burnu Eolinitleri'nden bir örnek kumlu kireçtaşı-çok kumlu kireçtaşı sınırının üzerine doğru denk gelmektedir. Bu sonuçlara göre tez çalışmasında yer alan eolinit oluşuklarını meydana getiren bileşenlere göre kumlu karbonat olarak tanımlanabilir. Bunların yanında eolinit olarak isimlendirilen oluşuklar farklı köken ve boyuttaki kırıntılardan oluşmaktadır (Bölüm 4.4.2'deki eolinitlerden hazırlanmış incekesit görüntüleri ve Çizelge 4.23). Buna rağmen bazı çalışmalarda bu oluşuklar, tanelerinin karbonat kökenli olması nedeniyle kalkarenit olarak da tanımlanmaktadır (Bird, 1998).

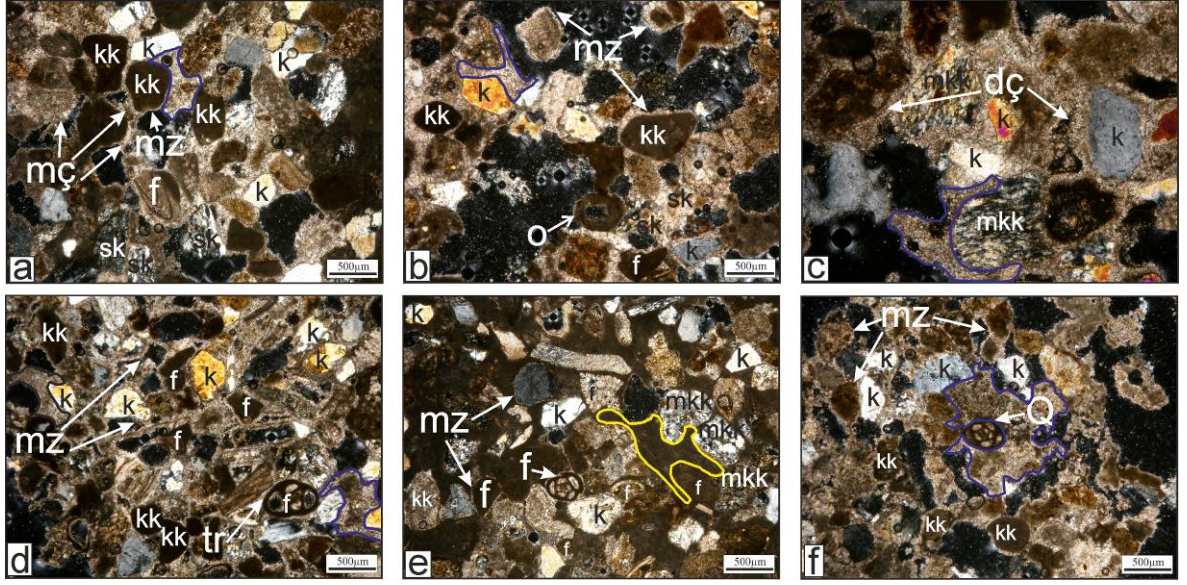
Çizelge 4.23. Bozcaada eolinitlerinin bileşim dağılımları (analiz tüm kütleden yapılmıştır, analizi yapılan numunelerin 0,256 mm'den büyük kırıntı boyutlar 0,27 gr'dan azdır, sadece 1 örnek 1,9 gramdır)

	Ağırlık (gr)				%		
	KUM	Kil+Silt	CaCO ₃	TOPLAM	KUM	Kil+Silt	CaCO ₃
BYE-01	7,05	3,066	37,32	47,431	14,8637	6,464127	78,67218
BYE-02	8,944	3,323	38,85	51,115	17,4978	6,501027	76,00117
BYE-03	9,024	3,076	41,25	53,348	16,91535	5,765914	77,31874
BYE-04	11,852	3,669	39,73	55,251	21,4512	6,640604	71,9082
BYE-05	11,31	4,422	40,36	56,089	20,16438	7,883899	71,95172
BYE-06	9,942	3,28	42,13	55,353	17,96109	5,925605	76,11331
BYE-07	7,375	3,512	41,39	52,28	14,10673	6,717674	79,17559
BZE-01	11,95	2,55	35,21	49,714	24,03749	5,12934	70,83317
BZE-02	13,614	3,764	38,12	55,498	24,53061	6,782226	68,68716
BZE-03	12,615	4,449	31,62	48,681	25,9136	9,139089	64,94731
BZE-04	8,453	3,912	40,1	52,467	16,11108	7,456115	76,43281
BZE-05	9,163	1,385	34,39	44,941	20,38895	3,081818	76,52923
BZE-06	9,536	1,386	32,04	42,964	22,19533	3,225957	74,57872



Şekil 4.54. Bozcaada eolinitlerine ait bileşim dağılım diyagramları (a: Füchtbauer-Müller, b: Flandrin; Üşenmez, 1996; Erkan, 2013) (Numaralandırmalar, 1: karbonat, 2: kumlu karbonat, 3: çok kumlu karbonat, 4: çok karbonatlı kum, 5: karbonatlı kum, 6: kum, 7: killi karbonat, 8: killi, kumlu karbonat, 9: killi çok kumlu karbonat, 10: killi, çok karbonatlı kum, 11: karbonatlı, killi kum, 12: killi kum, 13: çok killi karbonat, 14: kumlu, çok killi karbonat, 15: çok kumlu marn, 16: karbonatlı, çok killi kum, 17: çok killi kum, 18: çok karbonatlı kil, 19: kumlu, çok karbonatlı kil, 20: karbonatlı, çok kumlu kil, 21: çok kumlu kil, 22: karbonatlı, kumlu kil, 23: karbonatlı kil, 24: kumlu kil, 25: kil, 26: killi karbonatlı kum, 27: kumlu karbonatlı kil (Üşenmez, 1996'da karbonat yerine kireçtaşı kullanılmıştır)

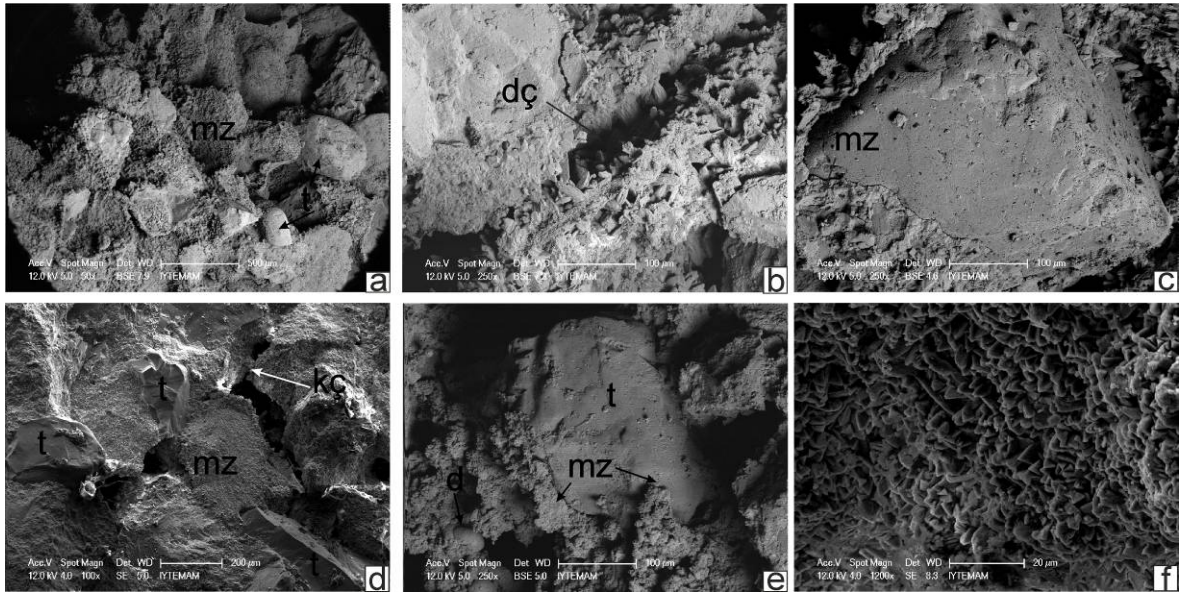
İncekesit çalışmaları sonucunda, kayacı oluşturan taneler genellikle metamorfik kaya kırıntılarında, plajiyoklaslardan ve karbonat kökenli minerallerden oluşmaktadır (Şekil 4.55). Taneler arası bağlar çalkantılı karasal freatik ve sıg ortamı işaret edecek şekilde bileşimi karbonat çimento (kalsitik) olan taneler arası menisküs, köprü, boşluk dolgu ve mikritik zarf biçiminde sağlanmıştır (Şekil 4.55a-f). Bu ilk üç çimento türü genellikle karasal veya yakın kıyı çimentolanmayı işaret etmektedir (Flügel, 2010). Ayrıca yine taneler arasındaki boşluk dolguların genellikle tanecikli çimento dolgusu tipinde olması da bu çimentolanmanın meteorik vadoz ve meteorik freatik zonu belirtmektedir (Flügel, 2010). Taneler muhtemelen az taşınmış olmalarından dolayı az yuvarlaklaşmıştır ve taneler arası boşluk fazladır. Oluşukları oluşturan taneler arasında yer yer kırılmış fosil kavkaları (Şekil 4.55a, d, e ve f) ve oolitler (Şekil 4.55b) de gözlenmektedir.



Şekil 4.55. Eolinit oluşuklarından alınan bazı temsilci numunelerde gözlenen petrografik nitelikleri gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikol). Örneklerden hazırlanmış olan özet incekesit görüntüleri. Taneler genellikle köşeli yarı yuvarlaklaşmıştır, taneler birbirine değimli ve mikritik zarflar ile birbirlerine tutturulmuşlardır. Yer yer de fosil kavkı izleri ve oolitler gözlenmektedir (Kısaltmalar: dç: drüz tipi çimento, f: fosil kavkı kırıkları, k: kuvars, kk: karbonatlı kaya kırıntısı, mç: menisküs çimento, mkk: metamorfik kaya kırıntısı, mz: mikritik zarf çimento, o: oolit, , tr: *Triloculina sp.* fosil kavkısı, Q: *Quinqueloculina sp.* fosil kavkısı, sk: silisli kaya kırıntısı). Mavi ve sarı renkli çizgiler içi tanecikli mozaik çimento dokusunu göstermektedir; maviler spratik sarılar ise mikritiktir, her ikisi de menisküs çimento destek olmaktadır, şekilde fazla karışıklığa sebep vermemek için temsilci olarak bir kaç tane gösterilmiştir

Arazi çalışmalarından toplanan kaya örneklerinden yaptırılan SEM analiz sonuçlarına göre örnekleri oluşturan kayaç tanelerinin, mikritik zarf ile örtüldüğü (Şekil 4.56a, c, d ve e) taneler arası bağların da bu zarf ile oluştuğu, bu zarfın ise CaCO₃ kökenli olduğu belirlenmiştir. Mikritik zarf daha yakından bakıldığında kristallerin düzenli bir şekilde oluştuğu gözlenmektedir (Şekil 4.56f). Nadir de olsa drüz tipi çimento da gözlenmiştir (Şekil 4.56b). SEM görüntüleri ile örneklerde yer yer tane yüzeylerine ve taneler arasına yapışmış bir şekilde mikrofosillerin (Şekil 4.56e), alg filamentlerin varlığı da gözlenmiştir. Bazı örneklerde kalsit dolgu haricinde tane yüzeylerinde tuz kristalları ve toprakları da belirlenmiştir. Taneler arasında bazen büyük boşluklar da gözlenmektedir (Şekil 4.56d).

Petrografik nitelikleri ayrıntılı olarak 4.4.2. bölümde verilen her iki eolinit istifinden SEM analizleri esnasında yapılan EDX analizlerinden (Çizelge 4.17) genel olarak kayada O, Ca, C elementlerinin egemen bileşen olduğu gözlenmektedir (% oranlarına göre sıralanmaları O>Ca>C>...). Bu da çimentonun genellikle mikritik kökenli olması ve bu çimentonun da kökeninin CaCO₃ olmasından kaynaklanmaktadır. Analiz sonucunda element ağırlık dağılımından (%Wt) yapılan hesaplamalara göre %MgCO₃ değeri ortalaması Zunguma Burnu Eoliniti'nin 4,98; Yaylıca Eoliniti'nin ise 4.82 olduğu hesaplanmış ve bunun da yüksek Mg'lu kalsitik çimento olduğunu işaret ettiği belirlenmiştir. Ancak mikritik zarflar üzerine gelen köprü ve menisküs çimento ise çimentolanmanın karasal koşulların ağır bastığı meteorik koşullar altında devam ettiğini ve böylece tanelerin birbirine bağlandığını göstermektedir.



Şekil 4.56. Eolinit örneklerinden bir kaç temsilci SEM görüntüsü. a) İncelenen örneğe genel bir bakış, tanelerin yüzeyi çoğunlukla mikritik zarflar ile örtülmüş, b) tanelerin birbirine bağlanmasında yardımcı olarak görev yapan druz tipi çimento, c) küp şeklinde bir tane ve onu örtmüş mikritik zarf, d) üzeri mikritik zarfla örtülmüş taneler ve az da olsa gözlenen köprü çimento, e) bir tanenin yüzeyi, mikritik zarf ile örtülü kısımları ve taneler arasındaki çimento arasında kalmış diatom, f) mikritik zarf yüzeyine yakından bakış ve kristal şekilleri (Kısaltmalar: d: diatom kavkısı, dç: drüz çimento, kç: köprü çimento, mz: mikritik zarf, t: tane yüzeyi)

ICP/MS analizlerinden elde edilen sonuçlar da EDX analiz sonuçlarına paralellik göstermektedir. Bu analizler sonucunda da en yoğun olarak kalsiyum (Ca) elementi tespit edilmiştir. Bu da CaCO₃'ün egemen bileşen olarak bulunduğunu göstermektedir.

XRD analizleri sonucunda kayada yaygın yoğun olarak kalsit (CaCO₃) bulunduğu gözlenmekte ve bu durumda taneler üzerindeki zarfların ve çimentonun kalsitten oluştuğunu işaret etmektedir. Analiz sonucunda numunelerde kuvars mineralinin (SiO₂) de yaygınca bulunması, taneler arasındaki çimentonun yer yer SiO₂ ile de sağlanmış olabileceğini düşündürmektedir.

Bozcaada eolinitlerinde yapılmış olan O ve C duraylı izotop analizlerindeki sonuçlar genellikle eksi değerlere sahiptir. Zunguma Eolinitleri'nden yapılan tarihlendirme işlemlerinde 16,18±1,70 bin yıl ile 24,21±1,53 bin yıl arasında yaşlar belirlenmiştir (Kıyak ve Erginal, 2010). Bu dönemde MIS 2 son buzul optimum zamanına karşılık gelmektedir. Dolayısıyla eolinitlerin oluşum zamanlarındaki (Kıyak ve Erginal, 2010) iklim şartlarının (sıcaklığın), günümüze göre daha soğuk olduğu, ¹⁸O değerinin ¹⁶O değerine oranla arttığı bir döneme karşılık gelmektedir (Bakınız, Bölüm 3.2.4). Yalnız deniz seviyesinden ve altından alınan iki örnekte ise sonuçlar artı değerlere sahiptir. Bu verilerle, bu örneklerin oluşumları esnasındaki iklim şartları, diğer örneklere göre daha sıcak bir iklimde gerçekleşmiş olduğu düşünülebilir (Şekil 4.57). Yalnız bu unsurların oluşumlarından günümüz dönemine kadarki sıcaklık değerlerinde; bazı dönemlerde salınımlar gözlenirse de devamlı olarak bir artış söz konusudur (Petit ve ark., 1999; Vimeux ve ark., 2002; Erlat, 2009). Dolayısıyla bu iki örnek ile günümüz iklim şartlarını karşılaştırmak sonuçlarda hatalara yol açabilir.

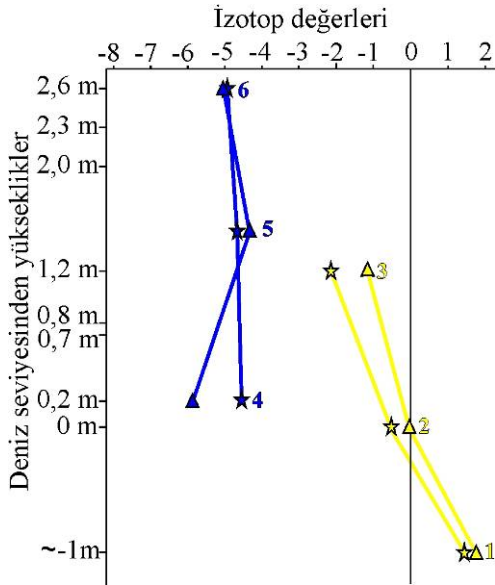
İzotop sonuçlarından oluşturulan grafikler (Şekil 4.57) incelendiğinde, deniz seviyesinden daha yukarı seviyelere gelindikçe sonuçlar düzgün bir eğimle değişmekte ve genellikle üst seviyelere doğru değerler iyice azalmaktadır (eksi değerleri artmaktadır). Aynı örnek grupları içerisindeki değişiklikler, bu istiflerin oluşumları esnasında göreceli olarak iklim şartlarının değiştiğini göstermektedir.

Farklı örnek gruplarında (örneğin BZE2 ve BZE4) birbirine yakın yükseklikte olduğu gözlenen örneklerin çok farklı izotop sonuçları vermesi; bu iki örneğin birbirine uzak mesafelerde, istifsel olarak farklı seviyelerde olması ve farklı zamanlarda oluşmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 4.57). Bu farklılık, eldeki veriler göz önünde tutulduğunda eolinitin eğim yönü ve miktarına bağlanabilir. Şöyle ki örnekleme yapılan bu noktada eolinitlerin eğim yönleri güneydoğuya doğrudur (Şekil 4.35 ve 4.57). Bu durumda

BZE-4, 5 ve 6 örnekleri istifsel olarak BZE-1, 2 ve 3 örneklerinin alt seviyelerini oluşturmakta ve izotop değerlerinin farklılıkları da yine farklı zamanlarda oluşumlarına dayanmaktadır.

Yaylıca Eolinitleri'nden yapılan örneklemeler farklı noktalardadır ve bu oluşuklardaki alt-üst ilişkisi tüm alanda belirlenememiştir. Bundan dolayı Yaylıca Eolinitleri'ne ait izotop sonuçları Şekil 4.57'de dahil edilememiştir. Bu oluşuklardaki değerler incelendiğinde tüm sonuçlar eksi değerliktir. Bu sebeple de Yaylıca Eolinitlerinin oluşumları esnasındaki iklim şartları günümüze göre daha düşük derecededir.

İklim şartlarının günümüze göre farklılıklarını ve kendi aralarındaki değişimleri kesin olarak yorumlayabilmek için bu örneklerin tarihlendirilmeleri gerekmektedir.



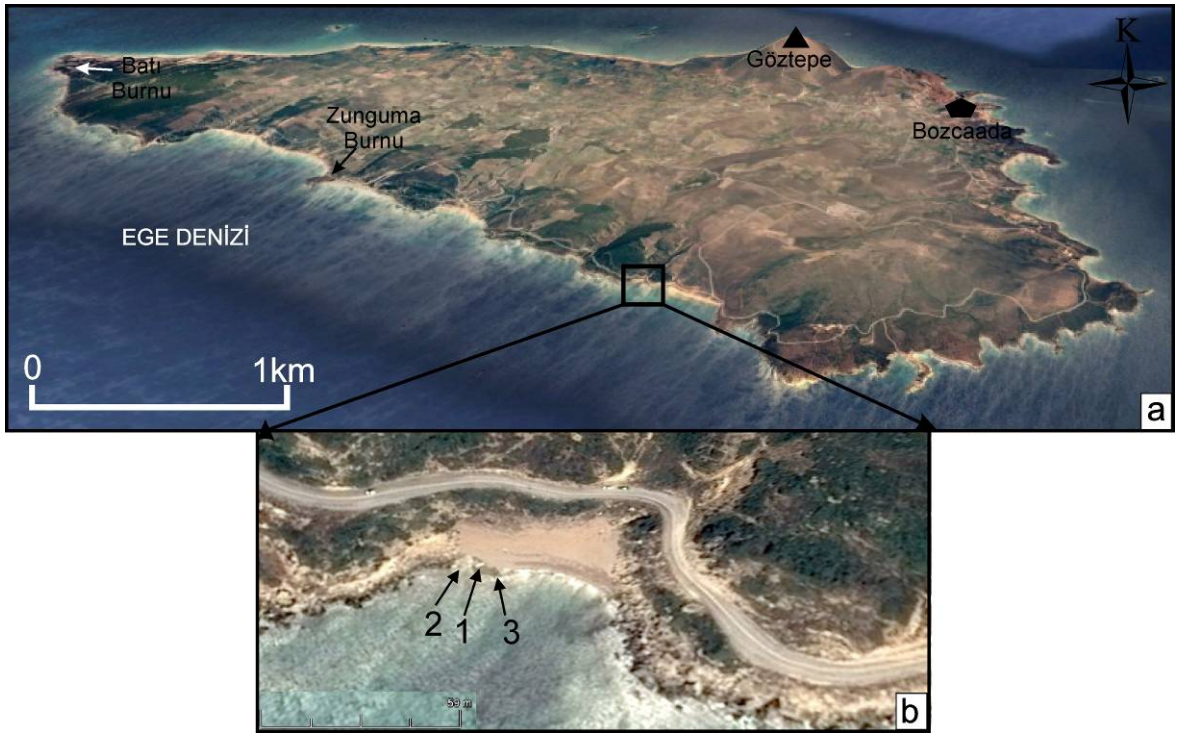
Şekil 4.57. Bozcaada Zunguma Burnu eolinitlerinden elde edilmiş O ve C duraylı izotop analiz sonuçlarını gösterir grafik şekil (Yıldızlar $d^{18}O$ değerlerini, üçgenler ise $d^{13}C$ değerlerini göstermektedir, sarı renkli işaret ve çizgiler BZE-01;02;3 örneklerini, sarı renkli işaret ve çizgiler BZE-04;05;6 örneklerini göstermektedir)

4.4.3. Yalıtışları

4.4.3.1. Bozcaada İçmecedere Yalıtışı

Bozcaada'nın güney kıyılarında İçmece Dere'nin denizle buluştuğu koyda gözlenen yalıtışları (Şekil 4.11 ve 4.58) kıyıya paralel bir şekilde uzanmaktadır. Oluşuk yaklaşık 20 metre uzunluğunda ve 7 metre genişliğindedir. İstifin geniş bir bölümü su altında olmakla birlikte deniz seviyesinden yaklaşık 25 cm yukarıda da birimin mostraları gözlenebilmektedir. Buradaki yalıtışı istifini oluşturan taneler genellikle andezit, kumtaşı,

kuvarsit ve kireçtaşı kökenlidir. Tane boyutları bakıldığında ise; kum boyutundaki çok ince tanelerle birlikte 20 santimetrelük blok boyutundaki taneler de bulunmaktadır (Şekil 4.60). Buradaki istifte herhangi bir katmanlanma gözlenmemektedir. Kalınlık yaklaşık olarak 30 cm'den fazladır. Buradaki yalıtışı oluşumundan 3 adet örnek alınmış (Şekil 4.58 ve 4.59) ve BIY-01, BIY-02, BIY-03 olarak kodlanmıştır. BIY-01 ve BIY-03 örnekleri yaklaşık 30 santimetreden fazla bir kalınlığa sahip tabakadan alınmıştır. Kalınlığın fazla olmasından dolayı bu tabakanın hem alt seviyelerinden (BIY1-2 ve BIY3-2) hem de üst seviyelerinden (BIY1-1 ve BIY3-1) olmak üzere ikişer örnek tarihlendirme işlemi ve incekesit işlemleri için ilgili laboratuarlara gönderilmiştir.



Şekil 4.58. İçmecedere Yalıtışı lokasyonunu gösterir Google Earth görüntüleri. a) Bozcaada'ya bakış, b) İçmecedere Yalıtışı örnekleme noktaları (Oklar örnekleme yerlerini, rakamlarda örnek numaralarını göstermektedir)

Bozcaada İçmecedere Yalıtışı İncekesit çalışmaları

Buradan alınan örneklerden hazırlanan ince kesitler incelendiğinde; yalıtışı kayasını oluşturan tanelerin genellikle metamorfik kaya parçalarından oluştuğu gözlenmektedir. Taneler yer yer blok boyutunda olup (Şekil 4.60) genellikle kuvarsit, kuvars-mikaşist (Şekil 4.61a) kırıntılılarından oluşmaktadır.

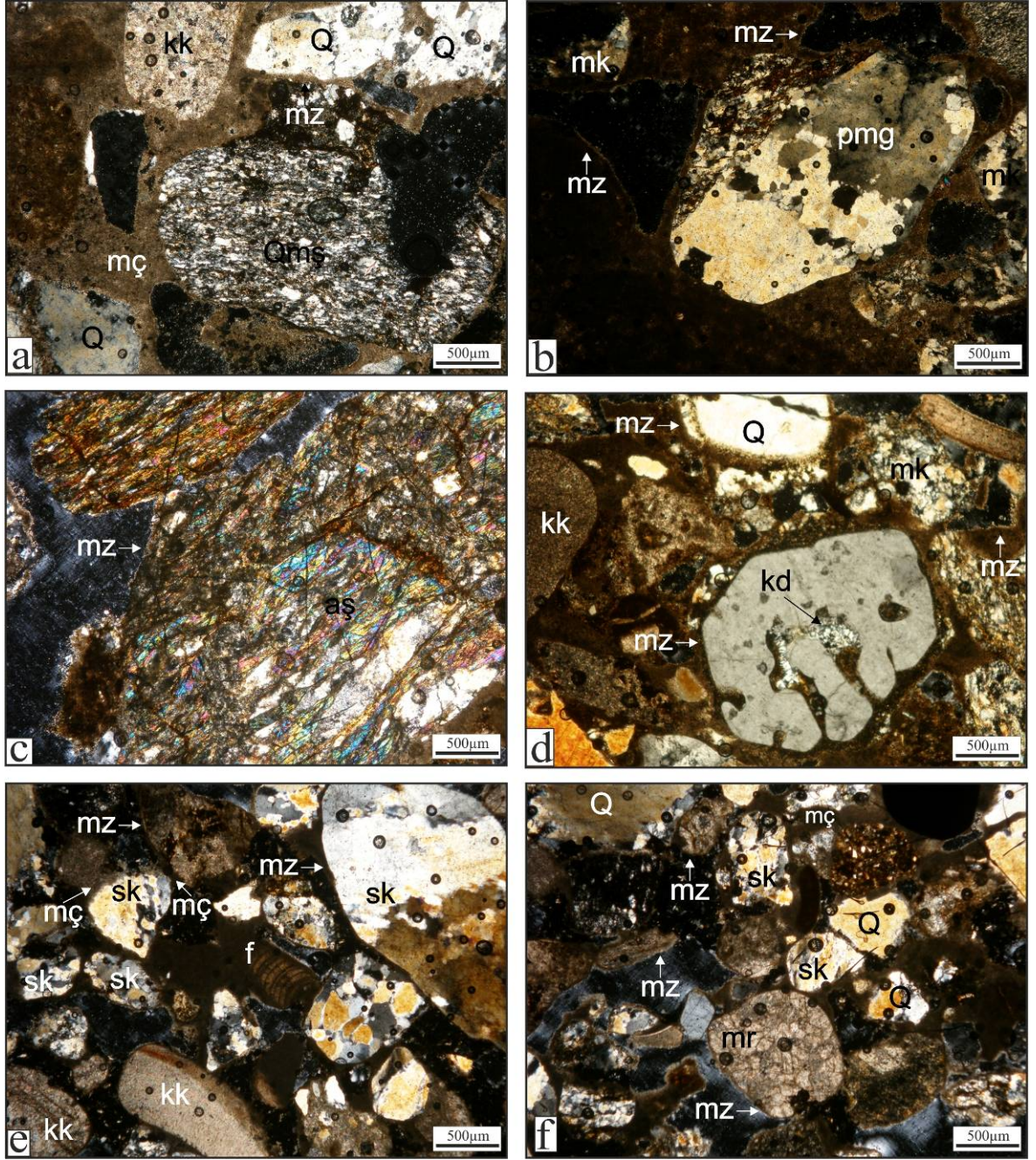


Şekil 4.59. İçmecedere Yalıtışı. a) Oluşuklarının uzaktan görünümü. Numune yerleri yıldızlarla işaretlidir, b) BİY-3 örnekleme noktasına yakından bakış, c) BİY-1 örnekleme noktasına yakından bakış, d) BİY-2 örnekleme noktasına yakından bakış



Şekil 4.60. İçmecedere Yalıtışı oluşuklarının içerisinde bulunan blok boyutundaki taneler (Resimdeki çekicinin boyu 28 cm'dir)

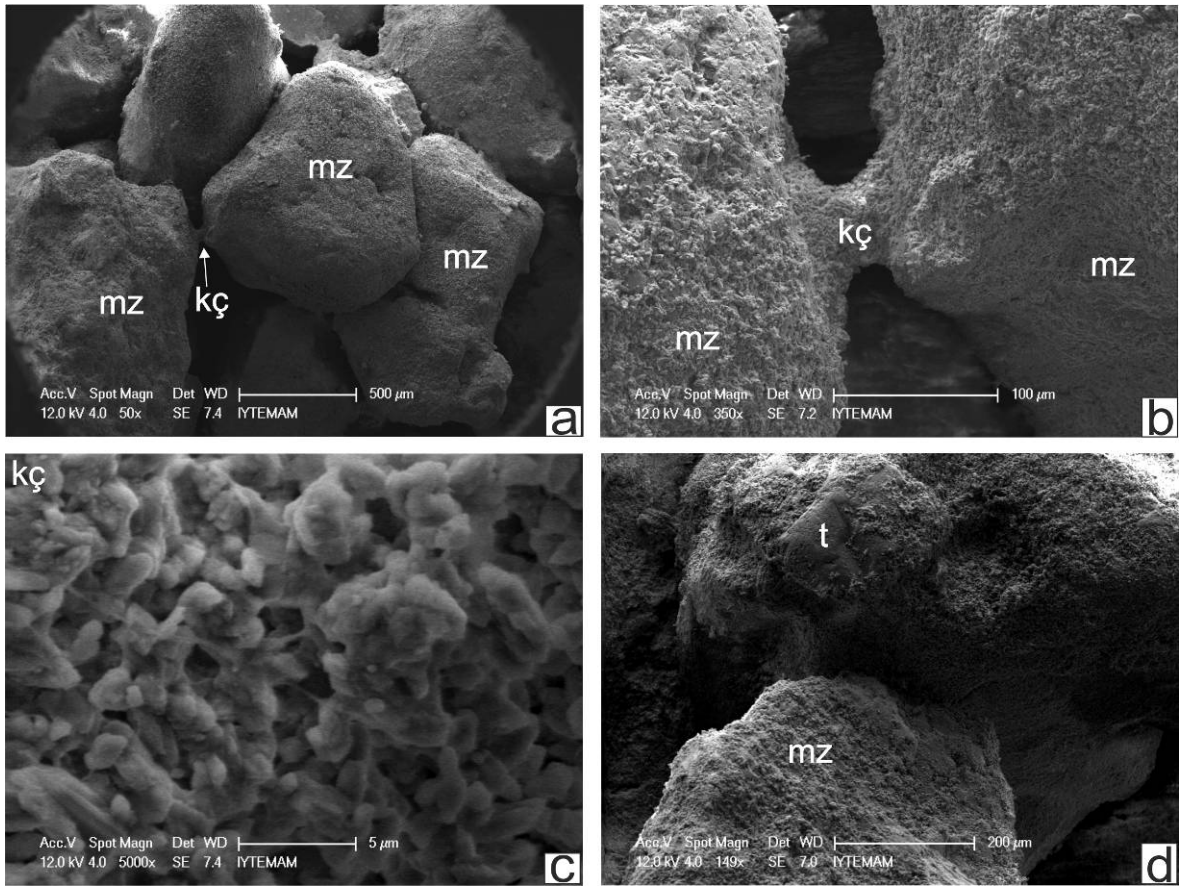
Bazı kesitlerde pegmatitik metagranit taneleri (Şekil 4.61b), amfibolşist (Şekil 4.61c) ve genellikle riyolit ve dasit gibi yarı özşekilli körfez dokulu kuvars (Şekil 4.61d) ile fosil kavkı parçaları (Şekil 4.61e) da tanınmaktadır. Kesitler incelendiğinde tane yuvarlaklığının az geliştiği, çimentonun ise çok zayıf ve genellikle mikritik zarflardan oluştuğu anlaşılmaktadır.



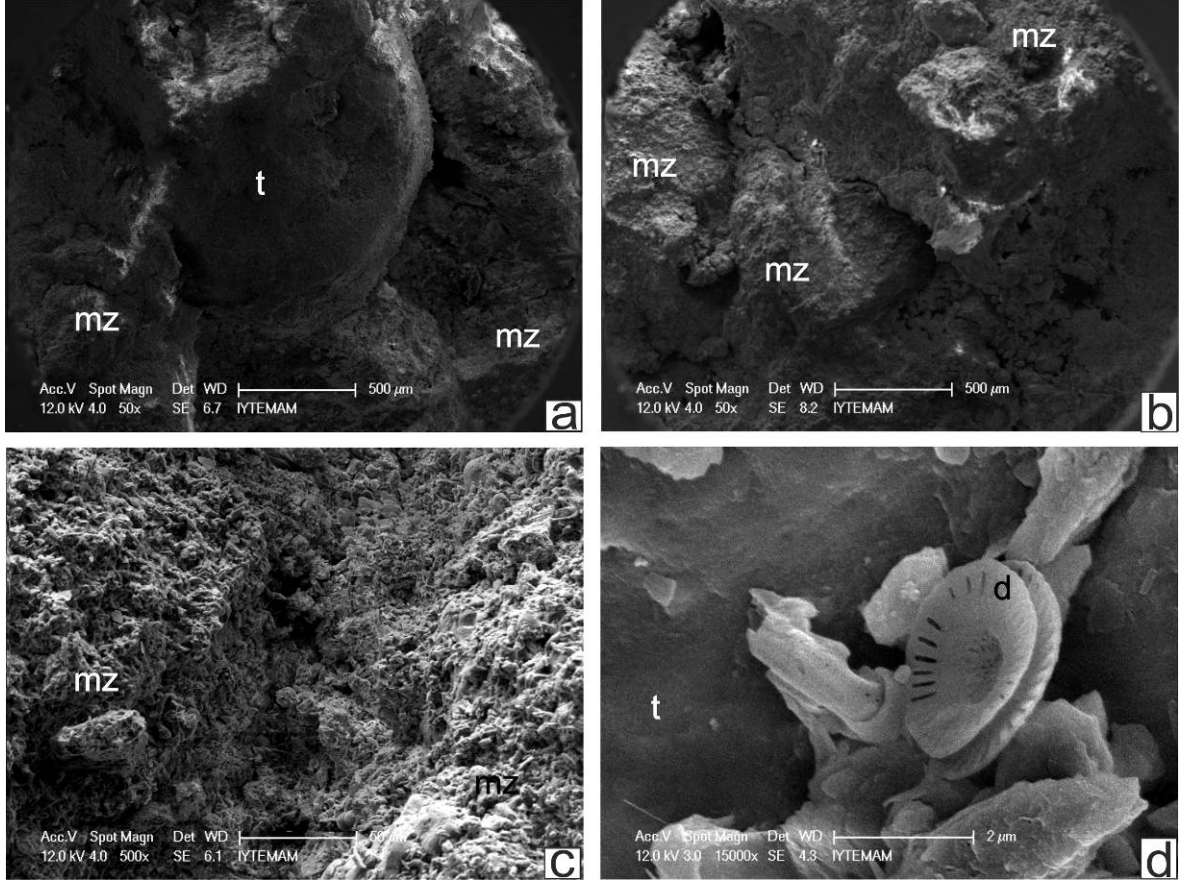
Şekil 4.61. BİY örnekleri ince kesitlerinde İçmecedere Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotografılar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel). a) Kuvars, kuvarsit, kuvars-mikaşist taneleri, b) pegmatitik metagranit taneleri, c) amfibolşist tanesi, d) magmatik kökenli kayalarda gözlenen özşekilsiz körfez dokulu kuvars, e) kırıntılar arasında gözlenen fosil kavkı parçası, f) mermer kırıntısı gözlenmektedir (Kısaltmalar: a: amfibol, aş: amfibol şist, f: fosil, kd: körfez dokusu, kk: karbonatlı kaya kırıntısı, mk: metamorfik kaya kırıntısı, mr: mermer kırıntısı, mz: mikritik zarf, mç: menisküs çimento, pmg: pegmatitik metagranit, Q: kuvars, Qms: kuvars mikaşist, sk: silisli kaya kırıntısı)

Bozcaada İçmecedere Yalıtışı SEM-EDX analiz çalışmaları

SEM görüntüleme çalışmaları sonucunda İçmecedere Yalıtışını oluşturan tane yüzeylerinin mikritik zarflar ile örtülü olduğu görülmektedir (Şekil 4.62-d, Şekil 4.63a, b ve c, Şekil 4.64). Mikritik zarfların yanında köprü çimento da ikincil taneler arası bağ olarak gözlenmektedir (Şekil 4.62a ve b). Bu çimentonun yüzeyinden (Şekil 4.62c) yapılan EDX analizleri; çimento bileşiminde karbonatın yoğun olarak bulunduğunu, yanı sıra silisin de var olduğunu göstermiştir (Çizelge 4.24). Çimentoların EDX yüzeysel element analiz sonuçları Çizelge 4.24’de verilmiştir. Analizler esnasında yer yer mikrofosiller belirlenmiştir (Şekil 4.63d).



Şekil 4.62. BİY-01 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Tanelere yakından bakış ve taneler arasında gözlenen köprü çimento, b) iki tane arasındaki köprü çimento, c) bir önceki görüntüde gözlenen köprü çimentoya yakından bakış ve kristaller, d) tanelerin birbirine bağlanmasını sağlayan mikritik zarflar (Kısaltmalar: kç: köprü çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)

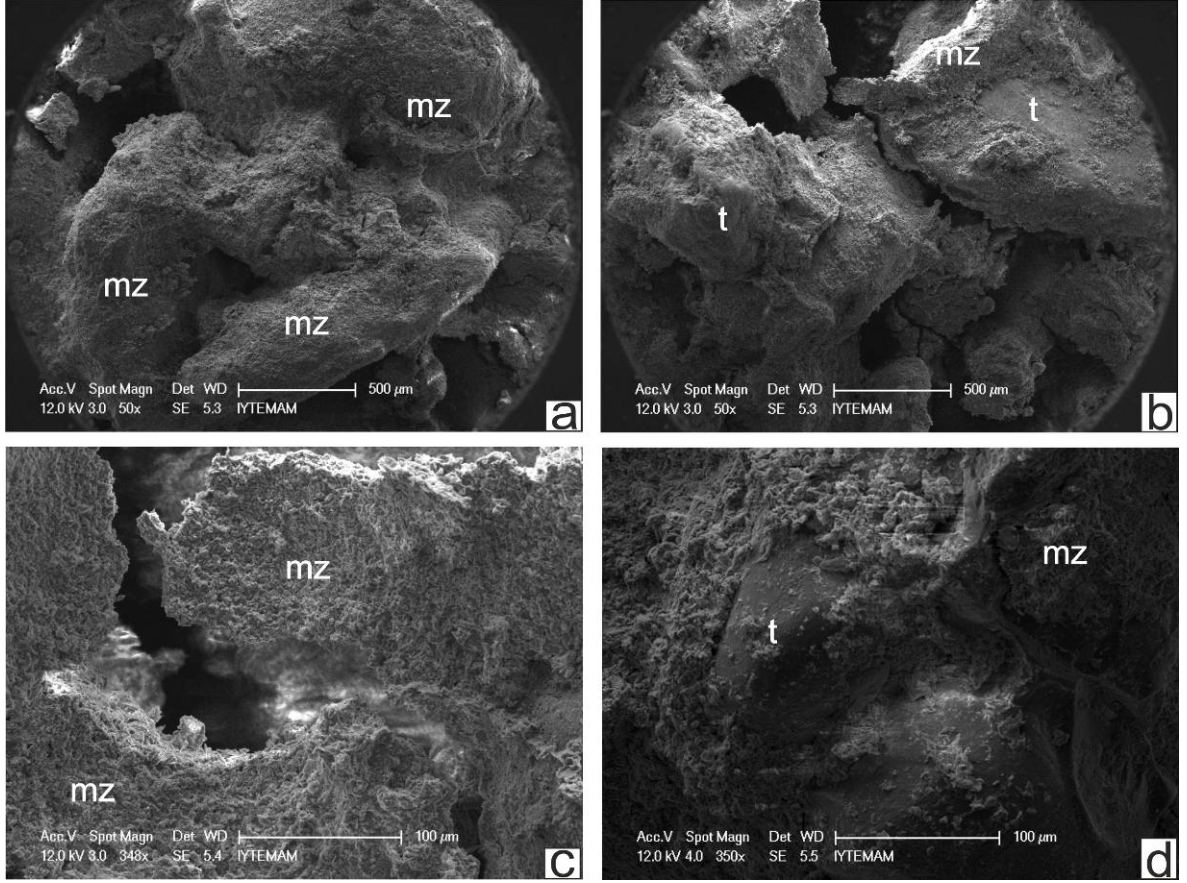


Şekil 4.63. BİY-02 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a) Tanelerin üzerinde gelişmiş kalın mikritik zarflar, b) mikritik zarflara yakından bakış ve c) onların kristal görünümleri, d) yer yer tanelerin arasında gözlenen diatomlar (Kısaltmalar: d: diatom, mz: mikritik zarf, t: tane)

Çizelge 4.24. Bozcaada İçmecedere örneklerine ait EDX analiz sonuçları

Örnek No	Analiz Yüzeği	C	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	Ca	Fe
BİY-01-c	Menisküs çimento	20,01	46,10	1,94	1,71	1,63	14,73	1,99	11,89	-
BİY-01-d	Mikritik zarf	28,64	44,57	1,89	2,48	0,98	2,60	1,95	16,89	-
BİY-02-c	Mikritik zarf	23,97	37,83	5,11	2,21	2,15	5,52	5,97	17,24	-
BİY-02-d	Mikro fosil	22,53	39,00	1,22	2,72	2,71	6,04	0	25,78	-
BİY-03-c	Mikritik zarf	11,53	35,49	0,66	1,72	3,00	6,02	0	31,63	9,96
BİY-03-d	Mikritik zarf	16,43	43,15	1,74	2,71	5,99	13,79	0,62	12,77	2,78

İçmecedere yalıtışı örnekleri üzerinde yapılan SEM ve buna bağlı EDX analizleri sonucunda taneler arası bağları ve taneler üzerindeki yapıyı genellikle taneler üzerinde gözlenen mikritik zarfların oluşturduğu tespit edilmiştir. İçmecedere Yalıtışı bünyesindeki tanelerin yüzeyini ve taneler arası bağı oluşturan elementlerin ağırlık yüzdelerine göre sıralanması $O > C > Ca > Si > Al > Mg > Fe > Na > Cl$ şeklindedir. Diğer örneklere kıyasla buradaki silisyum oranının fazlalığı silisli çimentonun varlığını göstermektedir.



Şekil 4.64. BİY-03 örneğinden elde edilen SEM analiz görüntüleri. a, b) tanelere yakından bakış ve taneleri üzerleyen mikritik zarflar, c) mikritik zarflara yakından bakış, d) azda olsa tanelerin mikritik zarflarla örtülmemeyen kısımları (Kısaltmalar: mz: mikritik zarf, t: tane)

Bozcaada İçmecedere Yalıtışı XRD analiz çalışmaları

Yalıtışı oluşuklarındaki kumtaşı kesiminden alınan örneklerin XRD analizleri sonucunda belirlenen mineraller Çizelge 4.25’de çoktan aza doğru verilmiştir.

Çizelge 4.25. İçmecedere Yalıtışı XRD analiz sonuçları

Örnek No	Mineraller
BİY-01	Dolomit, kuvars, albit
BİY-02	Dolomit, kuvars, rutil
BİY-03	Kuvars, dolomit

Bu analiz sonuçlarına göre yalıtışının çimentosunun genellikle dolomitik kökenli olduğu belirlenmiştir.

Bozcaada İçmecedere Yalıtışı ICP/MS analiz çalışmaları

Yalıtışı oluşuklarının tüm kütledeki element dağılımlarını belirleyebilmek için ICP/MS analizleri yapılmış ve elde edilen sonuçlar Çizelge 4.26, 4.27 ve 4.28'de verilmiştir.

Çizelge 4.26. İçmecedere Yalıtışı ICP/MS major element analiz sonuçları (%)

Örnek No	Fe	Ca	P	Ti	Al	Na	K	S
BİY-01	0,85	11,19	0,018	0,006	0,32	0,17	0,09	<0,05
BİY-02	1,07	11,68	0,020	0,011	0,39	0,15	0,10	<0,05
BİY-03	1,76	10,09	0,024	0,017	0,59	0,15	0,13	<0,05

Çizelge 4.27. İçmecedere Yalıtışı ICP/MS eser element analiz sonuçları (ppm)

Örnek No	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	As	U	Th	Sr	Cd
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
BİY-01	<0,5	5,6	4,8	11	<0,5	20,6	3,7	243	18	<0,5	2,5	265	<0,5
BİY-02	1,8	10,8	7,8	12	<0,5	25,7	4,6	274	18	<0,5	1,9	226	<0,5
BİY-03	0,8	15,3	8,9	21	<0,5	50,5	11,0	480	20	0,6	3,3	201	<0,5

Çizelge 4.28. İçmecedere Yalıtışı ICP/MS eser element analiz sonuçları (ppm)

Örnek No	Sb	Bi	V	La	Cr	Ba	W	Hg	Sc	Tl	Ga	Se
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
BİY-01	<0,5	<0,5	16	7,9	19,1	33	<0,5	<0,05	1,6	<0,5	<5	<2
BİY-02	0,5	<0,5	19	7,1	25,3	58	<0,5	<0,05	1,9	<0,5	<5	<2
BİY-03	0,5	<0,5	34	11,0	41,3	184	<0,5	<0,05	3,2	<0,5	<5	<2

Bozcaada İçmecedere Yalıtışı oluşuklarından alınan numunelere ait duraylı izotop ($\delta^{13}\text{O}$ ve $\delta^{18}\text{O}$) ve % CaCO_3 değerleri

İçmecedere Yalıtışı oksijen ve karbon duraylı izotop ile taneleri bağlayan çimento üzerinden yapılan CaCO_3 analiz sonuçları Çizelge 4.29'da verilmiştir. Yalıtışı örneklerinin izotop oranları artı değerliklerde olduğu analiz sonuçlarında gözlenmektedir. Bu durumda da bu oluşukları oluşum zamanlarında iklim şartlarının soğuktan ziyade günümüze daha yakın olduğu düşünülebilir. Ayrıca yapılan CaCO_3 analizlerinin değerleri de incelendiğinde, oluşuklardaki yoğun karbonat muhtevası bu sonuçlarla da desteklenmektedir.

Çizelge 4.29. İçmecedere Yalıtışı oksijen, karbon duraylı izotop ve CaCO₃ analiz sonuçları (VPDB: Vienna Pee Dee Belemnite standartı)

Örnek No	Duraylı izotop analizi		% CaCO ₃	
	d ¹³ C VPDB	d ¹⁸ O VPDB	Çimento	Kütle
BİY-1	1,75	1,28	37,1	32,64168
BİY-2	2,38	1,81	55,83	28,88313
BİY-3	1,94	1,36	36,53	29,61232

Bozcaada İçmecedere Yalıtışı Radyokarbon tarihlendirme sonuçları

İçmecedere Yalıtışı inceleme alanındaki diğer mostralara nazaran daha ayrıntılı olarak çalışılmıştır. Bozcaada kıyılarının gelişimini aydınlatacak veriler elde edilmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla yalıtışının 3 farklı noktasından alınan 5 örnek radyokarbon tarihlendirme işlemine tabi tutulmuş ve Çizelge 4.30'daki yaşlar elde edilmiştir. Alınan örneklerden BİY-1 ve BİY-3 kodlu örneklerin alındığı tabakalar 25 cm'den fazla bir kalınlığa sahiptirler. Bu kalınlığın fazla olmasından dolayı ve elde edilecek yaş verilerinin daha anlamlı sonuçlara ulaşabilmesi için; bu örneklerin hem alt hem de üst seviyelerinden ikişer örnek analizlere yollanmıştır. BİY1-1 örneği haricinde analizi yapılan tüm İçmecedere Yalıtışı oluşukları deniz seviyesinden biraz altındadır.

Radyokarbon tarihlendirmeleri sonucunda günümüzden önce 750 ile 3860 yıllar arasında değişen tarihlerde oluştuğu çimentolandığı tespit edilmiştir.

Çizelge 4.30. İçmecedere Yalıtışı radyokarbon tarihlendirme sonuçları (* Deniz seviyesinden yükseklik, GÖ: Günümüzden önce)

Örnek Yeri	Örnek kodu (Beta Lab.)	Örnek No	DSY* (m)	¹⁴ C yaşı GÖ (Ölçülmüş yaş)	¹⁴ C yaşı GÖ (Konvensiyonel yaş)	Kalibre edilmiş yaş GÖ (2 Sigma Calibration)
1	BETA-311025	BIY1-1	+0.25	1050 ± 30	1470 ± 30	950 - 750
	BETA-311026	BIY1-2	-0.05	2370 ± 30	2770 ± 30	2390 - 2160
2	BETA-311027	BIY2-1	-0.10	2270 ± 30	2670 ± 30	2310 - 2050
3	BETA-311028	BIY3-1	-0.10	3400 ± 40	3790 ± 40	3680 - 3390
	BETA-311029	BIY3-2	-0.15	3530 ± 40	3930 ± 40	3860 - 3560

Bozcaada İçmecedere Yalıtışı tane boyu analizleri

Yalıtışlarını oluşturan tanelerin boyutlarını belirlemek için tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu amaçla taneler yedi farklı aralığa sahip eleklerden elenerek yalıtışı oluşuklarının tane boyu dağılımları ortaya konulmaya çalışılmıştır. Yalnız bu basamakta blok boyutundaki taneleri sonuçlarda önemli sapma oluşturacağından, bu unsurlar elenmiş ve çakıl boyutundaki tanelerden itibaren bir sınıflandırma yapılmıştır (Çizelge 4.31). Elde

edilen sonuçlara göre oluşukları meydana getiren tanelerin genellikle kum boyutunda olduğu belirlenmiştir.

Çizelge 4.31. Bozcaada İçmecedere yalıtışını oluşturan kırıntıların tane boyutları

Tane boyutu	Elek No	BIY-01		BIY-02		BIY-03	
		Ağırlık (gr)	%	Ağırlık (gr)	%	Ağırlık (gr)	%
ÇAKIL	4mm	0	0	0,782	1,977944	1,224	3,137014
	2mm	0,481	1,327702	12,152	30,73654	7,85	20,11892
KUM	1mm	9,271	25,5907	19,61	49,60036	11,405	29,2301
	0,5mm	18,998	52,4401	4,581	11,58691	9,54	24,45025
	0,256mm	5,229	14,43359	1,141	2,885977	5,802	14,87006
	0,125mm	1,2	3,312355	0,615	1,555544	1,865	4,779845
	0,063mm	0,627	1,730706	0,43	1,087616	0,895	2,293813
SİLT+KİL	PAN	0,422	1,164845	0,225	0,569102	0,437	1,119996
	TOPLAM	36,228	100	39,536	100	39,018	100
	Çakıl	0,481	1,327702	12,934	32,71449	9,074	23,25593
	Kum	35,325	97,50745	26,377	66,71641	29,507	75,62407
	Silt+Kil	0,422	1,164845	0,225	0,569102	0,437	1,119996

4.4.3.2. Gökçeada Yalıtışları

Gökçeada'nın güney-güneybatı kıyılarında birbirine yakın 5 lokasyonda yalıtış oluşumu tespit edilmiştir (Şekil 4.10). Bu oluşuklar aşağıda batıdan doğuya doğru olacak şekilde tanıtılacaktır.

4.4.3.2.1. Gökçeada Gizli Liman Yalıtışı (GGLY)

Gökçeada'nın güneybatı ucunda Gizli Liman koyu kıyısında bir diğer yalıtış oluşumu bulunmaktadır (Şekil 4.65). Birimin mostraları, yaklaşık 40 metre uzunluğunda olup katman düzlemleri 7°GB ya eğimlidir. İnce - kaba taneli kumtaşı ve kötü boylanmış, yuvarlak taneli kaba çakıltaşı katmanlarının ardalanmasından oluşmaktadır. Bu istifsel ve litolojik nitelikler yalıtışının olduğu dönemde ortamın enerjisinin yüksek olduğunu işaret etmektedir. Çakıl ve bloklar genellikle andezit, kireçtaşı ve kumtaşı kökenlidir (Şekil 4.66). Yalıtış mostralarının yüzeyinde dalgaların etkisiyle 15 cm'ye kadar genişleyen oluk ve oyuklar gözlenmektedir (Şekil 4.66). Yalıtışın en üst seviyesi kara tarafında güncel kıyı çizgisinden maksimum 45 cm yukarıda iken deniz tarafında -25 cm kotuna kadar düşmektedir. Su altındaki kalınlığı ise 50 cm kara tarafındaki kalınlığı ise ortalama 45 santimetredir.



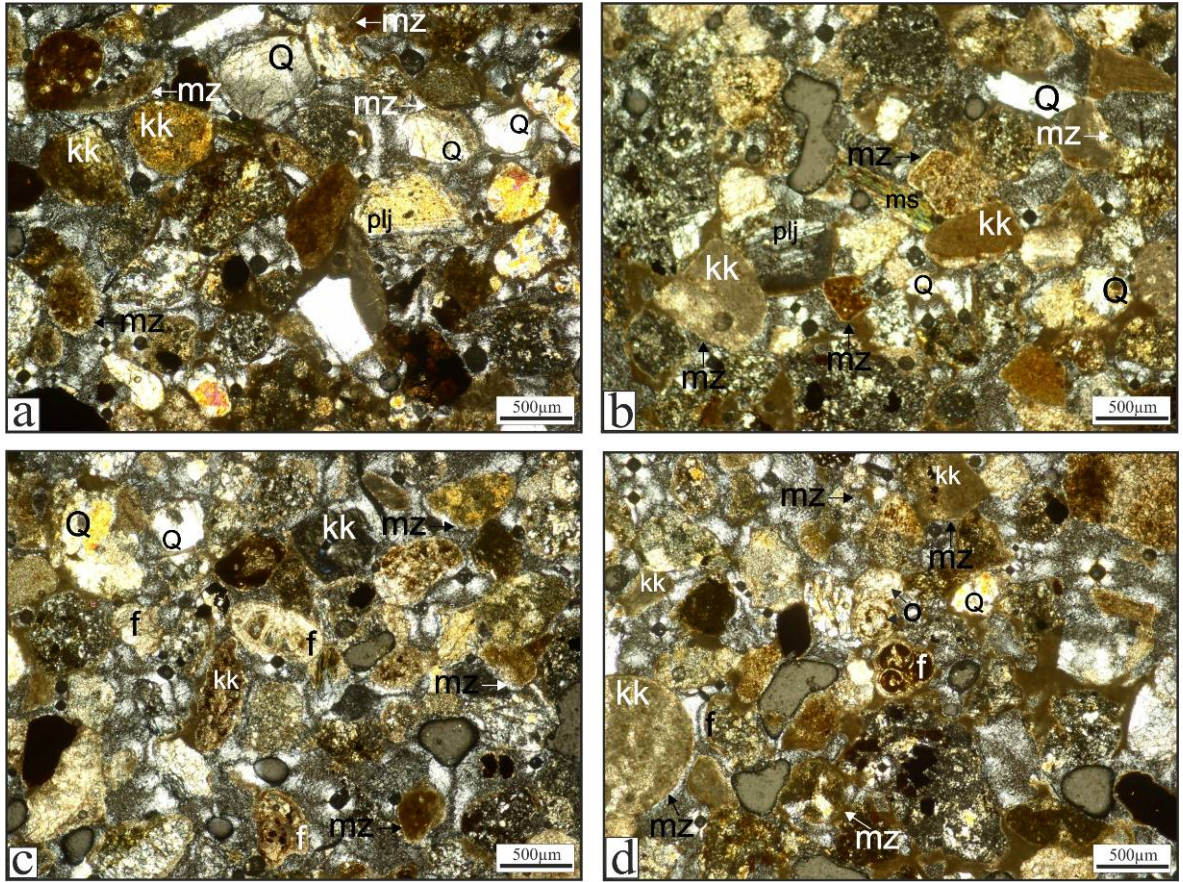
Şekil 4.65. Gökçeada Gizli Liman yalıtışının konumu ve görünümü (Sol alttaki Gökçeada haritası üzerindeki ok, yalıtışı oluşğunun yerini göstermektedir)



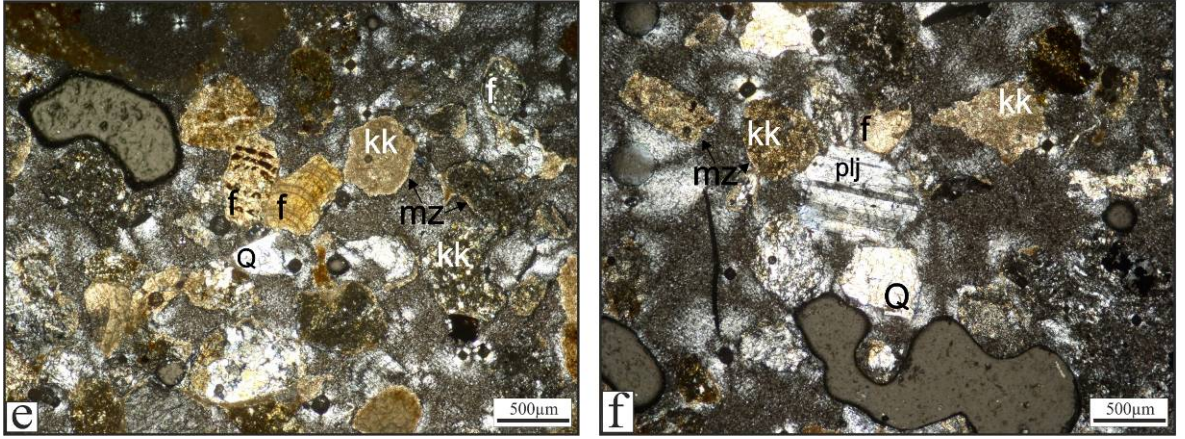
Şekil 4.66. GGLY üzerinde gözlenen dalga oluk ve oyukları ile blok boyutundaki taneler (Çekiçin uzunluğu 31 cm'dir)

Gökçeada Gizli Liman Yalıtışı İncekesit çalışmaları

Gökçeada Gizli Liman yalıtışından incekesit hazırlanmış ve birimi oluşturan unsurlar ortaya konulmaya çalışılmıştır. İncekesit incelendiğinde; tane yuvarlaklığı (dokusal olgunluğu) iyidir. Taneler genellikle kaya kırıntısı, kuvars, feldispat (plajiyoklas ve mikroklin) mika, kil grubu minerallerden oluşmaktadır bunlar ile birlikte az oranda opak ve ferromagnezyen mineraller (piroksen, amfibol grubu) de bulunmaktadır (Şekil 4.67). Kayaç için oluşum ortamı hareketli bir ortam, sığ denizeldir.



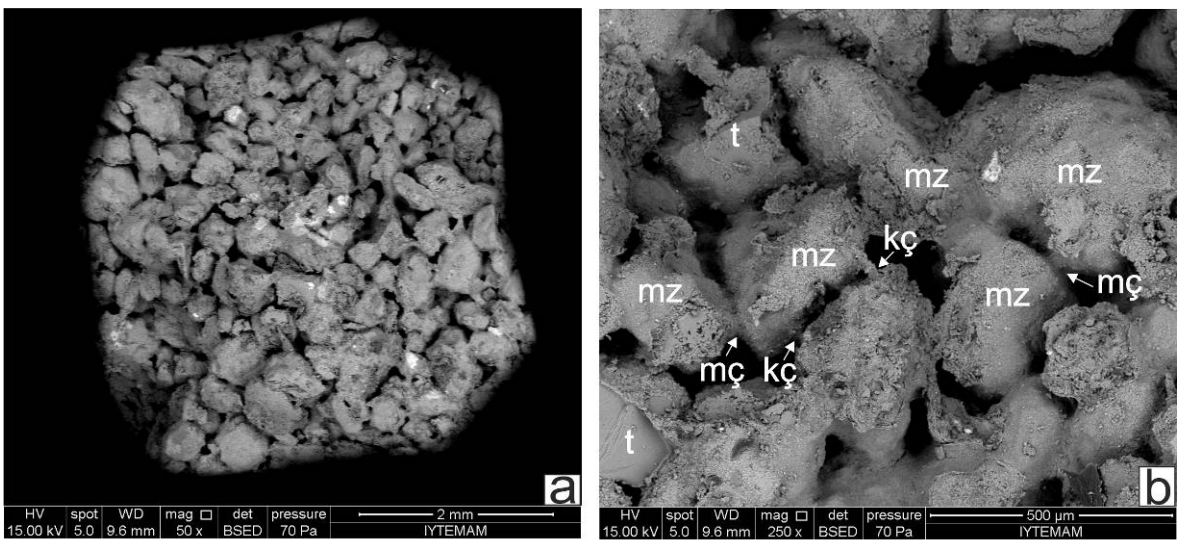
Şekil 4.67. GGLY-01 örneği ince kesitlerinde Gizli Liman Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel). Kesitlerde gözlenen tüm tanelerin etrafları mikritik zarflarla örtülmüştür. a, b ve f) tanelerin genellikle köşeli olduğu gözlenmektedir, c, d ve e) taneler arasında fosil kavkılarının varlığı da tespit edilebilmektedir



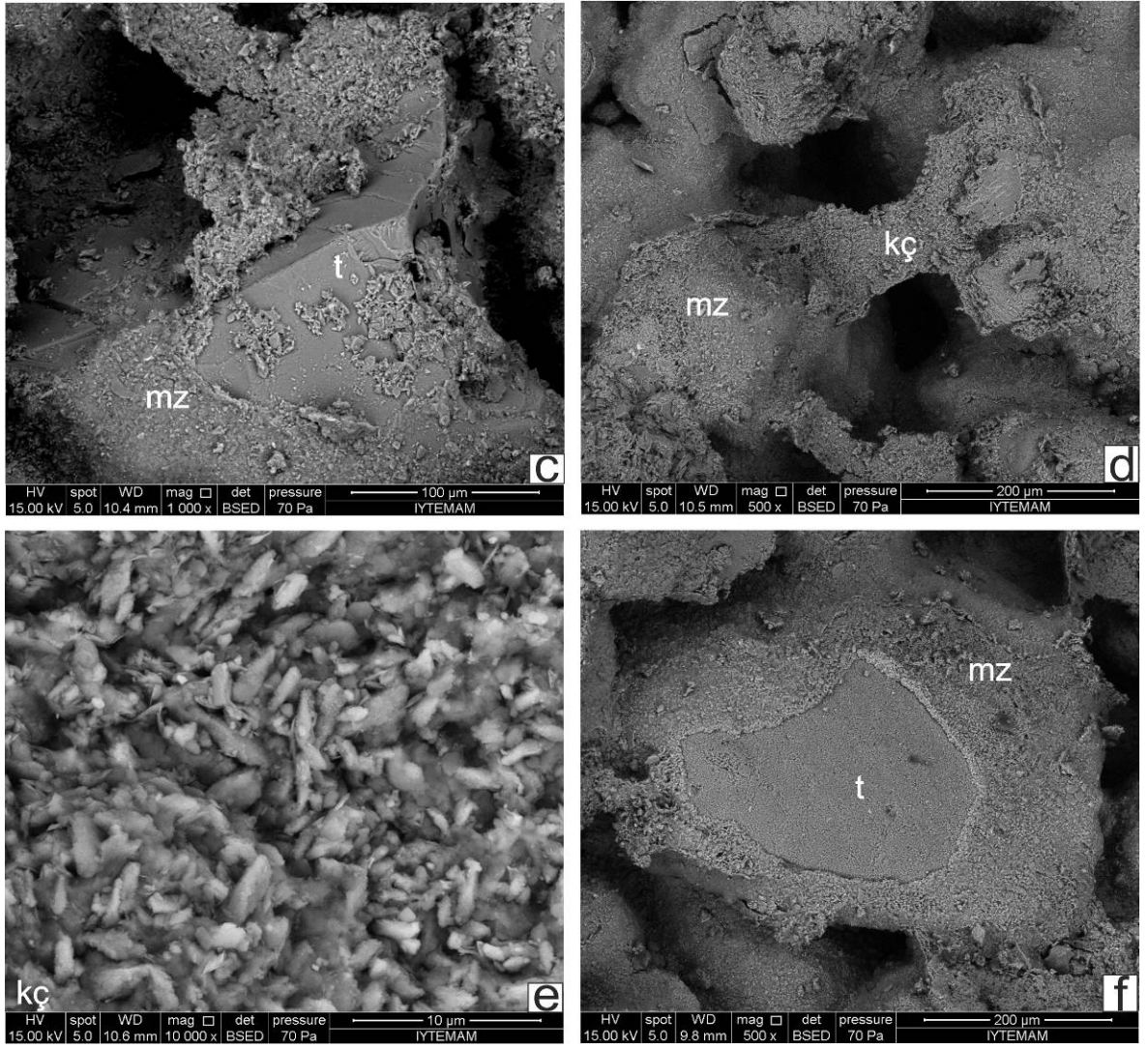
Şekil 4.67'nin devamı. e) fosil kavkılarının etrafında da yer yer mikritik zarflar gözlenmektedir, f) karbonatlı kaya kırıntılarının arasında plajioklas mineralleri de tayin edilmiştir (Kısaltmalar: f: fosil kavkısı, kk: karbonatlı kaya kırıntısı, ms: muskovit, mz: mikritik zarf, o: oolit, plj: plajioklas, Q: kuvars)

Gökçeada Gizli Liman Yalıtışı SEM çalışmaları

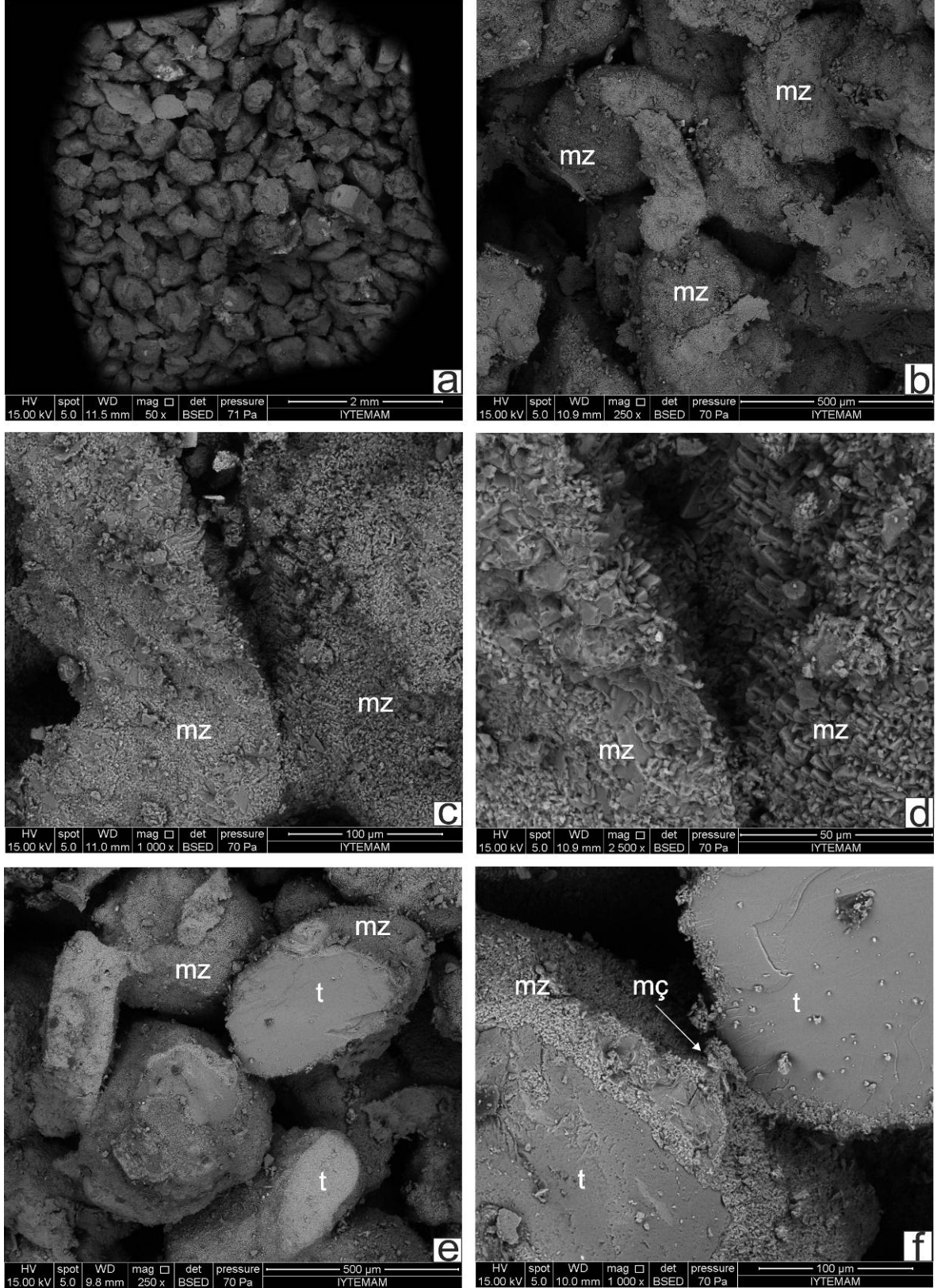
Gizli Liman Yalıtışı örneklerinden çok sayıda SEM görüntüsü alınmış ve bunların bir bölümü Şekil 4.68 ve 4. 69'de verilmiştir. Bu görüntüler ayrıntılı incelendiğinde birimi oluşturan tanelerinde genellikle mikritik zarfla örtülüşü (Şekil 4.68a, b, c, d ve f, Şekil 4.69 a, b, c, d, e ve f) yer yer köprü çimentonun da varlığı (Şekil 4.68b, d ve e) tespit edilmiştir. Ayrıca taneler arasındaki bağlar yer yer menisküs çimento ile de (Şekil 4.68b ve 4.69f) sağlanmaktadır.



Şekil 4.68. GGLY-01 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri. a) Numunenin genel görünümü



Şekil 4.68'in devamı. b) yakından bakış; taneler üzerindeki mikritik zarflar, menisküs, köprü çimentolar ve aralardaki boşluklar, c) köşeli bir tanenin üzerini örtmüş karbonat çimento, d) iki taneyi bağlayan köprü çimento, e) bir önceki görüntüdeki köprü çimentonun yakından görünümü ve kalsiyumkarbonat kristalleri, f) yuvarlaklaşmış bir taneyi zarf şeklinde örtmüş olan karbonat çimento (Kısaltmalar: kç: köprü çimento, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)

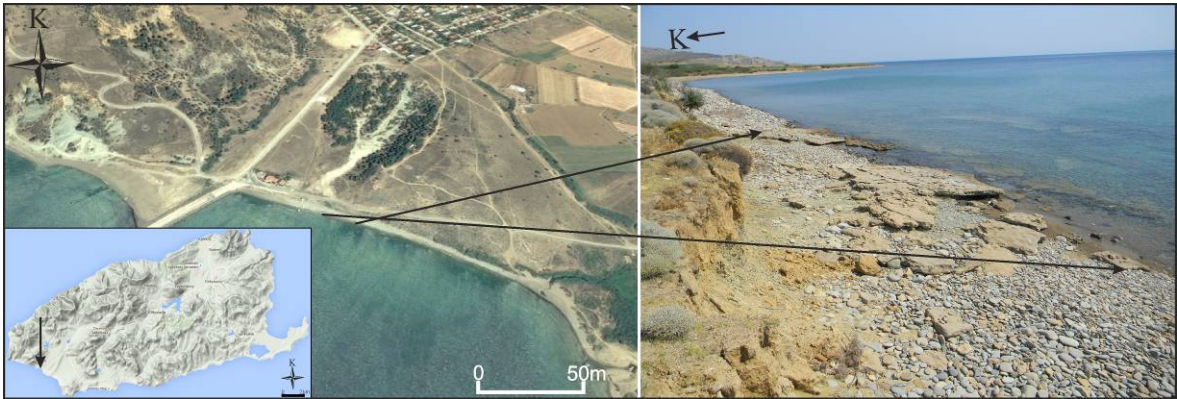


Şekil 4.69. GGLY-02 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri. a) Numunenin genel görünümü, b) tanelerin üzerinde gözlenen mikritik zarflar, c) iki taneyi birbirine bağlayan zarfa yakından bakış ve d) o zarfi oluşturan kristallerin yapısı, e) taneler arasındaki bağlar ve boşluklar, f) bir önceki görüntüde de gözlenen iki kırıntı arasında gelişmiş menisküs

çimentoya yakından bakış ve tane üzerini örtmüş mikritik zarf (Kısaltmalar: mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)

4.4.3.2.2. Gökçeada Uğurlu Limanı Yalıtışı (GULY)

Bu lokasyondaki yalıtışı an az 200 m uzunlukta ve su üstünde 7,5 m genişliğindedir. Ancak muhtemelen tek parça halinde ve bugünkünden çok daha uzun ve geniş bir alanda oluşmuş olan bu yalıtışı formasyonu bugün birbirinden kopuk, aşınmış, parçalanmış yamalar halinde kalmıştır (Şekil 70). Kıyı 2 metre yüksekliğindeki dik bir şevle sonlanmaktadır. Bu şev genel olarak kötü boylanmış köşeli çakıllar içeren yamaç molozundan (talus breccia) oluşmaktadır. 13°GB'ya eğimli yalıtışı, kum boyutundan blok boyutuna kadar andezit-kumtaşı-kireçtaşı parçaları içermektedir (Şekil 4.71). Bu istif Üst Eosen yaşlı marn biriminin üzerine uyumsuz bir dokanakla (Şekil 4.71) gelmektedir. Yalıtışı tanelerini bağlayan çimento sert, karbonat içeriği yüksektir. Tabaka kalınlığı deniz tarafından 0,45 m, kara tarafında ise 0,15 m dir.



Şekil 4.70. Gökçeada Uğurlu Limanı yalıtışının konumu ve görünümü (Sol alttaki Gökçeada haritası üzerindeki ok, yalıtışı oluşunun yerini göstermektedir)

Bu yalıtışında taneleri bağlayan çimento sert, karbonat içeriği fazladır. Tabaka kalınlığı deniz tarafından 45 cm iken kara tarafında ise 15 cm'ye kadar düşmektedir. Buradaki yalıtışının küçük bir alanda gözlenmesinden dolayı analizler için 2 adet örnek alınmıştır.

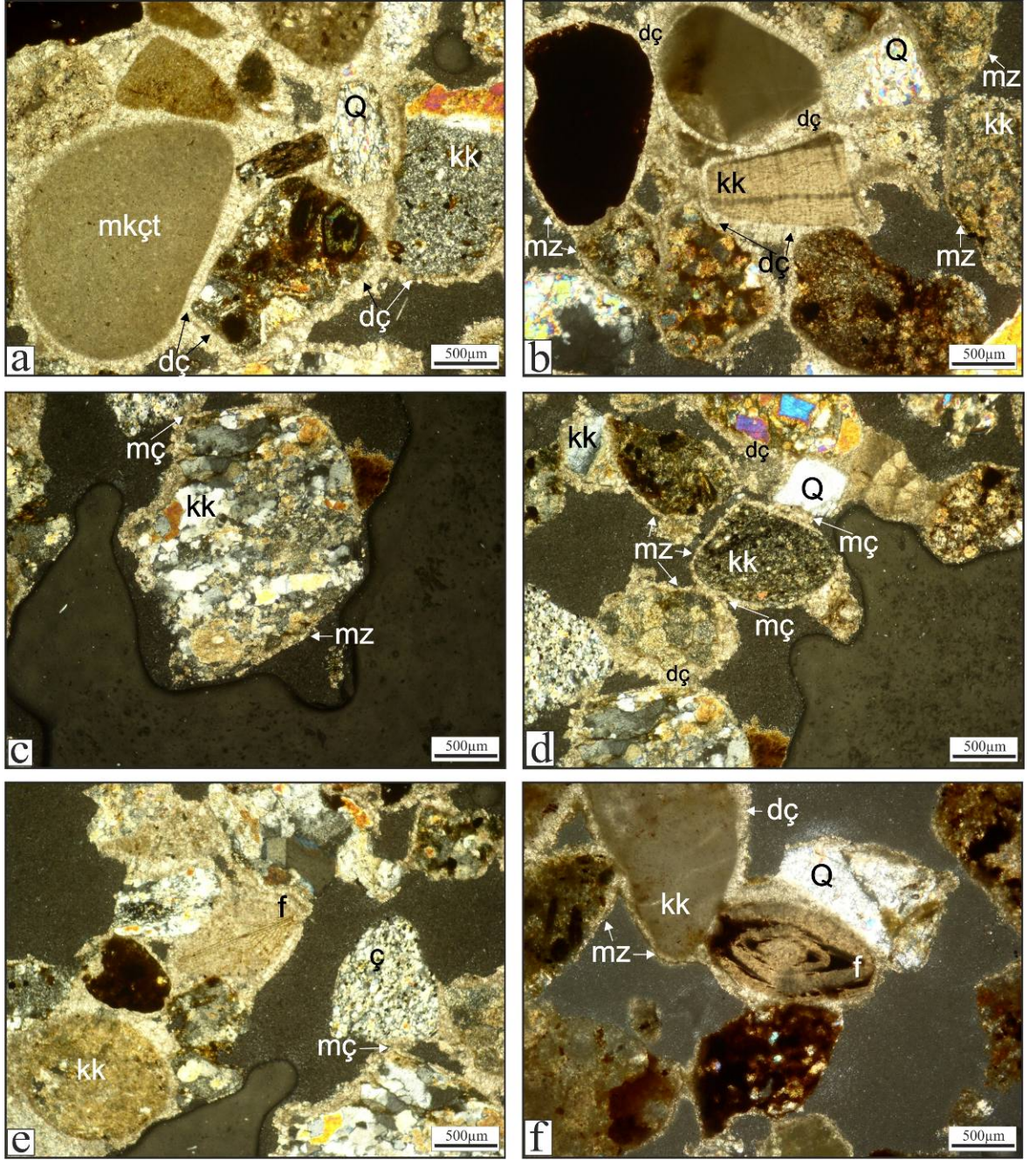


Şekil 4.71. Eosen yaşlı birimleri üzerleyen Gökçeada Gizli Liman Yalıtışı'nda, iyi yuvarlaklaşmış kötü boylanmış kırıntılar ve denize doğru eğimli katmanlanma, çekicin sivri kısmı yalıtışının taban sınırını göstermektedir ve sınırın altında Üst Eosen yaşlı marn biriminin tavan kısmı gelmektedir (Çekicin uzunluğu 31 cm'dir)

Gökçeada Uğurlu Limanı Yalıtışı İncekesit çalışmaları

GULY-01 Örneği (Litarenit)

Kayada tane etrafını saran drüz (köpek dişi) tipi ve zarf şeklindeki çimento çok belirgindir. Bu iki tip çimentonun yanında menisküs tipi çimento da tanaler arasında gözlenmektedir. Ayrıca bol miktarda nummulit fosili bulunmaktadır ve bunların önemli bir kısmında locaları ikincil minerallerle (pirit) doldurulmuştur. Kaya kırıntısı olarak kumtaşı ve kireçtaşı kırıntıları çoğunluktadır. Tane boylanması kötü ancak yuvarlaklaşma kısmen iyidir. Bu da ortamın hareketli bir kıyı ortamı olduğunu gösterir. Ayrıca oolit benzeri zarflı tane yapısı da çalkantılı su ortamını işaret eder (Şekil 4.72).



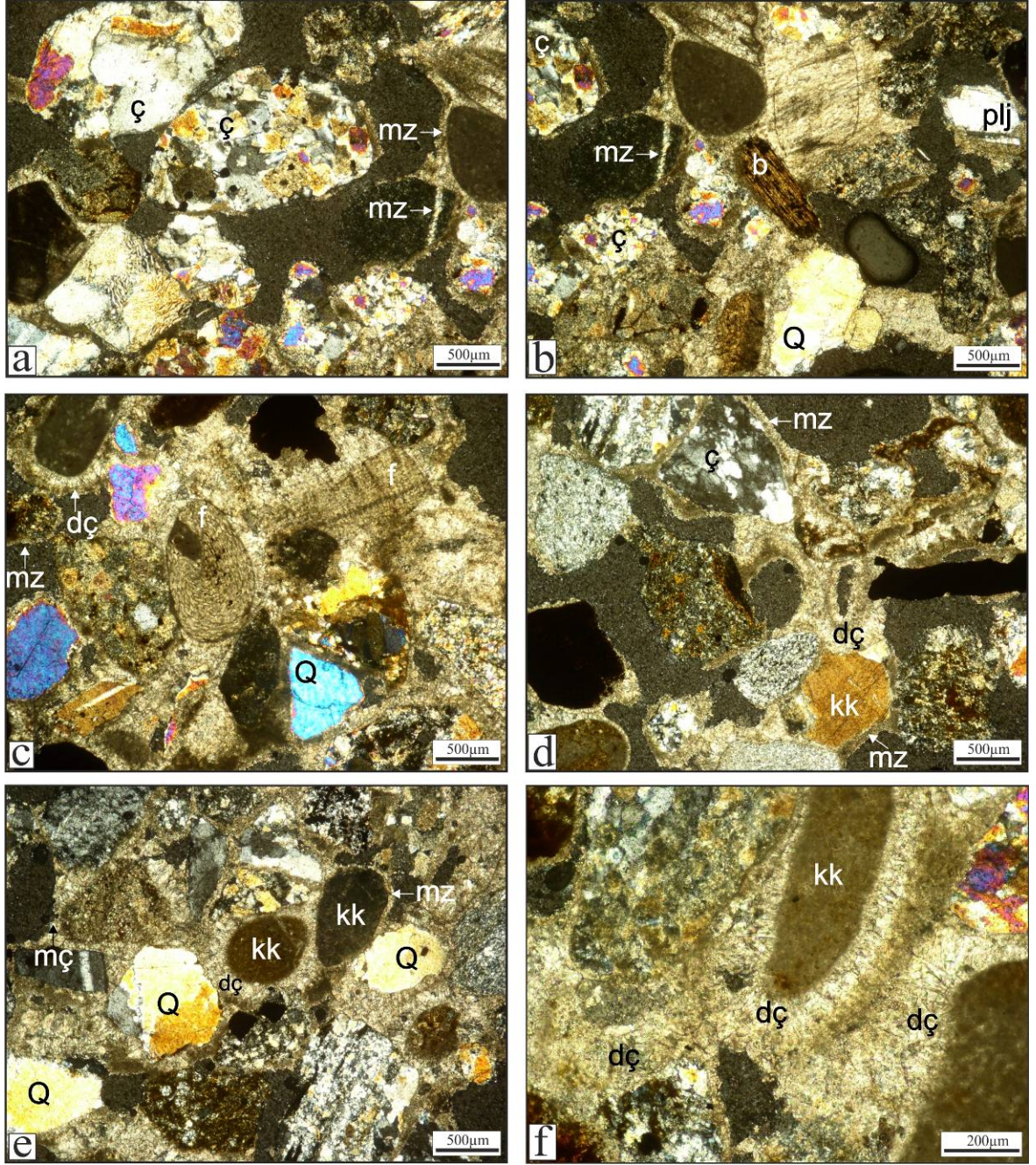
Şekil 4.72. GULY-01 örneği ince kesitlerinde Uğurlu Limanı Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikol). Bütün taneler mikritik zarflarla sarılmıştır. a) Taneler birbirleri değimlidir ve mikritik zarflar ile birbirlerine tutunmuşlardır, b, c, d) taneler arası boşluklar fazladır, yer yer taneler menisküs çimento ile birbirlerine tutturulmuştur, c) kaya kırıntısı, e ve f) taneler arasında fosiller kavkaları da gözlenmektedir (Kısaltmalar: ç: çört, dç: drüz çimento, f: fosil kavkısı, kk: kaya kırıntısı, mç: menisküs çimento, mkçt: mikritik kireçtaşı, mz: mikritik zarf, o: oolit, Q: kuvars)

GULY-02 Örneği (Litarenit)

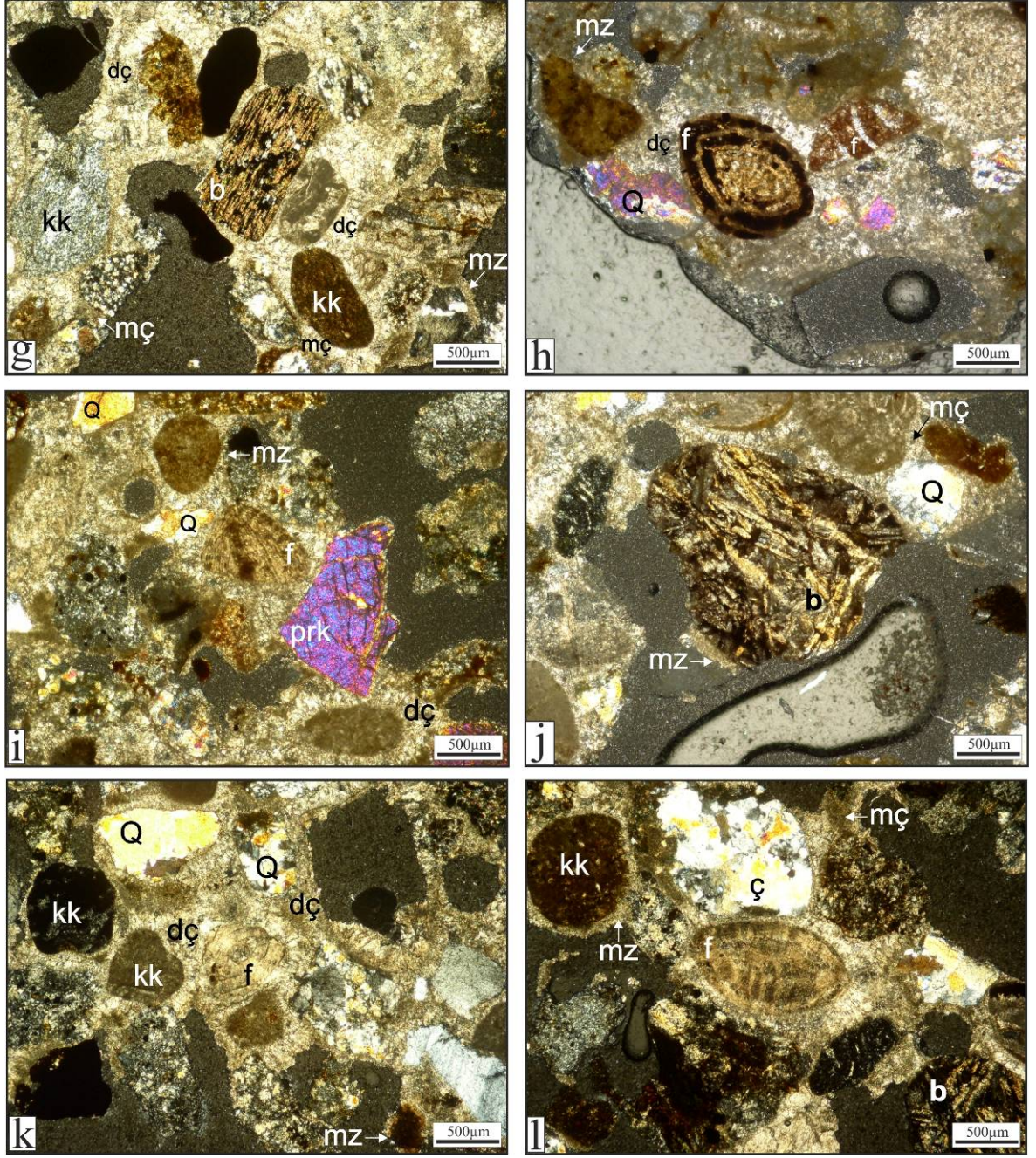
Kayada iyi-orta yuvarlaklaşmış kaya kırıntıları egemendir. Kaya kırıntıları kireçtaşı, kuvarsit ile az orandaki magmatik (volkanik) kayalardan oluşmaktadır. Mineral olarak kuvars, feldspat (plajioklas), mika (biyotit) ve piroksen mineralleri tanımlanabilmektedir. Taneler arası çimento genel olarak menisküs tipi kalsit çimentodur (şekil 4.73). Ancak bazı tanelerin arasındaki yuvarlağımsı boşluklarda drüz çimento (köpek dişi yapısı çimento) gözlenmiştir. Kumtaşı içerisindeki fosiller taşınmış olup genel olarak kırılmıştır. Belirgin olan nummulites fosilinin localarına ikincil olarak opak mineraller (pirit) yerleşmiştir. Volkanik kaya kırıntıları kısmen akma dokusu gösteren bazalt ve bazaltik andezitten oluşmaktadır. Kayada, plajioklas fenokristallerinin uzun eksenlerini boyunca aynı yöne dizilmesi ile akma dokusu gelişmiştir (şekil 4.73j). Volkanik kırıntı halindeki fenokristallerin arasını dolduran matriks ve camsı hamur kısmen opaklaşmıştır. Çok sayıda fosil ve fosil kırıntısı bulunmaktadır (şekil 4.73).

Gökçeada Uğurlu Limanı Yalıtaşı SEM çalışmaları

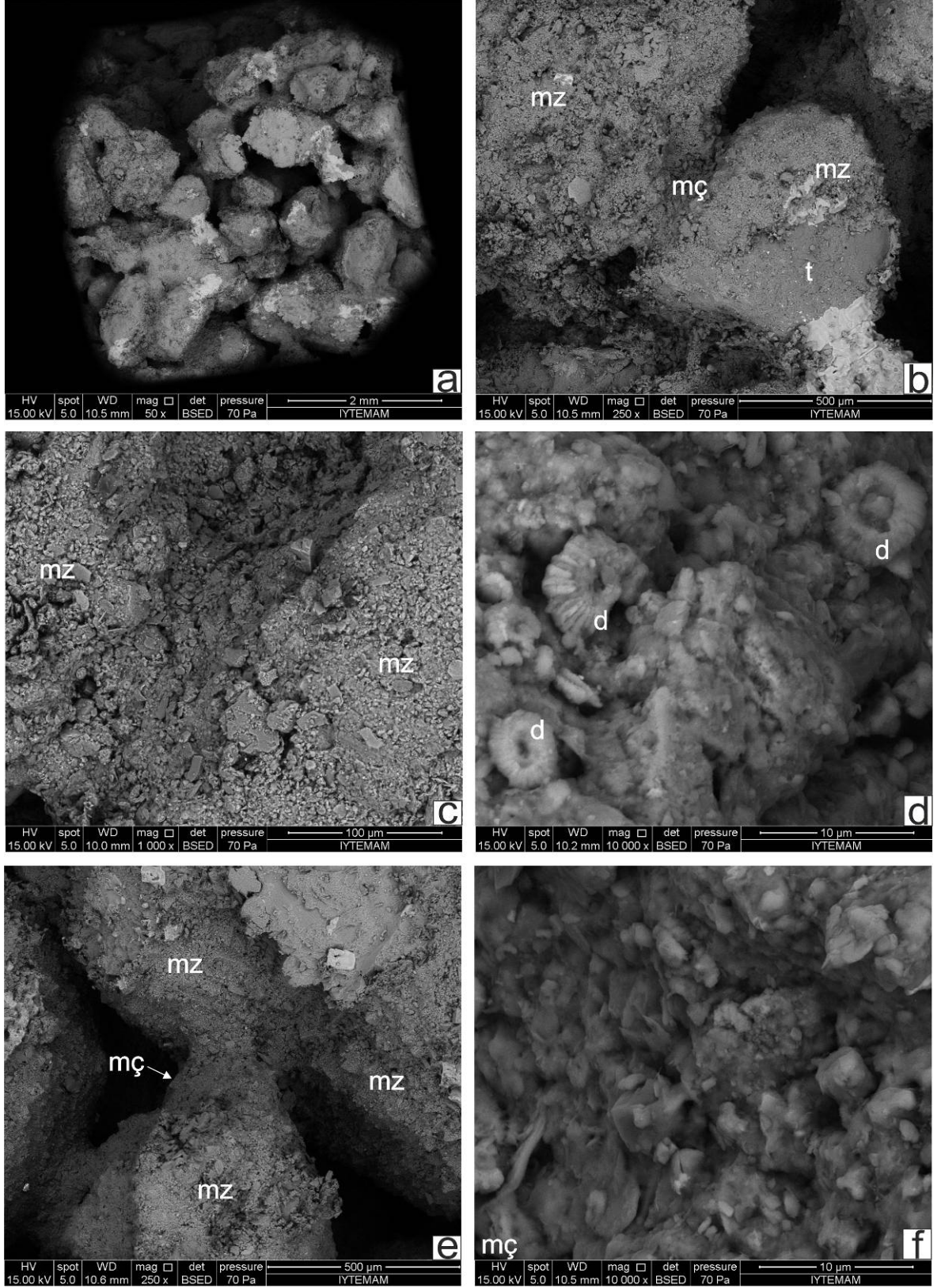
Gökçeada Uğurlu Limanı Yalıtaşı örneklerinde de taneler arası bağlar mikritik zarf çimento ile sağlanmıştır (şekil 4.74a, b, c, e ve f , şekil 4.75a, b, c ve d). Tanelerin birbirine tutunmasını az da olsa sağlayan menisküs çimento ikincil çimento türü olarak görev yapmaktadır (şekil 4.74b ve e, şekil 4.75e ve f). Ayrıca bu yalıtaşı istifleri arasında yer yer diatomlar da gözlenmektedir (şekil 4.74d). SEM görüntülerinden bazı tanelerin mikritik zarflardan kurtulduğu ve tane yüzeyinin ortaya çıktığı da anlaşılmaktadır (şekil 4.74b, c ve e, şekil 4.75b, d, e). Tane yüzeylerini saran mikritik zarflar ile birbirine uzak taneler arasındaki bağı sağlayan menisküs çimentonun yakın görüntüleri incelendiğinde, mikritik zarfı oluşturan kristaller özşekilsiz amorf bir yapıdadır. Menisküs çimentonun kristalleri ise köşeli, birbirine yakın büyüklükte ve mikritik zarf çimento kristallerine nazaran daha iri haldedir.



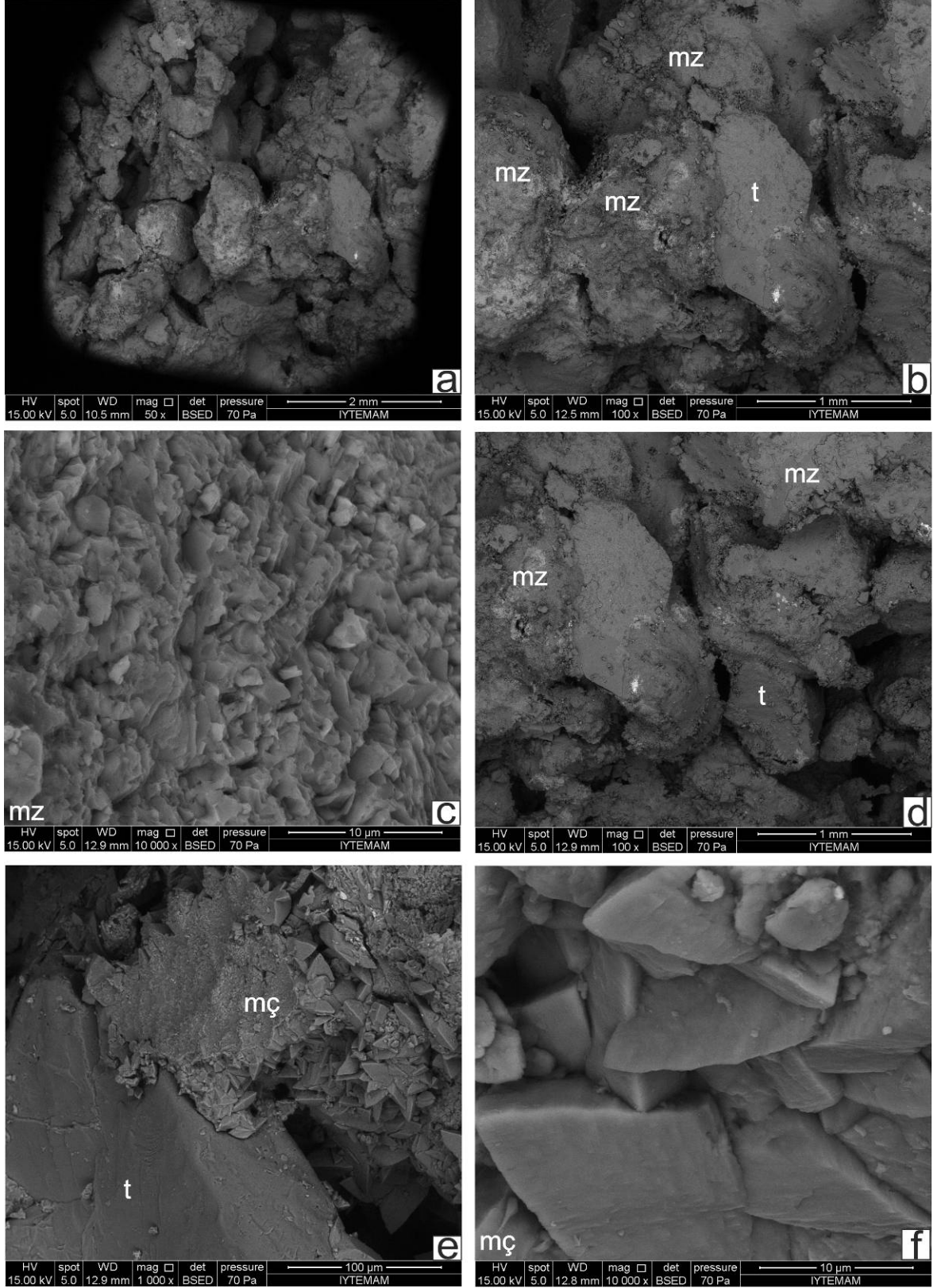
Şekil 4.73. GULY-02 örneği ince kesitlerinde Uğurlu Limanı Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikol, f görüntüsü 10x10 çapraz nikol). Tüm örneklerde taneler üzerleri mikritik zarflarla örtülmüş yalnız bu zarf taneler arasındaki boşluklardan dolayı her zaman çimento görevi görmemektedir. e) Menisküs çimentolar, c, d, f, l, k) drüz çimentolarla da taneleri birbirlerine tutturulmasında yardımcı çimento olarak görev yapmaktadır



Şekil 4.73'ün devamı. g, i) buna rağmen sadece mikritik zarflar da yine tek başlarına tanelerin tutturulmasını sağlamaktadır. Bunların yanında örneklerde, j) volkanik kırıntılar, akma dokuları ile c, h, k, i, l) fosil kavkıları da taneler arasında gözlenmektedir (Kısaltmalar: b: biyotit, ç: çört, dç: drüz tipi çimento, f: fosil kavkısı, kk: kaya kırıntısı, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, o: oolit, plj: plajioklas, prk: piroksen, Q: kuvars)



Şekil 4.74. GULY-01 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri. a) Örneğin genel görünümü, b, c) taneleri örtmüş ve onları birbirine bağlayan mz, d) mz arasında gözlenen diatomlar, e) tanelerin bağlanmasını sağlayan mç ve f) bu çimentoyu oluşturan kristaller (Kısaltmalar: d: diatom, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)



Şekil 4.75. GULY-02 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri. a) Genel görünüm, b) taneleri örten mz ve c) bu zarflara yakından bakış, kristal yapıları d) taneler ve birbirlerine bağlanma şekilleri, e) tanelerin üzerinde mz çimentoyu oluşturan kristaller ve f) kristallerin yakından görünümü (Kısaltmalar: mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)

4.4.3.2.3. Gökçeada Cezaevi Yalıtışı (GCY)

T.C. Adalet Bakanlığı Dinlenme Tesisleri'nin içerisinde kalan kıyıda gözlenen bu yalıtışı yaklaşık 300 metrelik bir uzunluğa sahiptir (Şekil 4.76). Genellikle çok iyi boylanmış kumtaşı tabakalarından oluşmaktadır. Katman kalınlığı yer yer 50 cm dir. 4° ile 6° arası açıyla G ve GD'ya eğimlidir. Tabakalanmalar çok iyi korunmuş, kıyı boyunca hemen hemen kesiksiz izlenmektedir. Buradaki plaj ise yer yer çakılların da gözlendiği kumdan oluşmaktadır. Doğusunda bulunan Yuvalı yalıtışı ile arasında bir tombolo bulunmaktadır. Yalıtışı üzerinde dalga oyuk izleri gözlenmektedir.



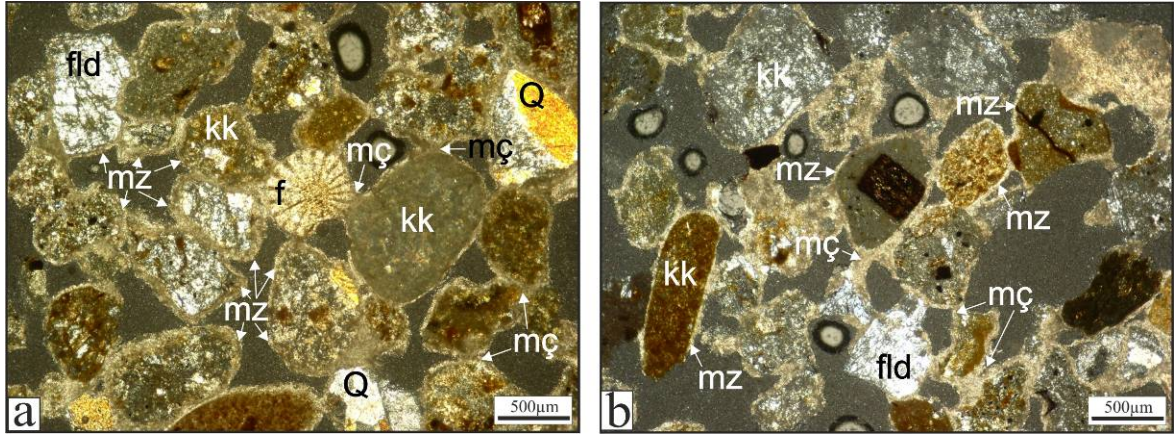
Şekil 4.76. Gökçeada Cezaevi Yalıtışı'nın Google Earth görüntüsü üzerinden konumu ve yakın görünümü (Gökçeada haritası üzerindeki ok, yalıtışı oluşunun yerini göstermektedir)

Gökçeada Cezaevi Yalıtışı İncekesit çalışmaları

GCY-01 Örneği (Kumtaşı)

Kayada yarı yuvarlaklaşmış taneler genellikle zarflar şeklinde kalsitik çimento ile sarılmışlardır. Taneler genel olarak birbirine değimli (tane destekli) olup, ancak çok gevşek

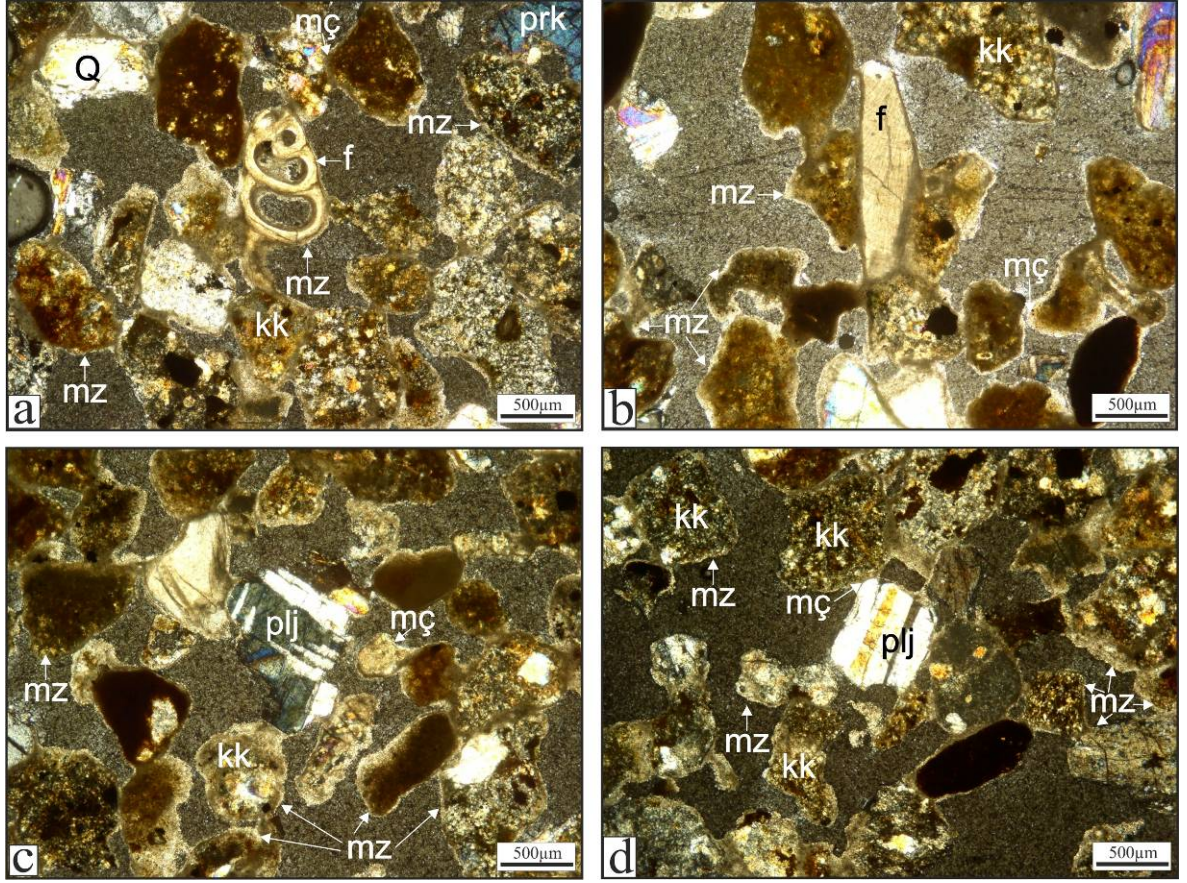
çimentoludur. Kuvars, biyotit ve plajyoklas mineralleri ile çok az piroksen minerali tanımlanabilmektedir. Biyotitler genellikle opaklaşmıştır (Şekil 4.77).



Şekil 4.77. GCY-01 örneği ince kesitlerinde Cezaevi Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel). Tane yüzeyleri mikritik zarflarla örtülmüştür, a) taneler arasında fosil kavkısı gözlenmektedir, a, b) taneler arasındaki bağ genellikle üzerlerini saran mikritik zarflarla sağlanırken birbirlerine değimsiz oldukları yerlerde menisküs çimento da tanelerin bağlanmasını sağlamaktadır (Kısaltmalar: f: fosil kavkısı, fld: feldispat, kk: kaya kırıntısı, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, Q: kuvars)

GCY-02 Örneği (Subarkoz)

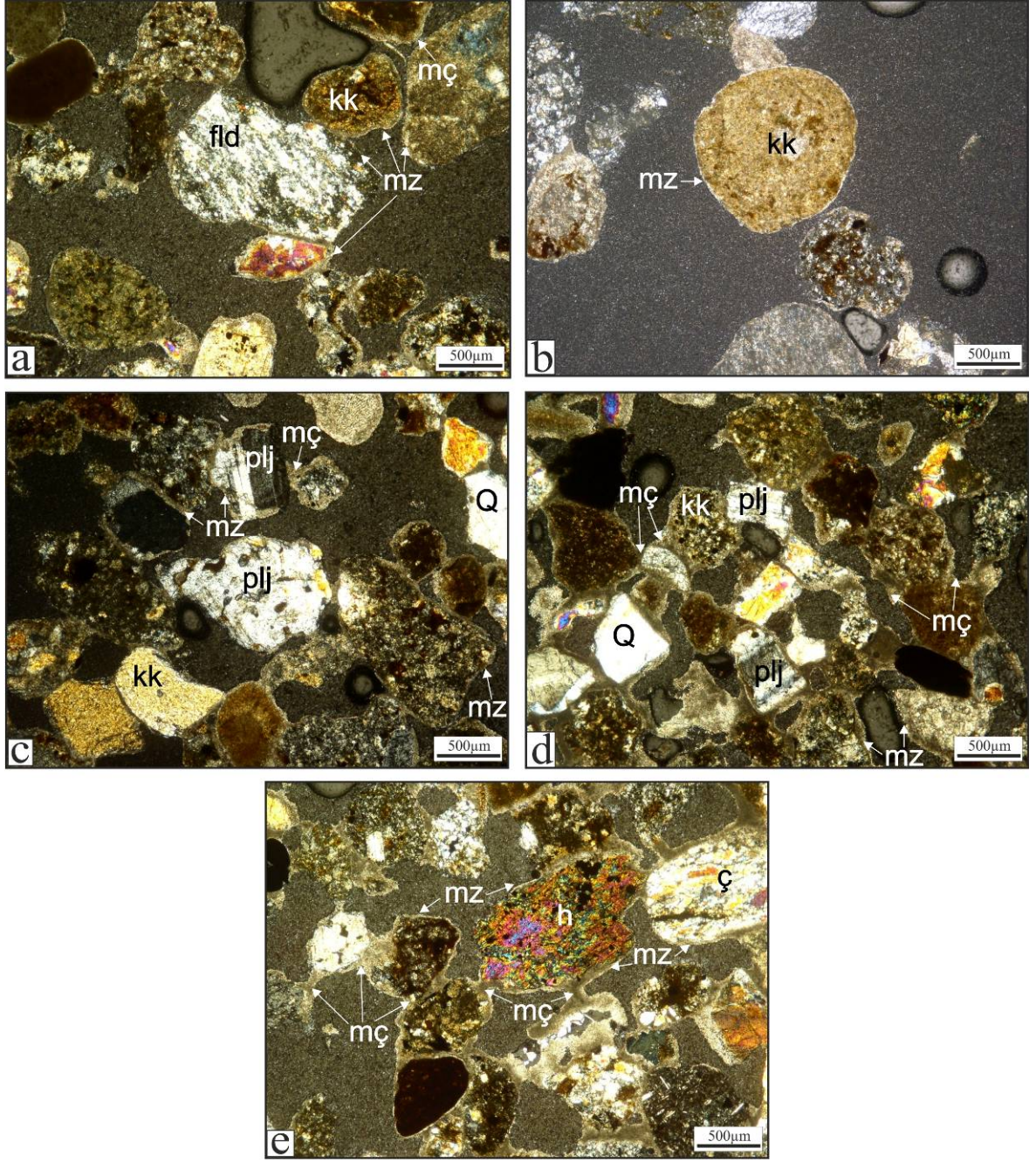
Kayada egemen kırıntı kuvars ve plajyoklas mineralleridir. Çok az çimento maddesi ile tutturulmuş olup, kıt olan fosiller taşınma sırasında kırılmıştır. Opak mineraller yoğun olarak gözlenmektedir (Şekil 4.78). İnce kesitlerde gözlenebilen kırıntıların çevreleri genellikle mikritik zarf çimento ile sarılmıştır



Şekil 4.78. GCY-02 örneği ince kesitlerinde Cezaevi Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel). taneler arasındaki boşluklar çok fazla olduğundan dolayı (a, b, c, d) mikritik zarf çimentonun yanında menisküs çimento da yoğun olarak taneleri birbirlerine tutturmaktadır, görüntülerde (a) fosil kavkıları da gözlenmektedir (Kısaltmalar: f: fosil kavkısı, kk: kaya kırıntısı, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, plj: plajioklas, prk: piroksen, Q: kuvars)

GCY-03 Örneği (Litik arkoz)

Kayada kaya kırıntısı ve kuvars elemanlarının yanında bol miktarda plajioklas bulunmaktadır. Taneler kısmen iyi yuvarlaklık kazanmışlardır. Kaya az çimentoludur. Tane yüzeylerinde zarflar halinde karbonat çimento bulunmaktadır (Şekil 4.79).



Şekil 4.79. GCY-03 örneği ince kesitlerinde Cezaevi Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel). a, b, c, d, e) Tanelerin üzerleri mikritik zarflarla örtülmüştür ve genellikle çimento görevini görmektedir, taneler arasındaki boşluklar çok fazla olduğundan taneler arasında menisküs ve köprü çimentolar da gelişmiştir (Kısaltmalar: ç: çört, fld: feldispat, h: hornblend, kk: kaya kırıntısı, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, plj: plajiyoklas, Q: kuvars)

Gökçeada Cezaevi Yalıtışlarından SEM/EDX analizleri yapılmamıştır.

4.4.3.2.4. Gökçeada Yuvalı Yalıtışı (GY)

T.C. Adalet Bakanlığı Dinlenme Tesisleri'nin doğusunda bulunan plajda gözlenen yalıtışı kıyı boyunca yaklaşık 400 metre uzunluğunda yayılım göstermektedir (Şekil 4.80). Buradaki yalıtışını oluşturan unsurlar daha çok iyi boylanmış kumdur. Yalıtışı oluştuğu 6°-13°GD'ya eğimlidir ve birimi oluşturan tanelerin boyutları karadan denize doğru tedricen küçülmektedir. Yalıtışının gözlemlendiği plaj yer yer 20 metreye kadar genişken yer yer 3 metreye kadar daralmaktadır. Kıyı 1.5 metre yüksekliğindeki dik bir yamaçla sonlanmaktadır. Buradaki yalıtışı çok sayıda tabakadan oluşmaktadır (Şekil 4.81).



Şekil 4.80. Gökçeada Yuvalı yalıtışının Google Earth görüntüsü üzerinden konumu ve yakın görünümü (Sol altta Gökçeada haritası üzerindeki ok, yalıtışı oluştuğunun yerini göstermektedir)

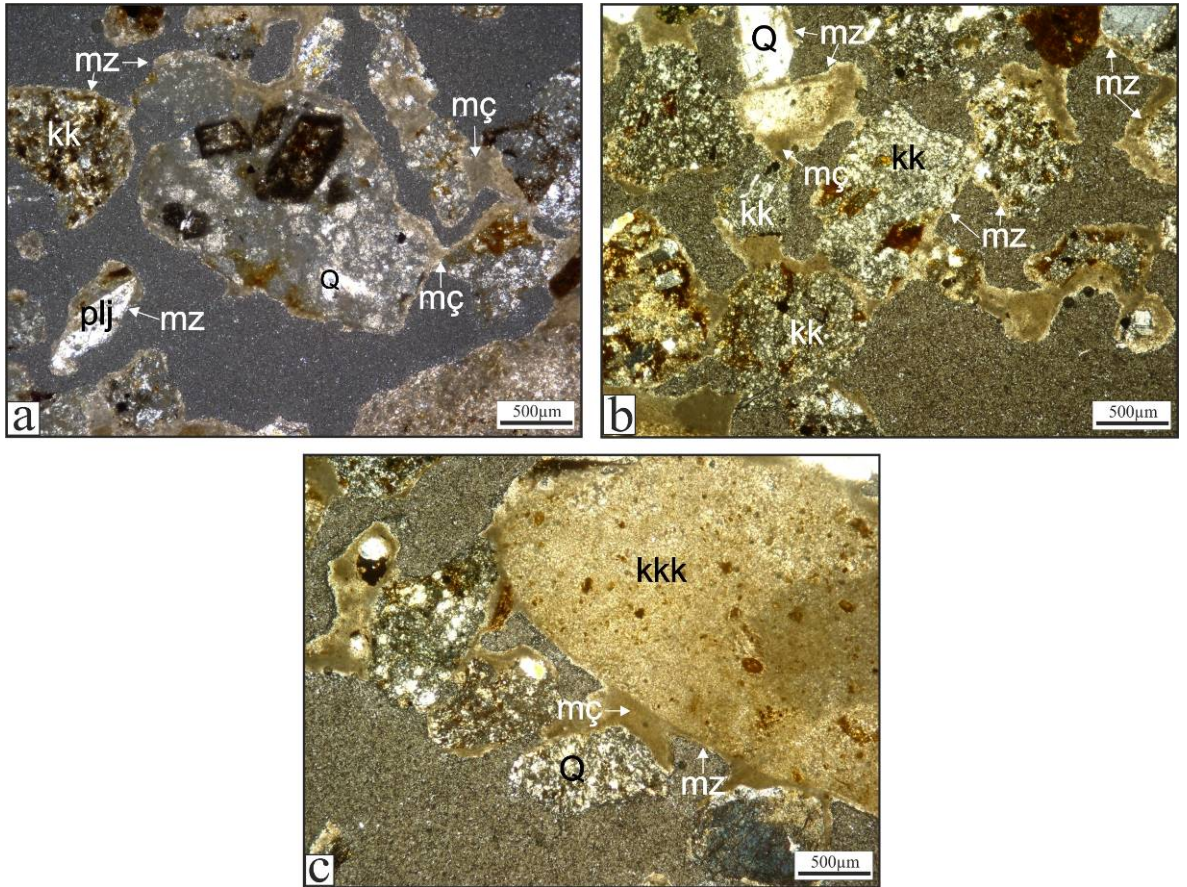
Gökçeada Yuvalı Yalıtışı İncekesit çalışmaları

GY-01 Örneği (Kumtaşı)

Tanelerin bazıları iyi yuvarlak, bazıları ise köşeli olup genel olarak çört ve kireçtaşı kökenlidir. Kayaç kırıntı çimento olup, çimento taneler arasında ağsal karbonat çimento şeklinde ya da tane yüzeyine sıvanma zarflar halindeki kalsit kristallerinden oluşmaktadır (Şekil 4.82). Kayada tanımlanabilen belli başlı mineraller kuvars, plajiyoklas ile volkanik kökenli kaya kırıntıları içinde tanımlanabilen biyotittir. Biyotitler öz şekilli olup, çoğunlukla opaklaşmıştır. Opaklaşma FeO'in kristal kenarına doğru göçü şeklinde olup, kristalin kenarında kalın bir çizgi oluşturmaktadır (Şekil 4.82).



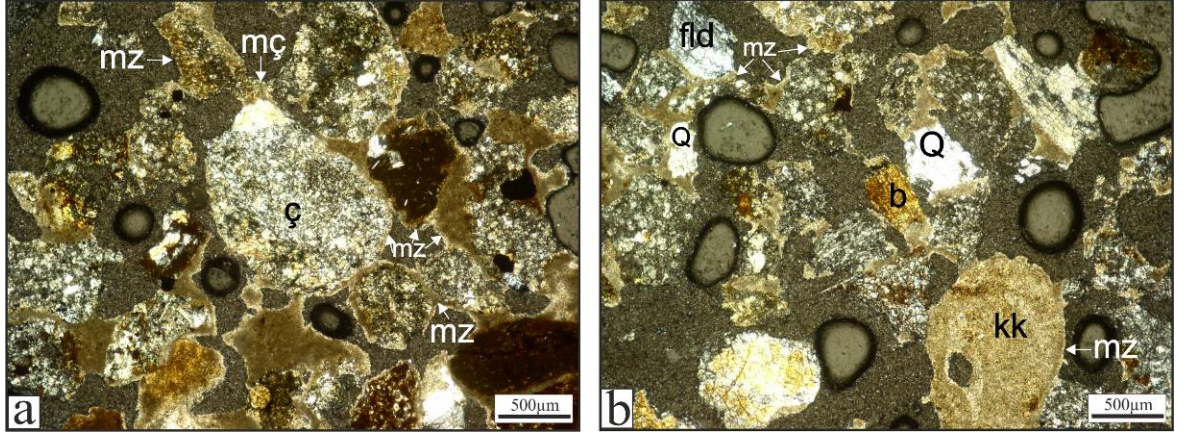
Şekil 4.81. Yalıtaşında gözlenen tabakalanmalar (bakış yönü doğudan batıya doğru)



Şekil 4.82. GYY-01 örneği ince kesitlerinde Yuvalı Yalıtaşı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel). a, b) Köşeli tanelerin etrafını saran karbonat zarflar ve taneler arasında gelişmiş menisküs çimento, c) yuvarlak şekilli bir tane ve ona menisküs çimento ile tutunmuş küçük kırıntılar (Kısaltmalar: kk: kaya kırıntısı, kkk: karbonatlı kaya kırıntısı, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, plj: plajioklas, Q: kuvars)

GY-02 Örneği (Kumtaşı)

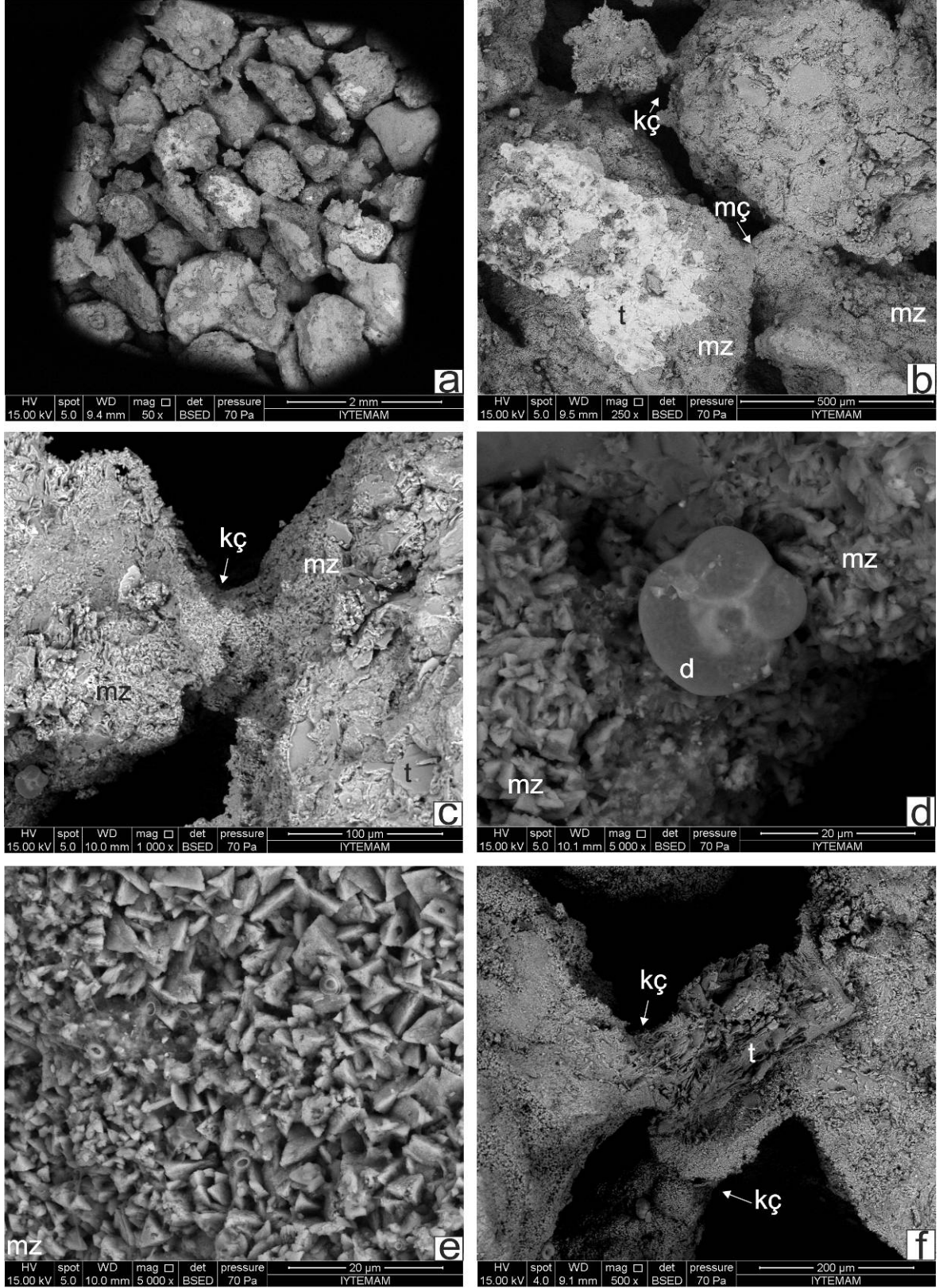
Bu kesitte genel olarak kesit GY-01 örneğindeki kayanın özelliklerine sahiptir. Kayada yarı yuvarlak çört taneleri bulunmaktadır. Çok kıt çimentoludur. Taneler arası genellikle boştur. Dolayısıyla porozitesi ve permeabilitesi çok yüksektir. Tanelerin birbirine bağlanması genellikle mikritik zarflar ile sağlanmaktadır. Bunların yanında menisküs çimento da ikincil olarak taneler arası bağı sağlamaktadır (Şekil 4.83).



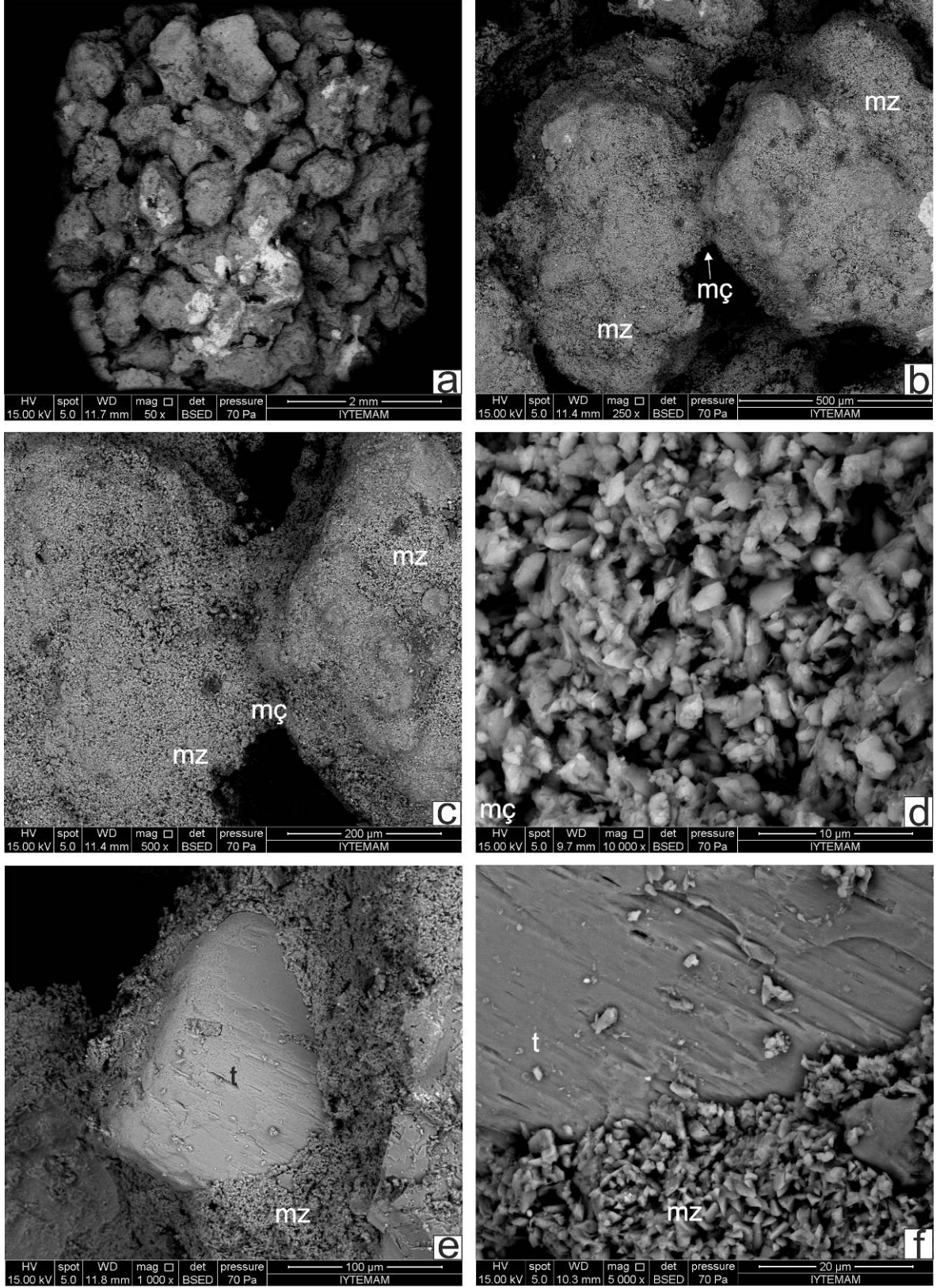
Şekil 4.83. GY-02 örneği ince kesitlerinde Yuvalı Yalıtaşı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel). a ve b) Taneler birbirine tutunmasını genellikle mikritik zarflar sağlamaktadır, yalnız boşlukların fazla olmasından dolayı taneler arasında menisküs çimentolar da ikincil olarak gelişmiştir (Kısaltmalar: b: biyotit, ç: çört, fld: feldispat, kk: kaya kırıntısı, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, Q: kuvars)

Gökçeeda Yuvalı Yalıtaşı SEM çalışmaları

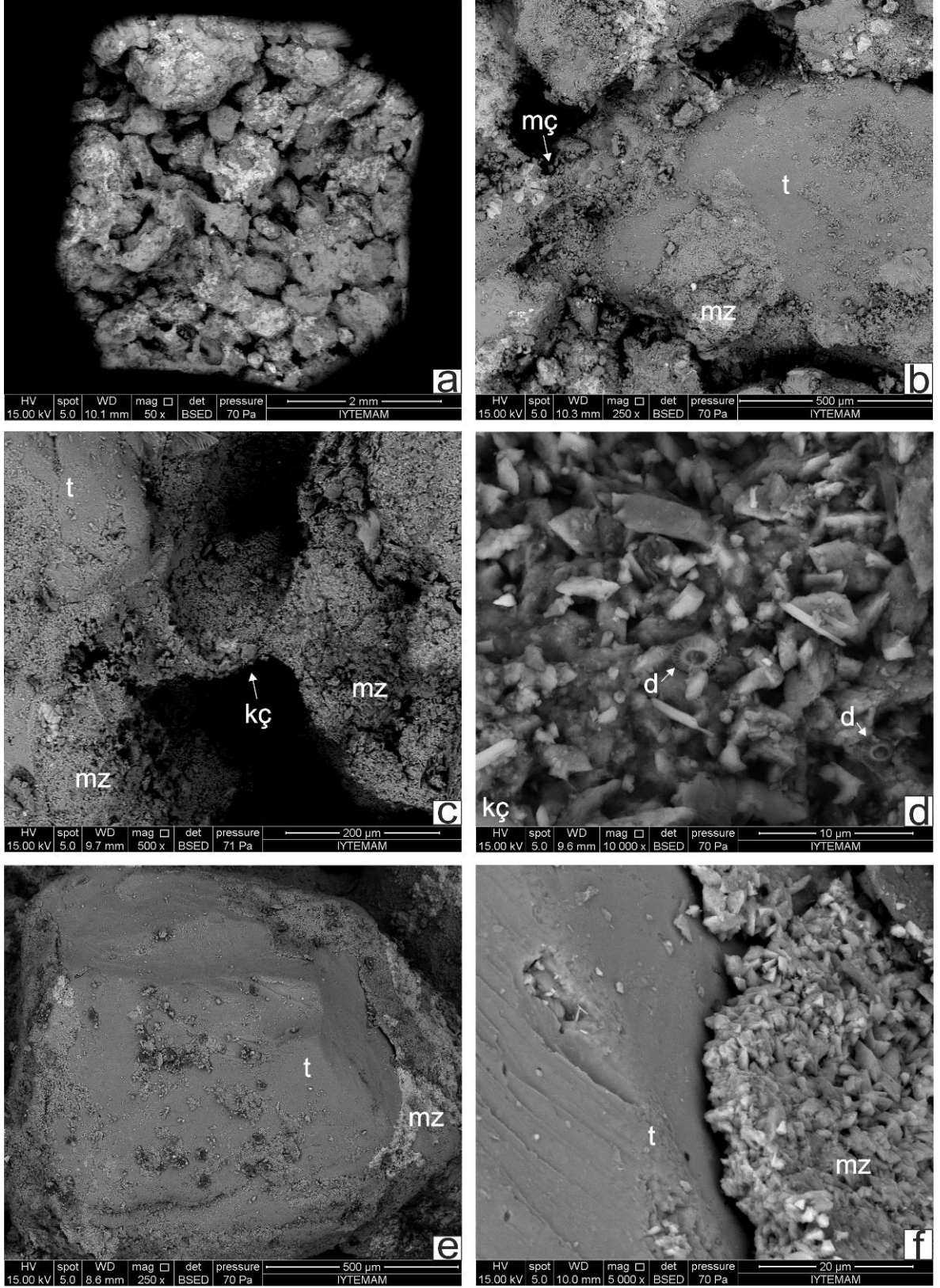
Yuvalı yalıtaşı oluştur taneler arasındaki bağın genellikle mikritik zarf ile sağlandığı görülmektedir (Şekil 4.84a, b, d ve e, Şekil 4.85a, b, c, e ve f, Şekil 4.86a, b, c, e ve f). Ayrıca menisküs (Şekil 4.84b, Şekil 4.85b, c ve d, Şekil 86b) ve köprü çimento da (Şekil 4.84 b, c, f; Şekil 86 c, d) bu örneklerde yoğun olarak gözlenmektedir.



Şekil 4.84. GYY-01 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri. a) Genel görünüm, b) mikritik zarf, menisküs ve köprü çimento, c) köprü çimento, d, e) mikritik zarf kristalleri ve onların üzerinde gözlenen diatomlar, f) taneleri birbirine bağlayan kç (Kısaltmalar: d: diatom, kç: köprü çimento, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)



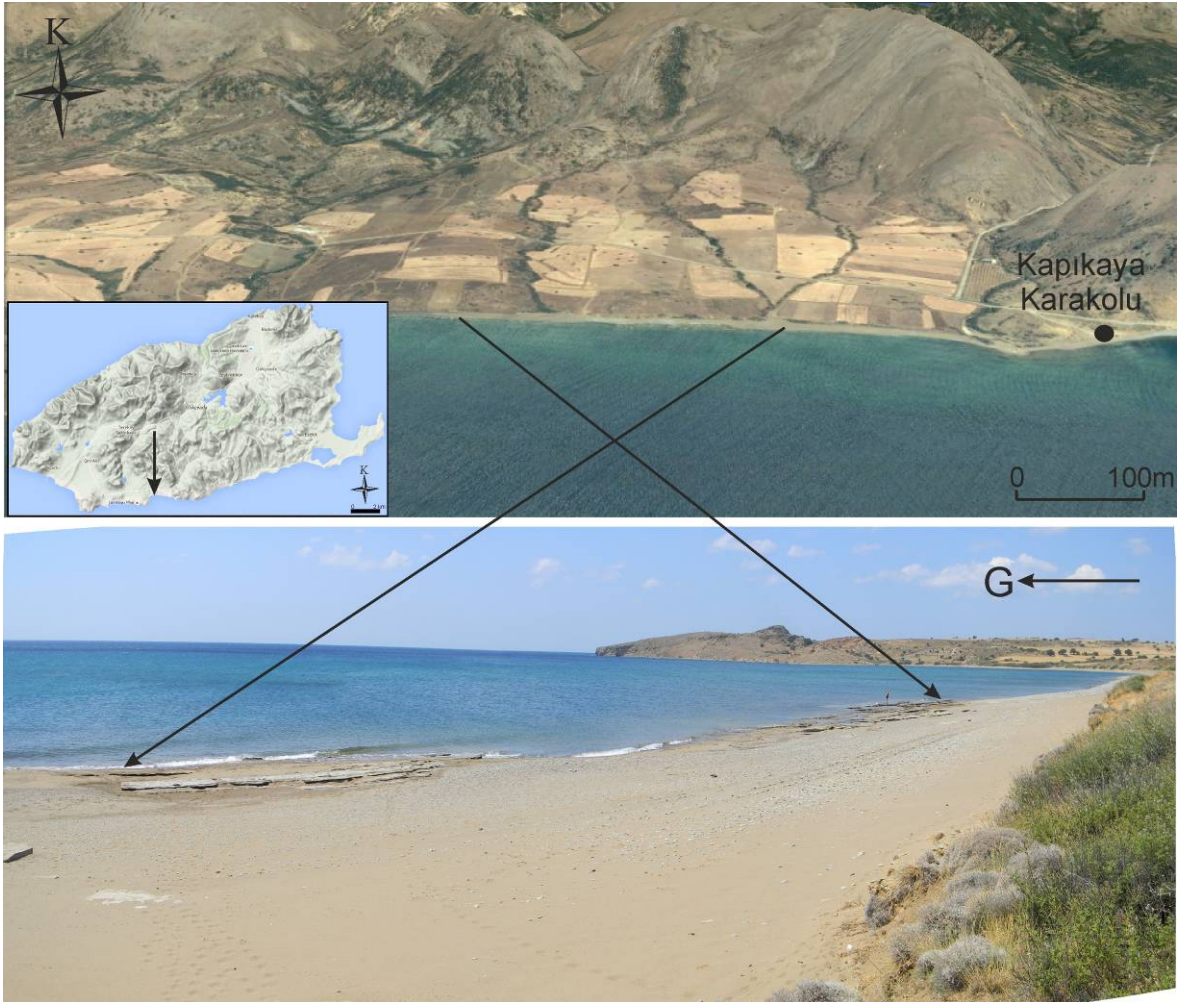
Şekil 4.85. GYY-02 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri. a) Genel görünüm, b, c) tanelerin üzerini sarmış mz ve mç, d) bir önceki görüntüdeki mç'nun yakından görünümü ve bu çimentoyu oluşturan kristaller, e) köşeli bir taneyi sarmış kalın mikritik zarf ve f) bu zarf ile tane arasındaki sınır (Kısaltmalar: mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)



Şekil 4.86. GYY-03 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri. a) Genel görünüm, b) tane üzerinde gözlenen mz ve mç, c) iki taneyi birbirine bağlamış kç, d) ç'deki kç'yi oluşturan kristaller ve diatomlar, e) bir tane yüzeyini örtmüş mz ve f) tane ile mz sınırı (Kısaltmalar: d: diatom, kç: köprü çimento, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)

4.4.3.2.5. Gökçeada Kapıkaya Yalıtışı (GKY)

Kıyı kenarında bulunan Kapıkaya olarak isimlendirilen bir karakolunun önündeki koyda gözlenen bu yalıtışı oluşumu kıyı boyunca yaklaşık 250 metrelik bir uzunluk sunmaktadır (Şekil 4.87). Kalınlığı 65 cm'ye kadar çıkan ve 12 adet tabaka sayılabilen (Şekil 4.88) bu yalıtışı birimleri genellikle 5° - 10° G-GB'ya eğimlidir. Kum – çakıl boyutundaki tanelerden oluşan birim içerisinde yer yer 3-4 cm büyüklüğünde iri taneler de gözlenmektedir. Buradaki plaj 3-5 m genişliğindedir ve 0.5-1 m yüksekliğindeki bir yamaç ile sonlanmaktadır. Burada, kıyı çizgisinden karaya doğru gidildiğinde, andezit kökenli blok boyutundaki unsurlardan kum ve yer yer de çakıl boyutundaki unsurlara doğru geçişin olduğu gözlenmektedir.



Şekil 4.87. Gökçeada Kapıkaya yalıtışının konumu ve görünümü (Sol altta Gökçeada haritası üzerindeki ok, yalıtışı oluşunun yerini göstermektedir)

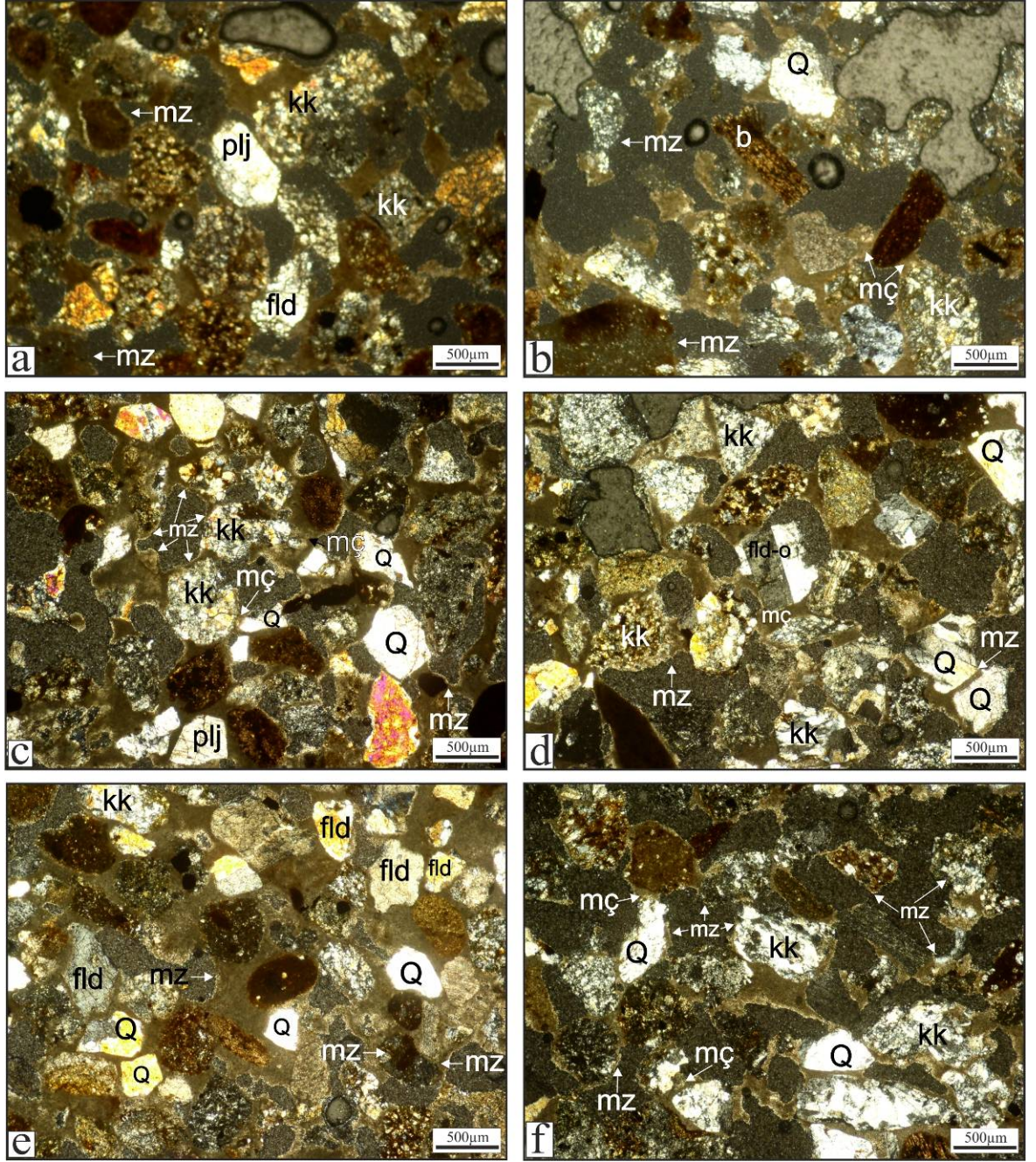


Şekil 4.88. Gökçeada Kapıkaya yalıtışında gözlenen tabakalanmalar (Bakış yönü kuzeydoğudan güneybatıyadoğru)

Gökçeada Kapıkaya Yalıtışı İncekesit çalışmaları

GKY-01 Örneği (Kaya kırıntısı egemen kumtaşı; litik vake)

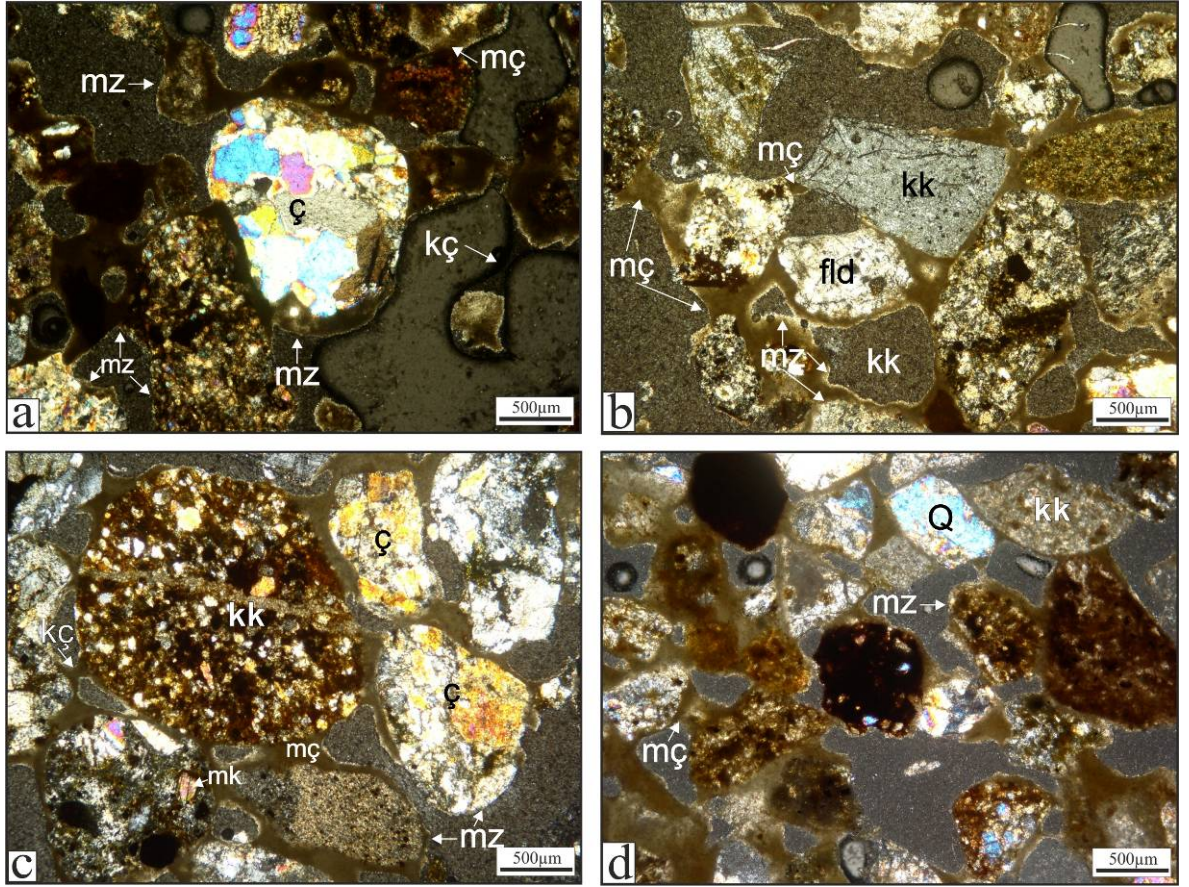
Kayada litik taneler genel olarak iyi yuvarlaklaşmış, bazı kırıntılar ise köşelidir. Dolayısıyla yuvarlaklaşmış bu tanelerin tekrar taşınmış (resedimante) olduğu veya taşınma alanından çökme alanına ulaştıktan sonra dalga ve akıntı etkisiyle yeniden yuvarlaklık kazandığını söylenebilir. Kayaçta tanınabilen diğer taneler kuvars, feldspat (plajioklas) mika ve opak minerallerle temsil edilmektedir. Tane yüzeyleri genellikle karbonat zarflar ile sarılmış durumdadır. Bunlarla birlikte taneler arasında zayıf bir karbonat çimento bulunmaktadır. Bu çimento yuvarlağımsı taneler arasında menisküs tipi şeklinde gözlenirken; köşeli taneler arasında ağsal görünümlüdür (Şekil 4.89).



Şekil 4.89. GKY-01 örneği ince kesitlerinde Kapıkaya Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotografılar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel). Tüm tanelerin üzerinde gözlenen mikritik zarflar birincil çimento görevini gerçekleştirmektedir, bunlar özellikle birbirine değimli tanelerde gözlenmektedir, araları boşluklu taneler de ise çimento görevini genellikle menisküs çimento görmektedir (Kısaltmalar: b: biyotit, fld: feldispat, fld-o:feldispat-ortoklas, kk: kaya kırıntısı, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, plj: plajjoklas, Q: kuvars)

GKY-02 Örneği (Kumtaşı, litik arkoz)

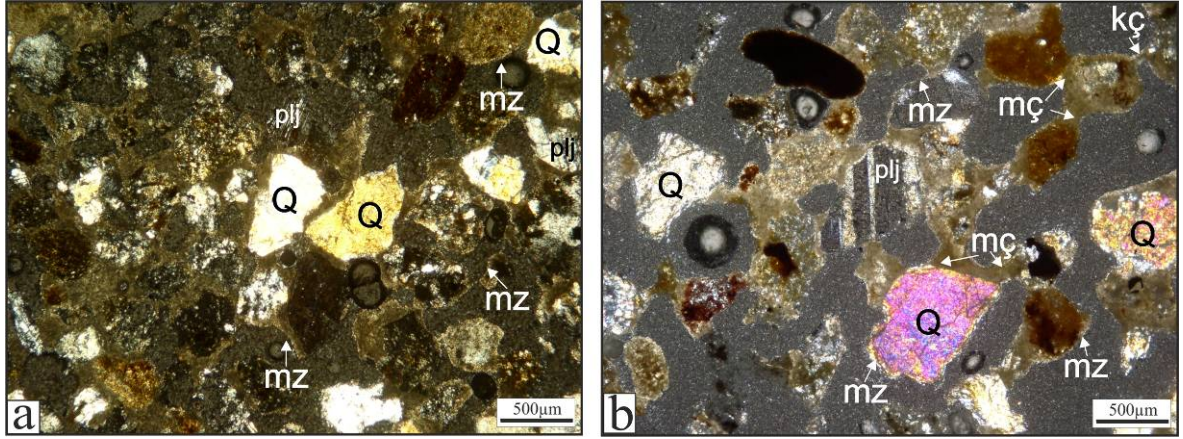
Kayada kuvars, kaya kırıntısı (çört, volkanik kaya kırıntısı) ve plajiyoklas mineralleri ana bileşeni oluştururken daha az oranda opak mineraller ve biyotit bulunmaktadır. Opak mineraller bazı ferromagnezyan minerallerin ayrışması ile yada mineralin sınır bölgelerine FeO göçü (replasmanı) ile oluşmuşlardır. Kayada tane yuvarlaklığı kısmen iyidir. Çört kırıntılarında yuvarlaklık gelişmemiş olup, genellikle köşeli taneleri oluşturmaktadır (Şekil 4.90).



Şekil 4.90. GKY-02 örneği ince kesitlerinde Kapıkaya Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel). a) Yuvarlaklaşmış çört ve diğer taneler ile bağlanmasını sağlayan üzerindeki mikritik zarf, b) köşeli taneler ve birincil çimento olan mikritik zarfın yanında gelişmiş menisküs çimentolar, c) az yuvarlaklaşmış taneler ve birbirlerine bağlanmasını sağlayan mikritik zarf ve menisküs çimento, d) mikritik zarfın yanında taneleri arasındaki mesafenin fazla olmasından dolayı çimento görevi gören menisküs çimento (Kısaltmalar: ç: çört, fld: feldispat, kç: köprü çimento, kk: kaya kırıntısı, mç: menisküs çimento, mk: mika minerali, mz: mikritik zarf, Q: kuvars)

GKY-03 Örneği (Kumtaşı, subarkoz)

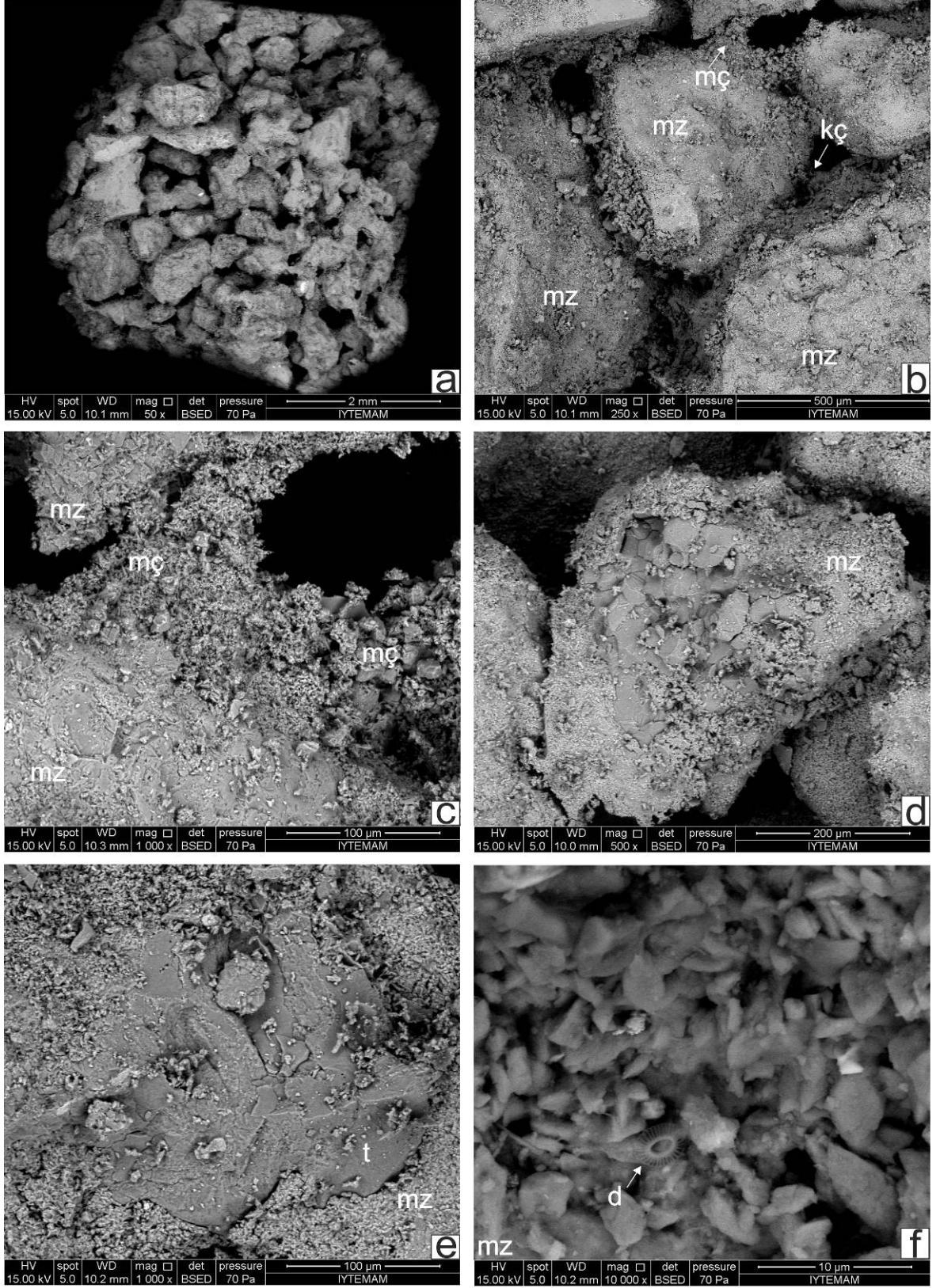
Kayada egemen mineral kuvars ve plajyoklas ayrıca çok fazla opak mineral bulunmaktadır. Tanelerde yuvarlaklaşma iyi-orta düzeydedir. Dokusal olgunluk iyidir. Taneler birincil olarak mikritik çimento ile birbirine bağlanmışlardır, bu çimento türünün yanında menisküz ve köprü çimento da ikincil çimentoyu teşkil etmektedir (Şekil 4.91).



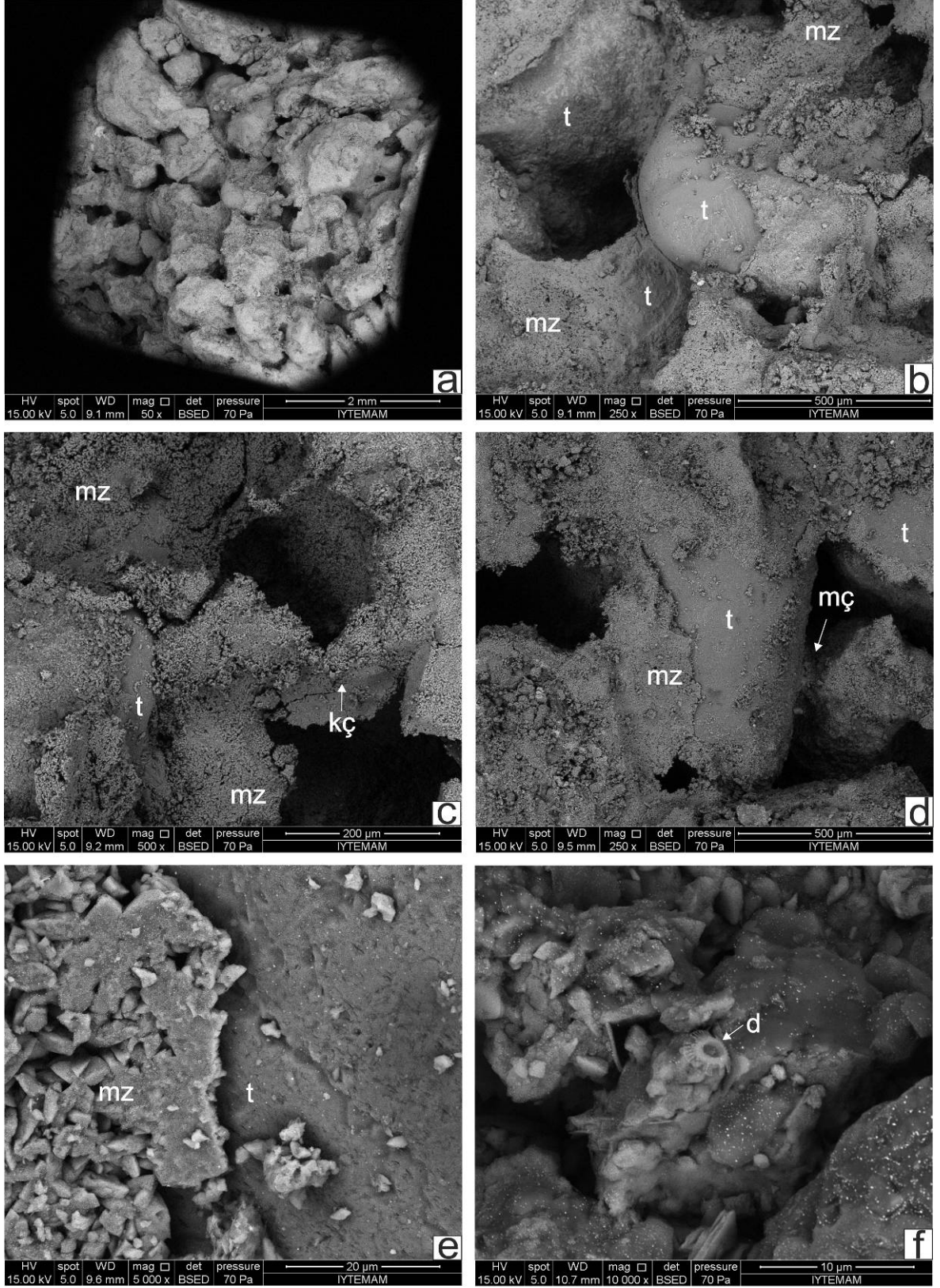
Şekil 4.91. GKY-03 örneği ince kesitlerinde Kapıkaya Yalıtışı'nı oluşturan litolojilerin petrografik niteliklerini gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikel). a) Taneler arasındaki bağı sağlayan mikritik zarf çimento, b) çok boşluklu bir numunede, numuneyi oluşturan tanelerin menisküs ve köprü çimento ile birbirlerine tutunması (Kısaltmalar: kç: köprü çimento, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, plj: plajiklas, Q: kuvars)

Gökçeada Kapıkaya Yalıtışı SEM çalışmaları

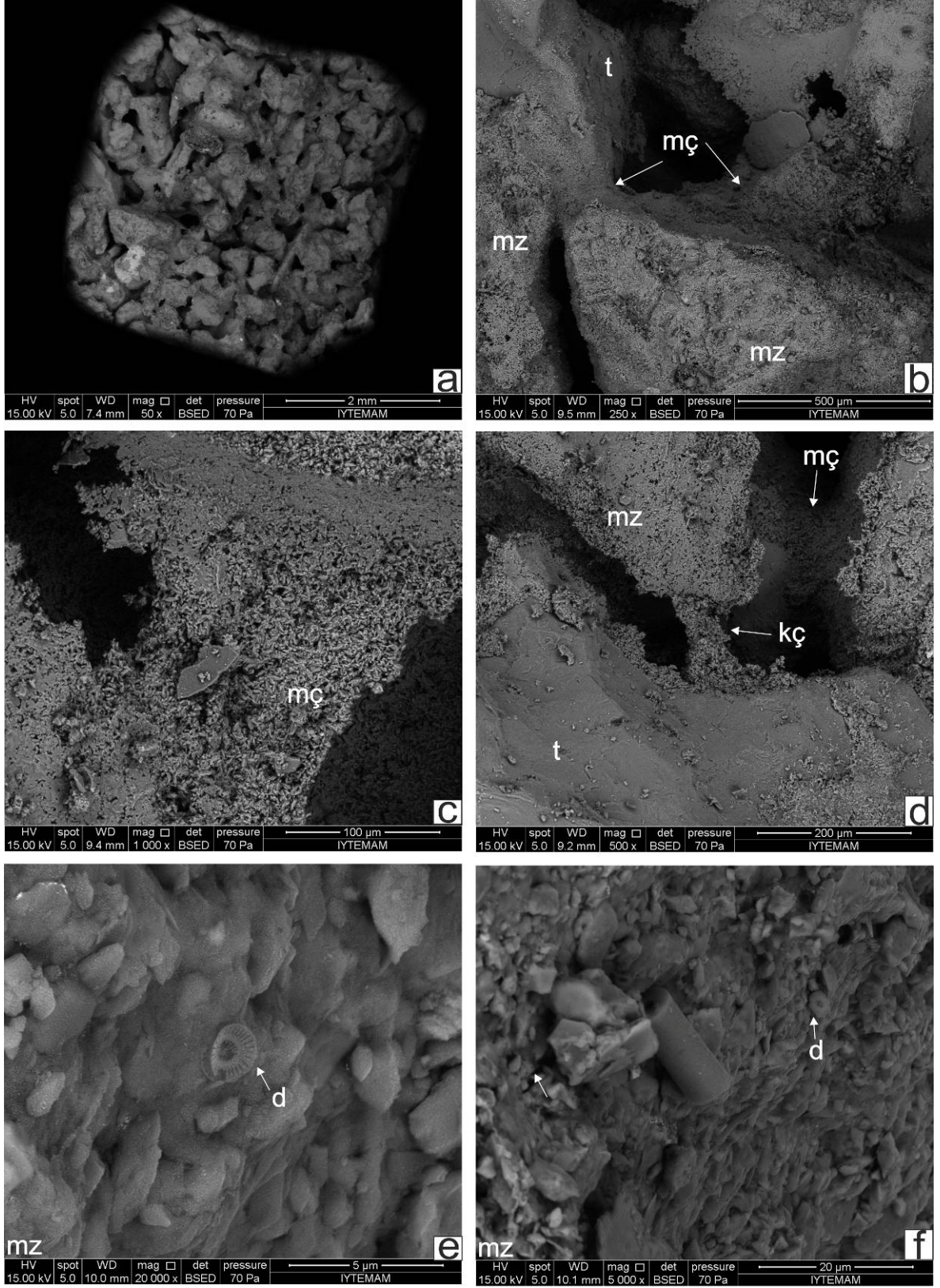
Kapıkaya yalıtışında da taneler genellikle mikritik zarflarla birbirine tutturulmuştur (Şekil 4.92a, b, c, d, e ve f, Şekil 4.93a, b, c, d ve e, Şekil 4.94a, b ve d, e, f). Örneklerin bazı alanlarında ise ikincil olarak menisküs (Şekil 4.92b, Şekil 4.93d, Şekil 4.94b, c ve d) ve köprü çimento da (Şekil 4.92b, Şekil 4.93c ve 4.94d) varlığını göstermektedir. Ayrıca çimento kristalleri arasında yer yer diatomlar gözlenmektedir (Şekil 4.92f, Şekil 4.93f, Şekil 4.94e ve f).



Şekil 4.92. GKY-01 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri. a) Genel görünüm, b) taneleri birbirine bağlanmasını sağlayan mz, mz ve kç, c) tane arasında gelişmiş mç, d, e) tanelerin üzerini örtmüş mz ve f) e'deki mz'ı oluşturan kristaller ve diatomlar (Kısaltmalar: d: diatom, kç: köprü çimento, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)



Şekil 4.93. GKY-02 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri. a) Genel görünüm, b) taneler ve mz çimentolar, c) mikritik zarfın kristal yapısı ve kç, d) tanelerin üzerindeki mz örtü ve mç, e) bir önceki görüntüdeki tane ile zarfın sınırı, f) kristaller ve diatomlar (Kısaltmalar: d: diatom, kç: köprü çimento, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)



Şekil 4.94. GKY-03 örneğinden elde edilen SEM görüntüleri. a) Genel görünüm, b) taneleri birbirine bağlayan mz ve mç, c) mç ve onu oluşturan kristaller, d) taneleri örtmüş mz ve kç, e, f) çimento kristalleri üzerinde gözlenen diatomlar (Kısaltmalar: d: diatom, kç: köprü çimento, mç: menisküs çimento, mz: mikritik zarf, t: tane)

Gökçeada Yalıtışları EDX analiz çalışmaları

Önceki bölümlerde anlatılmış olan SEM görüntülerine bağlı olarak çimentonun kimyasal bileşimini belirlemek için örnekler üzerinden 23 adet EDX yapılmıştır. Yapılan SEM-EDX analiz sonuçlarına ait bir takım örnekler SEM görüntü şekillerinde verilmiş ve EDX analizleri Çizelge 4.32'da verilmiştir. EDX analizlerine göre çimentoların genel olarak kimyasal bileşimine bakıldığında, genellikle CaCO₃ bileşiminde olduğu görülebilmektedir (Çizelge 4.32).

Çizelge 4.32. Gökçeada Yalıtışlarına ait EDX analiz değerleri (M.Ç.: Menisküs çimento; M.Z.: Mikritik zarf; K.Ç.: Köprü çimento)

Lokasyon-örnek no	Analiz yüzeyi	Elementler (ağırlık %)									
		C	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	Ca	Fe	K
GGLY-2	M.Ç.	17,05	58,13	0,25	2,57	2,21	3,30	0,27	14,63	1,05	0,53
GGLY-2	M.Z.	22,36	55,15	0,13	2,04	0,77	2,74	0,14	16,28	0,23	0,15
GGLY-2	M.Z.	7,34	57,91	0,60	2,08	7,85	11,56	0,31	6,07	3,91	1,94
GGLY-2	M.Z.	17,63	58,30	0,19	2,60	3,56	7,60	0,29	7,23	1,54	1,06
GGLY-3	M.Ç.	10,70	49,13	0,77	2,83	0,64	2,23	0,46	32,72	0,00	0,51
GGLY-3	M.Ç.	21,24	56,89	0,42	2,76	1,05	2,38	0,14	14,69	0,21	0,21
GGLY-3	M.Z.	22,74	53,74	0,37	4,80	0,64	3,70	0,37	12,98	0,43	0,23
GULY-1	M.Ç.	15,70	58,02	0,93	1,71	3,25	7,81	0,81	8,72	2,05	1,00
GULY-1	M.Ç.	15,17	51,87	2,34	1,47	3,71	8,17	2,09	9,13	4,69	1,37
GULY-2	M.Z.	21,55	54,22	0,69	0,38	1,81	6,10	0,18	13,96	0,36	0,75
GULY-2	M.Ç.	13,38	49,55	2,06	0,94	4,82	11,61	1,21	8,05	2,56	5,82
GULY-2	M.Ç.	15,76	51,47	0,29	0,69	0,69	2,83	0,17	27,52	0,31	0,27
GULY-2	M.Z.	17,29	53,84	0,39	0,64	1,82	11,41	0,56	10,62	2,61	0,81
GYI-1	K.Ç.	23,66	54,42	0,67	2,23	0,52	1,35	0,34	16,44	0,21	0,16
GYI-1	M.Ç.	11,37	54,36	3,65	0,59	8,43	16,50	0,21	2,07	0,86	1,96
GYI-2	M.Ç.	21,59	53,47	1,18	2,25	1,08	2,18	0,75	16,26	0,83	0,41
GYI-2	M.Z.	16,73	51,73	0,06	2,42	0,74	2,70	0,16	24,04	1,20	0,21
GYI-3	M.Z.	13,46	51,83	1,25	1,89	1,93	6,72	0,91	19,57	1,70	0,74
GYI-3	M.Z.	19,07	55,73	1,09	2,07	1,22	4,10	1,11	14,57	0,66	0,39
GYI-3	M.Ç.	7,86	46,35	1,35	1,06	1,34	3,84	1,11	36,09	0,70	0,30
GYI-3	M.Z.	16,82	51,88	0,96	1,93	0,63	4,68	1,01	0,25	21,60	0,25
GKY-1	M.Z.	16,89	56,82	0,58	1,97	2,24	4,76	-	15,07	1,08	0,60
GKY-3	M.Z.	20,28	53,74	0,58	1,97	1,24	2,89	0,29	17,94	0,56	0,51

Gökçeada Yalıtışı oluşuklarından alınan numunelere ait duraylı izotop ($\delta^{13}\text{O}$ ve $\delta^{18}\text{O}$) ve % CaCO₃ değerleri

Gökçeada Yalıtışı oksijen ve karbon duraylı izotop ile taneleri bağlayan çimento üzerinden yapılan CaCO₃ analiz sonuçları Çizelge 4.33'de verilmiştir. Elde edilen duraylı

izotop sonuçlarına göre Gökçeada'nın güneybatı kıyılarında gözlenen Gizli Liman ve Uğurlu Yalıtışları'nın sonuçları eksi değerlikte iken diğer üç yalıtış oluşuğunun izotop sonuçları ise artı değerliktedir. Bu sonuçlara göre burada iki farklı iklim koşulu altında çökelimlerin gerçekleştiği söylenebilir. Güneybatıdaki oluşuklar muhtemelen iklim şartlarının daha soğuk olduğu dönemlerde çimentolanmışlardır.

Çizelge 4.33. Gökçeada yalıtışlarına ait oksijen, karbon duraylı izotop ve CaCO₃ analiz sonuçları

Yalıtış lokasyonu	Duraylı izotop analizleri			% CaCO ₃
	Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB	Çimento
GGLY	GGLY-2	-1.29	-3.34	32.04
	GGLY -3	-4.00	-3.78	31.44
GULY	GULY-1	-7.30	-5.16	41.46
	GULY-2	-8.08	-5.17	60.64
GCY	GCY-1	2.48	1.30	37.31
	GCY-2	1.61	0.57	27,74
	GCY-3	2.00	0,25	34.84
GYY	GYY-1	2.15	0.71	31.10
	GYY-2	3.04	1.50	35.89
	GYY-3	2.00	0.32	29.19
GKY	GKY-1	2.33	0.83	33.94
	GKY-2	2.15	0.39	33.33
	GKY-3	2.44	0.24	30.75

Gökçeada yalıtışları radyokarbon tarihlendirme sonuçları

Gökçeada yalıtış oluşuklarından olan Cezaevi yalıtışından herhangi bir tarihlendirme yapılamamış diğer 4 lokasyondan ise toplamda 10 örnek karbon 14 yöntemi ile tarihlendirilmiş ve sonuçlar Çizelge 4.34'de verilmiştir. Buna göre radyokarbon tarihlerine göre Gökçeada yalıtış oluşukları günümüzden önce 620 ile 5830 yılları arasındaki zamanlarda çimentolanmışlardır. Duraylı izotop analizlerinde olduğu gibi burada da iki farklı gruplanma göze çarpmaktadır. İlk grup yine batıdaki Gizli Liman ve Uğurlu Limanı yalıtışlarıdır ve bunların çimentolanma yaşları GÖ 4010 ile 5830 yılları arasında değişmektedir. Doğuda kalan diğer yalıtış oluşuklarının yaşları ise GÖ 620 ile 2390 yılları arasında çimentolanmışlardır.

Çizelge 4.34. Gökçeada yalıtaşları radyokarbon tarihlendirme sonuçları (* Deniz seviyesinden yükseklik, GÖ: Günümüzden önce)

Örnek Yeri	Örnek kodu (Beta Lab.)	Örnek No	DSY* (m)	¹⁴ C yaşı GÖ (Ölçülmüş yaş)	¹⁴ C yaşı GÖ (Konvensiyonel yaş)	Kalibre edilmiş yaş GÖ (2 Sigma Calibration)
GGLY	BETA-344417	L1-2	0.10	4210±30	4590±30	4780 - 4480
	BETA-344418	L1-3	0.45	3870±30	4260±30	4300 - 4010
GULY	BETA-344419	L2-1	0.15	5260±30	5480±30	5830 - 5580
	BETA-344420	L2-2	0.40	4220±30	4420±30	4500 - 4240
GYY	BETA-344421	L4-1	0.20	880±30	1280±30	760 - 620
	BETA-344422	L4-2	0.15	1720±30	2140±30	1680 - 1410
	BETA-344423	L4-3	0.05	2420±30	2770±30	2390 - 2160
GKY	BETA-344424	L5-1	0.05	1850±30	2250±30	1800 - 1540
	BETA-344425	L5-2	0.10	1530±30	1920±30	1390 - 1240
	BETA-344426	L5-3	0.15	1150±30	1410±30	910 - 690

Gökçeada Yalıtaşları tane boyu analizleri

Gökçeada yalıtaşlarını oluşturan tanelerin boyutlarını belirlemek için de tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu amaçla 5 örnekleme alanından elde edilen 13 örnek yedi farklı aralığı sahip eleklerden elenerek tane boyu dağılımları ortaya konulmaya çalışılmıştır. (Çizelge 4.35).

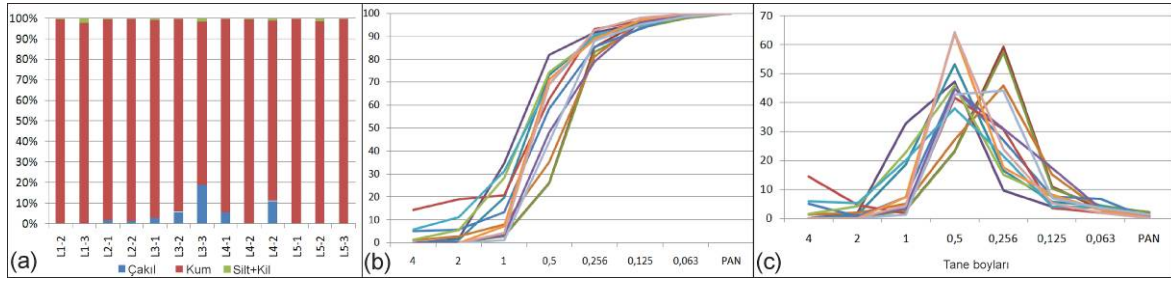
Çizelge 4.35. Gökçeada yalıtaşlarını oluşturan kırıntıların tane boyutları (*1 Elek no, mm; *2 Ağırlık; *3 Silt+kil)

		Örnekleme alanları/örnekleme noktaları														
		GGLY			GULY		GKY			GYY			GKY			
ÇAKIL	*1	*2	2	3	1	2	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
	4	gr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58	0,00	2,59	0,47	2,39	5,91
%		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,51	0,00	5,89	1,18	5,12	14,40	
2	gr	0,06	0,04	0,80	0,57	0,00	0,00	0,00	1,60	0,05	2,34	0,72	0,38	1,89		
	%	0,14	0,10	1,82	1,32	0,00	0,00	0,00	4,13	0,12	5,33	1,78	0,82	4,61		
1	gr	1,28	1,06	14,35	8,05	2,89	0,72	2,37	8,79	1,36	8,80	2,04	3,47	0,71		
	%	2,90	2,75	32,84	18,54	7,38	1,29	4,47	22,80	3,35	20,02	5,08	7,42	1,72		
0,5	gr	10,21	8,88	20,66	23,17	24,99	23,72	34,13	17,74	18,14	16,68	10,87	21,07	17,15		
	%	23,13	23,03	47,29	53,37	63,85	42,75	64,40	45,98	44,62	37,94	27,10	45,11	41,79		
0,256	gr	26,15	22,15	4,24	7,19	6,90	24,47	12,63	5,79	12,53	9,48	18,48	12,60	12,62		
	%	59,24	57,42	9,69	16,57	17,63	44,10	23,83	15,00	30,83	21,56	46,06	26,97	30,77		
0,125	gr	4,78	3,97	1,77	2,41	3,21	3,86	2,82	2,89	7,00	1,78	6,05	3,60	1,43		
	%	10,83	10,30	4,04	5,56	8,20	6,95	5,32	7,49	17,22	4,05	15,09	7,70	3,48		
0,063	gr	1,40	1,68	1,69	1,91	1,10	2,01	1,00	1,12	1,35	1,79	1,16	3,14	0,73		
	%	3,17	4,37	3,87	4,40	2,82	3,62	1,89	2,90	3,32	4,06	2,89	6,73	1,78		
*3 PAN	gr	0,26	0,79	0,19	0,11	0,05	0,72	0,05	0,08	0,23	0,50	0,33	0,06	0,60		
	%	0,59	2,04	0,44	0,24	0,12	1,29	0,09	0,20	0,56	1,15	0,81	0,13	1,46		
TOPLAM		44,14	38,58	43,70	43,42	39,15	55,48	52,99	38,58	40,66	43,96	40,11	46,71	41,03		

Çizelge 4.35'in devamı

Çakıl	gr	0,06	0,04	0,80	0,57	0,00	0,00	0,00	2,18	0,05	4,93	1,19	2,78	7,80
	%	0,14	0,10	1,82	1,32	0,00	0,00	0,00	5,64	0,12	11,22	2,96	5,94	19,01
Kum	gr	43,82	37,75	42,71	42,74	39,10	54,77	52,94	36,33	40,38	38,52	38,60	43,88	32,63
	%	99,27	97,86	97,73	98,44	99,88	98,71	99,91	94,16	99,33	87,63	96,23	93,93	79,53
Silt+Kil	gr	0,26	0,79	0,19	0,11	0,05	0,72	0,05	0,08	0,23	0,50	0,33	0,06	0,60
	%	0,59	2,04	0,44	0,24	0,12	1,29	0,09	0,20	0,56	1,15	0,81	0,13	1,46

Yapılan tane boyu analizleri sonucunda çakıl, kum, silt+kil dağılımları elde edilmiştir (Şekil 4.95a). Bu verilere göre, analizi yapılan örnekleri oluşturan taneler genellikle kum boyutundadır. Ayrıca silt-kil miktarı ortalaması ise %1 dir. Wentworth tane boyu dağılım sıralamasına göre kaba kum ve orta kumda yoğunluk gözlenmektedir (Şekil 4.95b). Kümülatif dağılımlara göre de kum boyutundaki tanelerin yoğunluklu olduğu belirgin bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.95c).



Şekil 4.95. Gökçeada Yalıtışlarından tane boyu dağılımları. a) Yüzde dağılımları gösteren şekil, b) Wentworth tane boyu dağılım grafiği ve c) kümülatif dağılımları.

Ayrıca Gökçeada yalıtışı oluşuklarında yapılan tüm petrografik çalışmalar sonucunda numunelerin Folk (1974) sınıflamasına göre genellikle, kumtaşı (GGLY-2; GCY-1; GYY-1, GYY-2), litarenit (GULY-1; GULY-2), subarkoz (GCY-2; GKY-3), litik arkoz (GCY-3; GKY-2), kaya kırıntısı egemen kumtaşı-litik vake (GKY-1) türünde olduğu belirlenmiştir.

4.4.3.3. Yalıtışlarından elde edilen verilerin topluca değerlendirilmesi

Bu çalışmada Gökçeada'nın güney-günaybatı kıyılarında mostra vermiş biri daha önceki çalışmalarda yer alan 5 farklı lokasyondaki yalıtışı ile Bozcaada'nın güneyinde mostra veren 1 adet yalıtışı oluşuğu üzerinde çalışılmıştır. Öncelikle yalıtışını oluşturan unsurlar incelenmiş ve devamında da taneleri birbirine bağlayan çimento üzerinden mikroanalitik yöntemlerle incelemeler yapılmıştır. Yalıtışı çalışmalarında anlamlı sonuçlar ortaya koyabilmek için öncelikle çimentonun ayrıntılı ele alınması gerekmektedir. Bu

sebeple çimentonun, oluşuğun yorumlarındaki etkisini ortaya koyabilmek için çimentolanma karakterlerini özetlemenin faydası olacaktır:

Yalıtaşları genellikle gelgit zonu sınırları içerisinde çimentolanmaktadır (Scholle ve Ulmer-Scholle, 2003; Vousdoukas ve ark., 2007; Mauz ve ark., 2015). Çimentonun kimyasal-mineralojik bileşimine, fabrik ve tabakalanma çeşidine bakılarak, çimentolandığı bölge hakkında bir yorum yapılabilir (Stoddart ve Cann, 1965; Alexandersson, 1969, 1972a; Brickner, 1971; Milliman, 1974; Bathurst, 1975; Hanor, 1978; Scholle ve Ulmer-Scholle, 2003; Vousdoukas ve ark., 2007; Mauz ve ark., 2015). Yalıtaşlarını oluşturan klastlar genellikle aragonitik, yüksek magnezyum kalsit (YMK) ve düşük magnezyum kalsit (DMK) bileşimli çimento ile birbirlerine tutunmaktadır. Çok nadir de olsa silisli çimento da görülebilmektedir. Çimentonun aragonitik bileşimde olması derin denizel, YMK bileşiminde olması sığ denizel; DMK ise gelgit üstü (subratidal) zonda çimentolanmanın gerçekleştiğini göstermektedir (Stoddart ve Cann, 1965; Scholle ve Ulmer-Scholle, 2003; Vousdoukas ve ark., 2007; Mauz ve ark., 2015). Bunlarla birlikte çimentonun dokusal özellikleri de çimentolanmanın kökeni hakkında bilgi vermektedir. İğnemsisi-ışınsal ve isopachaus (eş büyüklük) türü çimento dokusu gelgit zonundaki çimentolanmayı, dolayısıyla aragonitik ya da YMK bileşimi verirken, menisküs ve köprü çimento ise DMK bileşimindeki çimentoyu işaret etmektedir (Taylor ve Illing, 1969; Bricker, 1971; Alexandersson, 1972b; Hanor, 1978; Scoffin ve McLean, 1978; Aissaoui, 1985; James ve Gingsburg, 1990; Whittle ve ark., 1993; Scholle ve ark Ulmer-Scholle, 2003; Vousdoukas ve ark., 2007; Mauz ve ark., 2015). Ayrıca bu bilgilerin yorumlanması ile çimento malzemesinin kökeninin denizel, meteorik, vadoz ya da freatik (phreatic) kökenli olduğu da ortaya konulmaktadır (Vousdoukas, 2007). Çimento bileşiminin YMK ya da DMK olması ise toplam kütledeki Mg oranına (YMK olabilmesi için Mg'un %4 mol $MgCaCO_3$ 'dan fazla ya da tüm kütlede % 1,2'den fazla ağırlıkta olması gerekmektedir (Milliman, 1974)) ya da çimentonun dokusal özelliklerine bakılarak karar verilmektedir. Tanelerin etrafını saran zarfların özellikleri de eş büyüklükteki (isopachaus) kristallerden oluşması (eş büyüklük özelliğindeki kristaller aragonitik bileşimi; karışık büyüklükteki kristaller ise kalsitik bileşimi göstermektedir) çimento kökeninin ayırt edilmesinde anahtar rol oynamaktadır (Hanor, 1978; Scholle ve Ulmer-Scholle, 2003; Vousdoukas ve ark., 2007; Mauz ve ark., 2015). Bunlarla birlikte denizel kökenli çimento mineralleri (YMK ve aragonitik), denizel koşulların olmadığı bölgelerde çok hızlı alterasyona uğrarlar (Scholle ve Ulmer-Scholle, 2003). Aragonit, meteorik akışkanlar altında kolayca çözünürken, YMK

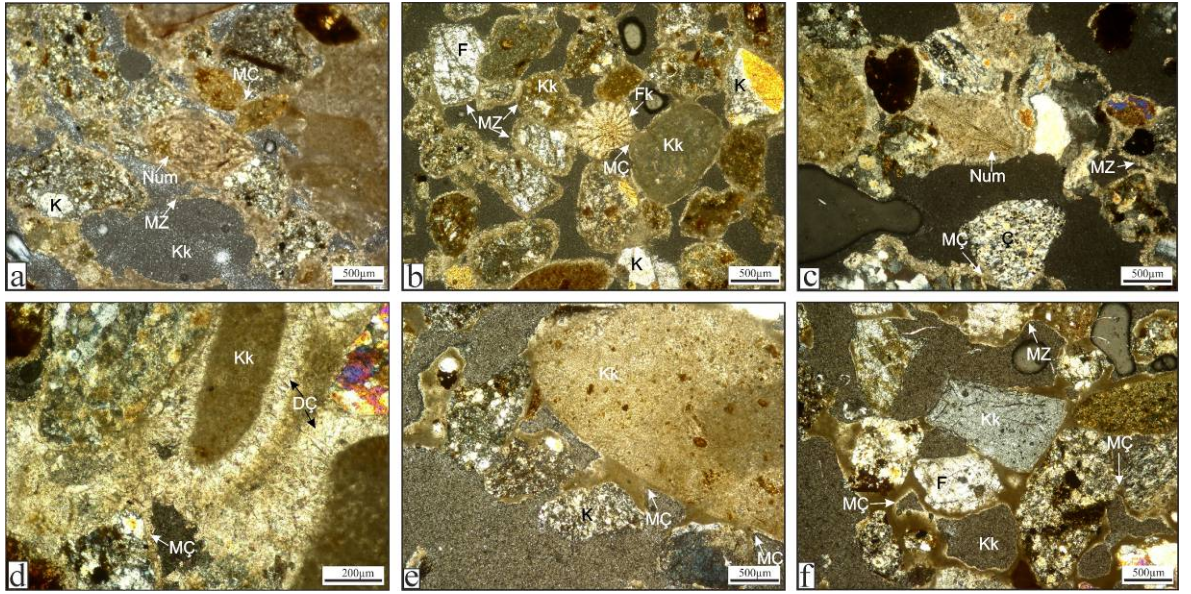
ise meteorik veya gömülme (burial) diyajenezi esnasında DMK'ye dönüşür (Scholle ve Ulmer-Scholle, 2003). Genellikle bir yalıtışı çimentosu incelendiğinde farklı kökenli çimentoların aynı anda bulunduğu gözlenmektedir ki bu da; ilk çimentolanmanın devamında iklimsel değişimlerin - deniz seviyesi değişimlerinin göstergesi olarak yorumlanabilmektedir. Örneğin, iki klastın birbirine bağlanmasını sağlayan yüzeylerindeki isopachaus (eş büyüklük) aragonit rind (dış yüzey) çimento birincil olarak bulunabilir. Bu 2 tane arasındaki boşluklarda da sonradan menisküs veya köprü çimento gelişmiş olabilir. Dolayısıyla bu 2 çimento türünün aynı anda gözlenmesi deniz seviyesinin zamanla alçaldığını, ortamda ilk olarak gelgit altı (subtidal) zon koşullarının hakim olduğunu daha sonra ise gelgit üstü (supratidal) ortam koşullarının etkisinin gözlendiğini işaret etmektedir (Scholle ve Ulmer-Scholle, 2003; Voudoukas ve ark., 2007; Mauz ve ark., 2015).

İncekesit analizlerinde yalıtışlarının genellikle metamorfik, volkanik, çört, kireçtaşı-mikritik kireçtaşı gibi kaya kırıntıları ve kuvarsit tanelerinden oluştuğu gözlenmektedir. Kaya kırıntıları ile birlikte kuvars, feldispat (plajioklas, mikroklin), mika-biyotit, piroksen ve opak mineraller de yalıtışları içerisinde tanımlanmıştır. Taneler kısa mesafeli taşınmayı gösterecek şekilde, genellikle kötü yuvarlaklaşmış olup, bağlayıcı çimento zayıftır. Bununla birlikte bazı kırıntıların iyi yuvarlaklaşmış ya da yarı köşeli olduğu da görülmektedir. Bu durumda bu tanelerin tekrar taşınmış taneler olduğu veya taşınma alanından çökme alanına ulaştıktan sonra da dalga ve akıntı etkisiyle yeniden yuvarlaklık kazanmış olduğu söylenebilir.

Yalıtışlarından elde edilen incekesitler incelendiğinde çeşitli kavkı kırıntıları bulunduğu gözlenmektedir (Şekil 4.96a, b ve c). Bunlardan bazılarının *Numulites sp.* (Şekil 4.96 a ve c) olduğu tayin edilmiştir. Bunların önemli bir kısmında nummulites locaları ikincil minerallerle doldurulmuştur. Taneler genel olarak birbirine değimli (tane destekli) olup, çok gevşek çimentolanmıştır. Kayayı oluşturan taneler arasındaki bağlar genellikle mikritik zarflarla sağlanmakta (Şekil 4.96a-f) olup, menisküs çimento (Şekil 4.96a-f) da gözlenmektedir. Tane boşlukları arasında nadir de olsa drüz tipi çimento (Şekil 4.96d) gözlenmiştir. Kayada yarı yuvarlaklaşmış taneler genellikle zarflar şeklinde kalsitik çimento ile sarılmışlardır (Şekil 4.96b). Taneler arası gözenekler genellikle boştur. Kayanın porozite ve permeabilitesi çok yüksektir. Bu veriler yalıtışı tane ve biyoklastlarının hareketli - yüksek enerjili bir ortamda biriktiklerini gösterir.

Yalıtışı örneklerinden elde edilen toplam 126 adet SEM görüntüsüne göre taneleri birbirine bağlayan çimentonun genellikle mikritik zarflardan (Şekil 4.97a, b, d, f, g, h)

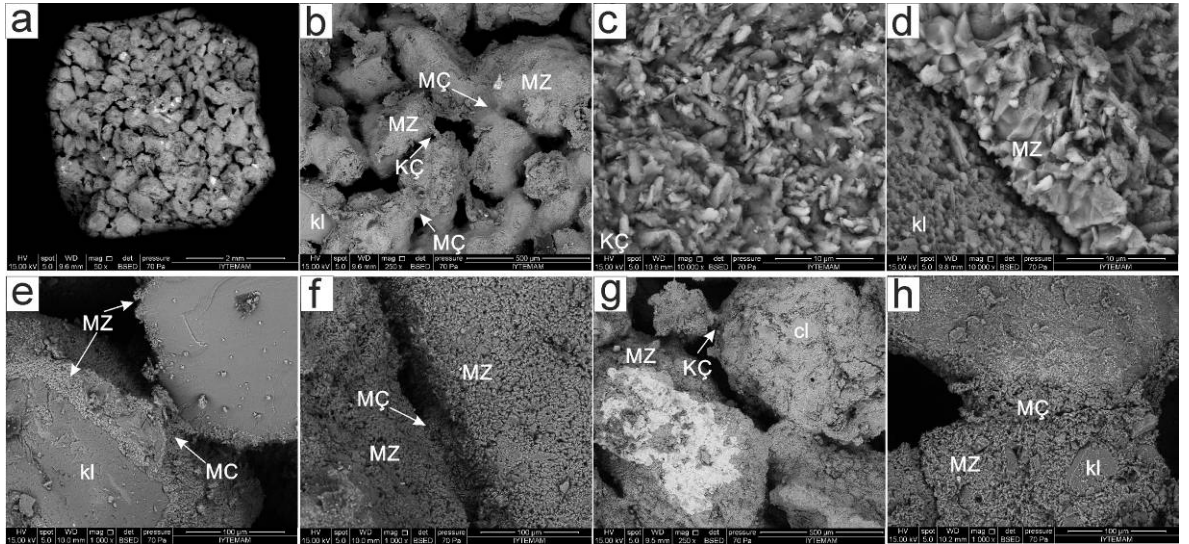
oluştugu, ikincil çimentonun ise menisküs çimento niteliğinde (Şekil 4.97f ve h) olduğu ve yer yer de köprü çimentonun varlığı (Şekil 4.97b ve g) belirlenmiştir. Toplam 23 adet EDX sonucuna göre ise (Çizelge 4.19 ve 4.27) bu çimentoların genel olarak CaCO₃ olduğu tespit edilmiştir. CaCO₃ yanı sıra nadir de olsa taneler arası çimentonun silisten oluştuğu ve hatta yer yer diatom kavkılarının da bulunduğu tespit edilebilmiştir. Taneler arasında boşluk oranı fazladır (Şekil 4.97a ve b). Tane yüzeylerini kaplayan zarflar genellikle farklı büyüklükteki kristallerden oluşmaktadır (Şekil 4.97d, e, f ve h) ve düzgün bir örtü (micrite coating) şeklindedir.



Şekil 4.96. Yalıtaşı oluşuklarından alınan bazı temsilci numunelerde gözlenen petrografik nitelikleri gösterir mikrofotograflar (Mikroskop büyütmesi: 4x10 çapraz nikol). a, b) Kumtaşı örnekleri; c, d) Litarenit örneği; e, f) Kumtaşı örneği. Kayaçları oluşturan taneler genellikle kaya kırıntısı, kuvars ve feldspat ile temsil edilmektedir. Bunlarla birlikte fosil kavkuları ve kavkı kırıntıları da gözlenmektedir. Tüm bu taneler çoğunlukla mikritik bir çimento ile birbirlerine bağlanmıştır (Kısaltmalar: Ç:Çört, DÇ:Drüz çimento, F:Feldspat, Fk:Fosil kavkı kırıntısı, K:Kuvars, Kk: Kaya kırıntısı MÇ: Menisküs çimento, MZ:Mikritik zarf, Num:*Numulites sp.*)

Kristaller taramalı elektron mikroskobu ile yakından incelendiğinde ise taneler etrafındaki zarflar, skalenohedral rimler halinde köşeli parçalardan oluşmaktadır (Şekil 4.97c, d ve e) ve bu özellikler kalsitik çimentoyu işaret etmektedir. Mikritik zarflardan elde edilen EDX değerleri incelendiğinde tüm kütleyle oranla Mg oranları %1,89 - % 4,80

arasındadır. Sadece bir örneğin %Mg değerleri (GULY-2) daha düşük (%0,38 ve %0,64)'tür (Çizelge 4.24 ve 4.32). Bu Mg değerleri; örneklerin genellikle YMK bileşimde olduğunu göstermektedir (Milliman, 1974). Bu çimento türleri ile birlikte yalıtışı taneleri arasında menisküs ve köprü çimentolar ikincil çimentolanma evresini işaret etmektedir. DMK bileşimindeki çimentolanma türü olan bu yapıların örnekler arasında gözlenmesi, YMK bileşiminin sağlandığı denizel ve meteorik suyun birbirine karıştığı bölgenin (mixing zone) aktivitesinden sonra sadece vadose ve freatik tatlısu (phreatic freshwater) bölgesinin etkisini işaret etmektedir (Taylor ve Illing, 1969; Bricker, 1971; Alexandersson, 1972b; Hanor, 1978; Scoffin ve McLean, 1978; Aissaoui, 1985; James ve Gingsburg, 1990; Whittle ve ark., 1993; Scholle ve Ulmer-Scholle, 2003; Vousdoukas ve ark., 2007; Mauz ve ark., 2015).



Şekil 4.97. Yalıtışı örneklerinden temsili SEM görüntüleri. a) Klastların genel görünümleri ve genel olarak mikritik zarf ile örtülmüş durumları, b) taneler aralarındaki çimento bağları ile boşluklar, c) L2-2 örneğinde gözlenen bir köprü çimento yüzeyinin görünümü, d) tane yüzeyi ve mikritik zarf geçişi, e) iki klastı örtmüş mikritik zarf ve bu taneleri birbirine bağlanmasında ikincil çimento görevi gören menisküs çimento, f) klastları tamamen örtmüş mikritik zarf ve aralarındaki menisküs çimento, g) üzeri mikritik zarf ile örtülmüş taneler (klastlar) ve taneleri birleştiren köprü çimento h) yoğun bir şekilde mikritik zarf ile örtülmüş iki tane (klast) ve bu iki tane arasındaki menisküs çimento (Kısaltmalar: KÇ:Köprü çimento, kl:klast , MÇ:menisküs çimento, MZ:Mikritik zarf)

Arazi çalışmaları esnasında 6 farklı yalıtışı oluşumunun her birinden alınan 16 numunenin duraylı izotop analizleri sonucunda $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin -5.17 ile +1.50 arasında $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin ise -8,08 ile +3,04 arasında olduğu tespit edilmiştir (Çizelge 4.29 ve 4.33). $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ analizi yapılan bu numunelerden elde edilen sonuçların iki farklı kümelenme gösterdiği dikkati çekmektedir. Coğrafik olarak daha batıda bulunan Gizli Liman (GGLY) ve Uğurlu (GULY) yalıtışı oluşuklarından alınan numunelerin tüm $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri negatif iken coğrafik olarak daha doğuda bulunan Cezaevi (GCY), Yuvalı (GYE), Kapıkaya (GKY) ve İçmecedere (BİY) yalıtışı oluşuklarından alınan numunelerin tüm $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri pozitifdir.

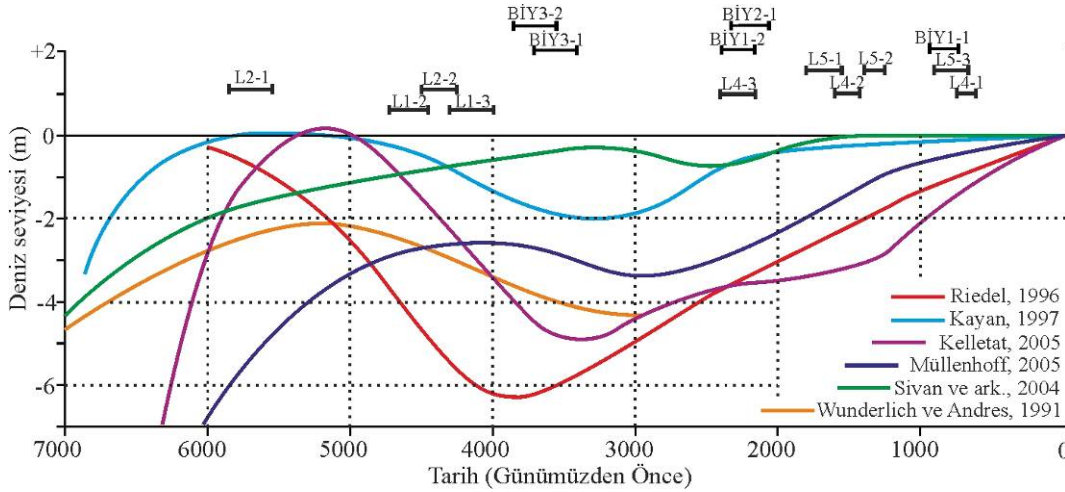
Örnekler üzerinden yapılan CaCO_3 hesaplamaları sonucunda CaCO_3 oranı değerleri %27,74 - %60,64 arasında değişmektedir (Çizelge 4.29 ve 4.33). $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde gözlenen türden bir gruplaşma sadece Gökçeada yalıtışlarının CaCO_3 değerlerinde de dikkati çekmektedir. Gizli Liman ve Uğurlu yalıtışı oluşuklarında CaCO_3 değerleri 31,44 – 60,64 arasında çoğunlukla yüksek değerlere sahipken doğudaki Cezaevi, Yuvalı ve Kapıkaya yalıtışı oluşuklarında bu değerler nispeten daha düşük; 27,74-37,31 aralığındadır. Öte yandan, yapılan CaCO_3 analizleri EDX analizleri ile karşılaştırıldığında özellikle Doğu Grubu yalıtışı oluşuklarında (GCY, GYE, GKY) CaCO_3 çimento yanı sıra taneler arasındaki bağların yer yer silis gibi bağlayıcılarla da karşılanmış olabileceği söylenebilir.

Arazi çalışmaları esnasında 6 yalıtışı lokasyonundan 18 numune alınmıştır. Bunlardan Gökçeadaki GCY lokasyonu dışında kalan toplam 15 numuneden ^{14}C yöntemi ile yaş tayini yapılmıştır. Yapılan analizlerin sonucunda GULY-1 nolu numuneden günümüzden önce (GÖ) 5830-5580 yıl olarak en eski yaş ve GYE-1 nolu numuneden GÖ 760-620 yıl olarak en genç yaş elde edilmiştir. Diğer tüm örnekler bu iki yaş aralığı içinde bulunmuştur (Çizelge 4.30 ve 4.34).

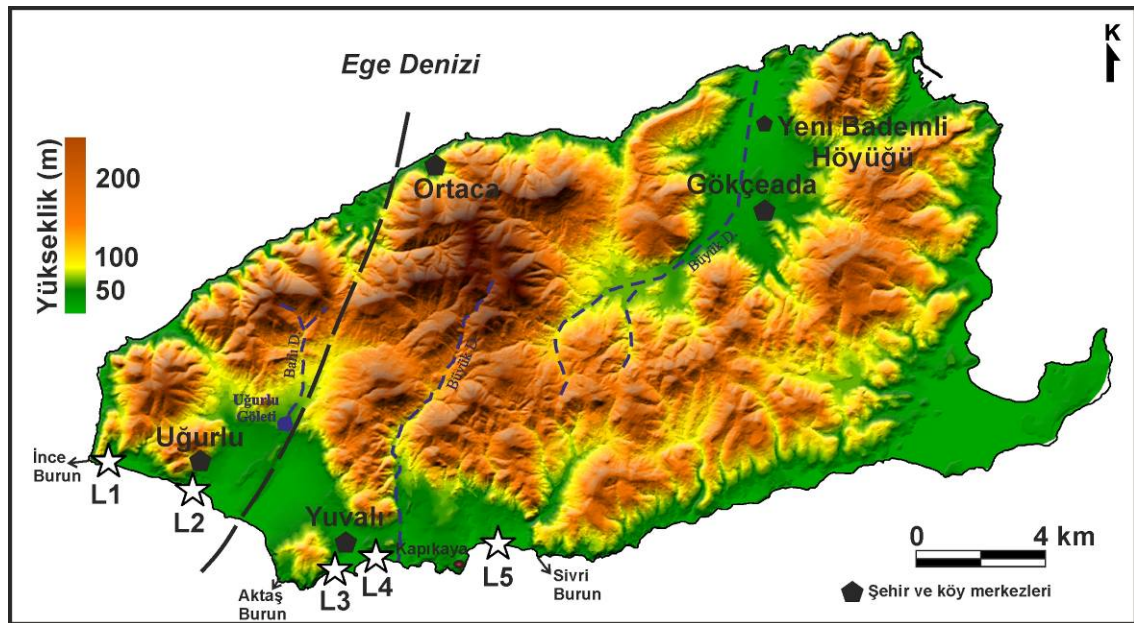
Elde edilen tarihlendirmeler daha önce Brückner ve ark. (2010)'nın derleme çalışmasında yer alan Akdeniz küresel deniz seviyesi eğrisi grafikleri ile karşılaştırıldığında (Şekil 4.98); yalıtışlarını oluşturan çimentolanma tarihleri özellikle Kayan (1997) tarafından belirlenen deniz seviyesi değişimi koşullarına önemli oranda uymakla birlikte diğer öngörülerle önemli oranda uyuşmadığı söylenebilir.

Gökçeada'nın güneybatı kıyılarında ilk kez bu tez çalışması esnasında tespit edilerek incelenen yalıtışı oluşumları batıda İnce Burun ile doğuda Sivri Burun arasındaki güney kıyı boyunca 5 ayrı lokalitede gelişmiştir.

Bu yalıtışı oluşumlarının jeolojik nitelikleri ayrıntılı olarak incelendiğinde birbirinden önemli farklılıklar gösteren iki grup oluşturdukları görülmektedir (Çizelge 4.36). Bunlardan Gizli Liman ve Uğurlu Limanı yalıtışı oluşumları “Batı Grubu” ve Cezaevi, Yuvalı, Kapıkaya oluşumları ise “Doğu Grubu” olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.99 ve Çizelge 4.36).



Şekil 4.98. Akdeniz’de yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen deniz seviyesi değişim grafikleri (Brückner ve ark., 2010’dan değiştirilerek alınmıştır) ve çalışma alanındaki yalıtışlarından elde edilen ^{14}C tarihlendirmesi sonuçları (L harfi ile gösterilenler Gökçeada, BİY ile gösterilenler ise Bozcaada örnekleridir)



Şekil 4.99. Gökçeada’da tespit edilen yalıtışı lokasyonları ve Uğurlu Fayını gösterir Sayısal yükseklik model görüntüsü

Çizelge 4.36. Gökçeada yalıtışı oluşuklarının jeolojik niteliklerini gösteren kıyaslamalı çizelge

Yalıtışı Lokasyonları		Örnek no	Uzunluk (U) Genişlik (G)	Kalınlık	Tabaka konumları	% CaCO ₃		Kalibre edilmiş yaş GÖ (2 Sigma kalibrasyonu)	Duraylı izotop analizleri	
						Çimento			δ ¹⁸ O VPDB	δ ¹³ C VPDB
Batı Grubu	L1 (Gizli Limanı)	1-2	G: 40 m	-	K30°B/7°GB K35°B/7°GB	32,04	4780 - 4480	4010-5830	-3,34	-1,29
		1-3				31,44			4300 - 4010	-3,78
	L2 (Uğurlu Limanı)	2-1	U: 200 m G:7,5m	~ 15 - 45 cm	K60°B/13°GB	41,46	5830 - 5580		-5,16	-7,30
		2-2	60,64			4500 - 4240	-5,17		-8,08	
	Doğu Grubu	L3 (Cezaevi)	3-1	U: 300 m	~ 50 cm	K80°D/5°GD D-B/6°G K85°D/4°GD	37,31		Yok	Yok
3-2			27,74				Yok	0,57	1,61	
3-3			34,84				Yok	0,25	2,00	
L4 (Yuvahı)		4-1	G: 400 m	-	K50°D/6°GD K60°D/8°GD K70°D/12°GD K40°D/13°GD	31,10	760 - 620	690-2390	0,71	2,15
		4-2				35,89	1680 - 1410		1,50	3,04
		4-3				29,19	2390 - 2160		0,32	2,00
L5 (Kapıkaya)		5-1	U: 250 m	~ 65 cm 12 katman	K80°B/5°GB K75°B/6°GB K80°B/8°GB D-B/10°G	33,94	1800 - 1540		0,83	2,33
		5-2				33,33	1390 - 1240		0,39	2,15
		5-3				30,75	910 - 690		0,24	2,44

İki grup yalıtışı oluşumu arasındaki belirgin farklılıklar şu şekilde özetlenebilir; Batı Grubu yalıtışları yaklaşık 30 – 40 metre uzunlukta olmalarına rağmen oluşumlarından sonra önemli oranda tahrip olmuşlardır. Bunlardan özellikle L2: Uğurlu Limanı yalıtışları kıyı boyunca birbirinden kopuk parçalar halinde görülmektedir. Doğu Grubu yalıtışları ise çok daha uzun ve devamlı olup sahil boyunca kesiksiz olarak izlenebilmektedir ve uzunlukları 250-400 metre arasındadır (Çizelge 4.36). Tane boyu ve dokusu bakımından da iki grup arasında belirgin farklılık vardır. Batı grubu yalıtışları çok daha iri taneli çakıl ve bloklar içerirken Doğu grubu yalıtışları çoğunlukla iyi boylanmış kumtaşlarından oluşmaktadır. Kalınlık bakımından Batı Grubu yalıtışları nadiren 50 cm kalınlık gösterirken Doğu Grubu ise çoğunlukla daha kalın olup bazı alanlarda 65 cm'ye kadar çıkabilmekte ve 10'dan fazla tabakadan oluşabilmektedir. CaCO₃ çimento oranı bakımından bakıldığında ise Batı Grubu yalıtışı oluşuklarının CaCO₃ çimento oranının 31,44 – 60,64 arasında, Doğu Grubunda ise 27,74 – 37,31 aralığında değiştiği görülmektedir. Bu iki grup yalıtışı oluşukları arasında kısmen üstelenmekle birlikte dikkati çeken jeolojik farklılıklar analitik inceleme sonuçlarında kendini daha belirgin olarak göstermektedir (Çizelge 4.36).

Batı Grubu yalıtışı oluşuklarında $\delta^{18}\text{O}$ değerleri (-3,34) – (-5,17) arasında ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri (-1,29) – (-8,80) arasında değişmekteyken Doğu Grubu yalıtışlarında sırasıyla, 0,24 – 1,50 ve 1,61 – 3,04 arasında değişmektedir.

Analitik çalışmalar sonucunda Batı ve Doğu Grubu yalıtışı oluşumları arasındaki bir diğer belirgin kümelenme ^{14}C tarihlendirmelerinde göze çarpmaktadır. Batı Grubu yalıtışı oluşuklarından alınan numunelerden elde edilen yaşlar GÖ 4010-5830 arasında iken Doğu Grubu yalıtışlarında ise GÖ 760-2390 arasındadır. Yalıtışı oluşuklarının çimentolarından yapılan bu tarihlendirme birbiriyle hiç üstelenmeyen ve arada yaklaşık 1600 yılı aşan bir zaman aralığı içeren iki farklı grup yalıtışı oluşumunu işaret etmektedir.

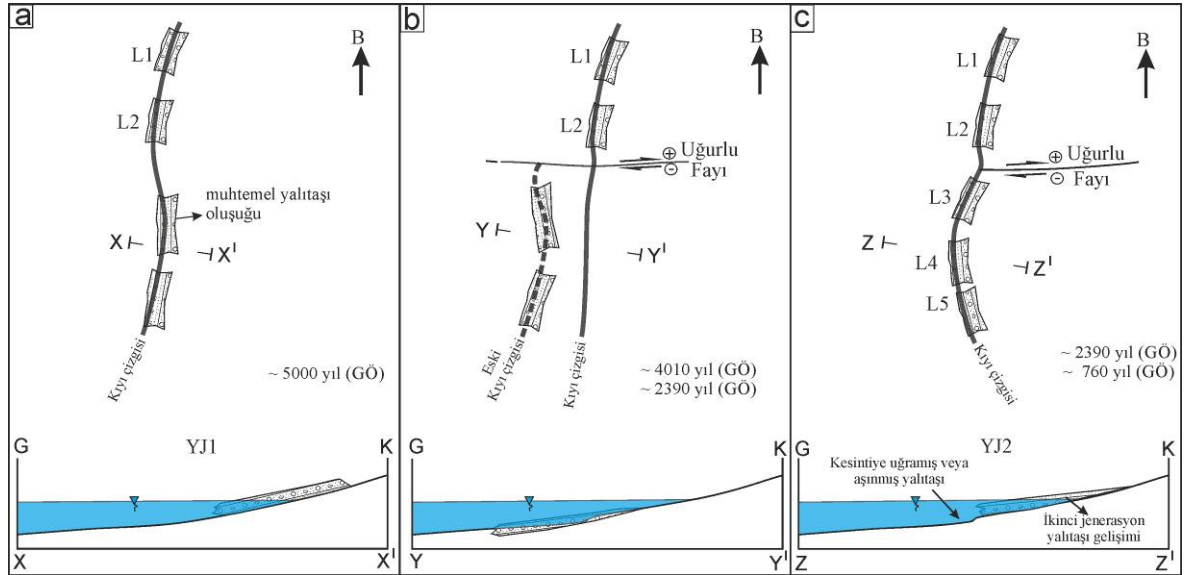
İki farklı zaman aralığında kümelenen, jeolojik nitelikleri bakımından da bazı farklılıklar içeren iki farklı yalıtışı oluşumu coğrafik dağılımı bakımından da iki farklı alanda kümelenmektedir. Bu gruplardan biri (Batı Grubu) Gökçeada'nın güney kıyılarının en batısında İnce Burun – Aktaş Burnu arasında, diğeri ise (Doğu Grubu) Aktaş Burnu ile Sivri Burun arasındadır. Dolayısıyla birbirinden çok farklı nitelikler sergileyen iki grup yalıtışı oluşumunun ada kıyılarındaki gelişim yerleri de birbirinden kesin olarak farklıdır. Bu belirgin farklılıkları sergileyen yalıtışı oluşuklarının kıyı boyunca dağıldığı toplam kıyı uzunluğu 20 km dolayındadır. Bu kadar kısa bir mesafede ve en fazla bir-iki bin yıllık süre içinde yalıtışı oluşumunu denetleyen koşulların zaman ve mekan sınırlı olarak iki kez değişmesini gerektirecek iklim değişikliği ya da global deniz seviyesi değişikliğinin varlığı düşünülemez. Bu anlamda 20 km'lik bir mesafe içinde batıda farklı, doğuda farklı nitelikte yalıtışı oluşumlarının oluşması ancak drastik bir değişim gerektirir. Bu değişikliğin tektonik kökenli olması gerekir. Nitekim bu düşünceyi destekleyen çok önemli veriler bulunmaktadır.

Gökçeada'nın kuzeybatı kesiminde bulunan Yenibademli höyüğü kazılarında bir deprem afetine atfedilen bulgulara rastlanılmıştır (Hüryılmaz, 2012a). Bu afetin M.Ö. üçüncü bin yıldan sonra olması gerekir. Zira kazıda ortaya çıkarılan kentin günümüzden 5000 yıl önce kurulduğu ifade edilmektedir (Hüryılmaz, 2012a; Öner, 2001).

Böyle bir depremin olması bile birbirine bu kadar yakın ama birbirinden farklı niteliklere sahip yalıtışı oluşumunu açıklayamaz. Depremi oluşturan fayın bu iki grup yalıtışı oluşumunu birbirinden ayırması ve her bir grup yalıtışı oluşumunun bu faya nazaran iki ayrı blokta yer alması gerekir. Nitekim bugüne kadar Gökçeada'da yapılan jeolojik araştırmalarda net olarak çizilen ve tüm araştırmalarda mutabık olunan bir fay Uğurlu köyü yakınlarından geçerek (Şekil 4.99) kuzeydoğu yönünde uzanan ve Senozoyik

yaşlı çökel-volkanik istiflerde önemli atımlara neden olan “Uğurlu Fayı”dır. Bu adla ilk kez bu çalışmada tanıtılan bu fay aslında tek bir düzlemle temsil edilmemektedir. Bundan önceki jeoloji haritalarında (Temel ve Çiftçi, 2002; Ilgar ve ark., 2008; Özden ve ark., 2008) fay sadece Tersiyer birimlerini kesen bir düzlem olarak ifade edilmiştir. Oysa Uğurlu Fayı Uğurlu köyünün de üzerinde yer aldığı alüvyal örtünün gelişimini denetleyecek biçimde onu sınırlamış ve muhtemelen yer yer onu kesmiştir. Bu fayın alüvyon ile olan ilişkisinin ayrıntılı jeofizik çalışmalarla araştırılması gerekir. Arazi verilerine göre fay KD-GB uzanımlı, muhtemelen sağ yönlü doğrultu atım ve ters atım bileşenli oblik bir faydır. Batı Grubu yalıtışları bu fayın batı (yükselen) bloku üzerinde ve Doğu Grubu yalıtışları ise fayın doğu (alçalan) bloku üzerinde yer almaktadır.

Farklı jeolojik niteliklere ve iki farklı oluşum yaşına sahip olan bu iki grup yalıtışının gelişim süreci nasıl izah edilebilir? Küresel iklim değişikliklerinde belirleyici olan $\delta^{18}\text{O}$ değerleri bakımından da farklılıklar gösteren Batı ve Doğu Grubu yalıtışlarının farklı niteliklerinin sebebinin yaklaşık 20 km'lik bir kıyı çizgisi içinde değişmiş olması düşünülemez. Ancak Hüryılmaz (2012a) tarafından sözü edilen depremin Uğurlu Fayı üzerinde gelişmiş olması ve/veya bu deprem esnasında Uğurlu Fayı üzerinde tektonik kökenli bir hareket gelişmiş olması durumunda fayın iki farklı bloğu üzerinde iki farklı yalıtış gelişimi açıklanabilir. Şekil 4.100 bu gelişimi modellemektedir.



Şekil 4.100. Gökçeada'da iki jenerasyonda yalıtış oluşumunu gösterir taslak model. a) Gökçeada'nın güney kıyılarında ilk jenerasyon yalıtış oluşumu (X-X': Enine kesit yönü) (YJ1: Yalıtış Jenerasyonu-1), b) Aktif faydaki tavan blok üzerinde gözlenen yalıtış oluşunun faylanlanması ve erozyon (Y-Y': Enine kesit yönü), c) Yeni kıyı çizgisi

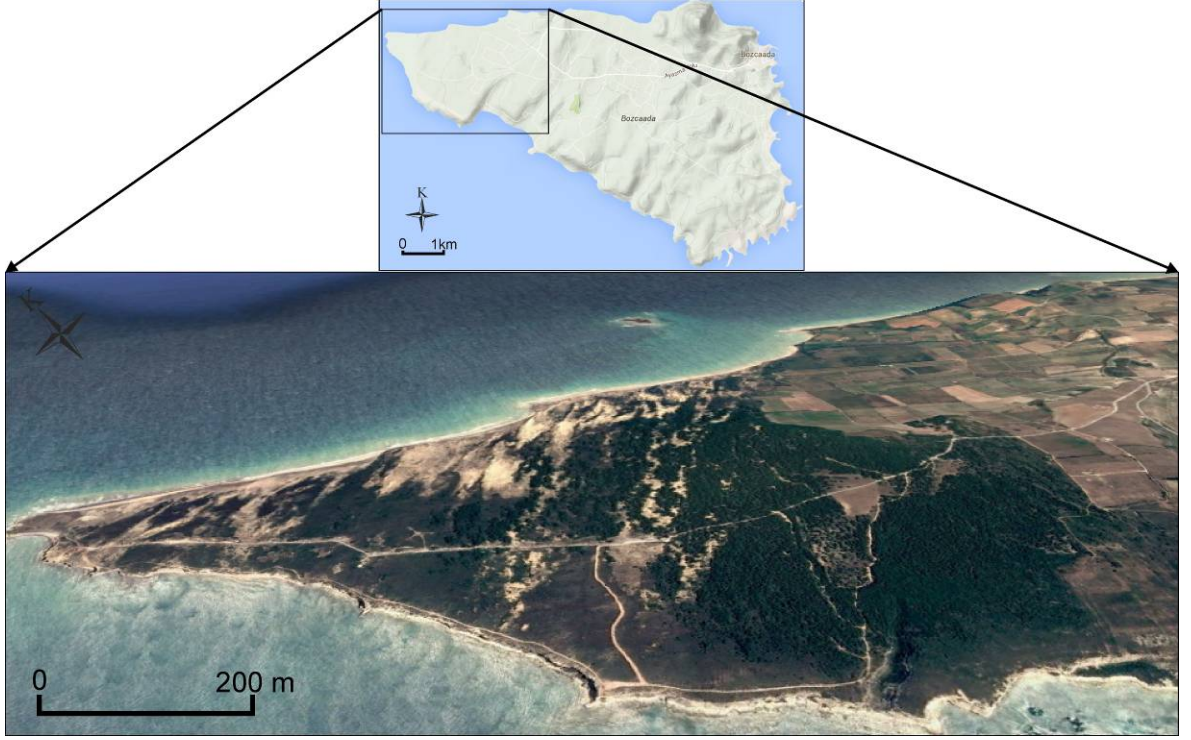
boyunca tavan blok üzerinde ikinci jenerasyon yalıtışı oluşuğu (Z-Z': Enine kesit yönü) (YJ2: Yalıtışı Jenerasyonu-2).

Buna göre günümüzden yaklaşık 5000 yıl önceki kıyı çizgisi üzerinde $\delta^{18}\text{O}=(-3,34) - (-5,17)$ koşullarında Gökçeada güney kıyılarında birinci jenerasyon yalıtışları oluşmuştur (Şekil 4.100.a). Ancak birinci jenerasyon yalıtışı oluşumundan sonra Uğurlu Fayının hareketi sonucunda alçalan Doğu bloku üzerindeki yalıtışları su altında kalarak muhtemelen dalgalarla aşındırılmış olmalıdır (Şekil 4.100b ve c). Bu olay Batı Grubu yalıtışlarından alınan en genç yaş olan GÖ 4010 ile Doğu Grubu yalıtışlarından alınmış en eski yaş olan GÖ 2390 yıl arasında olmuş olmalıdır. Nitekim Hüryılmaz (2012b) bu depremin oluşum zamanı için şunları yazmaktadır; "...Yerleşimde (depremde ölen) insan kemikleri ile birlikte aynı düzlemden ele geçirilen pişmiş toprak kapların tümünün elde biçimlendirilmiş olması, bu depremin batı Anadolu'da çömlekçi çarkının ortaya çıktığı M.Ö. 3.bin yılın ortalarından önce Yenibademli Höyük'te yaşandığını göstermektedir...". Öte yandan bu çömlek ve testi içlerinde ve yanık alanlarda ve taban düzlemlerinde bulunmuş olan bitki kalıntıları ^{14}C analizlerine göre (M.Ö.) 2900 - 2600 yıllarına tarihlendirilmiştir (Hüryılmaz, 2006). Bu durumda günümüzden yaklaşık olarak 4915-4615 yıl öncesi bir dönemde bölgeyi etkileyen önemli bir depremin meydana gelmiş olduğu söylenebilir. Öngörülen bu tarih kabaca iki farklı yalıtışı oluşumu arasındaki zamansal boşluğa yakındır ve Yenibademli höyüğünde rastlanan depremin kaynağının iki grup yalıtışı oluşumunu birbirinden ayıran Uğurlu Fayı olabileceğini göstermektedir. Böylece ikinci jenerasyon yalıtışı oluşukları da fay üzerindeki sismik aktivitenin sönümlenmesinden sonra Uğurlu Fayının doğu blokundaki yeni kıyı çizgisi üzerinde gelişmiş olmalıdır (Şekil 4.100c).

4.4.4. Bozcaada Batı Burnu Kumulu

Bozcaada'da bir diğer Kuvaterner dönemi jeolojik oluşumlardan olan kıyı kumulları, adanın batı kesiminde (Şekil 4.11) kıyı çizgisinden itibaren birkaç metre yüksekliğe kadar tepelikler ve hakim rüzgar yönüne uygun olarak kumul sırtları oluşturmaktadır. Kıyı çizgisinden başlayarak yaklaşık 20 metre kotuna kadar devam eder. Birkaç metre yüksekliğe erişen kumul tepeleri ile 10 metreyi bulan kumul sırtları hakim kumul şekillerini oluşturur (Erginal, 2008). Bu çalışmada genel olarak Bozcaada'nın batı ucunda (KB Türkiye) genel bir yayılım gösteren kıyı kumullarının genel yapısı ve özellikleri

incelenmiştir (Şekil 4.101). Bu çalışma kapsamında Batı Burnu'nda gözlenen kumulun kalınlığını belirlemek ve altındaki Miyosen birimleri ile dokanak ilişkisini ortaya koymak için jeofiziksel çalışmalar (DAÖ yönteminin EÖT (Elektriksel Özdirenç Tomografi) ölçme sisteminde) yapılmıştır.

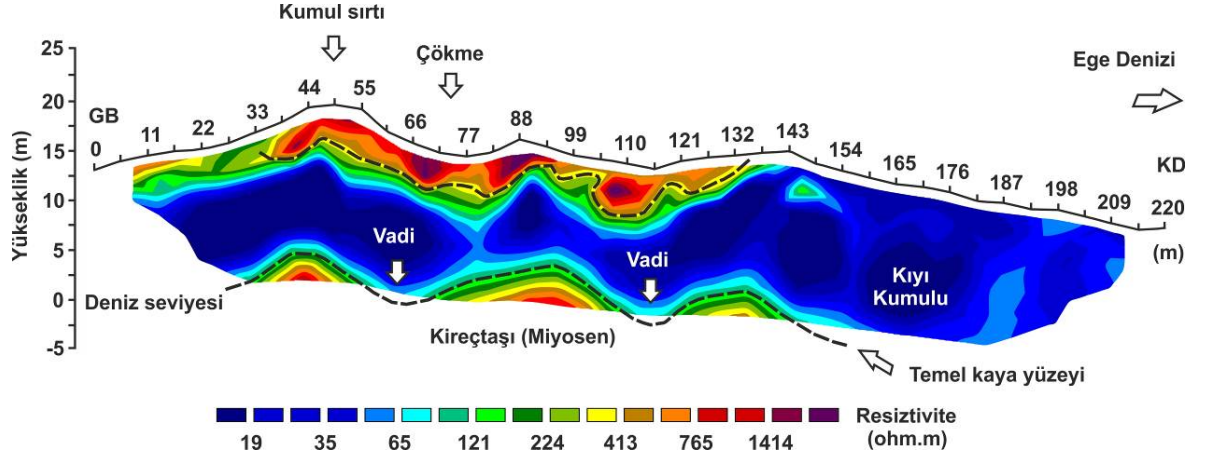


Şekil 4.101. Bozcaada'da gözlenen kumullar ve adadaki konumu

Toplam 2,25 km²'lik bir alanda yayılım gösteren kumul alanı, adanın % 6'lık kısmını kaplamaktadır. Kıyı kumulu 39°50'48''-39°47'14'' kuzey enlemleri ile 25°57'44''-26°04'59'' doğu boylamları arasındaki bölgede gözlenmektedir. Kuzeydoğu-güneybatı hattı boyunca yaklaşık 1,9 km uzunan kumul alanında gözlenen bitki topluluklarının incelenmesi sonucunda Karabacak ve ark. (2008) 27 adet familyadan 58 tür ve 55 cins tayin etmişlerdir.

Morfolojik olarak adadaki kıyı kumulu fincan veya elipsoidal şekilli kumul depresyonlarından, ön kumul taraçaları ile sırt ve hendek gibi değişik şekillerden oluşmaktadır (Avcıoğlu ve ark., 2015). Ön kumul sırtı ve deflasyon çukurları üzerinden yapılan jeofizik çalışmaları sonucunda elde edilen EÖT görüntülerinin incelenmesi ile kıyı kumulunun 11-13 m kalınlığında olduğu ve denize doğru kalınlığın arttığı gözlenmektedir (Şekil 4.102). Kıyı kumulun doğu kesimlerinde ise rölyefin çok az olduğu daha düzenli bir morfoloji gözlenmektedir (Avcıoğlu ve ark., 2015). Kıyı kumulları çeşitli bitkiler ile kaplı

olmasına rağmen, çift yönlü (KB ve GB) ve yüzeye yakın yüksek hızda esen rüzgarlar kumul morfolojisinin oluşmasına ve yoğun bitki örtüsü ile kaplı depresyonlar haricinde kumulların hareketli bir hal almasına imkan sağlamaktadır (Avcıoğlu ve ark., 2015).



Şekil 4.102. Batı Burnu kumulu üzerinden yapılan jeofiziksel çalışmaya ait kesit (Avcıoğlu ve ark., 2015'den değiştirilerek)

BÖLÜM 5

SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu tez çalışması kapsamında, çalışma alanlarında gözlenen Kuvaterner döneminden günümüze bölgenin jeolojik ve jeomorfolojik gelişimini aydınlayabilecek oluşuklar çalışılmıştır. Bu jeolojik ve jeomorfolojik oluşuklar, Çanakkale Boğazı kıyılarında denizel taraçalar, Bozcaada'nın kıyılarında eolinit, kumul ve yalıtışları ve Gökçeada kıyılarında ise yalıtışları ile temsil edilmektedir. Bu unsurlardan yapılan çalışmalar sonucunda şu sonuçlara ulaşılmıştır:

Çanakkale Boğazı Kıyılarında

- Çanakkale Boğazı kıyılarındaki altı adet denizel taraçadan OSL yöntemi ile yapılan tarihlendirme analizleri sonucunda $72,4 \pm 8.0$ binyıl ile $392,5 \pm 44,9$ bin yıl arası tarihler ortaya konulmuştur.
- Bu tarihlere ve tanımlanan fosil topluluklarına göre Marmara - Ege bağlantısının günümüzden $392,5 \pm 44,9$ bin yıl önce de var olduğu belirlenmiştir.
- Küresel deniz seviyeleri ile OSL tarihleri korele edildiğinde; taraça istiflerinin oluşumundan günümüze kadar geçen zamanda tektonik bir yükselme geçirdiği söylenebilir.
- Her bir denizel taraça istifinin bugünkü deniz seviyesi referans alınarak hesaplanan yükselme hızları birbirinden önemli farklılıklar göstermektedir. Bu da, boğaz ve yakın çevresinin bütünüyle epirojenik olarak yükselmesi yanı sıra fay blokları üzerine farklı hız ve biçimlerde de yükselerek bugünkü dağılımlarını kazanmış olabileceğini işaret etmektedir.
- Denizel taraça örneklerinden belirlenen fosil türlerin paleoekolojik özelliklerine göre, denizel taraçayı oluşturan unsurlar genellikle Akdeniz kökenlidir.
- Akdeniz kökenli unsurların yanısıra Karadeniz kökenli fosillerin de boğaz kıyılarında gözlenmesi Akdeniz'in Marmara Denizi aracılığıyla Karadeniz bağlantısının varlığını göstermektedir.

Bozcaada güney kıyılarında

- Zunguma Burnu ve Yaylıca Eolinitleri'nin çökelişi esnasında bölgenin hakim rüzgar yönlerinden etkilendiği, 4-7 metreler arası kalınlık sunduğu ve eolinit ile tabandaki Miyosen birimi kesen normal atımlı bir fayın varlığı tespit edilmiştir.
- Bozcaada güney kıyılarında tespit edilen eolinitler, önemli bir kısmıyla deniz seviyesi altında bulunmaktadır. Karasal bu oluşuklarının deniz seviyesi altına inmesini sağlayacak kıyıya paralel herhangi bir fay bulunmamaktadır. Eolinitler, oluşumlarından sonraki deniz seviyesi yükselmesi ile transgressif olarak aşmıştır.
- İçmecedere Yalıtışı'nın bugün bulunduğu konum dikkate alındığında, oluşuğun ilk çimentolanma yaşı olan GÖ 3860 yıldan bugüne tektonik konumunun değişmediği söylenebilir. Oluşumunun sonrasında sadece kısmen transgressif denizel hareket söz konusudur.
- Batı Burnu kumulları üzerinden yapılan jeofizik çalışmalar sonucunda da kumulun 11-13 metre kalınlıklar sunduğu ve tabanındaki Miyosen biriminin topografik şekline uygun bir şekilde bulunduğu belirlenmiştir. Bu oluşuğun uluslararası literatürde ayrıntılı bir şekilde yer alabilmesi için farklı derinliklerden alınan örneklerin tarihlendirilmesi gerekmektedir.

Gökçeada güney kıyılarında

- Gökçeada'nın güney kıyılarındaki beş farklı lokasyonda mostra veren yalıtışları çalışılmıştır.
- İlk defa bu çalışma ile dört farklı lokasyonda yalıtışı mostraları tespit edilmiştir.
- Bu yalıtışlarının 2 farklı dönemde geliştikleri belirlenmiştir. Batıda yer alan Gizli Liman ve Uğurlu Limanı yalıtışı oluşukları GÖ 4010 – 5830 zaman aralığında doğuda yer alan Cezaevi, Yuvalı ve Kapıkaya yalıtışı oluşukları GÖ 690 – 2390 zaman aralığında gelişmiştir.
- Bu iki yalıtışı jenerasyonun oluşumu bölgedeki GÖ 4915 – 4615 yıl önce gelişmiş olan bir depremle alakalıdır. Bu depreme neden olan fay (Uğurlu Fayı), Doğu ve Batı yalıtışı oluşumlarının arasından geçmektedir.

KAYNAKLAR

- Abegg F.E.(R)., Loope D.B., Harris P.,M.,(M.), 2001. Carbonate eolianites - depositional models and diagenesis. Society fo Sedimentary Geology, Special Publication, 71: 17-30.
- Aissaoui D.M., 1985. Botryoidal aragonite and its diagenesis. *Sedimentology*, 32: 345–361.
- Akartuna A., 1968. Armutlu Yarımadasının Jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografları 20, 120 s.
- Aksu A.E., Hiscott R.N., Yaşar D., 1999. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea–Black Sea drainage corridor. *Marine Geology*, 153 (1999): 275–302.
- Akyürek M., Soysal Y., 1983, Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri, *MTA Dergisi*, 95-96: 1-12.
- Alexandersson T., 1969. Recent littoral and sublittoral high-Mg calcite lithification in the Mediterranean. *Sedimentology*, 12: 47–61.
- Alexandersson T., 1972a. Mediterranean beachrock cementation: Marine precipitation of Mg-calcite. In: Stanley, D.J. (Ed.), *The Mediterranean Sea*. Stroudsburg. 203-223.
- Alexandersson T., 1972b. Intragranular growth of marine aragonite and Mg-calcite:evidence of precipitation from supersaturated seawater. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 441-460.
- Alpar B., Yüce H., 1996. Sea Level Variations in the Eastern Coasts of the Aegean Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 42: 509–521.
- Alpar B., Yüce H., 1997. Short and Tidal Period Sea-Level Variations Along the Turkish Strait System. *Journal of Marine Sciences*, 3: 11-22.
- Alpar B., Yaltırak C., Eryılmaz M., 1998. Çanakkale Boğazı Ege Denizi Çıkışı Pliyo-Kuvaterner Oluşuklarının Sismik Yöntemlerle Araştırılması. *Deniz Jeolojisi, Türkiye Deniz Araştırmaları, Workshop IV, İstanbul*. 39-47.
- Alpar B., Doğan E., 1999. The Miocene Sill at the Aegean Prolongation of the Strait of Çanakkale. *Turkish Journal of Marine Sciences*, 5 (1): 3-17.
- Ambraseys N.N., 1970. Some characteristic features of the North Anatolian Fault Zone. *Tectonophysics*, 9: 143–165.

- Atabey E., Ilgar A., Sakıtaş A., 2004. Çanakkale Havzasının Orta – Üst Miosen Stratigrafisi, Çanakkale, KB Türkiye. MTA Dergisi, 128: 79-97.
- Andrussov N., 1890. Die Schichten von Cap Tschauda. Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, 5 (1): 66-76
- Ardel A., İnandık H., 1957. Marmara Denzinin teşekkülü ve tekamülü. Türk Coğrafya Dergisi, 17: 1-17.
- Andrussov N., 1900. Bosphori Dardanell. Ezhegodnik po geologii i mineralogii Rossii (Rusça). Annuaire géologique et minéralogique de la Russie, 4: 3–10.
- Arabu N., 1917. Remarques stratigraphiques sur les formations Tertiaires du Bassin de la Mer de Marmara. Bull. Soc. Geol. France. 4 (17): 390– 405.
- Atalay İ., 1987. Türkiye Jeomorfolojise Giriş. Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No: 9. İzmir, 345 s.
- Avcıoğlu M., 2009. Çanakkale Boğazı Kıyılarının Morfotektonik Nitelikleri ve Bunun Jeolojik Anlamı. Yüksek Lisans Tezi. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Çanakkale, Türkiye.
- Avcıoğlu M., Erginal A.E., Kıyak N.G., Kapan-Yeşilyurt S., Yiğitbaş E., 2013. A Preliminary Note on Depositional Characteristics and Optical Luminescence Age of a Marine Terrace, Strait of Çanakkale, Turkey. Journal of Coastal Research, 29 (1): 225-230.
- Avcıoğlu M., Erginal A.E., Öztürk M.Z., Demirci A., Ekinci Y.L., Türkeş M., Karabacak E., Sungur A., Özcan H., Ekinci R., Erginal G., 2015. Physico-Chemical Features And Subsurface Nature Of Coastal Dunes On Bozcaada Island, NW Turkey. International Journal of Environment and Geoinformatics, 2 (1): 1-15.
- Avşarcan B., 1997. Yalıtaşı oluşumu ile ilgili kuramlar ve Türkiye kıyılarındaki yalıtaşlarının bazı özellikleri. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi, 5: 259-282.
- Ayan M., 1979, Geochronological and petrological studies of the Eybek granodiorite pluton (Edremit). Communications, Faculty Of Science, University of Ankara Series C1:Geologic, 22: 19-32.
- Bar-Matthews M., Ayalon A., Kaufman A., Wasserburg G.J., 1999. The Eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq cave, Israel. Earth and Planetary Science Letters, 166 (1999): 85–95
- Bargu S., 1993. Geç Pleystosen (Tireniyen) Taraçaları ve Marmara Denzinin Evrimindeki Rolü. 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı 1993 Bildiri Özleri, Ankara. 118-119.

- Barka A.A., 1992. The North Anatolian Fault. *Annales Tectonicae*, 6: 164–195.
- Barka A.A., Gülen L., 1988. New constraints on age and total offset of the North Anatolian fault zone: Implications for tectonics of the eastern Mediterranean region. In: Koçyiğit A., Altıner D. (Eds.), *Special Publication Middle East Technical University, Melih Tokay Geology Symposium*. Ankara, Turkey. 39-65.
- Barka A.A., Kadinsky-Cade K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7: 663–684.
- Bathurst R.G.C., 1975. *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. Developments in Sedimentology, 2nd Edition. Elsevier Publishing Co, Liverpool. 804 p.
- Bayarı S., 2012. Speleoloji ve Paleoklim. *Kuvaterner Bilimi, içinde*, Ed.: Kazancı N. Ankara Üniversitesi Yayınları no:350. 411-436.
- Beccaletto L., 2004, *Geology, Correlations And Geodynamic Evolution Of The Biga Peninsula (NW Turkey)*. PhD Thesis (Doktora Tezi), Mém. Géol. (Lausanne).
- Beier J.A., 1985. Diagenesis of Quaternary Bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 755–761.
- Bernier P., Dalongeville R., 1996. Mediterranean coastal changes recorded in beach-rock cementation. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 102: 189–198.
- Bernier P., Guidi J.B., Bottcher M.E., 1997. Coastal progradation and very early diagenesis of ultramafic sands as a result of rubble discharge from asbestos excavations (northern Corsica, western Mediterranean). *Marine Geology*, 144: 163–175.
- Bernier P., Dalongeville R., 1998. Incidence de l'activité biologique sur la cimentation des sédiments littoraux actuels. L'exemple des îles de Délos et de Rhénée (Cyclades, Grèce) (Fransızca). *Comptes Rendus de Academie des Science*, 307: 1901–1907.
- Binkley K.L., Wilkinson B.H., Owen R.M., 1980. Vadose beachrock cementation along a Southeastern Michigan marl lake, *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 953–962.
- Bingöl E., Akyürek B., Korkmazer B., 1973, Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, MTA, Ankara. 70-76.
- Bird E., 1998. *Coastal Geomorphology An Introduction*, John Willey & Sons, Ltd, West Sussex PO19 8SQ, England. 411 p.
- Boekschoten G.J., 1962. Beachrock at Limani Chersonisos, Crete. *Geologie en Mijnbouw*, 31: 3–5.

- Bozkurt E., 2001. Neotectonics of Turkey - a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3–30.
- Bøtter-Jensen L., 1997. Luminescence techniques: instrumentation and methods. *Radiation Measurements*, 17: 749-768.
- Bricker O.P., 1971. Introduction: beachrock and intertidal cement. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins Press, Baltimore, pp. 1–13.
- Brooke B., 2001. The distribution of carbonate eolianite. *Earth-Science Reviews*, 55 (2001): 135–164
- Brückner H., Kelterbaum D., Marunchak O., Porotov A., Vött A., 2010. The Holocene sea level story since 7500 BP - lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas, *Quaternary International*, 225 (2): 160–179.
- Calvert F., Neumayr M., 1880. Die Jungen Ablagerungen am Hellespont. *Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 40: 357– 378.
- Chaput E., 1947. Türkiyede jeolojik ve jeomorfojenik tetkik seyahatleri (Çeviri). İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları, 11: 181-184.
- Choi J.H., Kim J.W., Murray A.S., Hong D.G., Chang H.W., Cheong C.-S., 2009. OSL dating of marine terrace sediments on the southeastern coast of Korea with implications for Quaternary tectonics. *Quaternary International*, 199 (2009): 3–14.
- Çiner A., Desruelles S., Fouache E., Koşun E., Dalongeville R., 2009. Türkiye'nin Akdeniz sahillerindeki yalıtışlarının Holosen deniz düzeyi oynamaları ve tektonizma açısından önemi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52 (3): 257-269.
- Davids F., Duller G.A.T., Roberts H.M., 2010. OSL-dating the Quaternary landscape evolution in the Vértes Hills forelands (Hungary). *Quaternary Geochronology*, 5 (2010): 125–130.
- Demirbağ E., Gökaşan E., Kurt H., Tepe C.M., 1998. Çanakkale Boğazı Kuzeydoğusunun Oluşumu Üzerine Düşünceler, *Deniz Jeolojisi, Türkiye Deniz Araştırmaları, Workshop IV*. 33-38.
- Dönmez M., Akçay E.A., Genç Ş.C., Acar Ş., 2005. Biga Yarımadası'nda Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbritler. *MTA Dergisi*, 131: 49-61.
- Druit C.E., 1961. Report on the petroleum prospect of Thrace, Turkey: Turkish Gulf Oil Co. Report, Turkish Petrol. Adm. Archives, Ankara.
- Ekinci Y.L., Demirci A., Erginal A.E., Öztürk M.Z., Avcıoğlu M., 2010. Doğru Akım Özdirenç Yönteminin Jeomorfolojik Çalışmalarda Kullanımı: Çanakkale Yöresinden

- Örnek Çalışmalar. VI. Ulusal Coğrafya Sempozyumu (3-5 Kasım 2010), Ankara, Bildiriler Kitabı. 275-276.
- Elmas A., Meriç E., 1996. Geç Miyosen'den Günümüze Marmara-Akdeniz bağlantısı ve Bunu Denetleyen Tektonizma. TPJD Bülteni, 8 (1): 113-129.
- El-Sayed M.K., 1988. Beachrock cementation in Alexandria, Egypt. Marine Geology, 80 (1-2): 29-35.
- English T., 1904. Eocene and later formations surrounding the Dardanelles. Q. J. Geol. Soc. London, 60: 243-277.
- Ercan T., Satır M., Steinitz G., Dora A., Sarıfakioğlu E., Adis C., Walter H.J., Yıldırım T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. MTA Dergisi, 119: 103-112.
- Ergin K., 1985. Uygulamalı jeofizik. İTÜ yayınları, İstanbul. 256 s.
- Erginal A.E., 2008. Coğrafya ve Jeoloji Laboratuvarı Bozcaada: Keşfedilmemiş Yerbilimsel Değerler, Bozcaada Değerleri Sempozyumu Bildiriler Kitabı. 173-181.
- Erginal A.E., Kıyak N.G., Bozcu M., Ertek T.A., Güngüneş H., Sungur A., Türker G., 2008. On the origin and age of Arıburnu beachrock, Gelibolu Peninsula, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 17: 803-819.
- Erginal A.E., Öztürk B., 2009. Kuvaterner Eolinit (Bozcaada) ve Eosen Kumtaşı (Gelibolu Yarımadası) Üzerinde Deniz Tuzu Ayırıştırması: Mikroanalitik Verilerin Katkısı, MTA Dergisi, 139: 51-59.
- Erginal A.E., Ertek T.A., 2009. Gökçeada Yalıtışının Mikro Analiz Yöntemleri ile İncelenmesi: Oluşum Ortamı Konusunda Göstergeler. Türk Coğrafya Dergisi, 52: 1-8.
- Erginal A.E., Kıyak N.G., Öztürk B., 2010a. Investigation of beachrock using microanalyses and OSL dating: A case study from Bozcaada Island, Turkey. Journal of Coastal Research, 26 (2): 350-358.
- Erginal A.E., Kıyak N.G., Ertek T.A., 2010b. Late Pleistocene carbonate dunes and rhizoliths on the Bozcaada Island (Northwest Turkey) and Sile area (Western Black Sea): paleoenvironmental implications for MIS 2 and MIS 3 lowstands. IGCP 521 - INQUA 0501 Sixth Plenary Meeting and Field Trip. Rhodes Island, Greece. 27 September-5 October 2010, Extended Abstracts. 67-68.
- Erginal A.E., 2012. Beachrock as evidence of sea-level lowstand during the Classical

- period, Parion antique city, Marmara Sea, Turkey. *Geodinamica Acta*, 25 (1-2): 96-103.
- Erginal A.E., Öztürk B., 2012. Formation environment of the Kumlimanı beachrock (Gelibolu Peninsula). *Turkish Geographical Review*, 57: 87-93.
- Erginal A.E., Ekinci Y.L., Demirci A., Avcıoğlu M., Öztürk M., Türkeş M., Yiğitbaş E., 2013. Depositional Characteristics of Carbonate-Cemented Fossil Eolian Sand Dunes: Bozcaada Island, Turkey. *Journal of Coastal Research*, 29 (1): 78-85.
- Erinç S., 1956. Yalova civarında bahri Pleistosen depoları ve taraçaları. *Türk Coğrafya Dergisi*, 15-16: 188-190.
- Erinç S., 2001. Jeomorfoloji II. (Güncelleştirenler: Ertek, A.T., Güneysu, C., 3. Basım). Der Yayınları, İstanbul. 35-52.
- Erkan Y., 2013. Sedimanter Petrografi (Genişletilmiş 2. Baskı). Afşaroğlu Matbaası, Ankara. 120 s.
- Erlat E., 2009. İklim Sistemi ve İklim Değişimleri. Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No: 155, İzmir. 333s.
- Erol O., 1968a. Gelibolu Yarımadasının Batı Kıyılarında Yalıtışı Teşekkülleri. Ankara Üniversitesi D.T.C.F. Yayınları Coğrafya Araştırmaları Dergisi, 3-4: 1-12.
- Erol O., 1968b. Çanakkale Boğazı Çevresinin Jeomorfolojisi Hakkında Ön Not. A.Ü. D.T.C.F. Yayınları Coğrafya Araştırmaları Dergisi, 2 (2): 57-87.
- Erol O., 1985. Çanakkale Yöresi Güney Kesiminin Jeomorfolojisi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 13: 1-7.
- Erol O., 1987. Çanakkale Yöresinde Kuvaterner Kıyı Oynamaları. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi 60. Yıl Armağanı. 179-187.
- Erol O. ve Nuttall C., P., 1972. Çanakkale Yöresinin Bazı Denizel Kuvaterner Depoları. A.Ü., D.T.C.Fakültesi Yayınları Coğrafya Araştırmaları Dergisi, 1-2: 29-103.
- Erol O. ve İnal A., 1980. Çanakkale Yöresi Karacaviran Köyü Çevresindeki Kuvaterner Depoları ve Denizel Fosilleri. *Jeomorfoloji Dergisi*, 9: 1-35.
- Erol O., 1992. Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojik ve Neotektonik Evrimi. *TPJD Bülteni*, 4 (1): 147-165.
- Ertek T., A., Yıldırım C., 2001. Marmara Denizi Kıyı Taraçaları Korelasyonu ve Yorumu. Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı, 21-22 Mayıs 2001, Bildiri Özetleri, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul. 32-33.
- Ertek T.A., Erginal A.E., 2003. Physical Properties of Beachrocks on the Coasts of

- Gelibolu Peninsula and Their Contribution to the Quaternary Sea Level Changes. Turkish Journal of Marine Science, 9: 31-49.
- Ertek T.A., Erginal A.E., Bozcu M., Türker G., 2008. The formation of beachrock on the North Cyprus coast. Journal of Black Sea/Mediterranean Environment, 14: 117-128.
- Fairbridge R.W., Johnson D.L., 1978. Eolianite. In: Fairbridge, F.W., B, J., (ed.) Encyclopedia of sedimentology. Dowden, Stroudsburg, PA USA. 279-282.
- Flügel E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application (2nd ed.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Almanya. 292-311.
- Folk R.L., 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing, Austin, Texas, USA. 182 p.
- Füchtbauer H., Müller G., 1970. Sedimente und Sedimentgesteine, in Sediment-Petrologie 2, Schweizerbart, Stuttgart. 726 p.
- Fornós J.J., Clemmensen L.B., Gómez-Pujol L., Murray A.S., 2009. Late Pleistocene carbonate aeolianites on Mallorca, Western Mediterranean: a luminescence chronology. Quaternary Science Reviews, 28 (25-26): 2551-3010.
- Fouache E., Desruelles S., Pavlopoulos K., Dalongeville R., Coquinot Y., Peulvast J., Potdevin J., 2005. Using beachrocks as sea level indicators in the insular group of Mykonos, Delos and Rhenia (Cyclades, Greece). Zeitschrift für Geomorphologie, 137: 37-43.
- Friedman G.M., Gavish E., 1971. Mediterranean and Red Sea (Gulf of Aqaba) beachrocks. In: Bricker O.P. (Ed.), Carbonate Cements. The Johns Hopkins Press, Baltimore. 376 p.
- Frébourg G., Hasler C-A., Le Guern P., Davaud E., 2008. Facies, 54: 175–191.
- Fytikas M., Giuliani O., Innocenti F., Marinelli G., Mazuoli R., 1976. Geochronological data on recent magmatism of Aegean Sea. Tectonophysics, 31: 29-34.
- George A., Serafim P., George G., George L., 2006. A morphological study of a reef with beachrock characteristics in association with the recent evolution of the Ammoudara Beach Zone (Heraklion, Crete). Bulletin of the Geological Society of Greece, 39 (3): 146-155.
- Gevrek A., Şener M., Ercan T., 1986, Çanakkale Tuzla Jeotermal alanının hidrotermal alterasyon etüdü ve volkanik kayaçların petrolojisi. MTA Dergisi, 103-104: 55-81.
- Ginsburg R. N., 1953. Beach rock in South Florida. Journal of Sedimentary Petrology, 23: 85–92.

- Goudie A., 1969. A note on Mediterranean beachrock: its history. *Atoll Research Bulletin*, 126 (19): 11–14.
- Göktaşan E., Ergin M., Özyalvaç M., Sur H. İ., Tur H., Görüm T., Ustaömer T., Batuk F. G., Alp H., Birkan H., Türker A., Gezgin E., Özturan M., 2008. Factors controlling the morphological evolution of the Çanakkale Strait (Dardanelles, Turkey). *Geo-Marine Letters*, 28 (2008): 107–129.
- Hanor J.S., 1978. Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂-degassing. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 489–501.
- Hocaoğlu Ş., 1985. Bozcada'nın fiziki coğrafyası. *Ege Coğrafya Dergisi*, 3:175-199.
- Holail H.M., Rashed M.A., 1992. Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and the Red Sea coasts of Egypt. *Marine Geology*, 106, 141–148.
- Holmes A. W., 1961, A stratigraphic review of Thrace. TPAO Rap.368, (yayımlanmamış).
- Hopley D., 1986. Beachrock as a sea-level indicator. In: Plassche, v.d. O. (Ed.), *Sea-Level Research: A Manual for the Collection and Evaluation of Data*, Great Yarmouth, UK. Galliard Printers. 157-173.
- Hutchinson S., Hawkins L.E., 1991. Quantification of the Physiological Responses of the European Flat Oyster *Ostrea Edulis* L. to Temperature and Salinity. *Journal of Molluscan Studies*, 58 (2): 215-226.
- Hüryılmaz H., 2006. Gökçeada-Yeni Bademli Höyük'te Kent Organizasyonu ve Yönetim. *Elektronik Sosyal Bilimler Dergisi*, 5 (18): 30-43.
- Hüryılmaz H., 2012a. Gökçeada-Yenibademli Höyük'te Erken Bronz Çağı'na Ait Deprem İzleri. *Kocaeli Üniversitesi Fen-Edebiyat Fakültesi Sosyal Bilimler Araştırma Dergisi*, 2012 (3), 47-65.
- Hüryılmaz H., 2012b. Gökçeada-Yenibademli Höyük 2010 Yılı Kazıları. T.C. Kültür ve Turizm Bakanlığı, Kültür Varlıkları ve Müzeler Genel Müdürlüğü, 33. Kazı Sonuçları Toplantısı, 1. Cilt. 1-18.
- Ilgar A., Sezen Demirci E., Duru M., Pehlivan Ş., Dönmez M., Akçay A.E., 2008. 1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:100, Çanakkale H15 – H16 Paftaları . MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Yayınları, Ankara. 24 s.
- James N.P., Ginsburg R.N., 1990. Extracts from the Seaward margin of the Belize barrier and atoll reefs. In: Tucker, M.E., Bathurst, R.G.C. (Eds.), *Carbonate Diagenesis*. Reprint Series Vol. 1 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell

- Scientific Publications, Oxford, UK. 55–80.
- Karabacak E., Erginal A.E., Özmen, H., 2008. Bozcaada-Batıburnu Kumulu Florası ve Kumul-Vejetasyon Haritalaması. Bozcaada (Çanakkale). Çanakkale Bozcaada Değerleri Sempozyumu Bildirileri Kitabı. 183-191.
- Kasar S., Burkan K., Siyako M., Demir O., 1983. Tekirdağ-Şarköy-Keşan-Enez bölgesinin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPAO Arama Grubu Arşivi, Teknik Rapor: 1771 (yayınlanmamış). 71 s.
- Kayan İ., Kraft J.C., Erol O., 1980. Truva Doğal Çevresinin Son 15000 Yıldaki Değişimleri. Bilim ve Teknik Dergisi, 155: 8-13.
- Kayan İ. 1997. Bronze Age regression and change of sedimentation on the Aegean Coastal plains of Anatolia (Turkey). In: Dalfes, H.N., Kukla, G., Weiss, H., (Eds.), Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse ASI Series V.:49, NATO. 431–450.
- Kayan İ., 2001. Kuzey Ege Kıyılarının Kuvaterner Jeomorfolojisi. Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı. İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü 21-23 Mayıs 2001, İstanbul. 80-90.
- Kazancı N., Çelik E. A., Varol B., Emre Ö. ve İleri Ö., 1998. Güney Marmara Kıyılarında (Çanakkale-Lapseki arası) Denizel Geç Kuvaterner Depolarının İstif Özellikleri. Deniz Jeolojisi, Türkiye Deniz Araştırmaları Workshop IV. 54-57.
- Kazancı N., İleri Ö., Emre Ö., Varol B., Çelik E.A., Erkal T. ve Ergin M., 2000. Güney Marmara Bölgesindeki Denizel Kuvaterner İstiflerinin Sedimantolojik Özellikleri ve Olası Depolanma Modelleri. Cumhuriyetimizin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, Bildiriler Kitabı, MTA, Ankara. 193-208.
- Kelletat E.D., 2005. A Holocene sea level curve for the eastern Mediterranean from multiple indicators. Zeitschrift für Geomorphologie Supplement, 137 (2005): 1-9.
- Kelletat E.D., 2006. Beachrock as a sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view. Journal of Coastal Research, 22 (6): 1555-1564.
- Kellog H., E., 1973. Geology and petroleum prospects Gulf of Saros and vicinity southwestern Thrace. Ashland Oil of Turkey, Inc. TPAO Arama Grubu Arşivi (yayınlanmamış) rapor no: 902, Ankara.
- Kesgin Y., Varol B., 2003. Gökçeada ve Bozcaada'nın Tersiyer Jeolojisi (Çanakkale), Türkiye. MTA Dergisi, 126: 49-67.
- Ketin İ., 1969. About the North Anatolian Fault. General Directorate of Mineral Research and Exploration Bulletin, 72: 1–25.

- Kırcı-Elmas E., 2006. Marmara Denizi Geç Kuvaterner Foraminifer Topluluğu ve Paleoşinografik Değerlendirmesi. Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi, Türkiye.
- Kıyak N.G., Erginal A.E., 2010. Optical Stimulated Luminescence Dating Study of Eolianite on the Island of Bozcaada, Turkey: Preliminary Results. *Journal of Coastal Research*, 26 (4): 673-680.
- Kneale D., Viles H., 2000. Beach cement: incipient CaCO_3 -cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland. *Sedimentary Geology*, 132: 165–170.
- Koçyiğit A., 1988. Tectonic setting of the Geyve basin: age and total offset of the Geyve fault zone, E Marmara, Turkey. *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, 21: 81–104.
- Koral H., Öztürk H., Hanilçı N., 2009. Tectonically induced coastal uplift mechanism of Gökçeada Island, Northern Aegean Sea, Turkey. *Quaternary International*, 197 (1-2): 43–54.
- Krumbein W.E., 1979. Photolithotropic and chemoorganotrophic activity of bacteria and algae as related to beachrock formation and degradation (Gulf of Aqaba, Sinai). *Geomicrobiology*, 1: 139–203.
- Krushensky R. D., 1976, Neogene cal-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yeşiller area, NW Anatolia, Turkey, *Bull. Volcan.*, 40: 336-360.
- Kurter A., 1989. Gökçeada Jeomorfolojisi. İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni, 6: 47-60.
- Kürçer A., Yalçın H., Gülen L., Kalafat D., 2015. 8 January 2013 Mw = 5.7 North Aegean Sea earthquake and its seismotectonic significance. *Geodinamica Acta*, 27 (2-3): 174-187.
- Kürçer A., Chatzipetros A., Tutkun S.Z., Pavlides S., Ateş Ö., Valkaniotis S., 2008. The Yenice-Gönen active fault (NW Turkey): active tectonics and paleoseismology. *Tectonophysics*, 453: 263-275.
- Libby W.F., 1952 (1955). *Radiocarbon Dating*. 2nd edition. Chicago University Press, Chicago. 184 p.
- Loke M.H., Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44: 131–152.
- Lowick S., E., Preusser F., Pini R., Ravazzi C., 2010. Underestimation of fine grain

- quartz OSL dating towards the Eemian: Comparison with palynostratigraphy from Azzano Decimo, northeastern Italy. *Quaternary Geochronology*, 5 (2010): 583–590
- Makrykosta E., Vousedoukas M.I., Velegarakis A.F., Koutsoubas D., 2006. Structure and dynamics of benthic communities on the upper beachrock occurrences surface in Vatera Bay (Lesvos Island, Greece). *Proceedings of the 3^o Conference of the Greek Zoological and Ecological Society*, Ioannina, Yunanistan.
- Mauz B., Vacchi M., Green A., Hoffmann G., Cooper A., 2015. Beachrock: A tool for reconstructing relative sea level in the far-field. *Marine Geology*, 362 (2015), 1–16.
- McKenzie D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30: 109–185.
- McLaren S.J., 2011. Beach rock. In: Hopley, D. (Ed.), *Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, Form and Process*, David Hopley, Springer, Dordrecht-London, United Kingdom. 404-404.
- McLean R.F., 201. Eolianite. In: Hopley D. (Ed.), *Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, Form and Process*, David Hopley, Springer, Dordrecht-London, United Kingdom. 107-111.
- Milliman J.D., 1974. *Marine Carbonates*. Springer-Verlag, Berlin. 374 p.
- Molenaar N., Venmans, A.A.M., 1993. Calcium carbonate cementation of sand: a method for producing artificially cemented samples for geotechnical testing and a comparison with natural cementation processes. *Engineering Geology* 35, 103–122.
- Morhange C., Pirazzoli P.A., Marriner N., Montaggioni L.F., Nammour T., 2006. Late Holocene relative sea-level changes in Lebanon, Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 230: 99-114.
- MTA, 2005. Maden Tetkik Arama, 1/250.000 Marmara Denizi Batımetri Haritası. Derleyen: Mehmet N. YANMAZ.
- MTA, 2011. 1:250000 Scale Active Fault Map Series of Turkey: Bandırma (NK35-11b) Quadrangle, Serial no: 3, Ayvalık (NJ35-2) Quadrangle, Serial no: 2, Çanakkale (NK35-10b) Quadrangle, Serial no: 1. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Yayınları, Ankara.
- Murray A.S., Wintle A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32: 57-73.
- Murray J. W., 1973. *Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids*: Heineman, London. 288 p.

- Müllenhoff M., 2005. Geoarchaologische, sedimentologische und morphodynamische Untersuchungen im Mündungsgebiet des Buyuk Menderes (Mäander), Westtürkei, Marburger Geographische Schriften 141, Marburg/Lahn, Germany. 298 s.
- Neveskaja E., 1963. Bestimmungstabelle zweiklappiger mollusken mariner Quatersedimente des Schwarzmeerbeckens. Moscow: Akademie Der Wissenschaft. USSR, Palaeontologie Institute, bd. 96.
- Newton R.B., 1904. Notes on the post-tertiary and tertiary fossils obtained by Col. English from district surrounding the Dardanelles. Quarterly Journal of the Geological Society, 60: 277-292.
- Okay İ.O., Siyako M., Bürkan K. A., 1990. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi. TPJD Bülteni, 2(1): 82-121.
- Okay A. İ., Tansel 1992. Pontid-İçi okyanusun üst yaşı hakkında Şarköy kuzeyinden (Trakya) yeni bir bulgu. MTA Dergisi, 114: 21-24.
- Okay A. İ., Satır M., Maluski H., Siyako M., Monie P., Metzger R., Akyüz S., 1996. Paleo and Neo-Tethyan Events in Northwest Turkey; Geological and Geochronological Constraints. Cambridge Universty Pres. 420-441.
- Okay A.İ., Demirbağ E., Kurt H., Okay N., Kuşçu İ., 1999. An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey. Tectonics, 18: 129–147.
- Okay A.İ., Kashlar-Özcan A., İmren C., Boztepe-Güney A., Demirbağ E., Kuşçu İ., 2000. Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. Tectonophysics, 321: 189–218.
- Olley J.M.; Murray A.S., Robert R.G., 1996. The effects of disequilibria in the uranium and thorium decay chain on burial dose rates in fluvial sediments. Quaternary Science Reviews, 15: 751-760.
- Önal M., 1985. Gelibolu (Çanakkale) Kuzeybatısının Jeolojisi. (Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul.
- Önal M., 1986. Gelibolu Yarımadası Orta Bölümünün Çökeltme İstifleri ve Tektoniği, KB Anadolu Türkiye. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 5 (1-2): 21-38.
- Önem Y., 1974. Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale dolayının Tektonik Evrimi ve Hidrokarbon olanakları. TPAO Arama Grubu Arşivi, Teknik rapor: 2344 (yayınlanmamış).
- Öner E., 2001. Gökçeada Kıyılarında Holosen Deniz Seviyesi ve Kıyı Çizgisi Değişimleri.

- Türkiye Kıyıları 01 Conference Book, Türkiye'nin Kıyı ve Deniz Alanları III. Ulusal Konferansı. Kıyı Alanları Yönetimi Türkiye Milli Komitesi, ODTÜ, Ankara, Türkiye. 779-790.
- Özden S., Ateş Ö., Şengün F., Tunç İ.O., Türkdönmez O., Şanlıyüksel D., Avcıoğlu M., Ertekin C., 2008. Gökçeada'nın Jeolojik Özellikleri. Proceedings Book, Gökçeada Değerleri Sempozyumu-2008. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Çanakkale, Türkiye. 47-58.
- Öztürk M.Z., Erginal A.E., 2010. Batıburnu kumul sahasında (Bozcaada) rüzgarla kum taşınım dinamikleri ve nemlilik koşulları arasındaki ilişkiler. 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 5-9 Nisan 2010, MTA, Ankara. Bildiri Özleri Kitabı. 350-351,
- Öztürk M.Z., Erginal A.E., Öztürk B., 2011. Batı Burnu Kumul Sahasında (Bozcaada) Rüzgâr Etkinliği ve Kum Taşınım İlişkileri. Türk Coğrafya Dergisi, 56: 55-64.
- Öztürk M.Z., 2013. Kuzey Kıbrıs Kıyılarının (Koruçam Burnu-Zafer Burnu-Zeytin Burnu Arasının) Kuvaterner Jeomorfolojisi. Doktora Tezi. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Çanakkale, Türkiye.
- Öztürk M.Z., Erginal A.E., Kiyak N.G. 2013. Diagenetic characteristics and OSL chronology of North Cyprus Beachrocks: implications for late Holocene sea level changes. Proceedings Book, IGCP 610 First Plenary Conference, IGCP 610: From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary. Tbilisi, Georgia. 108-109.
- Öztürk M.Z., Erginal A.E., Kiyak N.G., Öztürk T., 2015. Cement fabrics and optical luminescence ages of beachrock, North Cyprus: Implications for Holocene sea-level changes. Quaternary International, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.024>: Baskıda.
- Perinçek D., Meriç E., Hüryılmaz H., Avşar N., Nazik A., 2012. Gökçeada, Yenibademli Höyüğü'nde Günümüzden 4700 Yıl Öncesine Ait Tsunami İzleri. 65. Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı. 230-231.
- Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N. I., Barnola J.-M., Basile I. Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 399: 429-436.
- Pickett E. A., Robertson A. H. F., 1996. Formation of the late Paleozoic-Early Mesozoic

- Karakaya complex and related ophiolites in NW Turkey by Paleotethyan subduction-accretion. *Journal of the Geological Society of London*, 153: 995-1009.
- Pirazzoli P.A., 2007. Geomorphological Indicators. In: Scott Elias (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science Volume I*, Elsevier Academic Press, Oxford. 2974-2983.
- Plomaritis T., 1999. Morphology and geochemistry of the beachrocks of Sifnos (Greece). MSc Thesis (Yüksek Lisans Tezi). University of Southampton, UK.
- Prescott J.R. and Hutton J.T., 1988. Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 14 (1-2): 223-227.
- Rey D., Rubio B., Bernabeu A., Vilas F., 2004. Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). *Sedimentary Geology*, 169 (1-2), 93-105.
- Riedel H., 1996. Die holozane Entwicklung des Dalyan-Deltas (Südwest Türkei) unter besonderer Berücksichtigung der historischen Zeit. *Marburger Geographische Schriften* 130, Marburg/Lahn, German. 216 s.
- Russell R.J., 1959. Caribbean beach rock observation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 3: 227-236.
- Russel R. G., McIntire W. G., 1965. Southern hemisphere beach rock. *Geographical Review*, 55: 17-45.
- Saltık O., Saka K., 1972. Saros Körfezi, Gelibolu Yarımadası, İmroz, Bozcaada ve Çanakkale sahil şeridi jeoloji incelemesi. TPAO Arama Grubu Arşivi, Teknik rapor: 716, (yayımlanmamış) Ankara.
- Saltık O., 1974. Şarköy-Mürefte sahaları jeolojisi ve petrol olanakları. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rap. no: 879, (yayımlanmamış) Ankara.
- Sakıncı, Bargu, S., 1989. İzmit Körfezi güneyindeki geç Pleyistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 32: 52-64.
- Sakıncı M., Yalıtırak C., 1997. Güney Trakya Sahillerinin Denizel Pleyistosen Çökelleri ve Paleocoğrafyası. *MTA Dergisi*, 119: 43-62.
- Sakıncı M., Ülgen U. B., Yalıtırak C., 2001. Türkiye'nin Kıyı ve Deniz Alanları III. Ulusal Konferansı. *Türkiye Kıyıları 03 Konferansı Bildiriler Kitabı*, İstanbul. 725-735.
- Saner A., 1985. Saros Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi, Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28: 1-10.
- Sanlaville P., Dalongeville R., Bernier P., Evin J., 1997. The Syrian Coast: A Model of

- Holocene Coastal Evolution. *Journal of Coastal Research*, 13 (2): 385-396.
- Sayles R.W., 1931. Bermuda during the ice age. *Proceedings, American Academy, Arts and Science*, 66: 381-467.
- Schmalz R.F., 1971. Formation of beach rock at Eniwetok Atoll. In Bricker, O.P., (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins University Press, Baltimore, USA. 17-24.
- Scoffin T.P., McLean R.F., 1978. Exposed limestones of the Northern Province of the Great Barrier Reef. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 291: 119-138.
- Scoffin T.P., Stoddart D.R., 1987. Beachrock and intertidal cements. In: Scoffin, T.P. (Ed.), *An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks*. Blackie Publishing Company, Glasgow, UK. 401-425.
- Scholle P.A., Ulmer-Scholle D., 2003. Cement and Cementation. In: Middleton, G.V. (Ed.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 110-119.
- Seibold E., Berger W.H., 1993. *The Sea Floor An Introduction to Marine Geology* (2. ed). Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH. New York, USA. 192-194.
- Sfondrini G., 1961. Surface geological report on AR/TGO/1/338 ve 537 (Eceabat-Çanakkale areas). Turkish Gulf Oil Co. Report, Turkish Petrol. Adm. Archives, Ankara.
- Shell Turkse, N., V., 1969. I nolu Marmara Petrol bölgesinde N. V. Turkse Shell'in AR/NTS/ 837, 838 ve 839 hak sıra nolu arama sahalarına ait terk raporu.
- Sivan D., Lambeck K., Toueg R.A., Raban A., Porath Y., Shirman B. 2004. Ancient coastal wells of Caesarea Maritima, Israel, an indicator for relative sea level changes during the last 2000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 315-330.
- Siyako M., Bürkan K. A., Okay A. I., 1989, Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları. *TPJD Bülteni*, 1(3): 183-199.
- Siyako M., Kasar S., 1985. Edirne-Lalapaşa-Kırklareli bölgesinin jeolojisi. TPAO Arama Grubu Arşivi (yayımlanmamış) rapor no, 2062, Ankara. 78 s.
- Siyako M., 2005. Trakya ve yakın çevresinin Tersiyer stratigrafisi, TPAO Arama Dairesi Arşivi, (Yayımlanmamış), rapor no, 4608, Ankara. 104 s.
- Siyako M., 2006. Trakya Bölgesi Litostratigrafi Birimleri, Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi-2. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye. 83 s.
- Skene K.I., Piper D.J.W., Aksu A.E., Syvitski S.P.M., 1998. Evaluation of the Global

- Oxygen Isotope Curve as a Proxy for Quaternary Sea Level by Modeling of Delta Progradation. *Journal of Sedimentary Research*, 68(6): 1077–1092.
- Stoddart D.R., Cann J.R., 1965. Nature and origin of beach rock. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35 (1): 243–273.
- Strasser A., Davaud E., Jedoui Y., 1989. Carbonate cements in Holocene beachrock: example from Bahiret el Biban, southeastern Tunisia. *Sedimentary Geology*, 62: 89–100.
- Sümengen M., Terlemez İ., Şentürk K., Karaköse C., Erkan E. N., Ünay E., Gürbüz M., Atalay Z., 1987. Gelibolu Yarımadası ve güneybatı Trakya Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimantolojisi ve tektoniği. MTA rapor no: 8218.
- Şengör A.M.C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of Geological Society of America Bulletin*, 136: 269–282.
- Şengör A.M.C., Görür N., Şaroğlu F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.) *Strike-slip Faulting and Basin Formation*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication 37: 227–264.
- Şengün F., 2005. Salihler, Çamlıca ve Kuşçayıri Çevresinde Yeralan Metamorfik Birimlerin Jeolojisi ve Petrografisi, (Yüksek Lisans Tezi), Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Çanakkale.
- Şentürk K., Karaköse C., 1987. Çanakkale Boğazı ve Dolayının Jeolojisi. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Raporu (Yayımlanmamış). 289 s.
- Taner G., 1981. Gelibolu Yarımadasının Denizel Kuarterner Molluskaları. *Jeomorfoloji Dergisi*, 10:71-115.
- Taner G., 1982. Die Molluskenfauna und Pliozene Stratigraphie des Halbinsel-Gelibolu. *Communications de la Faculte des Sciences de l'Universite d'Ankara*, 1(25): 1-27.
- Taner G., 1983. Hamzaköy formasyonunun Çavda (Baküniyen) Bivalvleri, Gelibolu Yarımadası. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26: 59-64.
- Taner G., 1997. Das Pliozan des östlichen Dardanellen- Beckens, Türkei, Molluskenfauna und Stratigraphie. *Annual Naturhistory Museum, Wien*. 98A: 35-37.
- Taylor J.C.M., Illing L.V., 1969. Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology*, 12: 69–107.
- Taymaz T., Eyidoğan H., Jackson J.A., 1991a. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey). *Geophysical Journal International*, 106: 537–

- Taymaz T., Jackson J.A., McKenzie D., 1991b. Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106: 433–490.
- Tchihatcheff P.De., 1867. *Asie Mineure, Description Physique de cette contree, quatrième partie, Géologie I*, Paris.
- Temel R., Ö., Çiftçi N., B., 2002. Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer Çökellerinin Stratigrafisi ve Ortamsal Özellikleri. *TPJD Bülteni*, 14(2): 17-40.
- Thomas P.J., (2009). Luminescence Dating of Beachrock in the Southeast Coast of India- Potential for Holocene Shoreline Reconstruction. *Journal of Coastal Research*, 25 (1): 1-7.
- Thompson W.G., Goldstein S.L., 2006. A radiometric calibration of the SPECMAP timescale. *Quaternary Science Reviews*, 25(2006): 3207–3215.
- Thorstenson D.C., Mackenzie F.T., Ristvet B.L., 1972. Experimental vadose and phreatic cementation of skeletal carbonate sand. *Journal of Sedimentary Petrology* 42(1): 162–167.
- Toker V., Erkan E., 1983/1984. Gelibolu Yarımadası Eosen formasyonları nannoplankton biyostratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 101-102: 72-91.
- Tunç İ.O., Yiğitbaş E., Şengün F., Wazecck J., Hofmann M., Linnemann U., 2012. U-Pb zircon geochronology of northern metamorphic massifs in the Biga Peninsula (NW Anatolia-Turkey): new data and a new approach to understand the tectonostratigraphy of the region, *Geodinamica Acta*, 25 (3-4): 202-225.
- Tunoğlu C., 2012. The Relationship Between The Black Sea And The Mediterranean In The Early-Middle Pleistocene, Gelibolu Peninsula (NW Turkey). *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 23 (1): 29-50.
- Turner R.J., 2005. Beachrock. In: Schwartz, M.L. (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. 183-186.
- Ustaömer T., Gökaşan E., Tur H., Görüm T., Batuk F.G., Kalafat D., Alp H., Ecevitoglu B., Birkan H., 2008. Faulting, mass-wasting and deposition in an active dextral shear zone, the Gulf of Saros and the NE Aegean Sea, NW Turkey. *Geo-Marine Letters*, 28 (3): 171-193.
- Ünay E., 1981. Middle and Upper Miocene rodents from the Bayraktepe section (Çanakkale, Turkey). *Konink. Nederl. Akad. Wetensch. Proc. B84(2)*: 217-238.
- Ünay E., Bruijn de H., 1984. On some rodent assemblages from the both sides Dardenelles,

- Turkey, Newsletter in Stratigraphy, 13: 119-132.
- Üşenmez Ş., 1996. Sedimantoloji ve Sedimanter Kayaçlar, İleri Gazetecilik-Matbaacılık Ofset Tesisleri, Yozgat. 379 s.
- Vimeux F., Cuffry K.M., Jouzel J., 2002. New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction. Earth and Planetary Science Letters, 203 (3-4): 829 - 843
- Vousdoukas M.I., Velegrakis A.F., 2006. Morphological behaviour of a beach with beachrocks: Vatera Beach, Lesvos. Proceedings Book, 8th Pan-Hellenic Symposium of Oceanography and Fisheries, Thessaloniki, Greece. 1-6.
- Vousdoukas M., Velegrakis A., Plomaritis T., 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanism and impacts. Earth-Science Reviews, 85: 23–46.
- Walker M., 2005. Quaternary Dating Methods. John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex PO19 8SQ, England. 306 p.
- Westaway R., 2003. Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean updated. Turkish Journal of Earth Sciences, 12: 5–46.
- Whittle G.L., Kendall C.G.S.C., Dill R.F., Rouch L., 1993. Carbonate cement fabrics displayed: a traverse across the margin of the Bahamas Platform near Lee Stocking Island in the Exuma Cays. Marine Geology, 110 (3–4): 213–243.
- Woodcock N.H., 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. Philosophical-Transactions of Royal Society London, Series A 317: 13–29.
- Wunderlich J., Andres W., 1991. Late Pleistocene and Holocene evolution of the eastern Nile delta and comparison with the western delta. In: Bruckner H., Radtke U. (Eds), Von der Nordsee bis zum Indischen Ozean. Steiner, Franz, Stuttgart. Erdkundliches Wissen, 105: 121-130.
- Yalçınlar İ., 1949. Çanakkale Boğazı Civarının Jeomorfolojisi Üzerine Müşahedeler. Türkiye Coğrafya Dergisi, 6-8 (11-12): 129-136.
- Yalçınlar İ., 1980. Gökçeada'nın Jeomorfolojisi. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 23: 239-256.
- Yaltırak C., Sakıncı M., Alpar B., Görür N., Çağatay M.N., Tchapylyga A., 1998a. Çanakkale Boğazında (Gelibolu-Lapseki) Marmara Formasyonunun Konumu ve Bölgenin Tektoniği. Deniz Jeolojisi, Türkiye Deniz Araştırmaları Workshop IV, İstanbul. 58-62.
- Yaltırak C., Alpar B., Yüce, H., 1998b. Tectonic elements controlling the evolution of the

- Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea, Turkey). *Tectonophysics*, 300: 227-248.
- Yaltırak C., Alpar B., Sakıncı M., Yüce H., 2000. Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean – Marmara incursion. *International Journal of Marine Geology, Geochemistry and Geophysics*, 164: 139-156.
- Yaltırak C., Sakıncı M., Aksu A. E., Hiscott R. N., Galle, B., Ulgen U. B., 2002. Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations. *International Journal of Marine Geology, Geochemistry and Geophysics*, 190: 283-305.
- Yiğitbaş E., Elmas A., Sefunç A., Özer N., 2004. Major neotectonics of eastern Marmara region, Turkey: development of the Adapazarı-Karasu corridor and its tectonic significance. *Geological Journal*, 39: 179-198.
- Yiğitbaş E., Şengün F., Tunç İ. O., 2014. Biga Yarımadası (KB Anadolu)'nda Neojen Öncesi Tektonik Birlikler ve Bölgenin Jeodinamik Evrimine Yeni Bir Bakış TÜBİTAK Raporu, Proje No; 110Y281 (Basılmamış).
- Yücesoy-Eryılmaz F., Çağatay N., 1998. Kuzeydoğu Ege Denizi Şelf Alanındaki Geç Kuvaterner Çökellerinin Stratigrafisi ve Çökelleme Ortamları, *Deniz Jeolojisi, Türkiye Deniz Araştırmaları, Workshop IV*. 48-51.
- Zenkovitch V.P., 1967. *Processes of Coastal development*. Oliver & Boyd, London, United Kingdom. 754 p.

EKLERİ

Journal of Coastal Research	29	1	225-230	Coconut Creek, Florida	January 2013
-----------------------------	----	---	---------	------------------------	--------------

A Preliminary Note on Depositional Characteristics and Optical Luminescence Age of a Marine Terrace, Strait of Çanakkale, Turkey

Mustafa Avcıoğlu[†], Ahmet Evren Erginal^{§*}, Nafiye Gunec Kiyak[‡], Sevinç Kapan-Yeşilyurt[†], and Erdinç Yiğitbaş[†]



www.cerf-jcr.org

[†]Department of Geological Engineering
Çanakkale Onsekiz Mart University
Çanakkale, TR-17020, Turkey

[§]Department of Geography
Ardahan University
Ardahan, TR-75000, Turkey

[‡]Department of Physics
Isik University
Istanbul, TR-34980, Turkey

ABSTRACT



www.JCRonline.org

Avcıoğlu, M.; Erginal, A.E.; Kiyak, N.G.; Kapan-Yeşilyurt, S., and Yiğitbaş. 2013. A preliminary note on depositional characteristics and optical luminescence age of a marine terrace, Strait of Çanakkale, Turkey, *Journal of Coastal Research*, 29(1), 225-230. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.

This preliminary study investigated the depositional features and optical luminescence age of marine terrace sediments located on the east coast of the Strait of Çanakkale, Turkey. With regard to depositional setting, the studied sequence is formed mostly of shallow marine deposits rich in quartz and oysters as well as other accessory minerals and various fossil sea shells. In vertical section, the sequence is characterized by two different stratigraphic units, *i.e.* a 1.50-m-thick sandy to gravelly bottom unit (unit A) and an overlying 2.5-m-thick fossiliferous zone (unit B). On the basis of optically stimulated luminescence (OSL) age estimations obtained from six sampling levels from bottom to top, we determined superimposed cycles of deposition during interglacials from 246.47 ± 25.32 ka (unit A) at MIS 7 to 127.48 ± 8.91 ka (unit B) at MIS 5.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Marine terrace, depositional setting, fossiliferous zone, optical luminescence, Strait of Çanakkale, Turkey.*

INTRODUCTION

The Strait of Çanakkale (SC) is a water passage that connects the Aegean Sea to the Sea of Marmara in NW Turkey. This waterway has a length of 62 km, a width between 1.2 and 7 km, and an average depth of 55 m (Yaltrak *et al.*, 2000). Similar to the main physiographic trends of the adjacent Gelibolu and Biga peninsulas, it lies approximately in a NE-to-SW direction, except for an abrupt E-W deviation in the middle where Cape Nara protrudes.

Since pioneering studies in the late 1800s, there has been a growing interest in both the origin and importance of the SC. Marine terraces along the SC coast provide valuable clues for understanding the recurrence of water exchanges between the Mediterranean Sea and the Black Sea during the late Pleistocene and deciphering tectonically induced uplift rates. Marine terraces around the Sea of Marmara are called the Marmara Formation (Sakinç and Yaltrak, 1997), typical examples of which exist at approximately 15 different localities along both sides of the SC. These deposits are of wide extension to the north of Cape Nara (Figure 1), and their paleogeographical importance has been emphasized by several

authors. Since early studies in the late 19th century (Calvert and Neumayr, 1880), a large number of publications have contributed to understanding the depositional characteristics and, in particular, fossil contents of these sequences (see Sakinç and Yaltrak, 1997, for a detailed description). Research by Erol and Nuttall (1973) and Sakinç and Yaltrak (1997) has furnished detailed information on the distribution, fossil contents, and sedimentological characteristics of these shallow marine deposits. Contrary to the attention paid to these depositional attributes, our knowledge of the absolute age of marine terraces was restricted until recently (Yaltrak *et al.*, 2002). To estimate deposition time of both quartz-laden sediments and fossil shells, we carried out a preliminary study based on field observations and optically stimulated luminescence (OSL) dating.

Study Area

The studied marine terrace is located 5.8 km NE of the city of Çanakkale in NW Turkey (Figure 1). It has been previously studied by Erol and Nuttall (1973) and attributed to the late Monastrian age. This 4-m-thick terrace sequence, located at 8.9 m above the present sea level, overlies Upper Miocene marine deposits and has a total thickness of about 4.5 m. The seaward face of the terrace is rather steep as the result of active sea wave erosion. It backs on a sandy shingle beach with abundant recent and debris sea shells, consisting of oysters and *Mytilus* sp. On the basis of meteorological data from the Çanakkale Meteorology Station (40°08'N, 26°24'E, 6 m above present sea

DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-11-00235.1 received 27 December 2011; accepted in revision 29 August 2012; corrected proofs received 15 October 2012.

*Corresponding author

Published Pre-print online 6 November 2012.

© Coastal Education & Research Foundation 2013

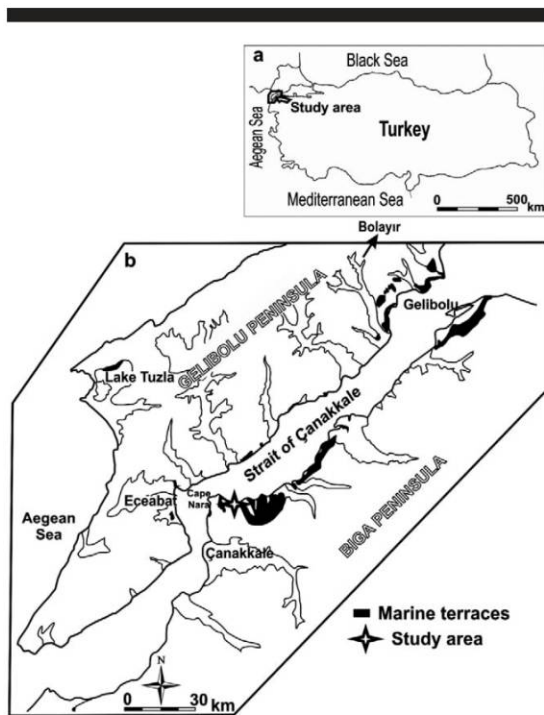


Figure 1. Location map of study area (a) and distribution of marine terraces along the Strait of Çanakkale.

level; TSMS), the area receives a total annual precipitation of about 645 mm. The average annual temperature is 15.7°C. When the long-term averages of temperature and precipitation are taken into account, dry summers and rainy winters characterize the climate of the area as Mediterranean.

MATERIALS AND METHODS

Sample Preparation and OSL Measurements

A total of six sediment samples from marine terraces (laboratory codes MAY-1 to MAY-6) were evaluated by optically stimulated luminescence (OSL) technique in Işık University, Department of Physics, Luminescence Research and Archaeometry Laboratory. For this aim, quartz grains were extracted from sediments using chemical treatments. The sediments were wet-sieved first to separate grains of 90–180 µm and then treated with HCL and H₂O₂ for the removal of carbonates and organics, respectively. After HF treatment to etch the outer surface of the grains to remove the parts affected by alpha radiation, the samples were treated with HCL once more before a distilled water wash. All laboratory procedures were performed under subdued red light. The quartz grains extracted were spread over on a stainless-steel disc of about 9 mm using silicon spray for OSL measurements. The samples were measured by a Risø TL/OSL reader with blue (470 nm)

light stimulation through U-340 filters (Bøtter-Jensen, 1997). The lack of feldspar was examined using infrared stimulation, and no feldspar contamination was detected.

The OSL age (in ka) is based on the ratio of equivalent dose (or paleodose, in Gy) accumulated in the sample and dose rate (in Gy/ka) of the radiation environment in which the sediment material buried. The equivalent dose was evaluated by OSL single-aliquot regenerative (OSL-SAR) dose protocol as presented in Table 1 (Murray and Wintle, 2000). Quartz grains from each sample were divided into subsamples (aliquots), and each aliquot was stimulated for 40 s at 125°C after preheating at 260°C to record the main OSL signal (L_i). For sensitivity correction, a test dose was employed before a cut-heat temperature after the measurement of a test dose OSL signal (T_i). All OSL signals were corrected using the relevant test dose response (L_i/T_i). The equivalent dose D_e was found from interpolation of the corrected natural signal (L_n/T_n) on the dose-response curve. In Figure 2, constructed for three representative terrace sediment samples, regenerative doses were between 0 and 350 Gy, and dose points were fitted by an exponential function for all samples. The corrected natural OSL signal (L_n/T_n) and relevant equivalent dose D_e obtained by SAR are also presented in Figure 2. The reliability in OSL measurements were tested by the repeatability of a regenerative dose on the dose-response curve, namely recycling ratio, and recuperation as a measure of bleachability of the OSL signal compared with the natural signal. Figure 3 represents the recycling ratio results (suggested to be close to unity) and relevant recuperation values (should be below 5%). All values support the reliability in measurements.

RESULTS AND DISCUSSION

Depositional Environment and OSL Ages

The obtained results showed that the OSL-SAR protocol was successfully applied to the quartz grains extracted from marine terrace deposits to estimate their burial times. Gamma component of the total dose rate was measured on site, and beta dose was obtained from the spectral data and concentrations of the major radioactive isotopes of the uranium and thorium series and of potassium (Olley, Murray, and Robert, 1996; Prescott and Hutton, 1988, 1994). Table 2 shows the data required for the dose rate evaluation. The luminescence ages, equivalent doses, and environmental dose rate obtained for each sample are presented in Table 3. The OSL dose values of the aliquots from each sample were in good correlation, and age values are in good agreement with the stratigraphy.

In Table 3, OSL age estimations obtained from six sampling levels of the sequence (Figure 4a) are presented to define the depositional environment of the terrace sequence. For this purpose, the sequence is divided into two layers differentiated considering main stratigraphic characteristics, namely, a 1.50-m-thick sandy to gravely bottom unit and the overlying 2.5-m-thick fossiliferous zone (Figure 4b).

The terrace starts at the bottom with an unconsolidated heterogeneous layer comprising sand, small pebbles, and fossil shell fragments. The contact relation between the underlying N35°W-trending (dip: 3°NE) sandstone, claystone, and marls of Upper Miocene age (Atabey, Ilgar, and Sakıtas, 2004) and this

Table 1. Single-aliquot regenerative (SAR) dose sequence used for OSL dose (Murray and Wintle, 2000).

Step	Sequence in Cycles	Record
1*	Natural-regenerative doses	—
2†	Preheat 260°C for 10 s	—
3	OSL signal for 40 s at 125 °C	L_n, L_i
4‡	Test dose	—
5	Cut heat to 190°C	—
6	OSL signal for 40 s at 125°C	T_n, T_i
7	Return to 1	—

* Regenerative doses were between 0 and 350 Gy.

† The temperature 260°C was defined from preheat plateau test.

‡ Test dose was administered as 10–29% of natural dose.

basal unit is not visible because of thick, weathered breccias (Figure 4c). This unit is 20 cm thick and is overlain by polygenic conglomerates, dominated by coarse gravels indicative of a shallow nearshore environment. These gravels, with a thickness of 40 cm, pass upward to a thin, indurated sandstone-pebblestone band, which yielded an OSL age of 246.47 ± 25.32 ka (Figure 4d). A 30-cm-thick polygenic conglomerate made up of small pebbles with fossil broken shells overlies these coarse gravels. This suggests a shingle wave-dominated beach for the deposition environment from progressive shoaling, similar to those determined previously in marine terrace localities at Kaplantepe and İyisu (Yaltrak *et al.*, 2002) to the north of the sampling site. Samples extracted from the middle part of that layer suggested a deposition age of 234.76 ± 21.35 ka. The upper 40 cm of the bottom unit is characterized by marls (dated

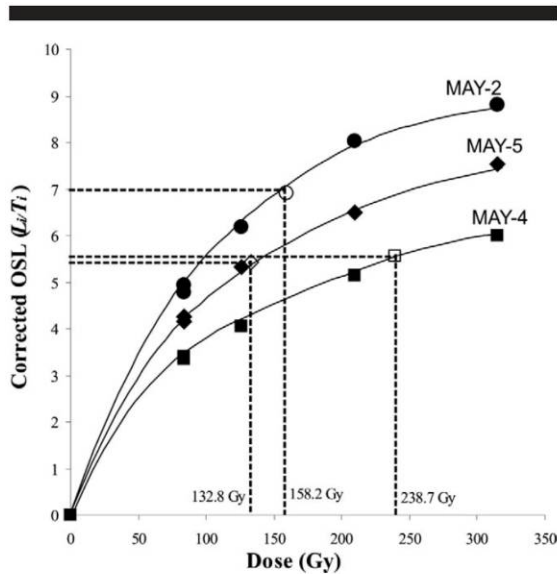


Figure 2. Dose-response curves of quartz from three sediments for a dose range of 0 to 350 Gy. D_n values were found from the interpolation of corrected natural signals. Dose-response curves for the quartz minerals from all samples show exponential behavior.

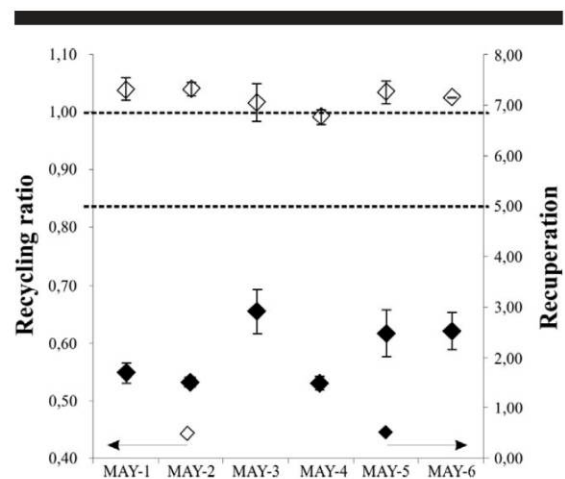


Figure 3. The recycling ratios (suggested to be close to unity) and relevant recuperation values (should be below 5%). All values support the reliability in measurements.

at 150.06 ± 9.00 ka and 149.98 ± 8.25 ka) and well-cemented shells and sands with visible iron oxide alteration.

The upper 2.5 m of the terrace sequence (unit B) is made up entirely of fossil shells in their original forms, such as *Ostrea (Ostrea) edulis* Linnaeus, *Paphia (Polittapes) senescens* Coc., *Cerithium vulgatum* Bruguiere, *Gibbula albida* Gmelin, and *Donacilla (Donacilla) cornea* Poli (Figure 4d and 4e). With regard to paleogeographic distribution and paleoecological characteristics, these species are suggestive for a slight increase in salinity in shallow brackish water conditions at the time of deposition. The lowermost part of this layer was dated to 140.27 ± 8.42 ka. Samples taken from the upper 80 cm of this section are rich in undisturbed forms of abundant *Ostrea* and yielded an age of 127.48 ± 8.91 ka.

Overall Evaluation of Preliminary Data

The studied 4-m-thick terrace sequence is predominantly formed of polygenic conglomerate and cemented sands as well as abundant fragments of fossil shells, such as *Cerastoderma glaucum* (Poirer), *P. (P.) senescens*, *Gastrana fragilis* Linnaeus, *C. vulgatum*, *Cerithium* sp., *Paphia* sp., and *Cardium* sp. (Figure 5). Similar paleontological descriptions from the studied terrace has been previously expounded by Erol and Nuttall (1973), suggesting Late Monastrian as the deposition

Table 2. Required dates for the dose rate evaluation.

Lab Code	Cosmic (Gy/ka)	Water Content (dry%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
MAY-1	0.17	5.66	0.8	6.0	0.12
MAY-2	0.16	5.00	0.9	5.1	0.16
MAY-3	0.19	5.38	1.0	5.5	0.11
MAY-4	0.13	11.77	1.0	5.0	0.26
MAY-5	0.12	7.22	0.8	1.9	0.06
MAY-6	0.12	7.33	0.8	1.6	0.06

Table 3. OSL-SAR dose estimates and OSL age values of samples evaluated.

Lab Code	Above Sea Level (m)	Depth (m)	OSL Age (ka)	OSL-SAR Dose (Gy)	n*	Dose Rate (Gy/ka)
MAY-1	7.20	1.70	127.48 ± 8.91	110.33 ± 5.73	13	0.87 ± 0.04
MAY-2	6.40	2.50	140.27 ± 8.42	121.07 ± 4.48	24	0.86 ± 0.04
MAY-3	6.20	2.70	149.98 ± 8.25	133.76 ± 4.06	16	0.89 ± 0.04
MAY-4	6.00	2.90	150.06 ± 9.00	136.22 ± 5.85	13	0.91 ± 0.04
MAY-5	5.70	3.20	234.76 ± 21.35	119.54 ± 5.63	24	0.51 ± 0.04
MAY-6	5.50	3.40	246.47 ± 25.32	117.21 ± 7.08	11	0.48 ± 0.04

* n = number of aliquots.

age of that fossil-bearing sequence. These species are typical of low salty and brackish shallow waters with depths varying between 20 and 30 m and represent a shoal or estuarine environment (Neveskaja, 1963; Poppe and Goto, 1991, 1993).

OSL ages of six samples yielded an interesting age distribution, ranging from 246.47 ± 25.32 ka to the peak of MIS 5e at 127.48 ± 8.91 ka (Table 3), suggesting superimposed

cycles of deposition of the marine terrace sediments. When these results are considered with regard to the composite sea level curves by Fairbanks (1989) and Chappell and Shackleton (1986), the terrace deposits might have been deposited during different oxygen isotope stages. The oldest ages of 246.47 ± 25.32 and 234.76 ± 21.35 ka derived from the basal unit (unit A) is likely indicative for an aggregation at MIS 7e interglacial

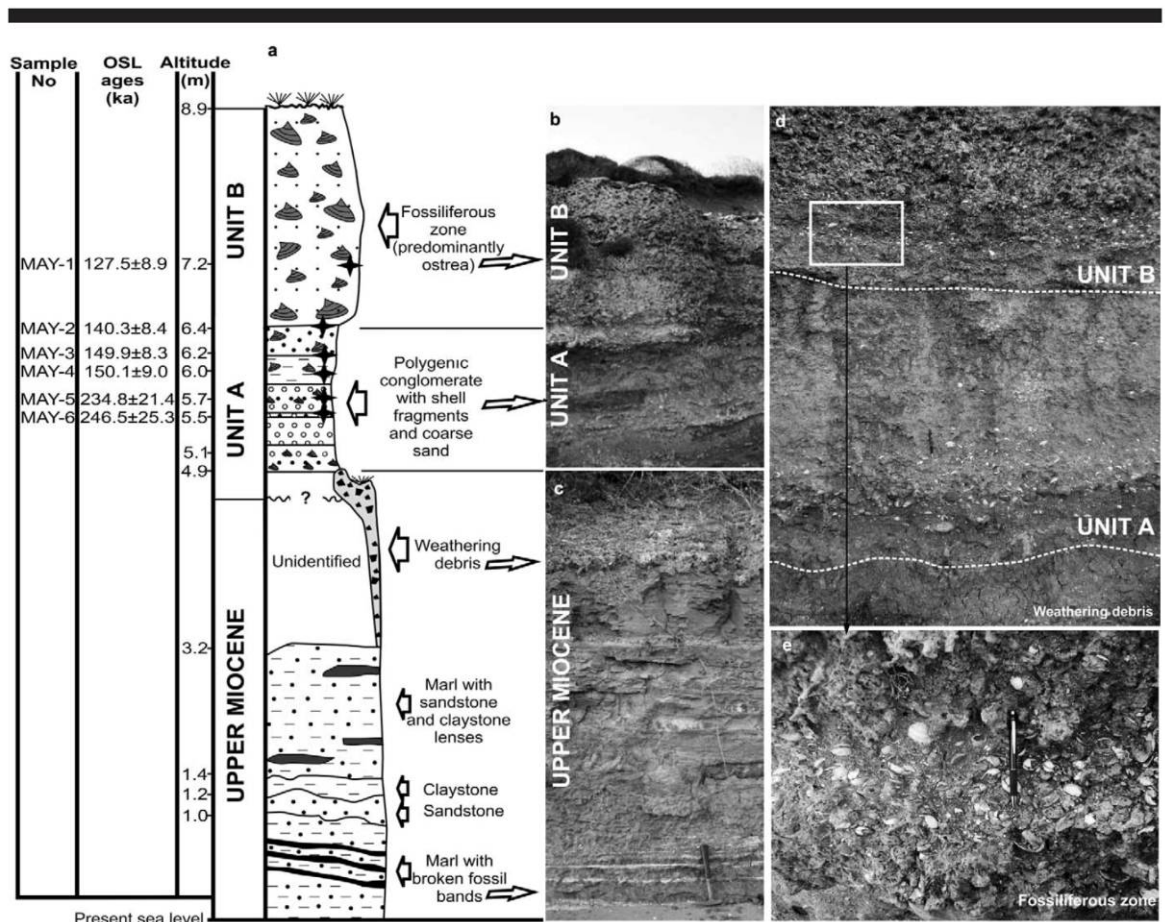


Figure 4. Stratigraphic columnar section of studied marine terrace (a) and pictures from upper Miocene marine deposits and overlying marine terrace sequence (b-e). The stars on the section in Figure 4a indicate the locations of the OSL samples.

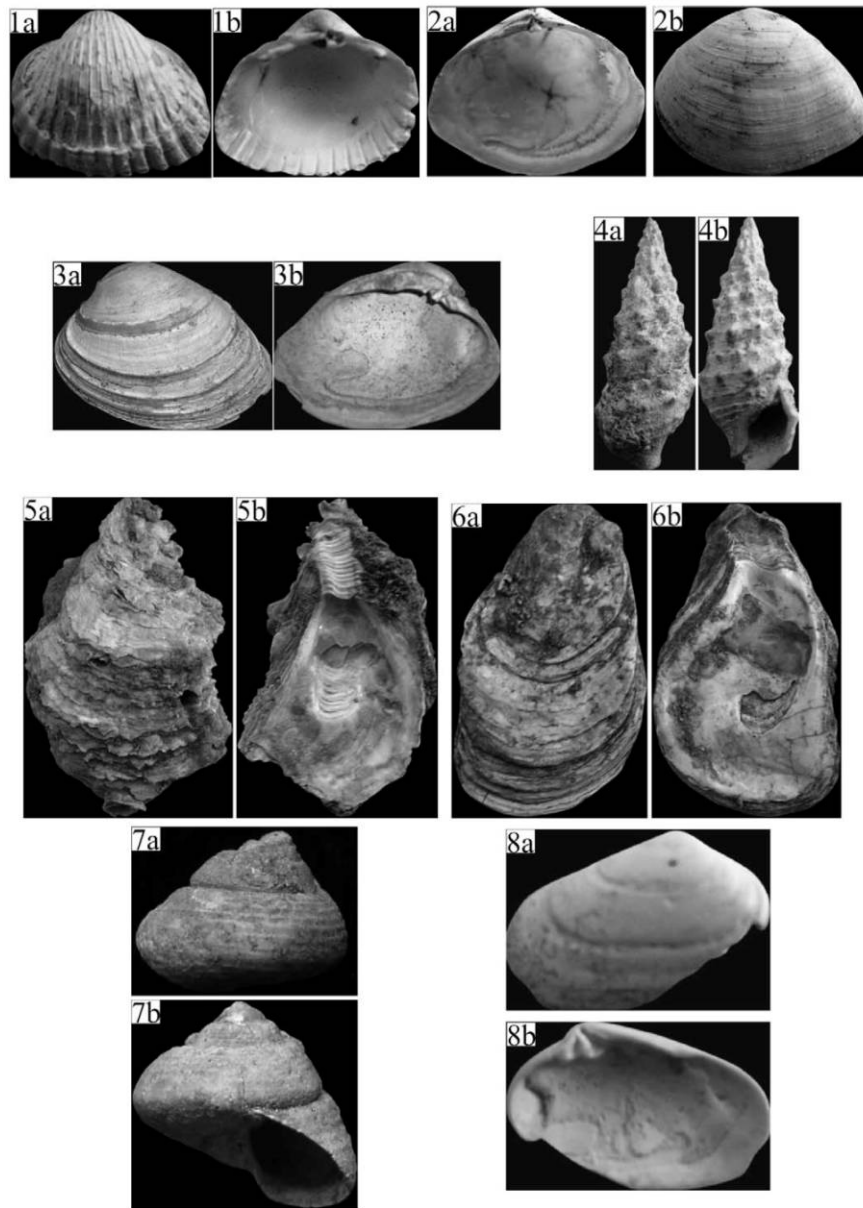


Figure 5. Pictures of fossil shells. Numbers 1 and 2 show fossils collected from unit A; 3 and 4 from both units; and 5, 6, and 7 from unit B. (1a–b) *Cerastoderma glaucum* (Poiret) $\times 0.5$; (2a–b) *Gastrana fragilis* Linnaeus $\times 0.4$; (3a–b) *Paphia (Poliitapes) senescens* Cocconi $\times 0.8$; (4a–b) *Cerithium vulgatum* Bruguiere $\times 1.2$; (5a–b and 6a–b) *Ostrea (Ostrea) edulis* Linnaeus $\times 0.8$; (7a–b) *Gibbula albida* Gmelin $\times 3$; (8a–b) *Donacilla (Donacilla) cornea* Poli $\times 2$.

when the Marmara Sea was connected with the Aegean Sea throughout the Dardanelles. The fossil species including *C. glaucum*, *G. fragilis*, *P. (P.) senescens*, and *C. vulgatum* could be the result of that highstand. Alternatively, this connection

could have occurred through an E–W trending Eceabat and Bolayır channel opened in the middle and north areas of the Gelibolu Peninsula (Sakıncı and Yaltrak, 1997). Grading upward into polygenic conglomerates that contain abundant

shell fragments and coarse sands, this unit is typical of a nearshore, shallow, high-energy environment. The composition and age of the lower part of unit A is similar to another raised (about 20 m above sea level) fossiliferous deposit on the west coast of the Çanakkale Strait. The U-Th records obtained from *O. edulis* fossils with extensive distribution within the Iyisu marine terrace Yaltrak *et al.* (2002) yielded somewhat younger ages (209.78+14.60 – 12.70 ka and 205.03+8.58 – 7.87 ka).

The other three samples extracted from 2.5 and 2.9 m depths of the same unit yielded deposition ages between 149.98 ± 8.25 ka and 140.27 ± 8.42 ka. Even though similar ages and fossil assemblages has been previously suggested in detail by Yaltrak *et al.* (2002) in a Kaplantepe marine terrace 25 km NE of the study area, we assume that our ages match a lowstand during MIS 6 when deposition was unlikely; therefore, these samples could have given underestimated optical ages, possibly because of reworking. Alternatively, the marl layer not coincident with lithostratigraphy dated from 150 to 140 ka might also have been formed during the early stage of a transgression event during OIS 5 on the basis of the coexistence of shell debris with a coarse, sand-rich polygenic conglomerate.

Fossil-laden Unit B is also peculiar to the highstand sea level during the last interglacial stage of MIS 5e and consists predominantly of *O. (O.) edulis* and, in lesser amounts, *G. albida* and *D. (D.) cornea*, as is typical of the Mediterranean fauna. Contrary to the other terrace sites at the coast of SC (Yaltrak *et al.*, 2002) and elsewhere in the Mediterranean, this level is devoid of gastropod *Strombus bubonius*. The OSL age of 127.48 ± 8.91 ka obtained from the *Ostrea* bank shows close similarity to other raised deposits at Gazikoy, Yelkenkaya, and Kaplantepe along the SW Marmara Sea. The measurements derived from fossil shells of *O. edulis*, *Arca noae*, and *Venus gallina* Yaltrak *et al.* (2002) yielded U-Th ages that fall into the 133.46–115.26 ka date range. It is worth mentioning that *Ostrea* fossils of the Gazikoy locality provided an accurate U-Th age of $123.10 \pm 2.91 - 2.83$. Contrary to this, oysters found abundant in Kaplantepe to the north of the study area, which were dated by Kazancı *et al.* (2000) at 107.000 ± 4600 , yielded an age range of 160–130 ka by the same method.

CONCLUSIONS

This preliminary study is the first attempt at using OSL in dating quartz-laden shallow marine deposits on Turkey's coastline. Studying marine terrace deposits along the SC coast yields invaluable hints for better understanding sea water exchanges between the Mediterranean and Black Sea during the late Pleistocene. On the basis of facies characteristics, we conclude that various fossil shells peculiar to the Mediterranean are indicative of increased sea levels during interglacial highstands of MIS 7 and 5, recognized at the lowermost and uppermost levels of the sequence. The debatable ages matching MIS 6 obtained from middle layers is interpreted as having been underestimated, possibly because of its content of reworked material.

ACKNOWLEDGMENTS

We are thankful to Graham Lee for improving the English of earlier versions of the text. We also thank journal referees and the editor, Charles Finkle, for fruitful reviews and suggestions. This study was supported in part by Scientific Research Projects Commission of Çanakkale Onsekiz Mart University (project 2008/39) to introduce the main ideas of the Ph.D. thesis of the first author (M.A.).

LITERATURE CITED

- Atabey, E.; Ilgar, A., and Sakıtas, A., 2004. Çanakkale Havzasının Orta–Üst Miosen Stratigrafisi, Çanakkale, KBTürkiye. *MTA Dergisi*, 128, 79–97 [in Turkish].
- Bøtter-Jensen, L., 1997. Luminescence techniques: instrumentation and methods. *Radiation Measurements*, 17, 749–768.
- Calvert, F. and Neumayr, M., 1880. Die Jungen Ablagerungen am Hellespont. *Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 40, 357–378.
- Chappell, J. and Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324, 137–140.
- Erol, O. and Nuttal, C.P., 1973. Çanakkale Yöresinin Bazı Denizel Kuaterner Depoları. *Ankara Üniversitesi Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, 5–6, 27–91 [in Turkish].
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637–642.
- Kazancı, N.; İleri, Ö.; Emre, Ö.; Varol, B.; Çelik, E.A.; Erkal, T., and Ergin, M., 2000. Güney Marmara Bölgesindeki Denizel Kuaterner İstiflerinin Sedimantolojik Özellikleri ve Olası Depolanma Modelleri. *75. Anniversary of Turkish Republic Congress of Geosciences and Mining*. MTA: Ankara. 193–208 [in Turkish].
- Murray, A.S. and Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, 57–73.
- Neveşkaja, L.C., 1963. *Bestimmungstabelle zweiklappiger mollusken mariner Quaternärsedimente des Schwarzmeerbeckens*. Moscow: Akademie Der Wissenschaft. USSR, Palaeontologie Institute, bd. 96.
- Olley, J.M.; Murray, A.S., and Robert, R.G., 1996. The effects of disequilibria in the uranium and thorium decay chain on burial dose rates in fluvial sediments. *Quaternary Science Reviews*, 15, 751–760.
- Poppe, G.T. and Goto, Y., 1991. *European Seashells, Vol. I (Polyplacophora, Caudofoveata, Solenogaster, Gastropoda)*. Wiesbaden: Verlag Crista Hemmen, 352p.
- Poppe, G.T. and Goto, Y., 1993. *European Seashells, Vol. II (Scaphopoda, Bivalvia, Cephalopoda)*, Wiesbaden: Verlag Crista Hemmen, 221p.
- Prescott, J.R. and Hutton, J.T., 1988. Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 14(1–2), 223–227.
- Prescott, J.R. and Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23, 497–500.
- Sakınç, M. and Yaltrak, C., 1997. Trakya'nın güney sahillerinin Pleyistosen paleocoğrafyası ve evrimi. *MTA Dergisi*, 119, 43–62 [in Turkish].
- Yaltrak, C.; Alpar, B.; Sakınç, M., and Yüce, H., 2000. Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean-Marmara incursion. *Marine Geology*, 164, 139–156. Erratum in: *Marine Geology*, 2000, 167, 189–190.
- Yaltrak, C.; Sakınç, M.; Aksu, A.E.; Hiscott, R.; Galleb, B., and Ülgen, U.B., 2002. Late Pleistocene uplift history along southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea level variations. *Marine Geology*, 190(1–2), 283–305.



Beachrock formation on the coast of Gökçeada Island and its relation to the active tectonics of the region, northern Aegean Sea, Turkey

Mustafa Avcioğlu^{a,*}, Erdinç Yiğitbaş^a, Ahmet Evren Erginal^b

^a Çanakkale Onsekiz Mart University, Department of Geological Engineering, TR-17020, Çanakkale, Turkey

^b Ardahan University, Department of Geography, TR-75000, Ardahan, Turkey

ARTICLE INFO

Article history:
Available online xxx

Keywords:
Beachrock formation
Active tectonics
¹⁴C dating
North Aegean Sea
Turkey

ABSTRACT

There are beachrock formations in 5 different sections of the south coast of Gökçeada, Turkey's largest Aegean island. These beachrocks form two different groups in terms of layering characteristics, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ stable isotope compositions, consecutive cementation structures, and ¹⁴C dating. The West Group beachrocks, to the west, were dated to 4010–5830 BP, while the East Group beachrocks were dated to 620–2390 BP. The beachrock formations in both groups are separated by the NE–SW-trending Uğurlu Fault. The Uğurlu Fault is a right lateral, strike slip with reverse component oblique fault, and is an active fault within the North Anatolian Fault Zone. In the period between the formation of the two beachrock groups (2390–4010 BP), an earthquake was responsible for the destruction of Gökçeada Yenibademli mound and the development of two generations of beachrock.

© 2015 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.

1. Introduction

Beachrocks are sedimentary structures forming as a result of cementation by calcium carbonate of coastal sediments in the tidal zone. Generally they are observed where there is warm sea water in tropical and subtropical regions (Russel and McIntire, 1965; Scoffin and Stoddart, 1987; Pirazzoli, 2007; McLean, 2011). While the first studies of beachrocks determined the formation environments in tropical and subtropical belts (Ginsburg, 1953; Russell, 1959; Russel and McIntire, 1965), later studies recognized the presence of beachrocks in temperate (Zenkovitch, 1967; Rey et al., 2004) and cold regions (Binkley et al., 1980; Kneale and Viles, 2000).

Attempts have been made to explain the cementation of beach sediments forming beachrock by very different processes such as evaporation, mixing of water masses with different characteristics and microbiological activity (Ginsburg, 1953; Stoddart and Cann, 1965a,b; Taylor and Illing, 1969; Schmalz, 1971; Thorstenson et al., 1972; Hanor, 1978; Krumbein, 1979; Strasser et al., 1989; Molenaar and Venmans, 1993; Bernier et al., 1997; Turner, 2005; Voudoukas et al., 2007). On coasts with micro tidal conditions (between 0 and 2 m), cemented beachrocks have been shown as

criteria to determine past sea level (Thomas, 2009) and due to these characteristics they have been widely used for sea level changes (Hopley, 1986; Kelletat, 2006; Pirazzoli, 2007; Voudoukas et al., 2007). In the Mediterranean, which has micro tidal amplitudes, beachrocks have a widespread distribution and in this area beachrocks have been obtained for use as an indicator to determine sea level changes (see Ginsburg, 1953; Boekschoten, 1962; Goudie, 1969; Friedman and Gavish, 1971; Alexandersson, 1972a,b; Beier, 1985; Holail and Rashed, 1992; Bernier and Dalongeville, 1996; El-Sayed, 1988; Avşarcan, 1997; Yaltrak et al., 2002; Fouache et al., 2005; Morhange et al., 2006; George et al., 2006; Voudoukas et al., 2007; Sanlaville et al., 1997; Ertek et al., 2008; Çiner et al., 2009; Öztürk, 2013; Öztürk et al., 2013, 2015). On the coasts of the Aegean, which links the Mediterranean to the Black Sea, intense beachrock formation has been observed (Bernier and Dalongeville, 1998; Plomaritis, 1999; Ertek and Erginal, 2003; Makrykosta et al., 2006; Voudoukas and Velegrakis, 2006; Erginal et al., 2008, 2010; Erginal, 2012; Erginal and Öztürk, 2012).

This study investigated beachrocks developed on the south coast of Gökçeada (north Aegean Sea) (Fig. 1). The presence of beachrock formations on Gökçeada were first reported by Erginal and Ertek (2009) on the southwest of the island near Kapıkaya (Fig. 1c; L5 locality). The researchers examined samples obtained from this location using SEM-EDX and thin section analyses to reveal the micromorphology of the cement in the beachrocks. Accordingly, the cementation characteristics and cement

* Corresponding author.
E-mail addresses: m_avcioglu@comu.edu.tr, mustafaavcioglu@gmail.com (M. Avcioğlu).

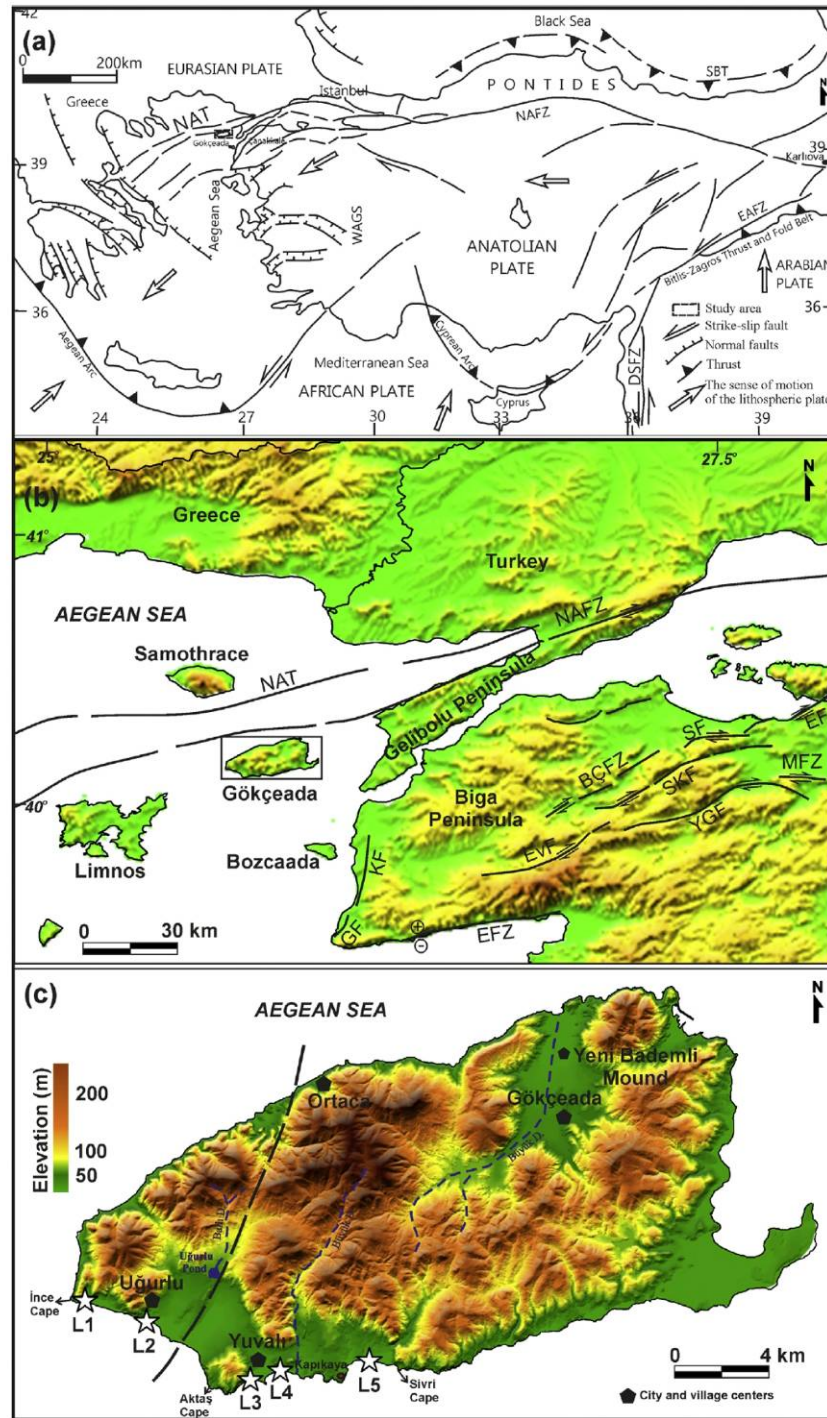


Fig. 1. Geologic-morphologic characteristics of study area and surroundings; **a)** map showing main neotectonic elements found within the study area (from Yigitbaş et al., 2004); **b)** Digital Elevation Model (DEM) showing morphology and active faults in the North Aegean region; and **c)** DEM image showing locations of beachrock identified on Gökçeada and the Uğurlu Fault. Abbreviations and explanations; BÇFZ: Biga-Çan Fault Zone, DSFZ: Dead Sea Fault Zone, EAFZ: East Anatolian Fault Zone, EF: Edincik Fault, EFZ: Edremit Fault Zone, EvF: Evçiler Fault, GF: Gülpınar Fault, KF: Kestanel Fault, MFZ: Manyas Fault Zone, NAFZ: North Anatolian Fault Zone, NAT: North Aegean Trough, SBT: Southern Black Sea Thrust, SF: Sinekçi Fault, SKF: Sarıköy Fault, WAGS: West Anatolian Graben System, YGF: Yenice-Gönen Fault.

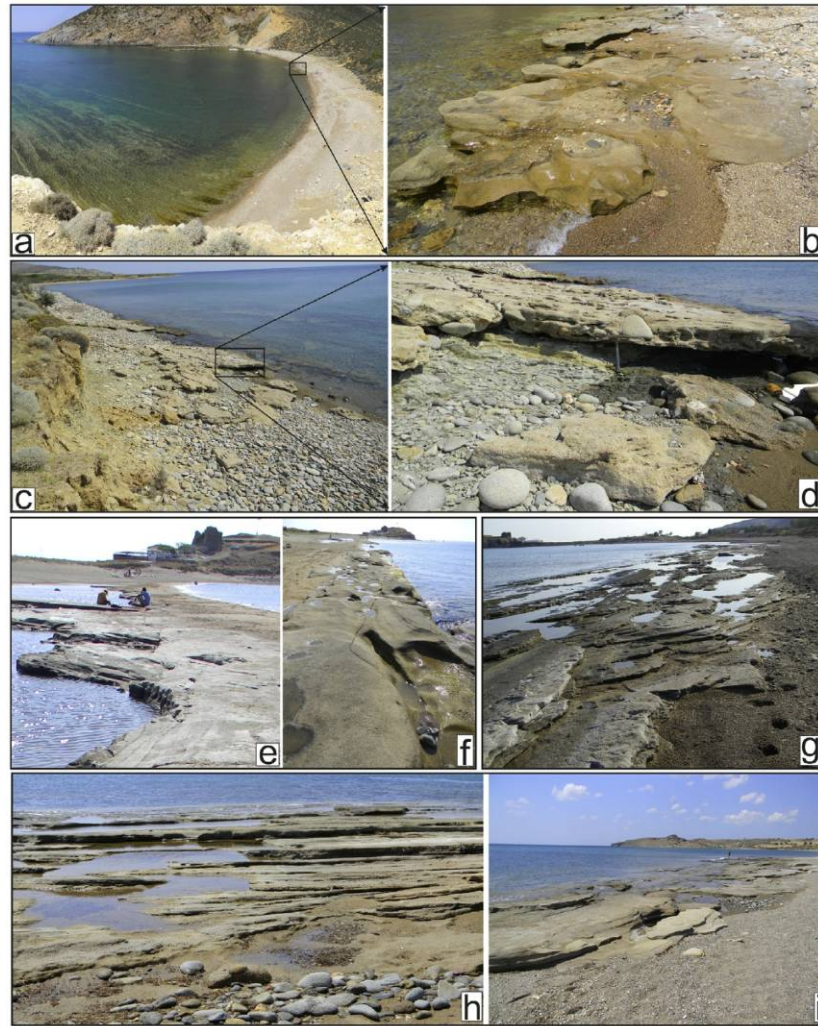


Fig. 2. Images from Gökçeada beachrock formations **a)** L1: distant; and **b)** close-up view of Gizli Liman beachrock formation; **c)** L2: distant; and **d)** close-up view of Uğurlu Liman beachrock formation. The upper section of the hammer shows the boundary between beachrock and marl; **e)** L3: distant and; **f)** close-up view of Cezaevi beachrock formation. **g)** L4: photograph showing layering developed in the Yuvalı beachrock formation; **h)** L5: view of the Kapıkaya beachrock formation perpendicular to the shore; and **i)** parallel to the shore.

composition at this location show it is true beachrock deposited in the intertidal zone and it was proposed that it indicated a lowering in sea level. This study identified four more localities with beachrock formations on Gökçeada (Fig. 1c; L1, L2, L3 and L4). Samples taken from the identified localities had radiocarbon dating and micro-analytical analyses completed. As the cementation of the beachrocks occurred in different environments and due to different processes, to correctly explain the age and facies of the beachrock formations it was necessary to investigate the samples using petrographic, SEM-EDX, and microanalytical and geochronologic methods like $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ (Erginal and Ertek, 2009 and references therein). For the results of these analytical studies to contribute to a full explanation, initially the regional geology–geomorphology and morphotectonics must be properly interpreted. As a result, this paper adds the beachrock formations on the south coast of Gökçeada discovered for the first time during this study (L1, L2, L3,

L4) to the beachrock formation (L5) described by Erginal and Ertek (2009), to describe the geologic, geomorphological, analytical, petrologic and geochronological characteristics and to discuss and model the climatic conditions, Holocene sea level changes and effects of tectonism during the formation of the beachrock.

2. Location of the study area

The study area comprises the south coast of Gökçeada Island located in the north of the Aegean Sea in northwest Turkey (Fig. 1a). The largest Turkish island, Gökçeada, has an area of 285 km² (Öner, 2001). Due to its geological characteristics, it has very steep and rough terrain (Kurter, 1989). Gökçeada is located near the western end of one of the region's most important active faults, the North Anatolian Fault Zone (Fig. 1a). The neotectonic history of the region began in post-Miocene time with the development of the North

Anatolian Fault Zone (NAFZ) (Fig. 1a) which is one of the most important active dextral faults in the world (e.g. Ketin, 1969; Ambraseys, 1970; McKenzie, 1972; Şengör, 1979; Woodcock, 1986; Barka, 1992; Westaway, 2003; MTA, 2011). The fault zone is about 1500 km long and extends from Karliova in eastern Turkey to the Greek mainland in the west (Fig. 1a). The NAFZ is a transform fault forming part of the boundary between the Eurasian and Anatolian plates. The Anatolian Plate, situated between the converging Eurasian and Arabian plates, escapes westwards along the dextral North Anatolian and sinistral East Anatolian fault zones (e.g. McKenzie, 1972; Şengör, 1979; Şengör et al., 1985; Taymaz et al., 1991a,b; Bozkurt, 2001). From 31°E around Bolu, the NAFZ splays westward into a number of sub-fault zones (Ketin, 1969; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Koçyiğit, 1988; Okay et al., 1999, 2000; Yigitbağ et al., 2004). In this way, the western part of the NAFZ splits into three strands, extending towards the Marmara Sea and the northern Aegean region forming a horse-tail structure (Barka and Gülen, 1988). Therefore the width of the NAFZ ranges from 10 km to 110 km, from Biga Peninsula in the south to the Gulf of Saros in the north, in northwestern Turkey (Koçyiğit, 1988; Bozkurt, 2001; Ustaömer et al., 2008). The northern strand passes south of the Gulf of Izmit, Marmara Sea, Gulf of Saros and North Aegean trough. The central strand follows the line from Geyve, Pamukova, south of Izmit Lake, southern coast of Marmara Sea and Bandırma, where it makes a left bend and continues south-west in the southern Marmara region. The southern strand of NAFZ consists of the Bursa Fault, the Uluabat Fault, the Manyas Fault, the Yenice-Gönen Fault, the Evçiler Fault and the Edremit Fault (Kürçer et al., 2008, 2015).

Gökçeada Island is located in the southwest extension of the Trakya basin, which is composed mainly of a two km thick Cenozoic sequence (Akartuna, 1950; Siyako, 2006; Ilgar et al., 2008; San et al., 2015). This sequence contains Eocene turbidites and overlying fossil-rich limestone, Oligocene – Miocene sandstones, conglomerates and volcanics, and Upper Miocene – Pliocene mudstone and conglomerates. Quaternary is represented by alluvium, beach sands, beachrocks, travertine, and some slope deposits. The outcrop patterns of the geological formations in Gökçeada Island are elongated in a northeast – southwest direction consistent with the landscape of the island, with long axis of 28 km and a short axis of 12 km. The main streams on the island flow NE and SW, such as Büyükdere and Ballidere, respectively. As a result; the geological and morphological northeastern trends are consistent on Gökçeada as a result of morphotectonic development. A variety of prominent morphological elements such as hanging valleys, waterfalls, springs, and travertine formations and also some coastal features such as paleo-coastal notches, and beachrock formations exist on the island (Yağınlar, 1949; Kurter, 1989; Koral et al., 2009). These features show that Gökçeada formed under the effect of neotectonic events. Koral et al. (2009) indicates that the morphology of Gökçeada formed under the effect of active tectonics originating from the transensional tectonic setting of the NAFZ. Interesting data on the current tectonic and seismic activity on Gökçeada was provided by Hüryılmaz (2012a, 2012b). Hüryılmaz stated that some findings obtained during archeological excavations of the Yenibademli mound on Gökçeada indicated an earthquake caused the destruction of a settlement area founded 5000 BP (Hüryılmaz, 2012a, 2012b).

3. Material and methods

Detailed field work was completed in the areas around the new beachrock localities identified on Gökçeada and the relationships between the rock formations in the region to each other and to the beachrock formations were studied. During this process, the results of previous field studies in the region were tested, and structural

elements, especially (faults, fractures, layer positions, etc.) were carefully reviewed. During the field studies of the beachrock outcrops, a total of 13 samples were taken from the 5 beachrock localities. Petrographic, geochemical, isotope, and dating studies were completed on the samples. Petrographic studies attempted to determine the clastic composition, cement material, depositional environment, and origin of clasts for each beachrock. To determine the climatic conditions during beachrock formation, stable isotope analysis was completed and dating studies of the cement binding the clasts in the beachrock determined date of cementation.

For petrographic studies, thin sections were prepared and investigated under a polarizing microscope. SEM-EDX analyses were completed at Izmir Institute of Technology, Center for Materials Research using Philips XL-30S FEG and FEI Quanta 250 FEG device. EDX analyses were completed with a Bruker AXS XFlash EDX detector linked to the SEM device. A Scheibler calcimeter was used to calculate total CaCO₃ content in 25–30 g samples. Stable isotope ¹³C and ¹⁸O studies were carried out at the Environmental Isotope Laboratory, Geosciences Department, University of Arizona. Beta Analytic laboratories (USA) completed ¹⁴C dating.

4. Morphology and bedding characteristics

Beachrock sequences observed in 5 different locations on the south coast of Gökçeada were investigated in this study (Fig. 1c).

Locality 1 (L1: 40°07'29.34"N–25°40'20.81"E) is located on the coast near Gizli Liman at the southwest corner of Gökçeada (Figs. 1c and 2a, b). It is about 40 m long and is inclined at 7° SW. It is formed of fine-coarse grained sandstone and poorly sorted, rounded coarse pebblestone layers. These sequential and lithological characteristics indicate that the energy of the environment during formation of the beachrock was high. Pebbles and blocks are generally andesite, and limestone–sandstone origin (Fig. 2b). There are ripples of up to 15 cm wide on the surface of the beachrock due to the effect of waves. The upper level of the beachrock is a maximum of 45 cm above sea level on the land side, while this falls to 25 cm on the sea side of the formation. A thickness of up to 50 cm was measured under water.

In locality 2 (L2: 40°06'59.50"N–25°42'19.80"E), exposed beachrock is at least 200 m long and 7.5 m wide above the water (Figs. 1c and 2c, d). However, this beachrock formation was probably in a single piece in the past longer and wider than at present, but remains in isolated, eroded, and fragmented patches today. The coast ends with a 2 m vertical scarp. This scarp is generally formed of talus breccia composed of poorly-sorted angular pebbles. The beachrock is inclined 13° SW and is comprised of clasts of andesite–sandstone–limestone from sand to block size. This sequence has an unconformable contact above an Upper Eocene marl unit (Fig. 2d). The cement binding the clasts is hard with high carbonate content. The thickness of the layer is 0.45 m on the sea side and 0.15 m on the land side.

The beachrock at locality 3 (L3: 40°05'48.30"N – 25°45'14.40"E) has a length of nearly 300 m (Figs. 1c and 2e, f). Generally it is formed of well-sorted sandstone layers. The layer thickness is 50 cm in places. It is inclined S and SE between 4° and 6°. The layers have been well-protected, and are observed to be almost unbroken along the coast. The beach here is formed of sand with occasional pebbles. There is a tombolo between the beachrock at L4. There are wave ripple marks observed above the beachrock (Fig. 2f).

At locality 4 (L4: 40°05'59.40"N–25°45'40.42"E) beachrock is 400 m long (Figs. 1c and 2g). Here the elements forming the beachrock are well-sorted sand size. The beachrock is inclined at 6°–13°SE and the clast sizes gradually get smaller from land toward the sea. The beach where the beachrock is observed is up to 20 m

wide but narrows in places to 3 m. The coast ends with a 1.5 m high vertical slope. The beachrock is composed of many layers (Fig. 2g).

The beachrock at locality 5 (L5: 40°06'15.65"N–25°48'23.90"E) is at least 250 m long (Figs. 1c and 2i). The thickness is up to 65 cm and 12 layers can be counted (Fig. 2h) with this beachrock unit inclined at 5°–10° S-SW. Within the unit, which has clasts of sand to pebble size, there are occasional large clasts of up to 3–4 cm size observed. The beach is 3–5 m wide and ends with a slope of 0.5–1 m height. While the beach here is comprised of large andesite pebbles near the sea, near the slope sand size clasts with occasional pebbles are observed.

5. Petrographic composition and cementation patterns

Beachrocks are generally cemented within the limits of the tidal zone (Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; Voudoukas et al., 2007; Mauz et al., 2015). By examining the chemical-mineralogical composition of the cement, fabric, and type of layering, it is possible to interpret the region of cementation (Stoddart and Cann, 1965a,b; Alexandersson, 1969, 1972a; Bricker, 1971; Milliman, 1974; Bathurst, 1975; Hanor, 1978; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; Voudoukas et al., 2007; Mauz et al., 2015). The clasts forming beachrock are generally bound with aragonitic, high magnesium calcite (HMC) and low magnesium calcite (LMC) composition cements. Very rarely, silicified cement may be observed. The aragonitic composition cement shows that cementation occurred in the deep marine zone, while HMC (high magnesium calcite) indicates shallow marine and LMC (low magnesium calcite) indicates supratidal zone (Stoddart and Cann, 1965a, b; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; Voudoukas et al., 2007; Mauz et al., 2015). These, together with the textural characteristics of the cement, provide information about the sources of cementation. Acicular-radial and isopachous types of cement texture were cemented in the tidal zone, and as a result indicate aragonitic or HMC composition while meniscus and bridge cement indicate LMC composition (Taylor and Illing, 1969; Bricker, 1971; Alexandersson, 1972b; Hanor, 1978; Scoffin and

McLean, 1978; Aissaoui, 1985; James and Gingsburg, 1990; Whittle et al., 1993; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; Voudoukas et al., 2007; Mauz et al., 2015). Additionally interpreting this information can reveal the origin of the cement material as marine, meteoric, vadose or phreatic (Voudoukas et al., 2007). The composition of the cement as HMC or LMC is determined by examining the amount of Mg in the total mass (for HMC Mg must be 4% mol greater than $MgCaCO_3$ or 1.2% weight of the total mass (Milliman, 1974)) or the textural characteristics of the cement. The enveloping characteristics of the cement around the clasts (isopachous or crystals of varying sizes; crystals with isopachous characteristics have aragonitic composition, while mixed crystal sizes indicate calcitic compositions) plays a key role in distinguishing the source of the cement (Hanor, 1978; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; Voudoukas et al., 2007; Mauz et al., 2015). Marine-origin cement minerals (HMC and aragonite) undergo rapid alteration in regions without marine conditions (Scholle and Ulmer-Scholle, 2003). While aragonite is easily dissolved by meteoric fluids, HMC is transformed to LMC by meteoric or burial diagenesis (Scholle and Ulmer-Scholle, 2003). Generally when beachrock cement is investigated, cements of different origin are seen together, which may be interpreted as indicating continuation of initial cementation during climatic changes – sea level changes. For example, isopachous aragonite rind cement may be primarily found binding two clasts. The gaps between the two clasts may then be filled with meniscus or bridge cement. Observation of these two cement types may indicate that sea level lowered over time, with the environment dominated by subtidal zone conditions initially before the effect of supratidal environmental conditions is seen.

Thin section analyses of Gökçeada beachrock observed they were generally formed of rock fragments like metamorphics, volcanics, chert, and limestone-micritic limestone and quartzite clasts. Rock fragments together with quartz, feldspar (plagioclase, microcline), mica-biotite, pyroxene, and opaque minerals were described in the beachrock. The clasts were transported short distances, generally poorly rounded with weak cement. Additionally, some clasts were

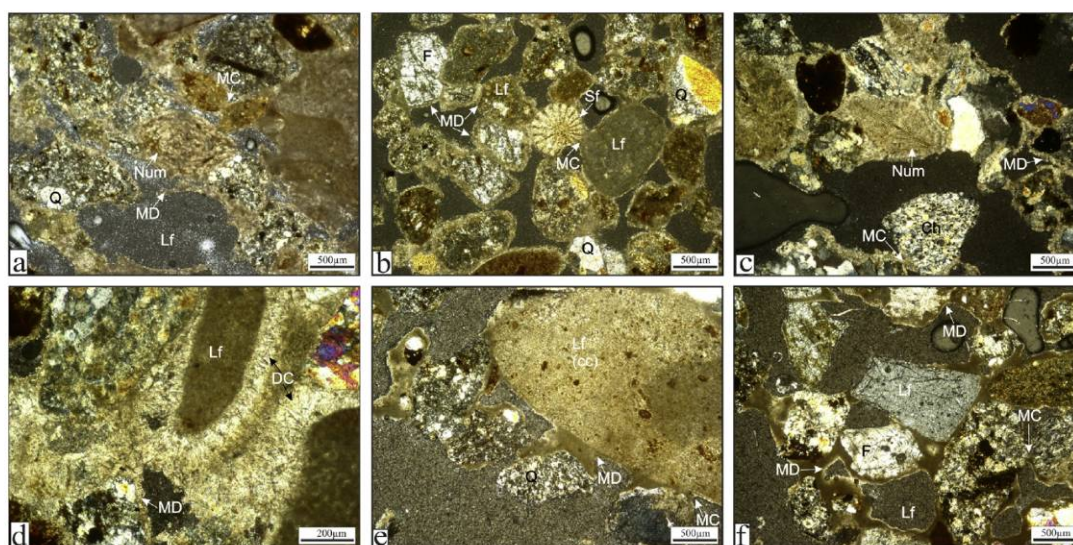


Fig. 3. Microphotographs showing petrographic characteristics of some representative samples from Gökçeada beachrock formations. Sample locations and numbers: a) L1-2: Gizli Liman; b) L3-1: Cezaevi; c) L2-1: Uğurlu Liman; d) L2-2: Uğurlu Liman; e) L4-1: Yuvalı; f) L5-2: Kapıkaya. Clasts forming the rocks are generally represented by rock fragments, quartz and feldspar. In addition, fossil shells and shell fragments are observed. All of these particles are generally bound to each other with micritic cement. Abbreviations: cc: carbonated clay, Ch: Chert, DC: Drusy cement, F: Feldspar, Lf: Lithic fragments, MC: Meniscus cement, MD: Micritic development, Num: *Numulites* sp., Q: Quartz, SF: Shell fragments.

observed to be well-rounded or semi-angular. With this situation clasts may have been transported again or were rounded by the action of waves or currents after reaching the deposition area. According to the classification of Folk (1974) the samples were generally determined to be sandstone (L1-2; L3-1; L4-1, L4-2), litharenite (L2-1; L2-2), subarkose (L3-2; L5-3), lithic arkose (L3-3; L5-2) and sandstone-lithic wacke dominated by rock fragments (L5-1).

A variety of shell fragments were found in the sections (Fig. 3a–c). Some of these were determined to be *Numulites sp.* (Fig. 3a and c). A significant portion of the nummulites were filled with secondary minerals. Clasts were generally clast-supported with very loose cementation. The bonds between clasts forming the rock were generally provided by micritic envelopes (Fig. 3a–f) with meniscus cement also observed (Fig. 3a–f). Rarely there was drusy-type cement in the gaps between clasts (Fig. 3d). The semi-rounded clasts in the rock were generally wrapped with envelopes of calcitic cement (Fig. 3b). Cavities between clasts were generally empty. The porosity and permeability of the rock was very high. This data indicates that the clasts and bioclasts in the beachrock were deposited in a mobile-high energy environment.

When the EDX values obtained from micritic envelopes are investigated, the Mg content of total mass was between 1.89 and 4.80%. In only one sample was Mg content 0.38 and 0.64% (L2-2) (Table 1). These Mg values generally indicate HMC composition (Milliman, 1974). This cement type, along with the meniscus and bridge cements between clasts, indicates a secondary cementation stage. Observation of LMC composition cements among samples of these structures indicate the effect of mixing with marine and meteoric water, forming HMC composition, with later effects of vadose and phreatic freshwater region (Taylor and Illing, 1969; Bricker, 1971; Alexandersson, 1972b; Hanor, 1978; Scoffin and McLean, 1978; Aissaoui, 1985; James and Gingsburg, 1990; Whittle et al., 1993; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; Voudoukas et al., 2007; Mauz et al., 2015). In conclusion, the cementation of all samples was primarily begun in the intertidal zone, with a cementation effect in the supratidal zone region occurring a certain time later. The cementation of all samples was completed in the intertidal zone. After the cementation process of every sample, cementation structures from the supratidal zone, though few, are observed in cavities between clasts.

Table 1

EDX values obtained from SEM images. Image No* in the Table refers to the image number in Fig. 4. Abbreviations: BC: bridge cement, MC: meniscus cement, MD: micritic development.

Image No*	Location-sample no	Analysed surface	Elements (Wt%)										
			C	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	Ca	Fe	K	
Fig. 4c	L1-2	MC	17.05	58.13	0.25	2.57	2.21	3.30	0.27	14.63	1.05	0.53	
Fig. 4d	L1-2	MD	22.36	55.15	0.13	2.04	0.77	2.74	0.14	16.28	0.23	0.15	
–	L1-2	MD	7.34	57.91	0.60	2.08	7.85	11.56	0.31	6.07	3.91	1.94	
–	L1-2	MD	17.63	58.30	0.19	2.60	3.56	7.60	0.29	7.23	1.54	1.06	
Fig. 4e	L1-3	MC	10.70	49.13	0.77	2.83	0.64	2.23	0.46	32.72	0.00	0.51	
Fig. 4f	L1-3	MC	21.24	56.89	0.42	2.76	1.05	2.38	0.14	14.69	0.21	0.21	
–	L1-3	MD	22.74	53.74	0.37	4.80	0.64	3.70	0.37	12.98	0.43	0.23	
–	L2-1	MC	15.70	58.02	0.93	1.71	3.25	7.81	0.81	8.72	2.05	1.00	
–	L2-1	MC	15.17	51.87	2.34	1.47	3.71	8.17	2.09	9.13	4.69	1.37	
–	L2-2	MD	21.55	54.22	0.69	0.38	1.81	6.10	0.18	13.96	0.36	0.75	
–	L2-2	MC	13.38	49.55	2.06	0.94	4.82	11.61	1.21	8.05	2.56	5.82	
–	L2-2	MC	15.76	51.47	0.29	0.69	0.69	2.83	0.17	27.52	0.31	0.27	
–	L2-2	MD	17.29	53.84	0.39	0.64	1.82	11.41	0.56	10.62	2.61	0.81	
Fig. 4g	L4-1	BC	23.66	54.42	0.67	2.23	0.52	1.35	0.34	16.44	0.21	0.16	
–	L4-1	MC	11.37	54.36	3.65	0.59	8.43	16.50	0.21	2.07	0.86	1.96	
–	L4-2	MC	21.59	53.47	1.18	2.25	1.08	2.18	0.75	16.26	0.83	0.41	
–	L4-2	MD	16.73	51.73	0.06	2.42	0.74	2.70	0.16	24.04	1.20	0.21	
–	L4-3	MD	13.46	51.83	1.25	1.89	1.93	6.72	0.91	19.57	1.70	0.74	
–	L4-3	MD	19.07	55.73	1.09	2.07	1.22	4.10	1.11	14.57	0.66	0.39	
–	L4-3	MC	7.86	46.35	1.35	1.06	1.34	3.84	1.11	36.09	0.70	0.30	
–	L4-3	MD	16.82	51.88	0.96	1.93	0.63	4.68	1.01	0.25	21.60	0.25	
–	L5-1	MC	16.89	56.82	0.58	1.97	2.24	4.76	–	15.07	1.08	0.60	
Fig. 4h	L5-3	MD	20.28	53.74	0.58	1.97	1.24	2.89	0.29	17.94	0.56	0.51	
Average			16.97	53.66	0.85	1.94	2.13	5.36	0.52	15.73	2.02	0.81	

According to the total of 126 SEM images obtained from beachrock samples, the cement binding clasts generally formed micritic envelopes (Fig. 4a, b, d, f, g, h) with secondary cement formed by meniscus cement (Fig. 4f, h) and occasional bridge cement (Fig. 4b and g). According to the total of 23 EDX results (Table 1) these cements were identified as CaCO₃ generally. In addition to CaCO₃, there was rare silica cement between clasts and even occasional diatom fragments identified. The cavity between clasts were large (Fig. 4a and b), with envelopes around the surfaces generally formed of crystals of different sizes (Fig. 4d, e, f, h) and a regular micrite coating. When crystals are closely examined, the envelopes around clasts were scalenohedral rims formed of angular pieces (Fig. 4c–e) which are indicative of calcitic cement.

5.1. Radiocarbon ages and stable isotope composition

Stable isotope analyses of 13 samples obtained from 5 different beachrock formations during field studies on Gökçeada identified $\delta^{18}\text{O}$ values between -5.17 and $+1.50$ and $\delta^{13}\text{C}$ values between -8.08 and $+3.04$ (Table 2). The results of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ analyses obtained from these samples show two different clusters. While the samples numbered L1-2, L1-3, L2-1 and L2-2 from L1: Gizli Liman and L2: Uğurlu beachrock formations, geographically to the west, all had negative $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values; the samples numbered L3-1, L3-2, L3-3, L4-1, L4-2, L4-3, L5-1, L5-2, and L5-3 from the geographically eastern L3: Cezaevi, L4: Yuvalı and L5: Kapıkaya beachrock all had positive $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values.

Table 2
Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and % CaCO_3 values from samples obtained from Gökçeada beachrock formations.

Beachrock location	Stable isotope analyses			% CaCO_3 Cement
	Sample No	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB	
L1	L1-2	-1.29	-3.34	32.04
	L1-3	-4.00	-3.78	31.44
L2	L2-1	-7.30	-5.16	41.46
	L2-2	-8.08	-5.17	60.64
L3	L3-1	2.48	1.30	37.31
	L3-2	1.61	0.57	27.74
	L3-3	2.00	0.25	34.84
L4	L4-1	2.15	0.71	31.10
	L4-2	3.04	1.50	35.89
	L4-3	2.00	0.32	29.19
L5	L5-1	2.33	0.83	33.94
	L5-2	2.15	0.39	33.33
	L5-3	2.44	0.24	30.75

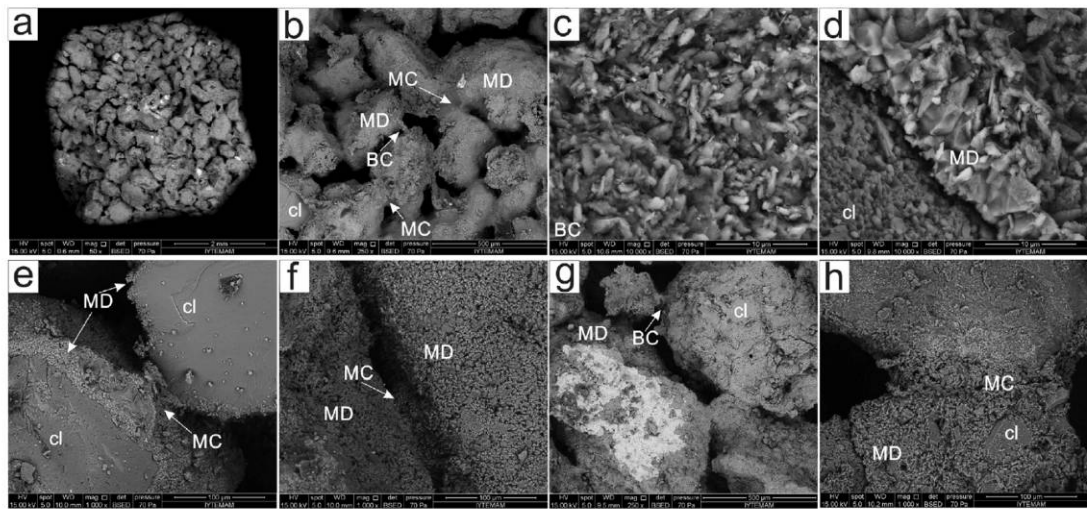


Fig. 4. Representative SEM images of beachrock samples (BC: bridge cement, cl: clasts, MC: meniscus cement, MD: micritic development). **a)** General appearance of clasts and general coating with MD; **b)** cement bonds and cavities between clasts; **c)** BC surface appearance observed in sample L2-2; **d)** clast surface and MD; **e)** MD coating two clasts and MC binding these clasts to each other; **f)** MD completely coating clasts and MC in between; **g)** clasts coated with MD and BC cementing clasts; and **h)** two clasts coated intensively with MD and MC between these two clasts.

The results of CaCO_3 calculations from the samples show the CaCO_3 values vary from 27.74 to 60.64% (Table 2). This type of grouping of CaCO_3 % values draws attention to the $\delta^{18}\text{O}$ values. In the west the majority of L1: Gizli Liman and L2: Uğurlu beachrock formation samples have high CaCO_3 % values between 31.44 and 60.64, while in the east L3: Cezaevi, L4: Yuvalı and L5: Kapıkaya beachrocks have slightly lower values between 27.74 and 37.31 (Table 2). However, when the CaCO_3 % analyses are compared with EDX analyses (Table 1), in the eastern group beachrock formations (L3, L4, L5) in addition to CaCO_3 cement, some binding between clasts has been provided by occasional silica.

During field studies, 13 samples were obtained from 5 beachrock locations. Of these, apart from location L3, a total of 10 samples were dated. The results of the analyses from L2-1 sample provide the oldest date of 5830–5580 BP, while L4-1 sample provided the youngest age of 760–620 BP. All the other samples were within the interval between these ages (Table 3). However, as with the $\delta^{18}\text{O}$ values, clear grouping in the ^{14}C ages is obvious. The ^{14}C ages obtained from L1: Gizli Liman and L2: Uğurlu Limanı beachrocks in the west are older (4010–5830 BP), while the outcrops in the west of L3: Cezaevi, L4: Yuvalı and L5: Kapıkaya beachrocks have younger (620–2390 BP) ages.

Table 3
Results of ^{14}C dating of cement from samples obtained from Gökçeada beachrock formations.

Beachrock location	Sample no (Beta Lab)	Sample no	ASL* (m)	^{14}C Age BP (Measured age)	^{14}C Age BP (Conventional age)	Calibrated ^{14}C age (BP) (2 Sigma calibration)
L1	BETA-344417	L1-2	0.10	4210 ± 30	4590 ± 30	4780–4480
	BETA-344418	L1-3	0.45	3870 ± 30	4260 ± 30	4300–4010
L2	BETA-344419	L2-1	0.15	5260 ± 30	5480 ± 30	5830–5580
	BETA-344420	L2-2	0.40	4220 ± 30	4420 ± 30	4500–4240
L4	BETA-344421	L4-1	0.20	880 ± 30	1280 ± 30	760–620

(continued on next page)

Table 3 (continued)

Beachrock location	Sample no (Beta Lab)	Sample no	ASL* (m)	¹⁴ C Age BP (Measured age)	¹⁴ C Age BP (Conventional age)	Calibrated ¹⁴ C age (BP) (2 Sigma calibration)
L5	BETA-344422	L4-2	0.15	1720 ± 30	2140 ± 30	1680–1410
	BETA-344423	L4-3	0.05	2420 ± 30	2770 ± 30	2390–2160
	BETA-344424	L5-1	0.05	1850 ± 30	2250 ± 30	1800–1540
	BETA-344425	L5-2	0.10	1530 ± 30	1920 ± 30	1390–1240
	BETA-344426	L5-3	0.15	1150 ± 30	1410 ± 30	910–690

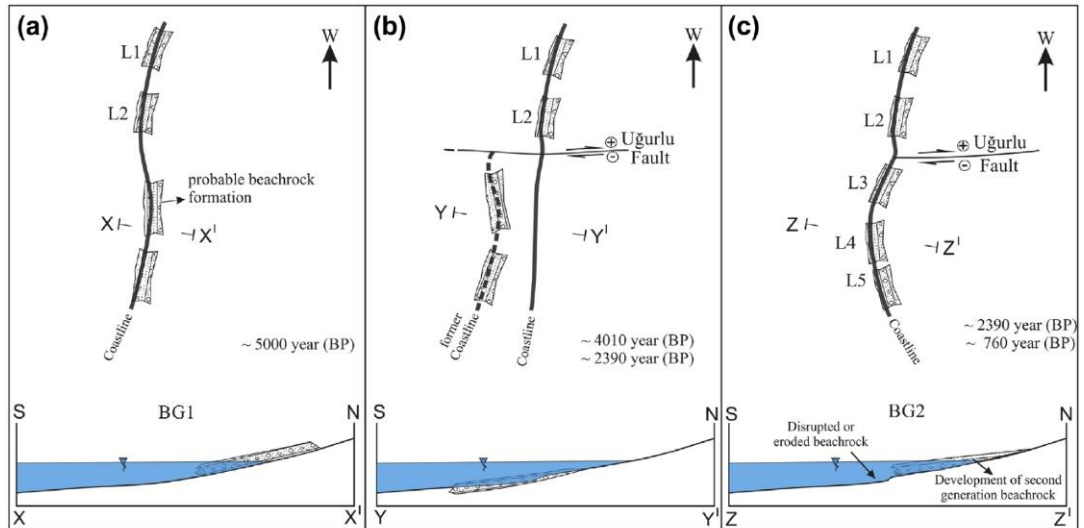


Fig. 5. Outline model showing beachrock formation in two generations on Gökçeada. a: First generation beachrock development on the southern side of Gökçeada (X–X': Cross section direction) (BG1: Beachrock Generation-1). b: Faulting and erosion of the beachrock formation on the hanging wall of the active fault (Y–Y': Cross section direction). c: The second generation of beachrock development along the new coastline on the hanging wall (Z–Z': Cross section direction) (BG2: Beachrock Generation-2).

Compared with the Mediterranean global sea level curve in a review by Brückner et al. (2010) before these dates were obtained (Fig. 6), the cementation dates for the beachrocks show general compatibility with the figure from Kayan (1997). The beachrock formations identified and dated show that they developed at the sea levels noted by Kayan (1997).

6. Discussion: comparative analyses of beachrocks and implications for coastal tectonics

The beachrock formations first identified on the southwest coast of Gökçeada developed in 5 different localities on the south coast between İnce Cape in the west and Sivri Cape in the east. When the

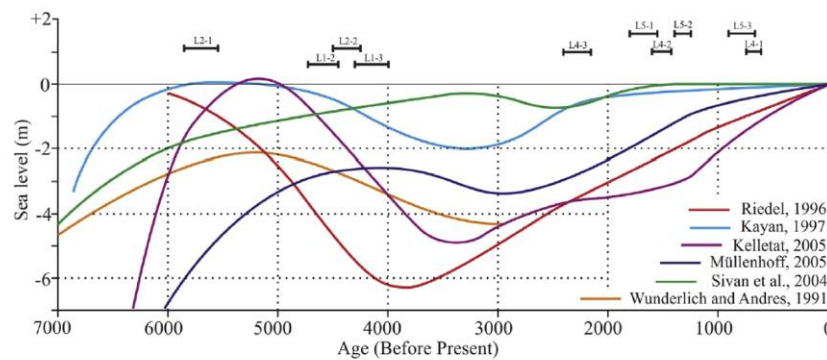


Fig. 6. Sea level change based on results obtained from studies in the Mediterranean (modified from Brückner et al., 2010) and results of ¹⁴C dating from Gökçeada beachrocks.

geologic characteristics of these beachrock formations are investigated, they appear to form two groups with significant differences (Table 4). These are called the “West Group” comprising L1: Gizli Liman and L2: Uğurlu Limanı beachrock formations and the “East Group” of L3: Cezaevi, L4: Yuvalı, and L5: Kapıkaya formations (Fig. 1c and Table 4).

very different characteristics are definitely different in terms of development locations on the coast of the island. The total distribution of these beachrock formations with clear differences along the coast is around 20 km. It cannot be considered that the conditions governing beachrock formation such as climate changes or global sea level changes can have changed twice in such a short

Table 4
Comparative table showing geological characteristics of Gökçeada beachrock formations.

Beachrock locations	Sample number	Length (L) Width (W)	Thickness	Layer location	% CaCO ₂ Cement	Calibrated ¹⁴ C age (Before present) (2 Sigma Calibration)	Stable isotope analyses				
							$\delta^{18}\text{O}$ VPDB	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB			
Group West	L1 (Gizli Liman)	L1-2	L: 40 m	–	N30°W/7°SW	32.04	4780–4480	4010–5830	–3.34	–1.29	
		L1-3			N35°W/7°SW	31.44	4300–4010		–3.78	–4.00	
	L2 (Uğurlu Limanı)	L2-1	L: 200 m	–15–45 cm	N60°W/13°SW	41.46	5830–5580		–5.16	–7.30	
L2-2		W: 7.5 m			60.64	4500–4240		–5.17	–8.08		
Group East	L3 (Cezaevi)	L3-1	L: 300 m	–50 cm	N80°E/5°SE	37.31	Not	Not	1.30	2.48	
		L3-2			E–W/6°S	27.74	Not		0.57	1.61	
		L3-3			N85°E/4°SE	34.84	Not		0.25	2.00	
	L4 (Yuvalı)	L4-1	L: 400 m	–	N50°E/6°SE	31.10	760–620	690–2390	0.71	2.15	
		L4-2			N60°E/8°SE	35.89	1680–1410		1.50	3.04	
		L4-3			N70°E/12°SE	29.19	2390–2160		0.32	2.00	
	L5 (Kapıkaya)	L5-1	L: 250 m	–65 cm	12 layers	N40°E/13°SE	33.94	1800–1540		0.83	2.33
		L5-2				N80°W/5°SW	33.33	1390–1240		0.39	2.15
		L5-3				N80°W/8°SW	30.75	910–690		0.24	2.44
					E–W/10°S						

The clear differences between the two groups of beachrock formations may be summarized as follows: while the West Group beachrock exposures are nearly 30–40 m long, the formations were later significantly eroded. This is especially seen at L2 Uğurlu Limanı where the beachrock is observed as isolated pieces along the coast. East Group beachrocks are observed as longer and more continuous exposure, extending unbroken along the coast with lengths of 250–400 m (Table 4). There are clear differences between the two groups in terms of clast size and texture. The West Group beachrocks have larger clasts including pebbles and blocks, while the majority of East Group beachrock is comprised of well-sorted sandstones. In terms of thickness, West Group beachrocks rarely reach 50 cm thick while the majority of East Group beachrocks are thicker, reaching 65 cm in places and formed of more than 10 layers. West Group beachrock formations have CaCO₃ between 31.44 and 60.64% while the East Group varies from 27.74 to 37.31%. Although there is overlap of the differences between these two beachrock groups in terms of geological characteristics, the difference becomes more distinct in the analytical results (Table 4). West Group beachrock formations have $\delta^{18}\text{O}$ values between –3.34 and –5.17 and $\delta^{13}\text{C}$ values from –1.29 to –8.80, while in East Group beachrock formations these values vary from 0.24 to 1.50 and 1.61–3.04, respectively.

Another clear cluster of the analytic study results of West and East Group beachrock formations is clear in the ¹⁴C dating. The ages obtained from West Group beachrock formations are 4010–5830 BP, while the East Group beachrocks have ages between 760 and 2390 BP. The ages obtained from cements in the beachrock formations do not overlap and the nearly 1600 year interval between them indicates the formation of beachrock in two separate groups.

In two separate time intervals, with some differences in terms of geological characteristics, in terms of geographical distribution the two beachrock formations cluster in different areas. West Group is in the west of the south coast of Gökçeada between İnce Cape – Aktaş Cape, while East Group is between Aktaş Cape and Sivri Cape. As a result these two groups of beachrock formations displaying

distance within a time interval of at most one-two thousand years. In this way within a 20 km distance a drastic change is required to produce beachrock formations different in the west compared to the east. These changes must be related to tectonics. There are very important data supporting this consideration.

Excavations of the Yenibademli mound in the northwest of Gökçeada have found signs of an earthquake disaster (Hüryılmaz, 2012a). This earthquake must have occurred after 3000 BC, as the town uncovered by the excavation was founded 5000 years before the present (Öner, 2001; Hüryılmaz, 2012a).

The presence of such an earthquake does not explain the proximity of beachrock formations with different characteristics. The fault that caused the earthquake must separate the two groups of beachrocks and each group of beachrock formations should occur within these two separate blocks. The geological research on Gökçeada has found a clear fault, agreed by all studies, passing near Uğurlu village (Fig. 1c) in a northeast direction and causing significant offset of Cenozoic-aged sedimentary–volcanic sequences, here termed the “Uğurlu Fault”. This fault is not represented by a single plane. Previous geological maps (Temel and Çiftçi, 2002; Ilgar et al., 2008; Özden et al., 2008) have stated the fault was a plane cutting only Cenozoic units. However, the Uğurlu Fault has developed in such a way as to limit the development of alluvial cover near Uğurlu village and possibly cuts it in places. The relationship between this fault and the alluvium requires detailed geophysical studies. However, field data show this fault extends NE–SW and is possibly a right lateral strike slip and reverse component oblique fault. West Group beachrocks are on the western (rising) block of the fault, while East Group beachrocks are on the eastern (descending) block.

How can the development process of these two groups of beachrock with different geological characteristics and two different formation ages be explained? In terms of different $\delta^{18}\text{O}$ values, which are determined by global climate changes, the different characteristics in the West and East Groups over a 20 km stretch of coast cannot be considered to be caused by climate change. However, the earthquake mentioned by Hüryılmaz (2012a) developing due to the Uğurlu Fault and/or the development of

tectonic movement on the Uğurlu Fault during this earthquake may explain the development of two different beachrocks on the two blocks of the fault. Fig. 5 models this development. Accordingly, about 5000 BP along the south coastline of Gökçeada the first generation of beachrocks formed in $\delta^{18}\text{O} = -3.34$ to -5.17 conditions (Fig. 5a). However, after the formation of the first generation of beachrock, the beachrock on the descending East block remained underwater as a result of movement on the Uğurlu Fault, and was probably eroded by wave action (Fig. 5b and c). This event occurred between the youngest age of the West Group beachrocks of 4010 BP and the oldest age of the East Group beachrocks of 2390 BP. Hüryılmaz (2012b) writes about the development of this earthquake "...human bones in the settlement (of those who died in the earthquake) along with hand-crafted terracotta pots found at the same level, show that this earthquake occurred at Yenibademli Mound before the middle of the 3rd millennia BC when the potter's wheel appeared in western Anatolia...". However, according to ^{14}C analysis of the interior of pots and jugs, burnt areas and plant remains found on the floor level, they are dated to 2900–2600 BC (Hüryılmaz, 2006). This indicates that a significant earthquake affected this region around 4915–4615 BP. This predicted date is roughly in the time interval between the formations of the two different beachrocks and shows that the source of the earthquake at Yenibademli Mound may be the Uğurlu Fault which separates the two groups of beachrocks. Thus the second generation of beachrock formation occurred after the end of seismic activity on the fault, developing along a new coastline on the eastern block of the Uğurlu Fault (Fig. 5c).

When the obtained dates are compared with the Mediterranean global sea level curve (Fig. 6) the Gökçeada beachrock formations coincide with the sea level change conditions determined by Kayan (1997) to a large degree, but do not agree completely with other predictions. The results of this study indicate that the basic cause of formation of two different beachrocks is tectonic activity, and there are benefits to researching the effect of sea level change on this development in detail.

Acknowledgements

The findings obtained from this study comprise a portion of the doctorate of the 1st author (M.A.) and were partially supported by supported by Research Fund of the Çanakkale Onsekiz Mart University (ÇOMÜ-BAP, Project Number: 2012/008). Muhammed Zeynel Öztürk and İsmail Onur Tunç are thanked for their contribution to field studies and sample preparation, and we are grateful to Mustafa Bozcu for his help with petrographic determinations.

References

- Aissaoui, D.M., 1985. Botryoidal aragonite and its diagenesis. *Sedimentology* 32, 345–361.
- Akartuna, M., 1950. İmroz Adasında Bazı Jeolojik Müşahadeler. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 2, 9–17 (in Turkish).
- Alexandersson, T., 1969. Recent littoral and sublittoral high-Mg calcite lithification in the Mediterranean. *Sedimentology* 12, 47–61.
- Alexandersson, T., 1972a. Mediterranean beachrock cementation: marine precipitation of Mg-calcite. In: Stanley, D.J. (Ed.), *The Mediterranean Sea*. Stroudsburg, pp. 203–223.
- Alexandersson, T., 1972b. Intragranular growth of marine aragonite and Mg-calcite: evidence of precipitation from supersaturated seawater. *Journal of Sedimentary Petrology* 42, 441–460.
- Ambraseys, N.N., 1970. Some characteristic features of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics* 9, 143–165.
- Avşarcan, B., 1997. Yalıtışı oluşumu ile ilgili kuramlar ve Türkiye kıyılarındaki yalıtışların bazı özellikleri. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi* 5, 259–282 (in Turkish, with English Abstract).
- Barka, A.A., 1992. The North Anatolian fault. *Annales Tectonicae* 6, 164–195.
- Barka, A.A., Gülen, L., 1988. New constraints on age and total offset of the North Anatolian fault zone: implications for tectonics of the eastern Mediterranean region. In: Koçyiğit, A., Altner, D. (Eds.), *Special Publication Middle East*

- Technical University, Melih Tokay Geology Symposium. Ankara, Turkey, pp. 39–65.
- Barka, A.A., Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics* 7, 663–684.
- Bathurst, R.G.C., 1975. Carbonate Sediments and Their Diagenesis. In: *Developments in Sedimentology*, vol. 12. Elsevier Publishing Co, Liverpool.
- Beier, J.A., 1985. Diagenesis of Quaternary Bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 755–761.
- Bernier, P., Dalongeville, R., 1996. Mediterranean coastal changes recorded in beachrock cementation. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 102, 189–198.
- Bernier, P., Dalongeville, R., 1998. Incidence de l'activité biologique sur la cimentation des sédiments littoraux actuels. L'exemple des îles de Délos et de Rhénée (Cyclades, Grèce). *Comptes Rendus de Academie des Science* 307, 1901–1907 (in French).
- Bernier, P., Guidi, J.B., Bottcher, M.E., 1997. Coastal progradation and very early diagenesis of ultramafic sands as a result of rubble discharge from asbestos excavations (northern Corsica, western Mediterranean). *Marine Geology* 144, 163–175.
- Binkley, K.L., Wilkinson, B.H., Owen, R.M., 1980. Vadose beachrock cementation along a Southeastern Michigan marl lake. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 953–962.
- Boeschoten, G.J., 1962. Beachrock at Limani Chersonisos, Crete. *Geologie en Mijnbouw* 31, 3–5.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey - a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, 3–30.
- Bricker, O.P., 1971. Introduction: beachrock and intertidal cement. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins Press, Baltimore, pp. 1–13.
- Brückner, H., Kelterbaum, D., Marunchak, O., Porotov, A., Vött, A., 2010. The Holocene sea level story since 7500 BP – lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas. *Quaternary International* 225 (2), 160–179.
- Çiner, A., Desruelles, S., Fouache, E., Koşun, E., Dalongeville, R., 2009. Türkiye'nin Akdeniz sahilindeki yalıtışlarının Holosen deniz düzeyi oynamaları ve tektonizma açısından önemi. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 52 (3), 257–269 (in Turkish).
- El-Sayed, M.K., 1988. Beachrock cementation in Alexandria, Egypt. *Marine Geology* 80 (1–2), 29–35.
- Erginal, A.E., 2012. Beachrock as evidence of sea-level lowstand during the Classical period, Parion antique city, Marmara Sea, Turkey. *Geodinamica Acta* 25 (1–2), 96–103.
- Erginal, A.E., Ertek, T.A., 2009. Investigation of the Gökçeada Beachrock using micro analysis methods: implications for formation environment. *Turkish Geographical Review* 52, 1–8 (in Turkish, with English Abstract).
- Erginal, A.E., Öztürk, B., 2012. Formation environment of the Kumlinami beachrock (Gelibolu Peninsula). *Turkish Geographical Review* 57, 87–93.
- Erginal, A.E., Kiyak, N.G., Bozcu, M., Ertek, T.A., Güngüneş, H., Sungur, A., Türker, G., 2008. On the origin and age of Arburnu beachrock, Gelibolu Peninsula, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 17, 803–819.
- Erginal, A.E., Kiyak, N.G., Öztürk, B., 2010. Investigation of beachrock using micro-analyses and OSL dating: a case study from Bozcaada Island, Turkey. *Journal of Coastal Research* 26 (2), 350–358.
- Ertek, T.A., Erginal, A.E., 2003. Physical properties of beachrocks on the coasts of Gelibolu peninsula and their contribution to the Quaternary sea level changes. *Turkish Journal of Marine Science* 9, 31–49.
- Ertek, T.A., Erginal, A.E., Bozcu, M., Türker, G., 2008. The formation of beachrock on the North Cyprus coast. *Journal of Black Sea/Mediterranean Environment* 14, 117–128.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing, Austin, Texas.
- Fouache, E., Desruelles, S., Pavlopoulos, K., Dalongeville, R., Coquinot, Y., Peulvast, J., Potdevin, J., 2005. Using beachrocks as sea level indicators in the insular group of Mykonos, Delos and Rhénia (Cyclades, Greece). *Zeitschrift für Geomorphologie* 137, 37–43.
- Friedman, G.M., Gavish, E., 1971. Mediterranean and Red sea (Gulf of Aqaba) beachrocks. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. The Johns Hopkins Press, Baltimore.
- George, A., Serafim, P., George, G., George, L., 2006. A morphological study of a reef with beachrock characteristics in association with the recent evolution of the Ammoudara Beach Zone (Heraklion, Crete). *Bulletin of the Geological Society of Greece* 39 (3), 146–155.
- Ginsburg, R.N., 1953. Beach rock in south Florida. *Journal of Sedimentary Petrology* 23, 85–92.
- Goudie, A., 1969. A note on Mediterranean beachrock: its history. *Atoll Research Bulletin* 126 (19), 11–14.
- Hanor, J.S., 1978. Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂-degassing. *Journal of Sedimentary Petrology* 48, 489–501.
- Holail, H.M., Rashed, M.A., 1992. Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and the Red Sea coasts of Egypt. *Marine Geology* 106, 141–148.
- Hopley, D., 1986. Beachrock as a sea-level indicator. In: Plassche, v.d. O. (Ed.), *Sea-level Research: a Manual for the Collection and Evaluation of Data*. Galliard Printers, Great Yarmouth, UK, pp. 157–173.
- Hüryılmaz, H., 2006. Urban Organization and Administration in Gökçeada-Yenibademli höyük. *Elektronik Sosyal Bilimler Dergisi* 5 (18), 30–43 (in Turkish with English Abstract).
- Hüryılmaz, H., 2012a. Gökçeada-Yenibademli Höyük'te Erken Bronz Çağı'na Ait Deprem İzleri. *Kocaeli Üniversitesi Fen-Edebiyat Fakültesi Sosyal Bilimler Araştırma Dergisi* 2012 (3), 47–65 (in Turkish).

- Hürýlmaz, H., 2012b. Gökçeada-Yenibademli Höyük 2010 Yılı Kazıları, T.C. Kültür ve Turizm Bakanlığı, Kültür Varlıkları ve Müzeler Genel Müdürlüğü. In: 33. Kazı Sonuçları Toplantısı, 1. Cilt Kitabı, pp. 1–18 (in Turkish).
- Ilgar, A., Sezen Demirci, E., Duru, M., Pehlivan, Ş., Dönmez, M., Akçay, A.E., 2008. 1:100000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:100, Çanakkale H15 – H16 Paftaları (in Turkish). MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Yayınları, Ankara (In Turkish).
- James, N.P., Ginsburg, R.N., 1990. Extracts from the Seaward margin of the Belize barrier and atoll reefs. In: Tucker, M.E., Bathurst, R.G.C. (Eds.), Carbonate Diagenesis, Reprint Series Vol. 1 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, pp. 55–80.
- Kayan, İ., 1997. Bronze Age regression and change of sedimentation on the Aegean Coastal plains of Anatolia (Turkey). In: Dalfes, H.N., Kukla, G., Weiss, H. (Eds.), Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse ASI Series, vol. 49. NATO, pp. 431–450.
- Kellett, E.D., 2006. Beachrock as a sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view. *Journal of Coastal Research* 22 (6), 1555–1564.
- Ketin, İ., 1969. About the North Anatolian fault. General Directorate of Mineral Research and Exploration Bulletin 72, 1–25.
- Kneale, D., Viles, H., 2000. Beach cement: incipient CaCO₃-cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland. *Sedimentary Geology* 132, 165–170.
- Koral, H., Öztürk, H., Haniçlı, N., 2009. Tectonically induced coastal uplift mechanism of Gökçeada Island, northern Aegean Sea, Turkey. *Quaternary International* 197 (1–2), 43–54.
- Koçyiğit, A., 1988. Tectonic setting of the Geyve basin: age and total offset of the Geyve fault zone, E Marmara, Turkey. *METU Journal of Pure and Applied Sciences* 21, 81–104.
- Krumbein, W.E., 1979. Photolithotropic and chemoorganotrophic activity of bacteria and algae as related to beachrock formation and degradation (Gulf of Aqaba, Sinai). *Geomicrobiology* 1, 139–203.
- Kurter, A., 1989. Gökçeada Jeomorfolojisi. İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni, 6, pp. 47–60 (In Turkish).
- Kürçer, A., Chatzipetros, A., Tutkun, S.Z., Pavlides, S., Ateş, Ö., Valkaniotis, S., 2008. The Yenice-Gönen active fault (NW Turkey): active tectonics and paleoseismology. *Tectonophysics* 453, 263–275.
- Kürçer, A., Yalçın, H., Gülen, L., Kalafat, D., 2015. 8 January 2013 Mw = 5.7 North Aegean Sea earthquake and its seismotectonic significance. *Geodinamica Acta* 27 (2–3), 174–187.
- Makrykosta, E., Voudoukas, M.I., Velegrakis, A.F., Koutsoubas, D., 2006. Structure and Dynamics of Benthic Communities on the Upper Beachrock Occurrences' Surface in Vatera Bay (Lesvos Island, Greece). Ecology and Biodiversity Preservation Conference, Ioannina, Greece (in Greek, with English Abstract).
- Mauz, B., Vacchi, M., Green, A., Hoffmann, G., Cooper, A., 2015. Beachrock: a tool for reconstructing relative sea level in the far-field. *Marine Geology* 362, 1–16.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 30, 109–185.
- McLean, R.F., 2011. Beach rock. In: Hopley, D. (Ed.), *Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, Form and Process*, David Hopley. Springer, Dordrecht-London, UK.
- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates*. Springer-Verlag, Berlin.
- Molenaar, N., Vennans, A.A.M., 1993. Calcium carbonate cementation of sand: a method for producing artificially cemented samples for geotechnical testing and a comparison with natural cementation processes. *Engineering Geology* 35, 103–122.
- Morhange, C., Pirazzoli, P.A., Marriner, N., Montagnoni, L.F., Nammour, T., 2006. Late Holocene relative sea-level changes in Lebanon, Eastern Mediterranean. *Marine Geology* 230, 99–114.
- MTA, 2011. 1:250000 Scale Active Fault Map Series of Turkey: Bandırma (NK35-11b) Quadrangle, Serial No: 3, Ayvalık (NJ35-2) Quadrangle, Serial No: 2, Çanakkale (NK35-10b) Quadrangle, Serial No: 1. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Yayınları, Ankara (In Turkish).
- Okay, A.I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N., Kuşçu, İ., 1999. An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey. *Tectonics* 18, 129–147.
- Okay, A.I., Kashişar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., 2000. Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, north-west Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics* 321, 189–218.
- Öner, E., 2001. Gökçeada Kıyılarındaki Holosen Deniz Seviyesi ve Kıyı Çizgisi Değişimleri. In: Türkiye Kıyıları 01 Conference Book, Türkiye'nin Kıyı ve Deniz Alanları III. Ulusal Konferansı. Kıyı Alanları Yönetimi Türkiye Millî Komitesi, ODTÜ, Ankara, Türkiye, pp. 779–790 (In Turkish).
- Özden, S., Ateş, Ö., Şengün, F., Tunç, İ.O., Türkdönmez, Ö., Şanlıyüksel, D., Avcıoğlu, M., Ertekin, C., 2008. Gökçeada'nın Jeolojik Özellikleri. In: Proceedings Book, Gökçeada Değerleri Sempozyumu-2008. Çanakkale Onsekiz Mart University, Çanakkale, Türkiye, pp. 47–58 (In Turkish).
- Öztürk, M.Z., 2013. Quaternary Geomorphology of North Cyprus Coasts (Between Cape Kormakiti-cape Apostolos Andreas-cape Elea). PhD thesis. Çanakkale Onsekiz Mart University, Graduate School of Social Science, Çanakkale, Türkiye.
- Öztürk, M.Z., Erginal, A.E., Kiyak, N.G., 2013. Diagenetic characteristics and OSL chronology of North Cyprus Beachrocks: implications for late Holocene sea level changes. In: Proceedings Book, IGCP 610 First Plenary Conference, IGCP 610: from the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary, Tbilisi, Georgia, pp. 108–109.
- Öztürk, M.Z., Erginal, A.E., Kiyak, N.G., Öztürk, T., 2015. Cement fabrics and optical luminescence ages of beachrock, North Cyprus: implications for Holocene sea-level changes. *Quaternary International*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.024>.
- Pirazzoli, P.A., 2007. Geomorphological indicators. In: Elias, Scott (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 1. Elsevier Academic Press, Oxford, pp. 2974–2983.
- Plomaritis, T., 1999. Morphology and Geochemistry of the Beachrocks of Sifnos (Greece). MSc Thesis. University of Southampton, UK.
- Rey, D., Rubio, B., Bernabeu, A., Vilas, F., 2004. Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). *Sedimentary Geology* 169 (1–2), 93–105.
- Russell, R.G., McIntire, W.G., 1965. Southern hemisphere beach rock. *Geographical Review* 55, 17–45.
- Russell, R.J., 1959. Caribbean beach rock observation. *Zeitschrift für Geomorphologie* 3, 227–236.
- Sanlaville, P., Dalongeville, R., Bernier, P., Evin, J., 1997. The Syrian coast: a model of Holocene coastal evolution. *Journal of Coastal Research* 13 (2), 385–396.
- Sarı, R., Türkcikan, A., Dönmez, M., Küçükefe, Ş., Aydın, Ü., Özmen, Ö., 2015. The Geology of Gökçeada (Çanakkale). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 150, 1–17.
- Schmalz, R.F., 1971. Formation of beach rock at Eniwetok Atoll. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins University Press, Baltimore, USA, pp. 17–24.
- Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D., 2003. Cement and cementation. In: Middleton, G.V. (Ed.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 110–119.
- Scoffin, T.P., McLean, R.F., 1978. Exposed limestones of the northern province of the great barrier reef. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 291, 119–138.
- Scoffin, T.P., Stoddart, D.R., 1987. Beachrock and intertidal cements. In: Scoffin, T.P. (Ed.), *An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks*. Blackie Publishing Company, Glasgow, UK, pp. 401–425.
- Şengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of Geological Society of America Bulletin* 136, 269–282.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip Faulting and Basin Formation*, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication 37, pp. 227–264.
- Siyako, M., 2006. Trakya Bölgesi Litostratigrafi Birimleri, Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi-2. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye (In Turkish).
- Stoddart, D.R., Cann, J.R., 1965a. Nature and origin of beach rock. *Journal of Sedimentary Petrology* 35, 243–247.
- Stoddart, D.R., Cann, J.R., 1965b. Nature and origin of beach rock. *Journal of Sedimentary Petrology* 35 (1), 243–273.
- Strasser, A., Davaud, E., Jedoui, Y., 1989. Carbonate cements in Holocene beachrock: example from Bahiret el Biban, southeastern Tunisia. *Sedimentary Geology* 62, 89–100.
- Taylor, J.C.M., Illing, L.V., 1969. Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology* 12, 69–107.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H., Jackson, J.A., 1991a. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey). *Geophysical Journal International* 106, 537–550.
- Taymaz, T., Jackson, J.A., McKenzie, D., 1991b. Active tectonics of the north and central Aegean sea. *Geophysical Journal International* 106, 433–490.
- Temel, R.O., Çiftçi, N.B., 2002. Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer Çökellerinin Stratigrafisi ve Ortamsal Özellikleri. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni* 14 (2), 17–40 (In Turkish).
- Thomas, P.J., 2009. Luminescence dating of beachrock in the southeast coast of India-potential for Holocene shoreline reconstruction. *Journal of Coastal Research* 25 (1), 1–7.
- Thorstenson, D.C., Mackenzie, F.T., Ristvet, B.L., 1972. Experimental vadose and phreatic cementation of skeletal carbonate sand. *Journal of Sedimentary Petrology* 42 (1), 162–167.
- Turner, R.J., 2005. Beachrock. In: Schwartz, M.L. (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, pp. 183–186.
- Voudoukas, M.I., Velegrakis, A.F., 2006. Morphological behaviour of a beach with beachrocks: Vatera Beach, Lesvos. In: Proceedings Book, 8th Pan-Hellenic Symposium of Oceanography and Fisheries, Thessaloniki, Greece, pp. 1–6.
- Voudoukas, M., Velegrakis, A., Plomaritis, T., 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanism and impacts. *Earth-Science Reviews* 85, 23–46.
- Westaway, R., 2003. Kinematics of the middle east and eastern Mediterranean updated. *Turkish Journal of Earth Sciences* 12, 5–46.
- Whittle, G.L., Kendall, C.G.S.C., Dill, R.F., Rouch, L., 1993. Carbonate cement fabrics displayed: a traverse across the margin of the Bahamas platform near Lee Stocking Island in the Exuma Cays. *Marine Geology* 110 (3–4), 213–243.
- Woodcock, N.H., 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical-Transactions of Royal Society London, Series A* 317, 13–29.
- Yaltrak, C., Sakıncı, M., Aksu, A.E., Hiscott, R., Galleb, B., Ülgen, U.B., 2002. Late Pleistocene uplift history along southwestern Marmara Sea determined from

- raised coastal deposits and global sea level variations. *Marine Geology* 190, 283–305.
- Yalçınlar, İ., 1949. Çanakkale Boğazı Civarının Jeomorfolojisi Üzerine Müşahedeler. *Türkiye Coğrafya Dergisi* 6–8 (11–13), 129–136 (In Turkish).
- Yığıtbaş, E., Elmas, A., Sefunç, A., Özer, N., 2004. Major neotectonics of eastern Marmara region, Turkey: development of the Adapazarı-Karasu corridor and its tectonic significance. *Geological Journal* 39, 179–198 (In Turkish).
- Zenkovitch, V.P., 1967. *Processes of Coastal Development*. Oliver & Boyd, London, U.K.

Journal of Coastal Research	29	1	78-85	Coconut Creek, Florida	January 2013
-----------------------------	----	---	-------	------------------------	--------------

Depositional Characteristics of Carbonate-Cemented Fossil Eolian Sand Dunes: Bozcaada Island, Turkey

Ahmet Evren Erginal[†], Yunus Levent Ekinci[‡], Alper Demirci[‡], Mustafa Avcıoğlu[§], Muhammed Zeynel Öztürk[†], Murat Türkeş[†], and Erdinç Yiğitbaş[§]

[†]Ardahan University
Department of Geography
TR-75000, Ardahan, Turkey
aerginal@gmail.com

[‡]Çanakkale Onsekiz Mart University
Department of Geophysical Engineering
17020 Çanakkale, Turkey

[§]Çanakkale Onsekiz Mart University
Department of Geological Engineering
17020 Çanakkale, Turkey



www.cerf-jcr.org



www.JCRonline.org

ABSTRACT

Erginal, A.E.; Ekinci, Y.L.; Demirci, A.; Avcıoğlu, M.; Öztürk, M.Z.; Türkeş, M., and Yiğitbaş, E., 2013. Depositional characteristics of carbonate-cemented fossil eolian sand dunes: Bozcaada Island, Turkey. *Journal of Coastal Research*, 29(1), 78–85. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.

Coastal eolianite on the south coast of Bozcaada Island, Turkey, was investigated by field observations, petrographic and climatological examinations, and electrical resistivity tomography data. The 4- to 7-m-thick eolianite, including rhizolith morphotypes characterized by root tubules and bifurcated root casts, demonstrates dune-sand accumulation during the Upper Pleistocene. Our results showed that paleowind drift and recent windblown sand drift on the island are similar. The dune sands exhibit various cement types formed of calcite and aragonite, such as micrite encrustations, meniscus and gravitational cements, and in particular, void fills. Dune-sand accumulation took place on the truncated surface of Miocene deposits. Geophysical data showed the existence of large weathered cavities within the eolianite and a high-angle normal fault, which displaces the eolianite, together with the underlying Miocene unit.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Eolianite, rhizolith, electrical resistivity tomography (ERT), windblown sand drift, Upper Pleistocene, Bozcaada Island, Turkey.*

INTRODUCTION

Coastal eolianite is a kind of carbonate-cemented sandstone that forms as the result of cementation of dune sands by a predominantly calcium carbonate material mostly drifted by offshore winds. A number of previous publications showed that these rocks are, to a large extent, of Quaternary age with a global distribution (Fairbridge and Johnson, 1978; Thomas, 1997) and were formed during both low and high stands of the global sea level. From the sedimentological point of view, moderate-to-hard cementation, cross-bedding (Frébourg *et al.*, 2008), and rhizolith content as organosedimentary components (Klappa, 1980) are some common properties of those eolian occurrences. Based on the preceding attributes, eolianites provide sound evidence of multifarious dune generation in coastal environments (Brooke, 2001). The significance of eolianites in explaining the dynamics acting on paleocoastal environments during the Late Quaternary–Holocene has already been proposed (Kelletat, 1991; Woodroffe *et al.*, 1995). Since Darwin's (1851) first observations, detailed discussions of early concepts on glacial and interglacial eolianites were provided by Fairbridge (1995) and Brooke (2001).

However, knowledge so far has been scanty regarding the presence of eolianites on Turkey's long (8333 km) coastline. A preliminary assessment of the studied eolianite with regard to

its main petrographic characteristics and optically stimulated luminescence estimations was made previously by Kiyak and Erginal (2010). Within the scope of this multidisciplinary study, however, we discuss the bedding characteristics and subsurface nature of carbonate-bearing Pleistocene eolianite on the south coast of Bozcaada Island, Turkey (Figure 1a). Several microfacies and structural characteristics and the subsurface nature of the studied carbonate dunes are discussed on the basis of field observations, as well as microanalytical and electrical resistivity tomography (ERT) data.

GEOLOGY AND CLIMATE

The geology of Bozcaada Island is complex, considering it has a limited (36 km²) surface area. Pre-Tertiary basement rocks exposed on the SW part of the island are made up of metamorphics, such as marble and schist, and ophiolites (Erguvanli, 1955; Saltık and Saka, 1972). The basement rocks are overlain by Eocene conglomerates that pass upward into limestones and flysch. Upper Miocene shallow marine sediments are the most extensive outcrop on the island (~40% of the surface area) and are composed of conglomerate, sandstone, and limestones, with some andesitic volcanic rocks (Figure 1b). The eolianite that accumulated in the N 30° E-aligned Cape Zunguma is the only Pleistocene unit on the island (Figure 1c) (Kiyak and Erginal, 2010).

The climate of Turkey is generally characterized as being of the Mediterranean macroclimate type within the subtropical belt (Türkeş, 1998, 1999). This climate mainly results from the seasonal alternation of midlatitude frontal cyclones, characterized

DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-11-00100.1 received 10 May 2011; accepted in revision 9 October 2011.

© Coastal Education & Research Foundation 2013

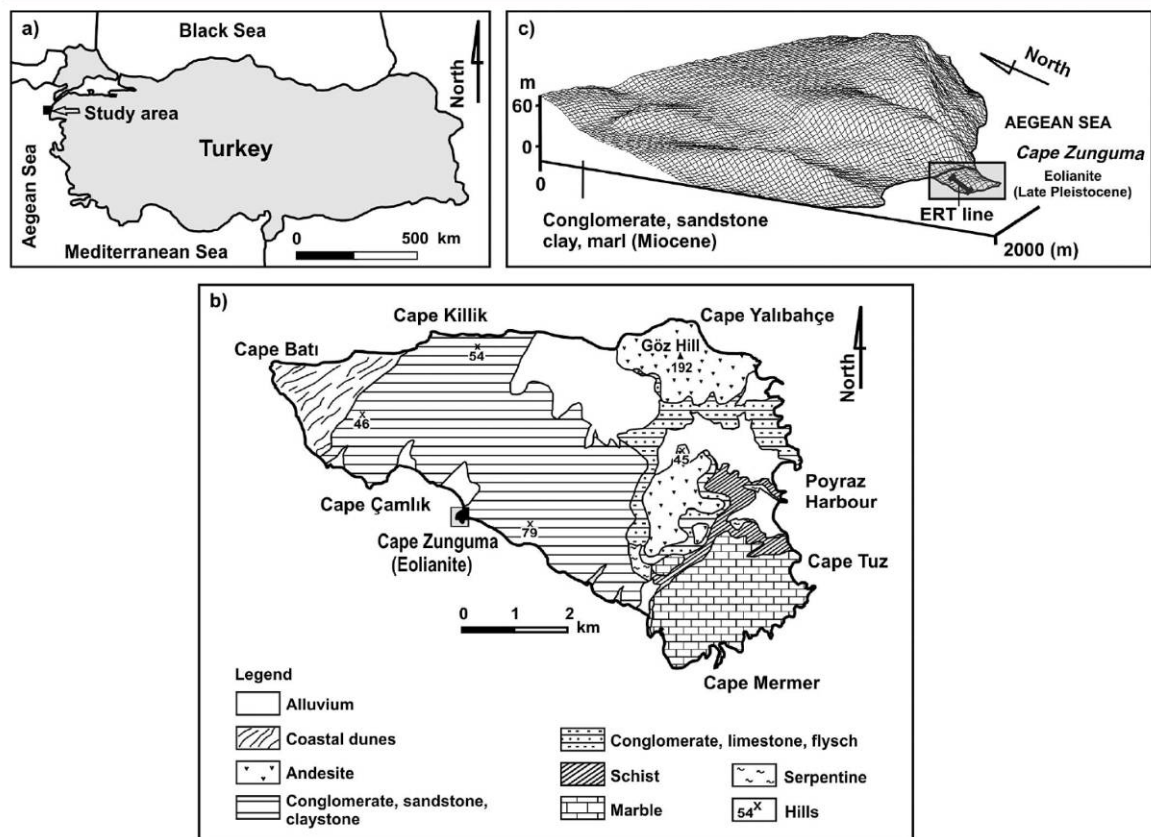


Figure 1. Location (a), geology map (b), and digital elevation model (c) of study area.

by polar air masses and subtropical high pressures, with subsiding maritime tropical and continental-tropical air masses. According to data from the Bozcaada meteorology station (1975–2005), the island receives an average annual precipitation of ~465 mm. December corresponds to the rainiest month, with an average of 86 mm of rainfall, while the driest month is August, with an average rainfall of ~5 mm. The average annual mean temperature is ~15°C. According to Thornthwaite’s moisture index (L_m) (1948), a dry subhumid climate type is dominant at the Çanakkale and Bozcaada stations, while Gökçeada is characterized by a semi-humid climate. Reference to Thornthwaite’s classification provides the following climatic description of Bozcaada: dry subhumid, second mesothermal throughout the year, and little or no water surplus during the year, with a summer concentration of thermal efficiency equal to a megathermal climate.

METHODS

Sampling and Analyses

Standard petrographic thin sections were prepared for petrographic determination and then examined under a

microscope (CHEBIOS). A total of 10 samples were collected from the bottom, middle, and upper levels of the sequence for microanalytical examination. For chemical microanalysis and microfabric determinations, energy dispersive x-ray spectroscopy (XFlash, Bruker AXS), in conjunction with scanning electron microscopy (SEM; Evo 50 EP, Zeiss) was used. The total CaCO_3 content of samples was measured with a Scheibler calcimeter (Schlichting and Blume, 1966). From exposures of eolianite beds along the coastline, a total of 120 bedding measurements were carried out and then recorded with GPS to compare probable paleowind drift dynamics with those of the present.

ERT Field Survey

An ERT survey is a modified form of conventional vertical electrical sounding and is used to obtain images of resistivity subsurface patterns in areas of complex geology (Griffiths and Barker, 1993). ERT can detect the resistivity properties of shallow regions to depths of several tens of meters or more and provide useful information for characterizing disparate

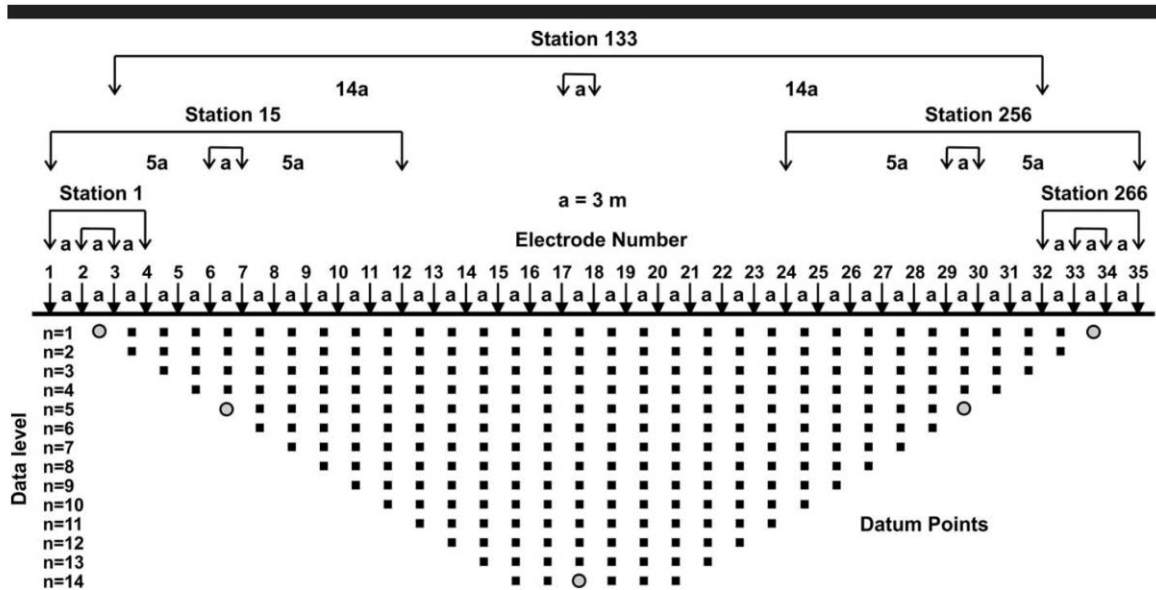


Figure 2. Apparent resistivity data gathered using Wenner-Schlumberger electrode configuration for 14 data levels.

subsurface discontinuities, which can point to variations in the soil or bedrock lithology. Therefore, we carried out an ERT survey to delineate the subsurface geometry of the Upper Pleistocene eolianite, as well as its contact relationship with the underlying Upper Miocene marine deposits. The apparent resistivity data were acquired along a survey line of 35 electrodes with a spacing of 3 m, giving a total length of 102 m. We gathered 266 apparent resistivity data using the Wenner-Schlumberger electrode configuration for 14 data levels (Figure 2).

Data acquisition was carried out using an Iris-Syscal R1+ resistivity meter. To enhance the quality of the apparent resistivity data, four vertical stacks were performed for each data point. Standard deviations were also checked during the measurements. When the standard deviation of the stacked data was greater than 3%, the resistivity meter performed three more stacks. This procedure was performed for only a few data points because the standard deviations were very low. Although the surface topography of the surveyed line is relatively gentle, topographic changes at the locations of each electrode point were determined by using the optical leveling technique for a more accurate approximation and interpretation.

The acquired apparent resistivity data were processed using RES2DINV software. The inversion algorithm (Loke and Barker, 1996) subdivides the subsurface into a finite number of rectangular cells that have constant resistivity and tries to find the resistivity values of the cells by reducing the difference between the measured and the calculated apparent resistivity values iteratively. Blocky or robust formulation that attempts to minimize the sum of the absolute (Abs.) values of the spatial changes in the model resistivity is more effective if the true subsurface resistivity consists of several regions that are approximately homogenous internally and separated by sharp

boundaries (Loke, Acworth, and Dahlin, 2003). In such a case, it is logical to select the robust inversion scheme to determine the layer boundary locations and layer resistivities more accurately (*e.g.*, Loke, Acworth, and Dahlin, 2003; Olayinka and Yaramanci, 2000). Thus, the robust inversion scheme was used, because we expected that the resistivity contrast between eolianite body and Upper Miocene marine deposits would be significantly sharp and distinct. The inversion process produced a model resistivity section after six iterations with an Abs. error of 3%. The maximum number of iterations was not increased to avoid overfitting of the data. The percentage differences between the logarithms of the measured and those of the calculated apparent resistivity values were very small (close to zero) except for a few data points. Thus, it can be considered that the inverse resistivity section approximates the actual subsurface structure.

RESULTS

Facies Characteristics of Eolianite

The studied fossil dune deposit comprises a unique Upper Pleistocene rock unit on Bozcaada Island and reflects morphologically a varied topography (Figure 3a) characterized by an irregular surface due to the presence of numerous etch pits and weathered cavities formed by sea-salt crystallization, mainly during dry summers (Ekinici *et al.*, 2010; Erginal and Öztürk, 2009). This cemented carbonate dune is important because it comprises a unique Upper Pleistocene unit on the island and may shed light on the coastal wind-driven sand accumulation processes, as well as active tectonics of the island.

The contact relationship of the sequence with the underlying clay-rich Miocene limestone is represented by an obvious

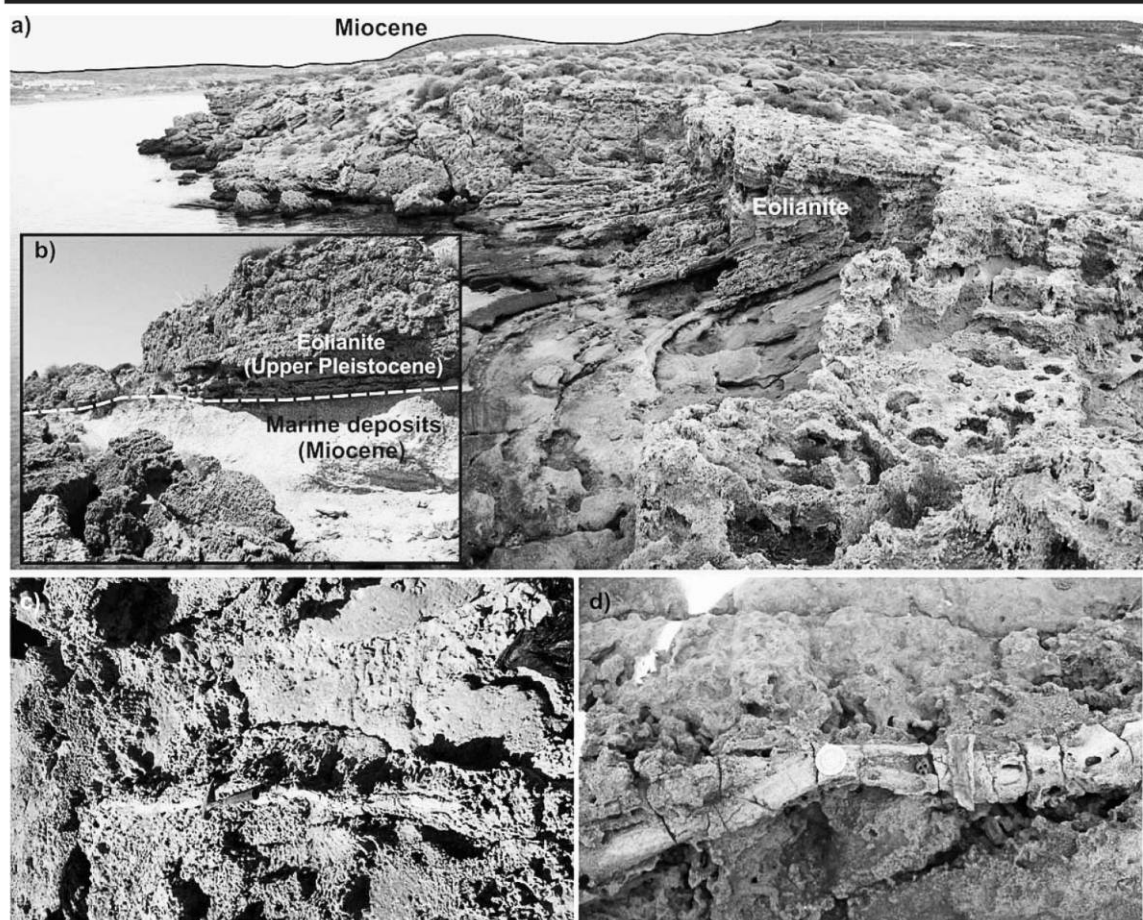


Figure 3. Views of coastal eolianite. A typical view of cross-bedded strata (a), transition between eolianite and underlying Miocene deposits (b), and rhizoliths (c and d).

unconformity to the east near Ayazma beach (Figure 3b). Its surface is covered by *Arbutus* sp., *Phyllirea media*, *Vitex agnus-costus*, and *Juniperus communis* subsp. *nana*, native to the Mediterranean region, as well as some xerophytic plants such as *Sarcopoterium spinosum* and *Salvia* sp.

The eolianite is an orange-to-brown sandstone, based on its petrographic classification (Pettijohn, Potter, and Siever, 1987). It consists predominantly of calcite, aragonite, and quartz, as defined by X-ray diffractometry, and constitutes a single sandstone block with maximum thickness of 7 m. The presence of various fragments of quartzite, schist, limestone, and volcanic rocks shows that the eolianite sands and lithoclasts were derived from neighboring lands. The rock includes so-called rhizoliths as organosedimentary structures, characterized by subvertical root tubules and long bifurcated rhizoliths with accumulated carbonate fills (Figures 3c and d). With regard to the shape, roundness, sorting, and cementation degree of the eolianite sands, SEM

analyses showed that the rock is made up of poorly rounded quartz grains with sizes ranging from 200 to 500 μm (Figures 4a and b). Spar calcite and void fillings dominate (Figure 4c). Grain surfaces are encrusted with a mixture of calcite and aragonite that forms micrite coatings with a thickness up to 20 μm (Figure 4d). Meniscus and gravitational cements also occur on grain boundaries as second-generation precipitation on micrite envelopes covering the grain surfaces. In addition, aragonite crystals with random distribution and reciprocal calcite rims exist (Figures 4e and f). A recent study on the dating of quartz-bearing eolianites yielded optical luminescence ages of between 24.21 ± 1.53 and 16.18 ± 1.70 ka, a time interval coinciding with oxygen isotope stage 2 (Kiyak and Erginal, 2010). Thus, reworking of shelf sediments rich in shallow-marine carbonates into coastal dune sands during the last glacial maximum (Sayles, 1931) can be suggested concerning supply of connective cement material to Bozcaada eolianites.

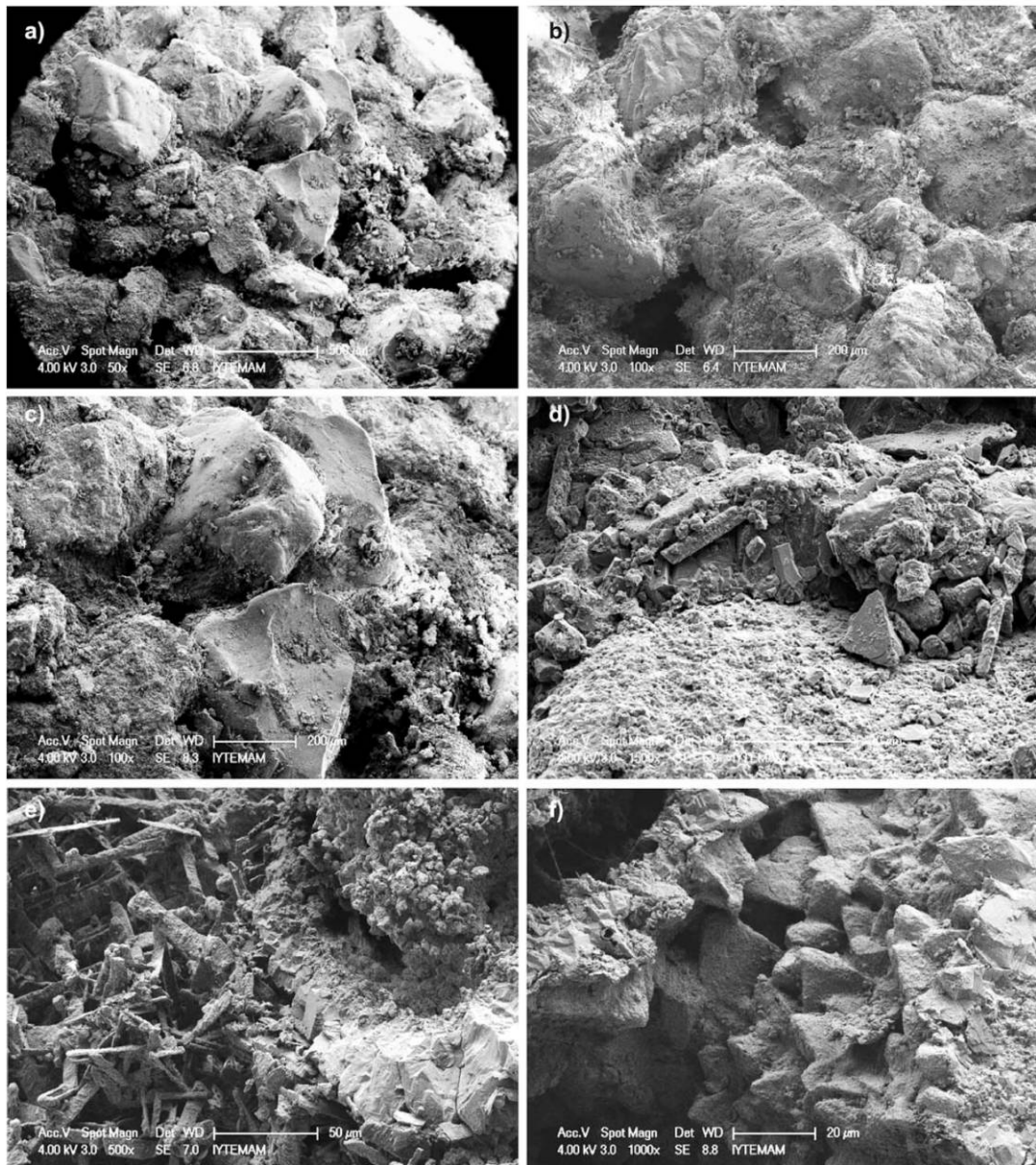


Figure 4. SEM images showing angular quartz grains within eolianite (a and b), and cement types consisting of void fills (c), aragonite needles (d and e), and reciprocal micrite rims (f).

Subsurface Characteristics

The ERT survey was performed on the south coast of Bozcaada Island. The observed and calculated apparent resistivity pseudosections are shown in Figures 5a and b, respectively. Figure 5c shows the inverse model resistivity

section with corrected topography. The SW-NE trending two-dimensional (2D) resistivity image displayed a depth range of ~17 m and showed a strong resistivity contrast. The overall resistivity range in the image is ~5 to 3580 ohm m. The eolianite unit was distinctly identified in the inverse model section as having very high resistivities in proportion to the

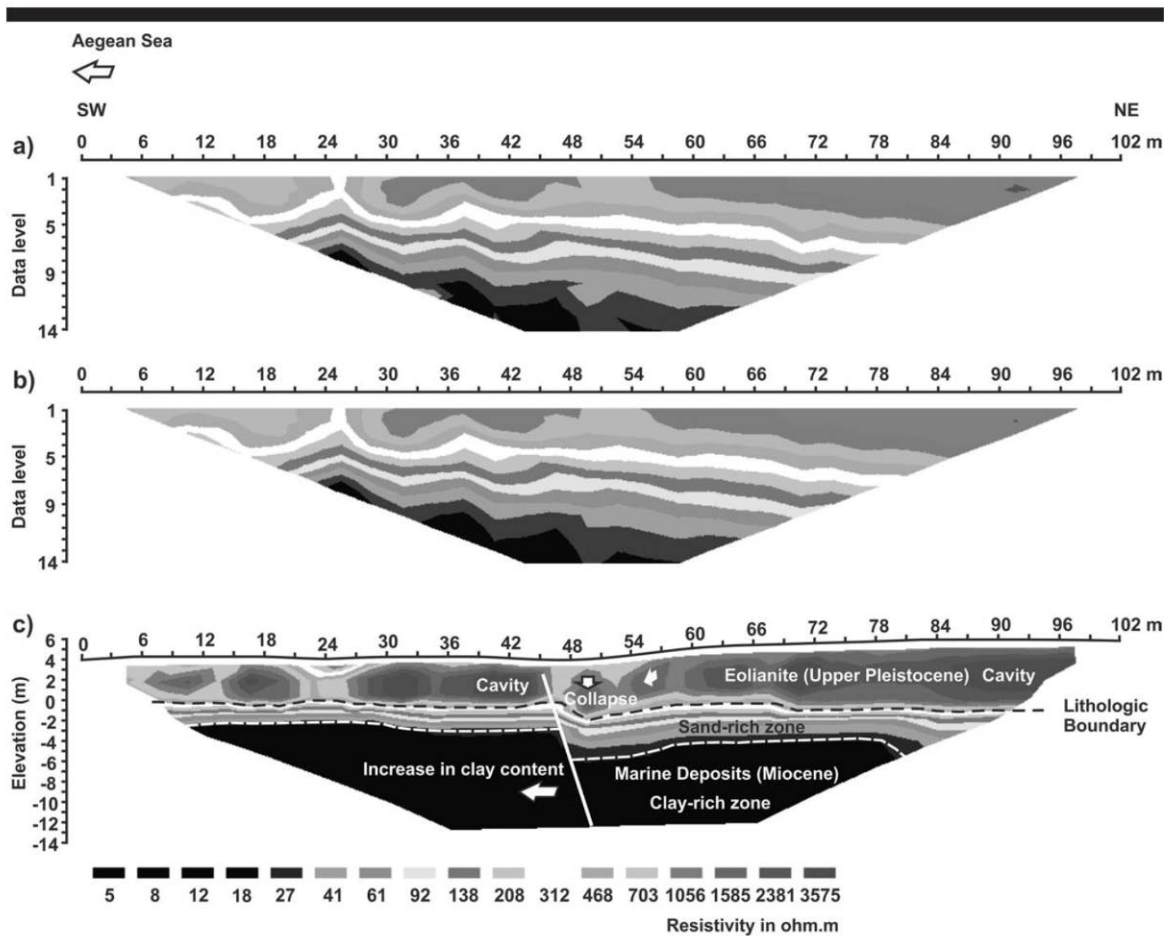


Figure 5. 2D modeling of geoelectrical survey: measured apparent resistivity pseudosection (a), calculated apparent resistivity pseudosection (b), and inverse model resistivity section (c).

underlying Upper Miocene marine deposits, defined by low resistivities. One of the features of the resistivity image is the gradual decrease in resistivity values of the Miocene units seaward, caused by an increase in clay content. In addition, a relatively resistive zone in comparison to the clay-rich unit appears clearly toward the NE after a horizontal distance of 48 m. This part of the tomogram has a thickness of ~3 to 4 m and is located in the upper layer of marine deposits. This may be due to an increase in sand content.

The high-resistivity variation in the eolianite, in the range of ~700 to 3580 ohm m, is likely associated with the presence of variously sized weathered cavities. The eolianite with weathered cavities of different sizes was found to have a thickness of ~4 to 7 m, with thickening taking place toward the end of the survey line (*i.e.*, leeward). These results suggest that eolian windblown sand transport occurred on an approximately horizontal surface of the basement unit, marked by an abrupt

transition. The abnormal topography marked by a local subsidence between ~47 and 52 m can be attributed to the collapse of eolianite blocks. This collapse is likely related to dislocation caused by a high-angle normal fault. In addition, the high-percolation capacity of the overlying eolianite, and therefore water-saturated condition of the clay-bearing surface of the underlying unit, might have contributed to the collapse.

Paleowind Estimations Based on Bedding and Recent Wind Regime

From the coastal outcrops to the sea-facing steep cliffs formed of fossiliferous Miocene limestones, the sequence shows no variation in its stratigraphic system, which is dominated by a cross-bedding structure. A cross-bedded laminae structure is common, represented by seaward (*i.e.*, SE) and leeward (*i.e.*, NE) dipping steep (average 20°) foresets from bottom to top. A

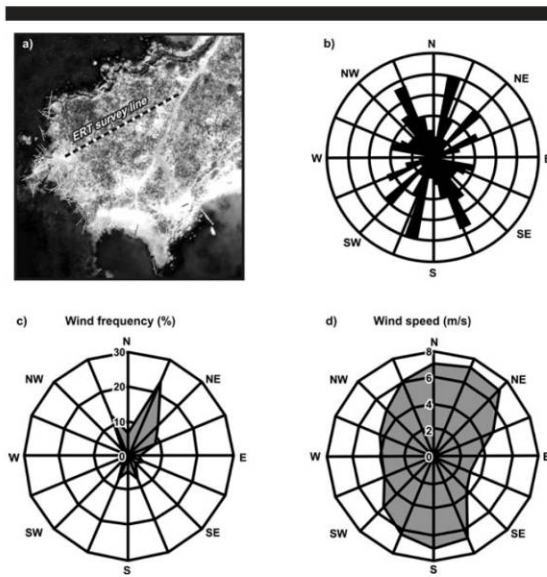


Figure 6. ERT survey line and bedding measurements on Cape Zunguma (a), rose diagram of cross-stratified dip azimuths (b), and long-term annual wind direction frequencies (%) and annual mean wind speeds (m s^{-1}) from the Bozcaada meteorology station (c and d, respectively).

total of 120 bedding measurements (Figures 6a and b) showed that prevailing winds from the NE and SW accounted for the deposition of dune sands.

Wind frequency analyses carried out to find the relationship between recent and past wind conditions showed the existence of a bimodal wind-direction distribution characterized by both N-NW and N-NE winds (Figures 6c and d). For many months of the year, particularly from November to April, southerly winds (mainly S-SW, S, and S-SE) become somewhat effective in terms of the wind direction frequency, in addition to northerly winds. This is directly related to the increased number of midlatitude and Mediterranean frontal cyclones in these months due to the sizable seasonal migration of the polar front and associated upper-air polar jet stream to relatively low latitudes, which leads to W and SW air flows over the Mediterranean basin toward Turkey (Türkeş and Erlat, 2003; Türkeş, Koç, and Sarıç, 2009). The long-term average annual wind speed is 5.3 m s^{-1} without regard to wind direction. These data suggest that windblown sand drift dynamics during the deposition of eolianite sands and carbonates were possibly similar to those at present.

CONCLUSIONS

This study reveals that a combined interpretation of climatic, microanalytical, and geophysical studies yields useful data in understanding the windblown sand drift dynamics and surface–subsurface nature of eolianites in coastal areas. Atmospheric circulation patterns during the last glacial period may have directed the bedding and deposition structure of the

eolianite by determining the magnitude of sediment load and transport directions on the island. During the deposition of dune sands, the paleowind regime of the island was possibly almost identical to that in the present based on bedding measurements, *i.e.*, prevailing NE and SW winds. Based on ERT data, the surface and internal structure of the eolianite and its contact relations with the underlying older units showed the presence of weathered cavities of various sizes within the eolianite and of an almost-horizontal transition between the eolianite and the underlying Miocene formations, both of which are displaced by a high-angle normal fault.

ACKNOWLEDGMENTS

This paper was supported financially by the Research Foundation of Çanakkale Onsekiz Mart University (COMU) under project numbers COMUBAP 2008/32 and 2010/162. The geophysical modeling process was performed in the Earthquake Monitoring and Data Processing Laboratory of the Department of Geophysics at COMU. We thank Taylan Özgür Ergen for the assistance in ERT survey and Ahmet Gönüz for determination of plant species in the study area. We warmly thank journal editors and two anonymous reviewers for their valuable contributions that have greatly improved our paper.

LITERATURE CITED

- Brooke, B., 2001. The distribution of carbonate eolianite. *Earth-Science Reviews*, 55, 135–164.
- Darwin, C.R., 1851. *Geological Observations on Coral Reefs, Volcanic Islands and on South America, Being the Geology of the Voyage of the Beagle, under the Command of Captain Fitzroy During the Years 1832 to 1836*. London: Smith, Elder and Company.
- Ekinçi, Y.L.; Demirci, A.; Erginal, A.E., and Öztürk, B., 2010. Detection of Cavities in Carbonate-Cemented Fossil Eolian Sand Dunes Using DC Electrical Resistivity Survey, Bozcaada Island, Turkey. *European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, Volume 12, EGU2010-7005.
- Erginal, A.E. and Öztürk, B., 2009. Coastal salt weathering of Quaternary eolianite (Bozcaada Island) and Eocene sandstone (Gelibolu Peninsula): the contribution of microanalytical data. *Mineral Research & Exploration Bulletin*, 139, 51–59.
- Erguvanlı, K., 1955. Étude Géologique de l'île de Bozcaada. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(5), 399–401 [in French].
- Fairbridge, R.W., 1995. Eolianites and eustasy: early concepts on Darwin's voyage of HMS Beagle. *Carbonates and Evaporites*, 10(1), 92–101.
- Fairbridge, R.W. and Johnson, D.L., 1978. Eolianite. In: Fairbridge, R.W. and Bourgeois, J. (eds.), *The Encyclopedia of Sedimentology*. Stroudsburg, Pennsylvania: Dowden, Hutchinson and Ross, pp. 279–282.
- Frébourg, G.; Hasler, C-E.; Le Guern, P., and Davaud, E., 2008. Facies characteristics and diversity in carbonate eolianites. *Facies*, 54, 175–191.
- Griffiths, D.H. and Barker, R.D., 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211–226.
- Kelletat, D., 1991. Geomorphological aspects of eolianites in Western Australia. In: Bruckner, H. and Radtke, U. (eds.), *Von der Nordsee bis zum Inischen Ozean*. Stuttgart, Germany: Franz Steiner Verlag, pp. 181–198.
- Kiyak, N.G. and Erginal, A.E., 2010. Optical stimulated luminescence dating study of eolianite on the Island of Bozcaada, Turkey: preliminary results. *Journal of Coastal Research*, 26(4), 673–680.
- Klappa, C.F., 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis, and significance. *Sedimentology*, 26, 613–629.

- Loke, M.H. and Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131–152.
- Loke, M.H.; Acworth, I., and Dahlin, T., 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical resistivity imaging. *Exploration Geophysics*, 34, 182–187.
- Olayinka, A.I. and Yaramanci, U., 2000. Assessment of the reliability of 2D inversion of apparent resistivity data. *Geophysical Prospecting*, 48(2), 293–316.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E., and Siever, R., 1987. *Sand and Sandstone*. Berlin: Springer & Verlag, 553p.
- Saltuk, O. and Saka, K., 1972. Geological investigation of northern Saros Gulf, Gelibolu Peninsula, Imbroz-Bozcaada and Canakkale coastline. *TPAO Archives*, No. 786, 30 p.[in Turkish].
- Sayles, R.W., 1931. Bermuda during the ice age. *Proceedings of the American Academy of Arts and Science*, 66, 381–467.
- Schlichting, E. and Blume, H.P., 1966. *Bodenkundliches Praktikum*. Hamburg, Germany: Verlag Paul Paney [in German].
- Thomas, D.S.G., 1997. Sand seas and aeolian bedforms. In: Thomas, D.S.G. (ed.), *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*, 3rd edition, Chichester, United Kingdom: John Wiley & Sons, pp. 373–412.
- Thorntwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geography Review*, 38, 55–94.
- Türkeş, M., 1998. Influence of geopotential heights, cyclone frequency and Southern Oscillation on rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology*, 18, 649–680.
- Türkeş, M., 1999. Vulnerability of Turkey to desertification with respect to precipitation and aridity conditions. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Science*, 23, 363–380.
- Türkeş, M. and Erlat, E., 2003. Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930–2000. *International Journal of Climatology*, 23, 1771–1796.
- Türkeş, M.; Koç, T., and Sarıç, F., 2009. Spatiotemporal variability of precipitation total series over Turkey. *International Journal of Climatology*, 29, 1056–1074.
- Woodroffe, C.D.; Murray-Wallace, C.V.; Bryant, E.A.; Brooke, B.P.; Price, D.M., and Heijnis, H., 1995. Late Quaternary sea-level highstands from the Tasman Sea: evidence from Lord Howe Island. *Marine Geology*, 125, 61–72.

EK 4. Tez çalışması kapsamında hazırlanmış SCI,SSCI,AHCI indekslerine giren dergilerde yayınlanan makale-4



International Journal of Environment and Geoinformatics 2(1), 1-15 (2015)

Physico-Chemical Features and Subsurface Nature of Coastal Dunes on Bozcaada Island, NW Turkey

Mustafa Avcioğlu¹, Ahmet Evren Erginal^{2,*}, Muhammed Zeynel Öztürk³, Alper Demirci⁴, Yunus Levent Ekinci⁵, Murat Türkeş⁶, Ersin Karabacak⁷, Ali Sungur⁸, Hasan Özcan⁸, Rezzan Ekinci⁹, Gülsen Erginal¹⁰

¹Çanakkale Onsekiz Mart University, Department of Geological Engineering, 17020, ÇANAKKALE-TR

²Ardahan University, Department of Geography, 75000, ARDAHAN-TR

³Niğde University, Department of Geography, 51240, NIĞDE-TR

⁴Bitlis Eren University, Department of Geophysical Engineering, 13000, BITLIS-TR

⁵Bitlis Eren University, Department of Archaeology, 13000, BITLIS-TR

⁶Middle East Technical University, Affiliated Faculty at the Department of Statistics, 06800, ANKARA-TR

⁷Çanakkale Onsekiz Mart University, Department of Biology, 17020, ÇANAKKALE-TR

⁸Çanakkale Onsekiz Mart University, Department of Soil Sciences, 17020, ÇANAKKALE-TR

⁹Bitlis Eren University Campus, Lodging Buildings, R4 No: 20, 13000, BITLIS-TR

¹⁰Ardahan University, Vocational School of Çıldır, 75400, ARDAHAN-TR

Corresponding author. Tel: +90 534 9264784

E-mail: aerginal@gmail.com

Received 28 Nov 2014

Accepted 05 Jan 2015

Abstract

We studied the composition, vegetation cover, wind regime characteristics and subsurface nature of a coastal dune field on the west coast of Bozcaada Island, NW Turkey. Performing Electrical Resistivity Tomography (ERT) technique, we determined that dune sands with a thickness of ~11-13 m cover the underlying Miocene basement, as confirmed by an abrupt increase in resistivity as from lithological boundary. The results demonstrate that foredune terraces and ridges differ from swales from various points of view. The foredune sands are characterized by average contents of over 82% medium to fine-sized angular sands, especially quartz (85%), based on X-ray fluorescence spectroscopy (XRF) data, CaCO₃ (1.15%) and organic matter (0.19%). On the other hand, swales are composed on average of 59% medium to fine sands, a mixture of silt and clay (13%), very coarse sands and small-size gravels (28%). In addition to the different grain size distribution, swale sediments have conspicuously lesser amounts of SiO₂ (78%), higher amounts of CaCO₃ (5.6%) and organic matter (0.8%). Wind climatology analysis showed the predominance of a northerly (mainly NNE) near surface wind circulation over Bozcaada throughout the year with high wind speeds of maximum 7.4 m/s. Nevertheless, the existing sand transport and associated development of foredune forms and blowouts in the dune field relates considerably to the bimodal distribution of northerly winds (NNW and NNE). Although the coastal dune area is capped by a variety of dune plants, blowout development is highly active, in particular, on the northeast section of the dune field.

Keywords: Dune sand, electrical resistivity, wind climatology, Bozcaada Island, NW Turkey.

Introduction

Turkey has a long shoreline (8333 km including the Sea of Marmara and islands) because it is circumvented by the Black Sea (1701 km-long) to the north, the Aegean Sea (3484 km-long) to the west and the Mediterranean (1707 km-long) to the south (Sesli et al. 2009). A great quantity of sediment consisting of approximately 175 million t¹ is discharged by sediment-laden rivers into these seas as well as lakes and water reservoirs (Öztürk, 1996). However, this value

may reach up to 450 million t¹, which exceeds the average sediment transportation rate of 320 mt-1 of the European continent (Hamidi and Kayaalp, 2008). Thus, sediment transport to Turkey's coasts favors the development of coastal sand dunes, particularly on prograding deltaic environments and sheltered bays (Özcan, et al. 2009a). Özhan, (2005) reported that the total length of coasts where coastal dunes occur is 845 km in 110 different locations in Turkey (Uslu, 1989). Albeit this wide distribution, our knowledge of the

physico-chemical characteristics, flora and wind regime of the dune fields is rather scanty (Serteser, 2004; Özcan, et al. 2009a, b; Erginal, et al, 2009).

In this study, we are concerned mainly with the characteristics of coastal dunes on the west coast of Bozcaada Island, NW Turkey (Fig. 1a). We identified the morphological, floristic and

physico-chemical characteristics of the coastal dunes on the basis of geomorphological observations, grain size measurements, X-ray fluorescence spectroscopy (XRF) and scanning electron microscopy/energy dispersive X-ray spectroscopy (SEM/EDX) data. Electrical resistivity tomography (ERT) was used to define subsurface geometry of coastal dunes and underlying Miocene basement

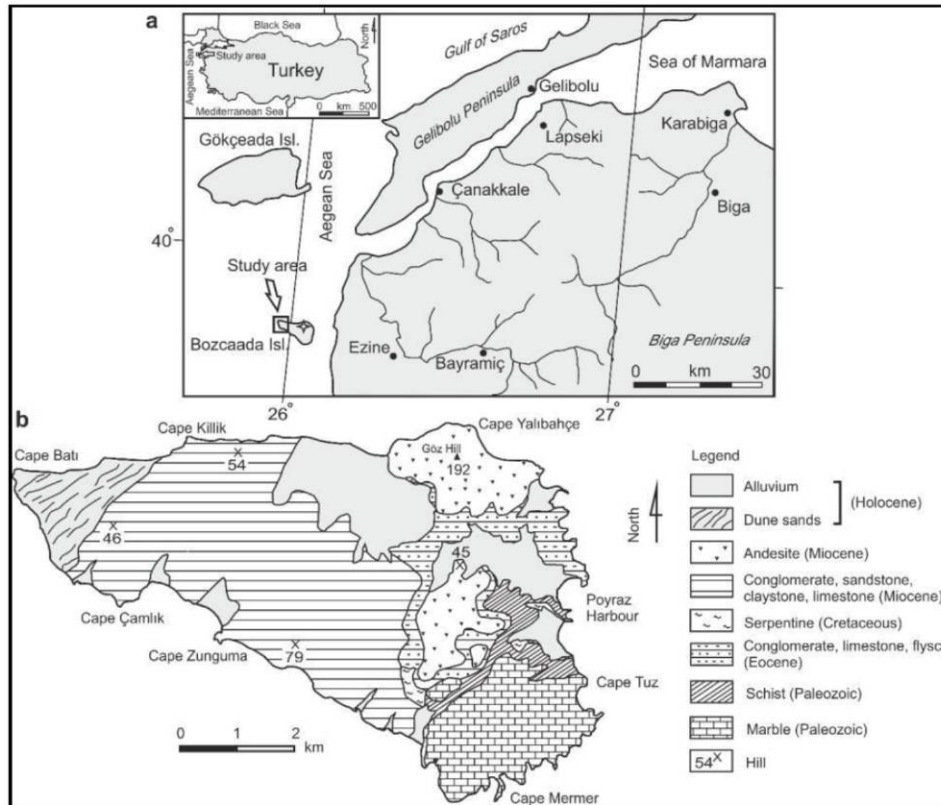


Figure 1. (a) Location map and (b) geology map of study area.

Physical Settings

Bozcaada Island, located 6 km west of the Biga Peninsula, NW Turkey, is a small island with an area of 36 km². The basement rocks on the island comprise marble and schist of Paleozoic age, which are overlain by Eocene basal conglomerate and flysch. Miocene is of widest extension, consisting of conglomerate, sandstone, claystone, limestone and andesite (Erguvanli, 1955; Kalafatçioğlu, 1963; Fig. 1b). The Holocene units are composed of alluvial deposits, beachrock, eolianite and coastal dunes (Kiyak and Erginal, 2009).

According to the rainfall regime classification of Turkey by Türkeş (1996, 1998), the study area has a Mediterranean-type rainfall regime. The period from April to October is mainly characterized by insufficient precipitation while the maximum precipitation shows up in the winter months. In terms of long-term averages, December is the wettest month (86 mm). The driest month, however, is August (about 5 mm). With respect to the monthly mean temperatures, the coldest and warmest months are February (8.3°C) and July (23.1°C), respectively. The island is of great significance for wind power production. In fact, the Bozcaada Wind Energy

Plant (BORES) forms the biggest available wind energy power plant in Turkey. It has reached an output of 131.35 MW (Şahin, 2008). Based on the Thornthwaite's Moisture Index (L_m) (1948), a dry sub-humid climate type is dominant at the Bozcaada station; a detailed climatic description is as follows: dry sub-humid, second mesothermal throughout the year, little or no water surplus during the year, with a summer concentration of thermal efficiency equal to a megathermal climate.

In the study area, the beach is sandy and is covered in many places by marine debris formed

generally by *Posidonia oceanica* (L.) Delile. The western promontory of the area is a rocky coast formed by low (1-2 m) sea cliffs and wave-cut platforms cut in Miocene limestone. The dune field, which encompasses an area of 2.25 km², constitutes 6% of the total surface area of the island. Coastal dunes lie between latitudes 39°50'48''-39°47'14'' north and longitudes 25°57'44''-26°04'59'' east. The dune field extends about 1.9 km on a southwest-northeast axis and has a rich plant community, consisting of 55 genus and 58 species belonging to 27 families (Karabacak et al. 2008).

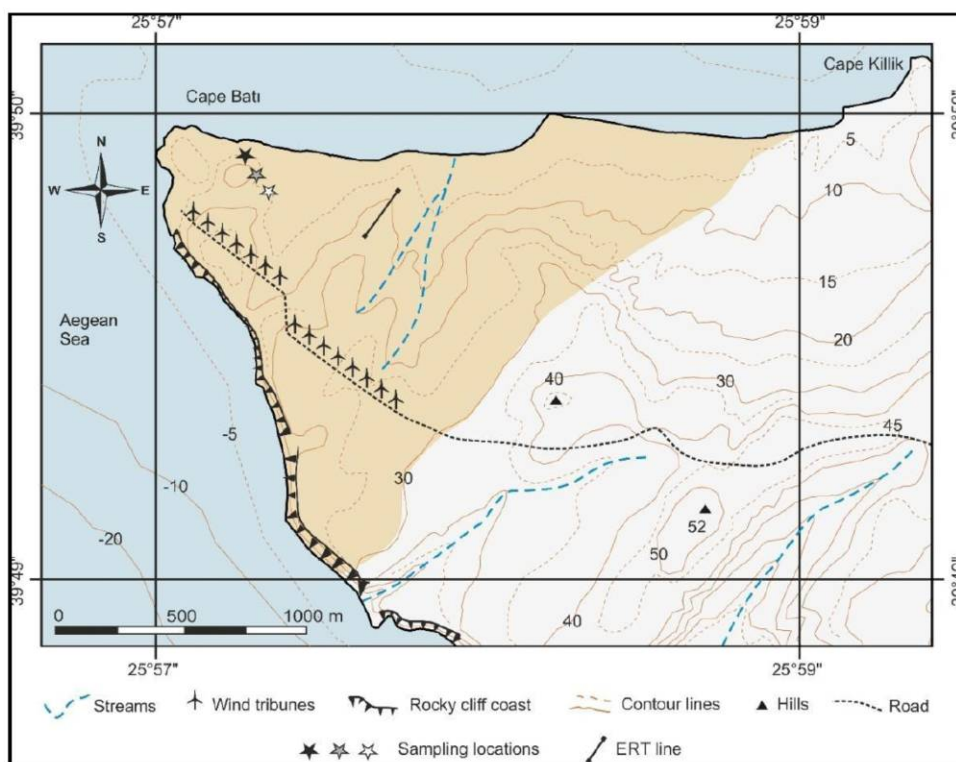


Figure 2. Map of sampling sites and ERT survey line. Black, gray and white stars show sampling pits from foredune terraces, ridges and swales, respectively.

Data and Methods

Sampling and Dune Sand Analyses

During field studies, different morphotypes of coastal dunes were recorded using GPS (Garmin ETREX). A total of 13 samples were taken from various depths of sampling pits dug along a representative line into incipient foredune terraces, ridges and swales (Fig. 2).

Sand samples were extracted from different horizons in consideration of their distinctive features (Soil Survey Staff 1993). From each sample of about 500 gr weight, CaCO₃ (%), electrical conductivity (EC), organic matter content and pH were measured. A Scheibler calcimeter (Schlichting and Blume, 1966) was used to determine total CaCO₃ contents. pH measurements were performed using a WTW

multi-parameter instrument (Grewelling and Peech, 1960). The content of organic matter within the samples was determined based on the Walkley-Black acid digestion method (Schlichting and Blume, 1966). A subsample weighing 200 g from each sample was also subjected to analysis by the hydrometry technique (Bouyoucos, 1951) in order to determine total clay, silt and sand contents.

To determine major oxides within samples, XRF analyses were carried out. The same samples were also analyzed by SEM (ZEISS EVO 50 EP) coupled with EDX (Bruker AXS XFlash) to understand the elemental composition and morphology (shape and size) of dune sands. These analyses were carried out in the Materials Research Centre of Izmir Institute of Technology. The Flora of Turkey (Davis, 1965-1985) was the main source used to identify plant specimens. Some doubtful identification was checked in Flora Europaea (Tutin et al. 1964-1980). Plants included in this list were deposited in the herbarium of the Biology Department of Çanakkale Onsekiz Mart University.

Wind and Water Budget Analyses

In the study, the monthly mean air temperature (°C) and monthly total precipitation (mm) series along with the long-term average wind speed (m/s) and monthly frequency of wind directions recorded at Bozcaada meteorology station of the Turkish State Meteorological Service (TSMS) were used. Long-term averages of wind speed and monthly frequency of wind directions were analyzed to determine the surface wind climatology. Thornthwaite's climate classification and water budget were calculated in consideration of the approach used in the WATBUG program (Willmott, 1977). For the water budget, we calculated the following parameters: unadjusted potential evapotranspiration (UPE) in mm; adjusted PE (APE) in mm; soil moisture storage (ST) in mm; actual evapotranspiration (AE) in mm; soil moisture deficit (DEF) and soil moisture surplus (SURP) in mm. Monthly PE values were calculated according to the Thornthwaite (1948) methodology. On the other hand, we calculated the Thornthwaite's Moisture Index using Thornthwaite's (1948) methodology as:

$$L_m = (100S - 60D)/PE$$

(1)

where, S is annual water surplus (mm) and D, annual water deficit (mm); PE is annual adjusted potential evapotranspiration (mm). Negative values of the moisture index are found in dry climates, while positive values are found in moist climates.

ERT Survey

ERT technique is an efficient geophysical tool to map the electrical resistivity characteristic of the subsurface. The technique offers fast and cost-effective high-resolution imaging of near surface resistivity pattern of shallow regions to depths of several tens of meters and provides useful information for characterizing disparate subsurface discontinuities, which can point to lithological variations (Erginal et al., 2013). Thus, in this study we used ERT technique to map both the thickness of the coastal dunes and its contact relation with the underlying bedrock. A line (Fig. 2) orientated nearly perpendicular to the coastline was assigned in the dune field considering one of the representative areas where coastal dunes have a thick accumulation of drifted sands. The apparent resistivities were gathered by means of GF ARES multi-electrode resistivity-meter system, with 41 electrodes spaced at 5.5 m intervals covering a total length of 220 m. Dipole-dipole electrode configuration was used for 10 data levels with dipoles of 5.5 and 11 m, and unit dipole separations of 1, 2, 3, 4, 5, 6, 2.5 and 3.5 m. The inversion of the measured apparent resistivity values was performed using the software package RES2DINV, which constructs a subsurface resistivity model based on iterative smoothness-constrained least squares (Loke and Barker, 1996). Due to the significance topographical relief along the survey line, the elevations of each electrode were measured by optical levelling and the topographical data were incorporated into inversion model for a more realistic interpretation.

Results and Discussions

The Nature of Incipient Foredunes (Terraces and Ridges)

In the studied dune field, incipient foredunes dominate the dune morphology. To define their nature, samples were collected from both terraces and ridges (Fig. 3a and b).

The measurement results obtained from a sea-facing slope of the dune terraces showed that sand is the predominant component (average 98%), characterized by angular quartz grains (Fig. 3c). More than 82% of dune materials belong to grain sizes ranging between 0.5 and 0.163, implying the predominance of medium to fine-grains. The clay and silt contents have proportions of 1.47% and 5.55%, respectively. Electrical conductivity values increase with depth. CaCO₃ and total organic matter contents are found in low amounts. XRF analyses also demonstrate that major oxides are found in descending order of confirming the prevalence SiO₂>Al₂O₃>K₂O>CaO>Na₂O>Fe₂O₃>TiO₂>MgO of quartz and plagioclase (Table 1) with no notable variation in the detected values. EDX results obtained from the same P1-1 and P1-4 also exhibit the existence of various elements in decreasing order of O>Si>C>Al>K>Fe>Mg>Ca (Table 1).

SiO₂ dominates with an average amount of 85%, confirming XRF results. None of the elements show a meaningful trend in depth in vertical section. The foredune terraces are covered with several salt-tolerant plant species shown in Table 2, consisting primarily of *Otanthus maritimus*.

Foredune ridges (P2 in Table 1) are, on the other hand, located behind the incipient dune terraces and are separated by transversal swales and blowouts (Fig.3d). They have elevations up to 10 meters and sharp crests owing to the development of through blowouts. Unlike dune terraces, ridges are not symmetrical in plan view. Their long axes are oblique to the present trend of the shoreline where they are interrupted by blowouts. Several types of dune plants well adapted to sea salt were observed on the ridges, dominated by *Ammophila arenaria* subsp. *Arundinacea*, *Eryngium maritimum*, and *Otanthus maritimus* (Table 2).

The measurements acquired from dune ridges showed an average of 93% for sand-sized grains. Similar to the foredune terrace sands, medium to fine-grains ranging in size between 0.5 mm and 0.163 mm are found in an average amount of 82%. The pH is slightly alkaline. EC values are significantly lower and major oxides are similar to those of the sands of foredune terraces. This is also the case for XRF data.

The Nature of Swale Materials

These interdune depressions have a large extension in the studied dune field and lie between northeast-southwest trending dune ridges. Swales actually follow morphologically former dry valleys, the edges of which were covered by dune ridges (Fig. 3e). On the northeast-inclined bottoms of these depressions, there is enrichment in vegetation cover listed in Table 2. Several physico-chemical characteristics and quantitative elemental analyses results from swale samples (P3 in Table 3) show that coarse and very coarse sands have an average amount of 28%. Medium and fine sands are, however, found in the proportion of about 59%. The rest (13%) of the composition is composed of a mixture of very fine sands and silty clay. All sand-size components have very poor roundness (Fig. 3f), similar to that of the foredune sands.

When compared with the foredune sands, this distribution indicates a conspicuous augmentation in the ratio of fine sediments (≤ 0.163 mm). The other differences are represented by an increase in the contents of total average organic matter and CaCO₃ as well as a decrease in the values of EC. In terms of the quantity of major oxides, XRF data display a similar distribution ratio to that of the foredune sands with the exception of an increase in CaO content. The EDX results from samples (Table 3) collected from the near surface (P3-1) and bottom (P3-3) of the sampling pit dug in the swale depression yielded more disparities, depicted by the elements aligned in descending order of O>Si>C>Al>Fe>Ca>K>Mg. All these data suggest that the chemical composition, grain size distributions, organic matter and CaCO₃ contents of swales differ from foredune materials.

Wind Regime, Moisture Conditions and Blowout Development

The wind characteristics of the island favor the development of various coastal dune forms in the study area. A Quickbird satellite image (Fig.4a) shows concordance of dune forms with the prevailing wind circulation. In particular, the distinct development of foredune ridges and blowouts is directly connected to the wind regime and surface moisture conditions during the dry season.

Wind turbines clearly indicate that, even though NNE is the prevailing wind of Bozcaada, northerly winds have a bimodal wind direction distribution, characterized by NNW and NNE (Fig.4b and c). The Bozcaada station shows strong long-term average annual mean wind speeds of about 7 m/s, exceeding this for both northerly (NNE) and southerly (S) surface wind circulations at ten meters over the study area (Table 4). Prevailing winds blow from NNE in all months except for June. In the months of May, June and July, the frequencies of north north-westerly and north north-easterly winds are nearly equal to each other. However, the prevailing wind direction is north north-west (NNW) only in June with a frequency of 21.87%, slightly more than that from NNE with a ratio of 21.47% (Fig.5).

During a long period of the year, particularly from November to April, southerly sector winds (mainly SSW, S, and SSE) also become somewhat effective in addition to the northerly sector winds. This is directly related to the increased number of mid-latitude and Mediterranean frontal cyclones in these months due to the significant seasonal migration of the polar front and associated upper-air polar jet to relatively low latitudes, leading to westerly and south-westerly air flows over the Mediterranean basin towards Turkey (Türkeş, 1998; Türkeş and Erlat, 2005; Türkeş et al. 2009).

Based on the assumption that the wind-blown removal of sand deflation is controlled by surface moisture conditions, a Thornthwaite water budget was prepared. The water budget shows that the island receives very low annual and monthly precipitation (Table 5).

The results obtained show a soil moisture surplus in winter months and a soil moisture deficit from May to October. The soil moisture deficit is particularly pronounced in July and August. The soil moisture surplus period is shortest through the months of January, February and March when the amount is lowest, with a total of 114 mm. The period of the soil moisture deficit (total of 443 mm) dominates over six months from May to October with severe summer dryness in July and August. November is a transition month when the water begins to accumulate in the soil, and the moisture increases due to the start of frontal precipitation events associated with both mid-latitude and Mediterranean cyclones over the region, respectively. Based on these results, the surface of the dune field is rather dry during the period between May and August.

The aforementioned wind characteristics and surface moisture conditions are of prime importance in deflation and erodibility of dune sands, thereby, in particular, allowing the development of blowouts and foredune ridges deprived of vegetation cover. In many places, several deflation basins occur on the crests of vegetation-deprived substrates of asymmetric ridges as result of the easy removal of dune sands.

These erosion hollows are blowouts *sensu strictu* and are either through or saucer-shaped, as being common elsewhere (Cooper, 1958; Bate and Ferguson, 1996; Hesp, 2002); the latter convert in several places into cup-or bowl-shaped depressions, encased in very coarse sands and very fine gravels, owing to the wind-induced deepening of shallow saucer blowouts (Hesp, 2002). The paragons of these circular or ellipsoidal-shaped depressions (diameter: 25x25 m and 25-60 m; depth: max: 10 m) are found in the southwest and west of the dune field and are located at the head of the through blowouts (Fig. 6a).

The deepening of these deflation basins is known to be associated with accelerated wind speed on or near the surface of the depression caused by the angle of incidence of effective winds (Hugenholtz and Wolfe, 2009), which is a well-known wind flow circulation pattern in coastal dune blowouts (Fraser et al. 1998;

Wang et al. 2007). Actually, with the lack of accurate near surface wind data, mean surface (10 meters) monthly wind speeds of Bozcaada show strong values (max: 7.4 m/s) (Table 4). Maximum wind speeds are mostly related with the N, NNE and NNW directions and partly with S and SSE directions both annually and in all months.

The through blowouts, however, are characterized by elongated depressions (Fig.6b), having steep and sharp lateral walls stabilized by dune plants. These dunes have long NE-trending axes that extend up to 600 m. Field observations showed that several blowouts seem to have ingenerated on the apex of foredune ridges and are weakly stabilized by plant canopies at both their margins. The removal of dune sands and subsequent initial opening of a blowout in these parts is likely associated with the accelerated speed of surface winds that act on the wide crests of foredunes (Smith1960). The bottom of the depressions, however, are stony and paleo soil-like; this coincides in many places with a surface of underlying fossiliferous Miocene limestones (Fig.6b), suggesting over-deepening through the stripping of loose blowout sands by northeast and southwest winds.

Subsurface Nature of Coastal Dunes

Figure 7 shows the model resistivity section with corrected topography, obtained after 5 iterations with an RMS error of 12 %. The SW-NE trending two-dimensional resistivity image displayed a depth range of ~17 m. The overall resistivity range in the image is ~15- to 2600 ohm-m. The resistivity tomogram obtained along a rugged and undulate topography crossing dune ridges, blowouts and parabolic dune depressions shows a clear contrast from the top down to the transition level cutting the underlying Miocene formations. The transition level lying at a depth between 13 m and 15 m is represented with a resistivity of ~150 ohm-m. From this level towards the deeper parts, resistivity values display an increasing trend, pointing to bedrock. The morphology carved in bedrock buried by dune sands is characterized by former valleys formed by NW flowing small streams on southwest-dipping Miocene strata. Throughout the contact level with the resistive basement, dune sands show a conformable

accumulation on the buried hummocky topography, which continues up to the surface of coastal dunes.

Nevertheless, coastal dunes display lower resistivity values less than 30 ohm-m with the exception of those determined in horizontal distance between 33 m and 132 m. This abnormal increase up to 2600 ohm-m was obtained along sharp dune crests due to the lack of lateral support that affects the resulting resistivity. This is confirmed by normal resistivity values between the distances of 148 m and 220 m of the survey line where coastal dunes have a uniform morphology sloping gently towards the sea. As result, ERT image demonstrated the depth of buried Miocene basement, the subsurface morphology of dune sands and the contact relationship between these two units.

Conclusions

We studied coastal sand dunes that rest on fossil-bearing Miocene limestones. Morphologically, various dune forms occur, such as saucer or ellipsoidal-shaped interdune depressions or blowouts, incipient foredune terraces and ridges and swales. ERT image obtained along a representative transect passing foredune ridges and blowouts displayed that dune sands have a thickness of about 11-13 m, which slightly increase seawards.

Towards the eastern most part of the dune field, relatively more fixed dunes exist. The dune field eventuates in a forest land comprising *Pinus brutia* developed on the basement rocks. The measured parameters of dune sands and effective wind climate yielded some consequential data on the nature and dynamics of the dune field. Foredune and swale sands were found dissimilar in recognition of both their content and grain sizes. Bidirectional (NW and SW) near surface wind circulation and long-term average high wind speeds account for the development of dune morphology. Notwithstanding the fact that the dune sands are capped by a number of plant species, effective wind activity does not render dune stabilization possible, except for swale depressions, which are covered with dense plant communities. Our study revealed that a combined interpretation of

the nature of dune sands, climatic data and dune sand development in coastal environments.

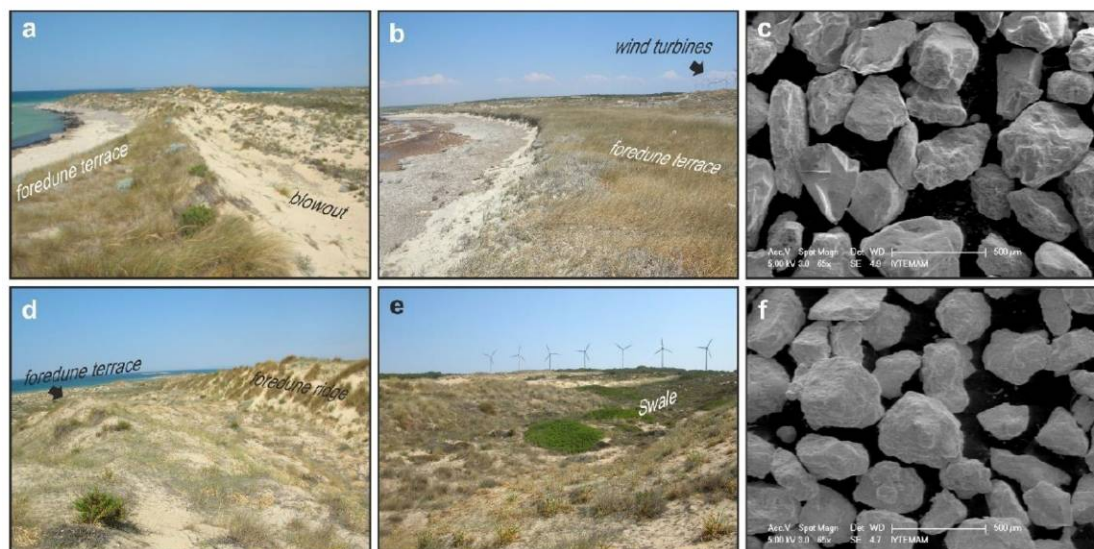


Figure 3. Field pictures and SEM images from the dune field. (a and b) Incipient foredune terraces along north beach. (c) SEM image of dune sands extracted from foredune terrace (sample P1-1 in Table 1). (d) Foredune ridges on northeast coast. (e) Swale near wind turbines on northwest coast. (f) SEM image of swale sands (sample P3-4 in Table 2).

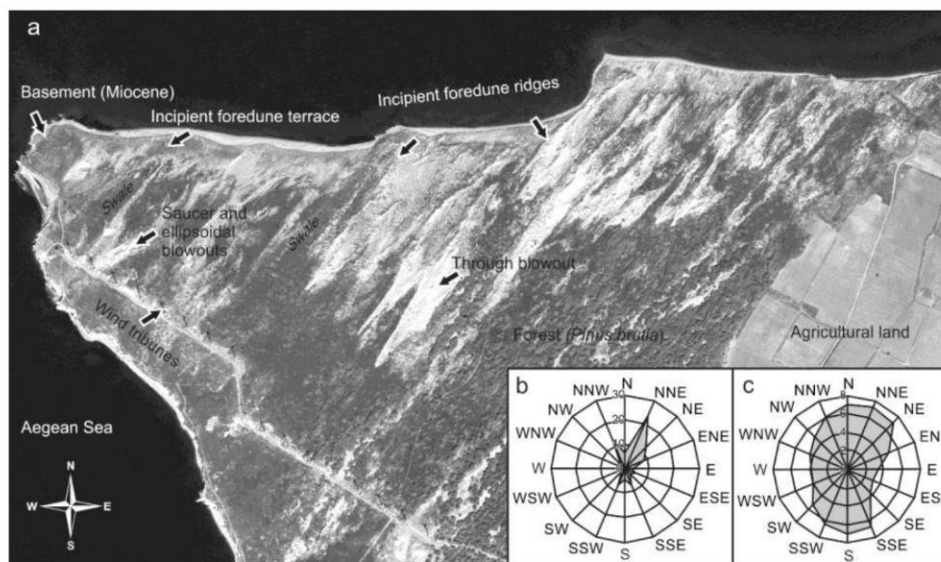


Figure 4. (a) Quickbird satellite image (2008) of dune field. (b) Long-term annual wind direction frequencies (as percentages), and (c) annual mean wind speeds ($m s^{-1}$) of Bozcaada meteorology station.

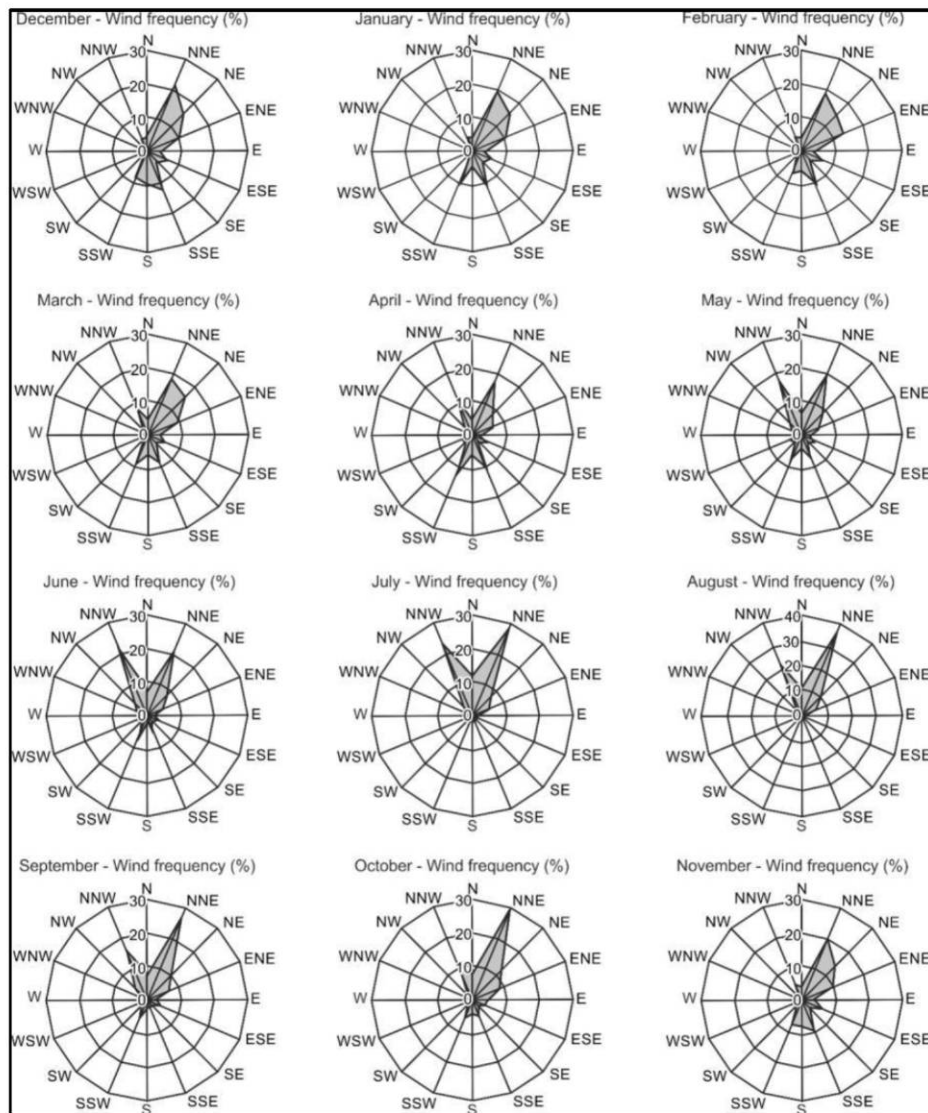


Figure 5. Monthly variations of wind direction frequencies (as percentages) of Bozcaada station.

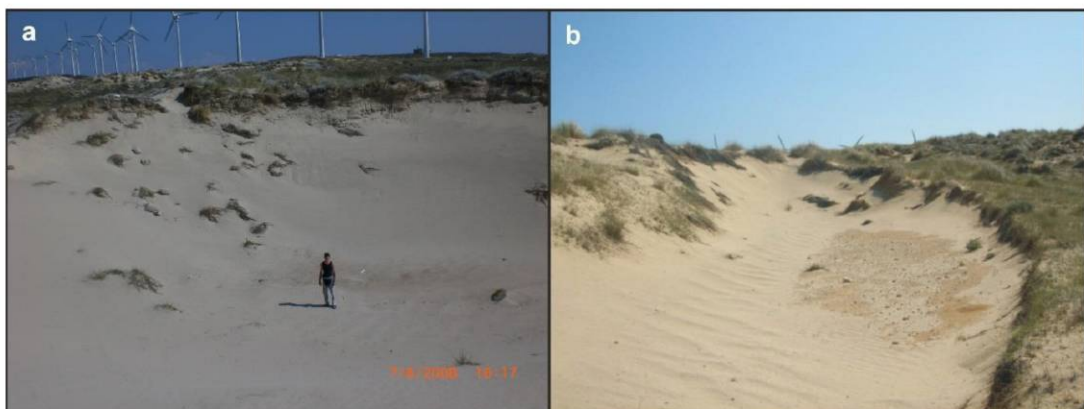


Figure 6. (a) Saucer-shaped blowout. Please see person's height for scale (1.80 m). (b) Shallow through blowout, bottom of which corresponds to emerged Miocene basement.

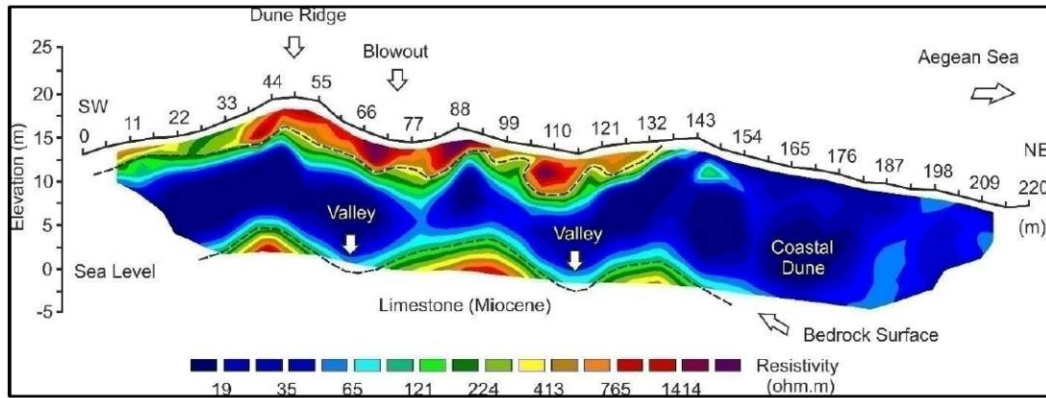


Figure 7. Electrical resistivity tomogram of surveyed line obtained from the inversion of apparent resistivity data.

Table 1 Several measured parameters of incipient foredune materials. P1 and P2 refer to samples taken from dune ramp slope and ridge, respectively.

Profile	Measured parameters				Grain size (mm)				
	EC	pH	%CaCO ₃	%O.M.	2-1	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.163	≤0.163
p1-1	260	7.74	1.10	0.28	0.15	3.99	49.05	43.65	3.08
p1-2	635	8.25	1.88	0.32	0.45	11.66	61.6	25.12	1.09
p1-3	567	8.16	1.80	0.20	2.09	38.1	42.63	16.31	0.77
p1-4	616	7.95	1.88	0.28	0.34	8.4	56.36	33.45	1.43
p2-1	165.2	7.92	1.33	0.11	3.55	12.73	47.11	33.96	2.63
p2-2	144.3	7.98	1.25	0.14	1.27	11.73	50.57	33.98	2.45
p2-3	154.4	8.02	1.65	0.35	1.25	28.86	51.41	17.68	0.78
p2-4	207	8.13	1.41	0.07	0.89	9.87	52.51	34.05	2.61
XRF results									
Profile	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	
P1-1	85.41	7.96	0.03	0.48	1.26	0.01	1.49	1.85	
P1-2	84.79	8.02	0.09	0.41	1.57	0.01	1.32	1.92	
P1-3	84.94	6.97	0.06	0.45	2.41	0.11	0.80	1.80	
P1-4	85.09	8.22	0.09	0.38	1.36	0.01	1.34	1.99	
P2-1	85.22	7.60	0.11	0.44	1.73	0.01	1.27	1.91	
P2-2	85.12	7.83	0.12	0.45	1.48	0.01	1.48	2.00	
P2-3	85.68	7.61	0.08	0.38	1.52	0.01	1.08	1.93	
P2-4	84.68	8.20	0.16	0.48	1.50	0.01	1.51	1.89	
EDX results									
Profile	C	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe	
P1-1	5.51	50.01	1.65	6.6	33.04	0.8	1.44	0.96	
P1-1	3.22	40.52	0.46	3.18	46.68	1.11	0.79	4.05	
P1-1	8.3	41.98	0.89	2.5	41.04	0.81	0.79	3.7	
P1-4	3.37	42.95	0.9	8.57	36.49	6.96	0.75	0	
P1-4	4.2	41.87	0.81	1.89	49.27	0.98	0.98	0	
P1-4	2.62	43.2	0.89	2.19	50.5	0.6	0	0	

Table 2. The lists of vegetation present in different zones in the Bozcaada dune field.

Taxon name	Life form	Location
<i>Aetheorhiza bulbosa</i> subsp. <i>microcephala</i>	Tuberous perennial	Foredune terraces, foredune ridges, interdune depressions
<i>Ammophila arenaria</i> subsp. <i>arundinacea</i>	Rhizomatous perennial	Foredune terraces, foredune ridges
<i>Anthemis tomentosa</i> subsp. <i>tomentosa</i>	Annual	Foredune terraces, foredune ridges
<i>Centaurea spinosa</i> var. <i>spinosa</i>	Perennial, cushion form	Foredune terraces, foredune ridges
<i>Cynodon dactylon</i> var. <i>dactylon</i>	Rhizomatous perennial	Foredune terraces, interdune depressions
<i>Eryngium maritimum</i>	Perennial herb	Foredune terraces, foredune ridges
<i>Euphorbia paralias</i>	Perennial herb	Foredune terraces, foredune ridges
<i>Imperata cylindrica</i>	Perennial herb	Foredune terraces
<i>Medicago marina</i>	Annual	Foredune terraces, foredune ridges
<i>Otanthus maritimus</i>	Perennial herb	Foredune terraces, foredune ridges, interdune depressions
<i>Parapholis incurva</i>	Annual	Foredune terraces
<i>Elymus farctus</i> subsp. <i>farctus</i> var. <i>Farctus</i>	Rhizomatous perennial	Foredune terraces
<i>Cyperus capitatus</i>	Rhizomatous perennial	Foredune ridges
<i>Elymus elongatus</i> subsp. <i>elongatus</i>	Rhizomatous perennial	Foredune ridges
<i>Glaucium flavum</i>	Biennial	Foredune ridges, interdune depressions
<i>Pancratium maritimum</i>	Bulbous perennial	Foredune ridges
<i>Anthyllis hermanniae</i>	Perennial shrub	Interdune depressions
<i>Avena barbata</i>	Annual	Interdune depressions
<i>Blackstonia perfoliata</i>	Annual	Interdune depressions
<i>Bromus tectorum</i>	Annual	Interdune depressions
<i>Carlina corymbosa</i>	Perennial herb	Interdune depressions
<i>Cistus creticus</i>	Perennial shrub	Interdune depressions
<i>Coridothymus capitatus</i>	Perennial shrub	Interdune depressions
<i>Dactylis glomerata</i> subsp. <i>hispanica</i>	Perennial herb	Interdune depressions
<i>Dorychnium hirsutum</i>	Perennial shrub	Interdune depressions
<i>Echium angustifolium</i>	Perennial herb	Interdune depressions
<i>Erodium cicutarium</i> subsp. <i>cutarium</i>	Annual	Interdune depressions
<i>Eryngium campestre</i> var. <i>campestre</i>	Perennial herb	Interdune depressions
<i>Fumana thymifolia</i> var. <i>thymifolia</i>	Perennial shrub	Interdune depressions
<i>Helichrysum stoechas</i> subsp. <i>barrelieri</i>	Perennial	Interdune depressions
<i>Hypochoeris glabra</i>	Annual	Interdune depressions
<i>Juncus acutus</i>	Perennial	Interdune depressions
<i>Lagurus ovatus</i>	Annual	Interdune depressions

Limonium virgatum	Perennial herb	Interdune depressions
Malcolmia flexuosa	Annual	Interdune depressions
Medicago constricta	Annual	Interdune depressions
Onobrychis caput-galli	Annual	Interdune depressions
Orobanche ramosa	Annual parasites	Interdune depressions
Phragmites australis	Rhizomatous perennial	Interdune depressions
Pinus brutia	Tree	Interdune depressions
Pistacia lentiscus	Perennial	Interdune depressions
Rubia tenuifolia subsp. tenuifolia	Perennial sub-shrub	Interdune depressions
Sarcopoterium spinosum	Perennial, cushion form	Interdune depressions
Scipoides holoschoenus	Perennial herb	Interdune depressions
Shoenus nigricans	Perennial herb	Interdune depressions
Teucrium polium	Perennial herb	Interdune depressions
Thymelaea tartonraira	Perennial shrub	Interdune depressions
Tragopogon porrifolius	Annual	Interdune depressions
Vulpia membranacea	Annual	Interdune depressions
Osyris alba	Perennial, semiparasites	Interdune depressions

Table 3. Several measured parameters of swale materials.

Measured parameters					Grain size (mm)				
Profile	EC	pH	%CaCO ₃	%O.M.	2-1	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.163	≤0.163
P3-1	182.3	8.18	3.45	0.84	7.48	12.91	26.89	38.32	14.31
P3-2	213	8.07	3.29	0.57	5.94	13.46	27.35	38.69	14.53
P3-3	190.4	7.92	3.14	0.47	6.61	15.5	26.76	38.19	12.83
P3-4	247	8.07	12.54	1.33	22.16	28.35	21.77	17.38	10.32
XRF results									
Profile	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	
P3-1	82.28	7.87	0.15	0.69	2.84	0.01	1.25	1.92	
P3-2	81.47	7.93	0.15	0.75	3.34	0.01	1.13	1.90	
P3-3	81.65	7.78	0.13	0.66	3.41	0.01	1.15	1.85	
P3-4	66.93	8.11	0.24	1.73	10.01	0.54	0.73	1.74	
EDX results									
Profile	C	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe	
P3-1	9.38	40.20	2.22	9.35	24.98	3.67	4.78	5.51	
P3-1	9.58	46.53	2.22	10.48	25.24	2.39	1.11	2.47	
P3-1	14.16	25.95	1.34	5.83	15.26	2.21	2.14	33.11	
P3-4	9.94	41.69	1.82	8.01	22.74	3.41	12.40	0	
P3-4	7.76	43.85	1.65	6.36	34.34	0.65	5.40	0	
P3-4	9.71	42.78	2.39	9.60	19.10	2.94	1.49	0	

Table 4 Long-term monthly and annual mean wind speeds ($m s^{-1}$) arranged in accordance with 16 (8 main and 8 interval) directions and long-term averages of monthly and annual mean wind speeds ($m s^{-1}$) of Bozcaada station regardless of direction. (*) Bold indicates the maximum mean and highest wind speeds that month.

Direction	Month												Annual
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
N	9.2(*)	7.6	8.6	6.0	6.0	5.7	7.1	6.8	7.1	7.7	6.8	9.2	7.1
NNE	8.7	9.1	8.2	6.6	6.0	5.5	6.5	7.1	7.1	8.4	8.2	8.5	7.4
NE	8.2	9.0	7.7	5.7	5.5	5.2	4.9	6.1	5.7	6.8	7.9	8.8	7.1
ENE	5.7	6.2	5.8	3.9	3.3	3.0	4.0	4.8	3.7	4.3	5.3	5.8	4.9
E	3.8	4.6	4.2	2.5	2.6	2.2	2.7	2.7	2.7	3.2	3.6	4.0	3.4
ESE	3.8	4.1	3.1	3.0	2.1	1.8	1.8	2.0	2.0	2.3	3.1	3.7	3.0
SE	5.3	5.0	4.1	3.2	2.4	2.4	1.4	1.8	2.1	2.7	3.8	4.8	3.6
SSE	7.8	8.4	7.3	6.4	5.2	3.7	3.0	2.6	4.5	5.7	6.7	8.1	6.7
S	7.7	8.2	7.8	6.5	5.7	4.7	2.6	3.8	5.0	6.1	7.4	7.9	7.0
SSW	8.5	7.7	7.1	6.2	5.0	4.7	3.6	4.4	4.6	5.5	6.7	8.2	6.4
SW	7.1	6.3	6.5	5.4	4.4	4.8	3.7	3.5	4.6	4.6	6.0	6.4	5.3
WSW	4.9	4.4	4.3	4.3	3.8	3.8	3.7	3.7	3.7	3.7	3.5	4.1	4.0
W	5.1	4.5	4.8	2.9	3.2	3.9	3.4	4.5	4.3	3.3	3.0	4.1	3.9
WNW	4.0	4.3	4.5	4.0	4.2	4.3	4.5	4.4	4.4	5.4	4.1	4.4	4.4
NW	2.8	3.6	4.4	4.3	4.9	5.4	5.6	6.0	5.6	4.8	3.7	4.6	5.0
NNW	5.9	5.6	6.4	5.5	5.3	5.8	6.6	7.0	6.7	6.1	5.2	5.7	6.2
Average	6.2	6.2	5.9	4.8	4.4	4.2	4.1	4.5	4.6	5.0	5.3	6.1	5.3

Table 5 Thornthwaite water budget of Bozcaada meteorology station for period 1975-2005.

Variables	Jan	Feb	Mar	Apr	May	June	July	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Total
TEMP ¹	8.4	8.3	9.8	13.6	17.3	21.5	23.1	23.0	20.7	16.9	12.7	9.8	
UPE ²	22	21	28	47	68	96	108	107	91	66	42	28	
APE ³	18	18	28	51	84	119	136	126	93	63	35	23	794
PREP ⁴	70	57	52	40	25	11	6	5	17	25	70	86	465
DIFF ⁵	52	40	23	-11	-59	-108	130	-120	-76	-38	35	63	
ST ⁶	100	100	100	90	49	16	4	1	1	0	36	99	
CST ⁷	1	0	0	-10	-40	-33	-12	-3	-1	0	35	63	
AE ⁸	18	18	28	51	65	44	18	8	18	25	35	23	351
DEF ⁹	0	0	0	1	19	75	118	117	75	37	0	0	443
SURP ¹⁰	51	40	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	114

(1) Air temperature (TEMP) in °C, (2) Unadjusted potential evapotranspiration (UPE) in mm, (3) Adjusted potential evapotranspiration (APE) in mm, (4) Precipitation (PREC) in mm, (5) Precipitation minus APE (DIFF) in mm, (6) Soil moisture storage (ST) in mm, (7) Change in storage from the preceding month (CST) in mm, (8) Actual evapotranspiration (AE) in mm, (9) Soil moisture deficit (DEF) in mm, (10) Soil moisture surplus (SURP) in mm

Acknowledgement

We thank Dr. Aydın Büyüksaraç for his permission to use resistivity meter in the research. The modeling procedures of the resistivity data were carried out at the Earthquake Monitoring and Data Processing Laboratory (DEIVIL) in

Department of Geophysical Engineering at Çanakkale. Graham Lee is thanked for putting effort into linguistic corrections of the paper. This study was supported financially by the project no 2008/32 and partially supported by the project no 2010/162 of the Research Foundation of Çanakkale Onsekiz Mart University.

References

- Bate, G., Ferguson, M. (1996). Blowouts in coastal foredunes. *Landscape and Urban Planning*, 34 (3-4), 215-224.
- Bouyoucos, G.J. (1951). A recalibration of the hydrometer method for making mechanical analysis of soils. *Agronomy Journal* 43, 434-438.
- Cooper, W.S. (1958). Coastal sand dunes of Oregon and Washington. *Geological Society of America Memoir* 72. Waverly Press, Inc. Baltimore, MD.
- Davis, P.H. (1965-1985). Flora of Turkey and the East Aegean Islands, Volumes 1-9. Edinburgh: Edinburgh University Press.
- Erginal, A.E., Ekinci, Y.L., Demirci, A., Avcıoğlu, M., Öztürk, M.Z., Türkeş, M., Yiğitbaş, E. (2013). Depositional characteristics of carbonate-cemented fossil eolian sand dunes: Bozcaada Island, Turkey. *Journal of Coastal Research* 29 (1), 78-85.
- Erginal, A.E., Kıyak, N.G., Özcan, H. (2009). Optically Stimulated Luminescence to date coastal dunes and a possible Tsunami layer on the Kavak delta (Saros Gulf, NW Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 18 (3), 465-474.
- Erguvanlı, K. (1955). Geological study of the Bozcaada Island. *Bulletin de la Société Géologique de France* 6, 399-401 (in French).
- Fraser, G.S., Bennett, S.W., Olyphant, G.A., Bauch, N.J., Ferguson, V., Gellasch, C.A., Millard, C.L., Mueller, B., O'malley, P.J., Way, N., Woodfield, M.C. (1998). Windflow circulation patterns in a coastal dune blowout, south coast of Lake Michigan. *Journal of Coastal Research* 14 (2), 451-460.
- Grewelling, T., Peech, M. (1960). Chemical Soil Test. Cornell University *Agricultural Experiment Station Bulletin*, New York.
- Hamidi, N., Kayaalp, N. (2008). Estimation of the amount of suspended sediment in the Tigris River using artificial neural networks. *Clean-Air Soil Water*, 36 (4), 380-386.
- Hesp, P. (2002). Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48 (1-3), 245-268.
- Hugenholtz, C.H., Wolfe, S.A. (2009). Form-flow interactions of an eolian saucer blowout. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34 (7), 919-928.
- Kalafatçioğlu, A. (1963). Geology of the environs of Ezine and Bozcaada; age of limestones and serpanites. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 60, 60-69 (in Turkish).
- Karabacak, E., Erginal, A.E., Özmen, H. (2008). Flora and mapping of dune vegetation of the Bozcaada-Batıburnu area. Symposium of Bozcaada Values, Abstracts Book, Aynalı Pazar Yayınevi, Bozcaada, 183-191 (in Turkish).
- Kıyak, N.G., Erginal, A.E. (2009). Optical Stimulated Luminescence dating study of eolianite on the Island of Bozcaada, Turkey: preliminary results. *Journal of Coastal Research*, 26 (4), 673-680.
- Loke, M.H., Barker, R.D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* 44 (1), 131-152.
- Özcan, H., Akbulak, C., Kelkit, A., Tosunoğlu, M., Uysal, I. (2009a). Ecotourism potential and management of Kavak Delta. *Journal of Coastal Research* 25 (3), 781-787.
- Özcan, H., Erginal, A.E., Akbulak, C., Sungur, A., Bozcu, M. (2009b). Physico-chemical characteristics of coastal dunes on the Saros Gulf, Turkey. *Journal of Coastal Research* 26 (1), 132-142.
- Özhan, E. (2005). Coastal area management in Turkey. Priority Actions Programme Regional Activity Centre (PAP/RAC). Coastal Area Management in Turkey, Split..
- Öztürk, F. (1996). Suspended sediment yields of rivers in Turkey. In: Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. Proceedings of the Exeter Symposium: 65-71.
- Şahin, A.D. (2008). A Review of Research and Development of Wind Energy in Turkey. *Clean-Soil Air Water* 36 (9), 734-742.
- Schlichting E, Blume E. (1966). *Bodenkundliches practicum*. Hamburg und Berlin: Verlag Paul Parey.

- Soil Survey Staff, (1993). Soil Conservation Service National Soil Survey Handbook Part 618, Title 430-VI, US Dept of Ag. (USDA), US Govt Printing Office, Washington DC.
- Serteser, A. (2004). Assessment of coastal dunes in Ceyhan Delta (Adana) with regards to vegetation and soil relationships. V. National Conference on Turkey's Coastal and Marine Areas, Abstracts Book, 1, 17-24 (in Turkish).
- Sesli, F.A., Karşlı, F., Çölkesen, I., Akyol, N. (2009). Monitoring the changing position of coastlines using aerial and satellite image data: an example from the eastern coast of Trabzon, Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment* 153, 391-403.
- Smith, H.T.U. (1960). Physiography and photo interpretation of coastal sand dunes. Final Report Contract NONR - 2242(00), Office of Naval Research, Geographical Branch.
- Thornthwaite, C.W. (1948). An Approach toward a rational classification of climate. *Geography Review*, 38, 55-94.
- Tutin, T.G., Heywood, V.H., Burges, N.A., Moore, D.M., Valentine, D.H. (1964-1980). *Flora Europaea* Volume 1-5. Cambridge: Cambridge University Press.
- Türkeş, M. (1996). Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology*, 16 (9), 1057-1076.
- Türkeş, M. (1998). Influence of geopotential heights, cyclone frequency and Southern Oscillation on rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology*, 18 (6), 649-680.
- Türkeş, M., Erlat, E. (2005). Climatological responses of winter precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2001. *Theoretical and Applied Climatology* 81 (1-2), 45-69.
- Türkeş, M., Koç, T., Sarış, F. (2009). Spatiotemporal variability of precipitation total series over Turkey. *International Journal of Climatology* 29 (8), 1056-1074.
- Uslu, T. (1989). Geographical Information on Turkish Coastal Dunes. European Union for Dune Conservation and Coastal Management Publications, Leiden.
- Wang, S., Hasi, E., Zhang, J., Zhang, P. (2007). Geomorphological significance of air flow over saucer blowout of the Hulun Buir sandy grassland. *Journal of Desert Research* 2007 (5), 745-749.
- Willmott, C.J. (1977). *Watbug: A Fortran IV Algorithm for Calculating the Climatic Water Budget*. Newark, Delaware: Water Resources Center, University of Delaware.
- Yu, Jian Zhen, Xiao-Feng Huang, Jinhui Xu, and Min Hu. (2005) "When aerosol sulfate goes up, so does oxalate: Implication for the formation mechanisms of oxalate." *Environmental science & technology* 39 (1), 128-133.
- Zuo, Yuegang, and Juerg Hoigne. (1992) "Formation of hydrogen peroxide and depletion of oxalic acid in atmospheric water by photolysis of iron (III)-oxalato complexes." *Environmental Science & Technology* 26, no. 5: 1014-1022.

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Mustafa AVCIOĞLU

Doğum Yeri : Nazilli/Aydın

Doğum Tarihi : 12.03.1979

EĞİTİM DURUMU

Lisans Öğrenimi : Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Bölümü.

Yüksek Lisans Öğrenimi : Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı.

Bildiği Yabancı Diller : Almanca (iyi), İngilizce (başlangıç).

BİLİMSEL FAALİYETLERİ

a) Makaleler

SCI,SSCI,AHCI indekslerine giren dergilerde yayınlanan makaleler

- 1- Avcioğlu M., Yiğitbaş E., Erginal A.E., 2016. Beachrock formation on the coast of Gökçeada Island and its relation to the active tectonics of the region, Northern Aegean Sea, Turkey. Quaternary International, doi: 10.1016/j.quaint.2015.10.108 (basımda).
- 2- Öztürk M.Z., Erginal A.E., Kiyak N.G., Demirci A., Ekinci Y.L., Cürebal İ., et al., 2016. Records of repeated drought stages during the Holocene, Lake Iznik (Turkey) with reference to beachrock. Quaternary International, doi: 10.1016/j.quaint.2015.08.077 (basımda).
- 3- Avcioğlu M., Erginal A.E., Kiyak N.G., Kapan Yeşilyurt S., Yiğitbaş E., 2013, A Preliminary Note on Depositional Characteristics and Optical Luminescence Age of a Marine Terrace, Strait of Çanakkale, Turkey. Journal of Coastal Research, 29(1): 225-230.
- 4- Erginal A.E., Ekinci Y.L., Demirci A., Avcioğlu M., Öztürk M.Z., Türkeş M., and Yiğitbaş E., Depositional Characteristics of Carbonate Cemented Fossil Eolian Sand Dunes (Bozcaada Island, Turkey) Using Micro Analytic, Climatic and Geophysical Data, Journal of Coastal Research 29 (1): 78-85.

- 5- Erginal A.E., Ekinci Y.L., Demirci A., Bozcu M., Öztürk M.Z., Avcıoğlu M., and Öztura, E., 2013. First Record of Beachrock on Black Sea Coast of Turkey: Implications for Late Holocene Sea Level Fluctuations. *Sedimentary Geology*, 294 (2013): 294 - 302.
- 6- Erginal A.E., Kıyak N.G., Öztürk M.Z., Avcıoğlu M., Bozcu M., Yiğitbaş E., 2012, Cementation characteristics and age of beachrocks in a fresh water environment, Lake İznik, NW Turkey. *Sedimentary Geology*, 243-244: 148 154.
- 7- Erginal A.E., Kıyak N.G., Öztürk M.Z., Yiğitbaş E., Bozcu M., Avcıoğlu M., 2012. First note on marine like cementation of late holocene beachrock, Iznik Lake (Turkey). *Geochronometria*, 39 (1): 76-83.

SCI,SSCI,AHCI indekslerine giren dergilerde yayınlananlar dışındaki makaleler

- 1- Avcıoğlu M., Erginal A.E., Öztürk M.Z., Demirci A., Ekinci Y.L., Türkeş M., Karabacak E., Sungur A., Özcan H., Ekinci R., Erginal G., 2015. Physico-Chemical Features And Subsurface Nature Of Coastal Dunes On Bozcaada Island, NW Turkey", *International Journal of Environment and Geoinformatics*, 2(1): 1-15.

b) Bildiriler

Uluslararası hakemli kongre, sempozyum çalıştaylarda sunulmuş özet metin bildiri

- 1- Avcıoğlu M., Yiğitbaş E., Erginal A.E., 2015. Gökçeada Beachrock Formations And Their Geological Implications. 5. International Earthquake Symposium, Kocaeli, Türkiye, 10-12 Haziran 2015. Abstract book, p.: 340-341.
- 2- Avcıoğlu M., Erginal A.E., Kıyak N.G., Yiğitbaş E., Kapan Yeşilyurt S., 2014. Marine Terraces of theÇanakkale Strait in the Light of Corrected OSL Ages. Implications of Late Quaternary Sea Level Changes onthe Mediterranean and Black Sea Coasts, MEDBLACKS2014, International Workshop. 31 August 6 September2014, Işık University, Şile İstanbul. Abstract book p.: 19.
- 3- Avcıoğlu M., Yiğitbaş E., 2014. Holocene Sea Level Change Indicators of Northeast Aegean: Gökçeada And Bozcaada Beachrocks. Implications of Late Quaternary Sea Level Changes on the Mediterranean and Black Sea Coasts, MEDBLACKS 2014, International Workshop. 31 August 6 September 2014, Işık University, Şile-İstanbul. Abstract book p.: 49.

- 4- Demircan H., Avcıoğlu M., 2014. Trace Fossils on the Shelly Terrace Units. An Example from along the Southwestern of Lapseki Palaeoshoreline, Çanakkale, Turkey. 8th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology (ISEMG), 13-17 October 2014, Muğla Sıtkı Koman University. Abstract book p.:95.
- 5- ztura E., Erginal A.E., Ekinci Y.L., Kıyak N.G., Demirci A., Öztürk M.Z., Avcıoğlu M., 2013. Cement Fabrics, OSL Age and Subsurface Nature of Beachrock, Lake Iznik, NW Turkey. 3rd International Geography Symposium, 10 - 13 Haziran 2013, Kemer-Antalya, Türkiye. Abstracts book, p.: 242.
- 6- Avcıoğlu M., Erginal A.E., Yiğitbaş E., 2012. Petrographical and Geochemical Investigation of Bozcaada Eolinite: Significance on the Pleistocene Coastal Dynamics of the Depositional Records. International Earth Science Colloquium on the Aegean Region 2012 (IESCA-2012), 1-5 October 2012 DEU. Abstracts book, p.: 266.
- 7- Avcıoğlu M., Erginal A.E., Yiğitbaş E., 2012. İçmecedere Beachrock (Bozcaada-Çanakkale-Türkiye): Results and Significance of Analytical Studies. International Earth Science Colloquium on the Aegean Region 2012 (IESCA-2012), 1-5 October 2012 DEU. Abstracts book, p.: 275.
- 8- Erginal A.E., Kıyak N.G., Yiğitbaş E., Bozcu M., Cürebal I., Öztürk M.Z., Sungur A., Avcıoğlu M., 2010. Beachrock formation on a freshwater lake environment, Lake Iznik coast, Turkey: a preliminary assessment of microanalytical data and optical luminescence ages. IGCP 521 - INQUA 0501 Sixth Plenary Meeting and Field Trip. Rhodes Island, Greece. 27 September-5 October. Ext. Abst. pp.: 69-71.
- 9- Ekinci Y.L., Demirci A., Erginal A.E., Avcıoğlu M., Ergen T.., 2010. Depositional characteristics and subsurface geometry of the Bozcaada coastal eolianite using ERI and geomorphological data. The 2nd International Geography Symposium, June 2-5, 2010, Antalya, Turkey. Abstracts book, p.: 89.
- 10- Kıyak N.G., Erginal A.E., Yiğitbaş E., Bozcu M., Öztürk M.Z., Avcıoğlu M., ztura E., 2010. Level of Lake Iznik from late Neolithic to the last two millenia inferred from beachrock ages. 2hn Symposium ARCH_RNT Archaeological Research and New Technologies. University of Peloponnese, Kalamata, Abstracts, p.: 26.

- 11- Avcioğlu M., Yiğitbaş E., Kıyak N.G., Erginal A.E., 2009. Absolute ages and depositional characteristics of coastal terraces on the Çanakkale Strait (Dardanelles), Turkey. IGCP 521 - INQUA 0501 Fifth Plenary Meeting and Field Trip. İzmır-Çanakkale, Turkey.22-31 August 2009. Extended Abstracts, pp.: 26-27.
- 12- zelik M., şener E., Avcioğlu M., 2005. GIS-Based Kinematics Slope Analysis: A Case Study of Coastal Zone in Egirdir (Isparta-Turkey) Settlement Area, International Earth Sciences Colloquim on the Aegean regions, IESCA 2005, Abstracts, October 4-7 2005, Izmir-Turkey. Abstracts p.: 207.

Ulusal hakemli kongre, sempozyum çalıştaylarda sunulmuş tam metin bildiri

- 1- Öztürk M.Z., Ekinci Y.L., Demirci A., Avcioğlu M., Erginal A.E.,2012. Bozcaada Batı Kesiminde Kıyı Kumullarının Gelişimi. III. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu (UJES 2012) Bildiriler Kitabı. s.:752-758.
- 2- Özden S., Ateş ., Tunç İ. O., Türkdönmez O., şanlıyksel D., Avcioğlu M., Ertekin C., 2008. Gökçeada'nın Jeolojik zellikleri. Gökçeada Değerleri Sempozyumu, Çanakkale Bildiriler Kitabı, s.: 47-58.

Ulusal hakemli kongre, sempozyum çalıştaylarda sunulmuş zet metin bildiri

- 1- Avcioğlu M., Kıyak N.G., Yiğitbaş E., Erginal A.E., 2015. Denizel Taraçaların OSL Tarihlendirmesinde U, Th K ve CaCO₃ İçeriğinin nemi ve Hata Payı Açısından Değerlendirilmesi: anakkale Boğazı Kıyılarından rnek alışmalar. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu 2015, Samsun, Türkiye, 15-17 Ekim 2015. Bildiri zleri Kitabı, s.:7-8.
- 2- Avcioğlu M., Erginal A.E., Yiğitbaş E., 2014. Gökçeada Kıyılarında Yalıtaşı Oluşumu Ve Holosen Deniz Seviyesi Değerimleri Açısından nemi. 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 14-18 Nisan 2014, MTA, Ankara. Bildiri zleri Kitabı, s.: 166-167.
- 3- Erginal A.E., ztura E., ztürk M.Z., Kırcı Elmas E., Avcioğlu M., Bozcu M., 2013. Parion Antik Kenti (Çanakkale, KB Anadolu) Kıyısında Yalıtaşı Oluşumu. 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı. Bildiri zleri Kitabı, s.:174-175, 1-5 Nisan 2013 Ankara
- 4- Avcioğlu M., Erginal A.E., Kıyak N.G., Yiğitbaş E., Kapan-Yeşilyurt S., 2013. İizlereşme Denizel Taraçası, Çanakkale Boğazı: Güncellenmiş OSL tarihleri ve

- Paleontolojik Göstergeler. 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 1-5 Nisan 2013 Ankara. Bildiri Özleri Kitabı, s.:162-163.
- 5- Avcıoğlu M., Erginal A.E., Yiğitbaş E., 2012. İçmecedere Yalıtaşı'nın (Bozcaada-Çanakkale) Analitik Yöntemlerle İncelenmesi, III. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu (UJES 2012), 4-6 Ekim 2012. Bildiri Özetleri Kitabı, s.:122-123.
- 6- Avcıoğlu M., Erginal A.E., Yiğitbaş E., 2012. Bozcaada Eolinitlerinin Petrografik ve Jeokimyasal İncelemesi: Çökel Kayıtlarının Geç Pleistosen Kıyı Dinamikleri Açısından Göstergeleri, III. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu (UJES 2012) 4-6 Ekim 2012. Bildiri Özetleri Kitabı, s.:18-19.
- 7- Erginal A.E., Kıyak N.G., Öztürk M.Z., Avcıoğlu M., Yiğitbaş E., Bozcu M., Cürebal İ. 2011. Duraylı izotoplar, çimento türleri ve optik lüminesans yaşlarına göre İznik Gölü yalıtaşlarının paleo-ortamsal göstergeleri. Uluslararası Katılımlı Coğrafya Kongresi 7-10 Eylül 2011, İstanbul Üniversitesi, İstanbul. Bildiriler Kitabı, s.194-195.
- 8- Avcıoğlu M., Erginal A.E., Kıyak N.G., Yiğitbaş E., 2010. Çanakkale Boğazı Doğu Kıyısında (Çardak) Bir Pleyistosen Kıyı Kumulu İstifi: Çökelme Ortamı ve Yaş İlişkileri, Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu-2010, 11-13 Ekim 2010. Bildiriler Kitabı, s.: 4-5.
- 9- Avcıoğlu M., Erginal A.E., Yiğitbaş E., Kıyak N.G., 2010. Çayırdere ve İkizlerçeşme Denizel Taraçalarının (Nara Burnu Doğusu, Çanakkale Boğazı) Karşılařtırılmalđ Çökelme Ortamı Yorumu ve Optik Lüminesans Yaşları, Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu-2010, 11-13 Ekim 2010. Bildiriler Kitabı, s: 13-14.
- 10-Erginal A.E., Kıyak N.G., Yiğitbaş E., Bozcu M., Öztürk, M.Z., Avcıoğlu M., Cürebal İ., 2010. İznik Gölü Kıyılarında Yalıtaş Oluşumu: Ortam Ve Tarihleme Sonuçlarının Ön Değerlendirmesi, Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu-2010, 11-13 Ekim 2010. Bildiriler Kitabı, s.: 9-12.
- 11-Avcıoğlu M., Erginal A.E., Yiğitbaş E., Kıyak N.G.,Kapan-Yeşilyurt S., 2010. İkizlerçeşme Denizel Taraçasının (Çanakkale Boğazı) Stratigrafisi, Paleontoloji ve OSL Yaş Verilerine Dayalı Yorumu. 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 5-9 Nisan 2010 Ankara. Bildiri Özleri Kitabı, s.:321-322.
- 12-Ekinci Y.L., Demirci A., Erginal A.E., Öztürk M.Z., Avcıoğlu M., 2010. Doğru Akım Özdirenç Yönteminin Jeomorfolojik Çalışmalarda Kullanımı: Çanakkale

Yöresinden Örnek Çalışmalar.VI. Ulusal Coğrafya Sempozyumu, 3 - 5 Kasım 2010. Ankara. Bildiriler Kitabı, s.: 275-276.

- 13- Avcıoğlu M., Erginal A.E., Kıyak N.G., Yiğitbaş E., 2009. Çanakkale Boğazı'ndaki Denizel Taraçaların Çökme Nitelikleri ve Mutlak Yaşları, Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG) 13. Çalıştayı, 08-11 Ekim 2009, Çanakkale. Bildiri Özleri Kitabı, s.:8.
- 14- Avcıoğlu M., Şengün F., 2007. Karabiga (Çanakkale) ve Çevresinin Jeoloji Haritasının Uzaktan Algılama Kullanılarak Hazırlanması. 30.Yıl Jeoloji Sempozyumu, 25-27 Ekim 2007, Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana. Bildiri Özleri, s.:203.
- 15-Şener E., Ünsal A., Avcıoğlu M., Cengiz O., 2003. Uydu Görüntüleri ve Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) kullanılarak Davras Dağı (GD Isparta) ve Çevresinin Jeolojik, Çizgisellik ve Jeomorfolojik Özelliklerinin Belirlenmesi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, 20. Yıl Sempozyumu Bildiri Özleri, 14-16 Mayıs 2003, Isparta, Bildiri Özleri, s.:275-276.

c) Katıldığı Projeler (Proje Adı, Destekleyen Kuruluş)

- 1- Gökçeada, Bozcaada, Gelibolu – Biga Yarımadası Kıyılarının Kuvaterner Jeolojisi ve Jeomorfolojisi, ÇOMÜ-BAP, 2012/008
- 2- KKTC kıyılarında eolinitlerin dağılışı, yaşı ve Kuvaterner deniz seviyesi ve iklim değişimleri açısından önemi, ÇOMÜ-BAP, 2011/040
- 3- Şile ve Karaburun (İstanbul) kıyılarında Kuaterner taşlaşmış kıyı çökelleri ve paleo-ortamsal önemi, ÇOMÜ-BAP 2011/041
- 4- Bozcaada'nın Jeolojik ve Morfotektonik Evrimi, ÇOMÜ-BAP 2010/162
- 5- İznik Gölü Kıyılarındaki Yalıtışlarının Kökeni, Yaşı ve Geç Kuvaterner Göl Seviye Değişimleri İle Bağlantıları , TÜBİTAK, Proje No: 109Y143
- 6- Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Terzioğlu Yerleşkesi Bilgi Sisteminin Oluşturulması , ÇOMÜ-BAP 2008/68
- 7- Çanakkale Boğazı Kıyılarının Morfotektonik Nitelikleri ve Bunun Jeolojik Anlamı, ÇOMÜ-BAP 2008/039

İŞ DENEYİMİ

Çalıştığı Kurumlar ve Yıl : Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Mühendislik Fakültesi,

2005- devam ediyor

İLETİŞİM

E-posta Adresi: m_avcioglu@comu.edu.tr