

T.C.

NİĞDE ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

LAPSEKİ-ÇARDAK LAGÜN'Ü (ÇANAKKALE) BAĞLANMAMIŞ
SEDİMANLARIN MİNERALOJİK VE SEDİMANTOLOJİK
ÖZELLİKLERİNİN BELİRLENMESİ

NAGEHAN TÜRKSEVEN

T.C.
NİĞDE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

LAPSEKİ-ÇARDAK LAGÜN'Ü (ÇANAKKALE) BAĞLANMAMIŞ
SEDİMANLARIN MİNERALojİK VE SEDİMANTOLOJİK
ÖZELLİKLERİNİN BELİRLENMESİ

NAGEHAN TÜRKSEVEN

Yüksek Lisans Tezi

Danışman

Doç. Dr. Ali GÜREL

Haziran 2015

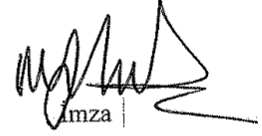
Nagehan TÜRKSEVEN tarafından Doç. Dr. Ali GÜREL danışmanlığında hazırlanan “Lapseki-Çardak Lagün’ü (Çanakale) bağlanmamış sedimanlarının mineralojik ve sedimentolojik özelliklerinin belirlenmesi” adlı bu çalışma jürimiz tarafından Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı’nda Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan : Prof. Dr. Mehmet ŞENER Niğde Üniversitesi



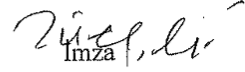
İmza

Üye : Prof. Dr. M. Gürhan YALÇIN Niğde Üniversitesi



İmza

Üye : Doç. Dr. Ali GÜREL (Danışman)



İmza

ONAY:

Bu tez, Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulunca belirlenmiş olan yukarıdaki jüri üyeleri tarafından/.../20.... tarihinde uygun görülmüş ve Enstitü Yönetim Kurulu’nun/.../20.... tarih ve sayılı kararıyla kabul edilmiştir.

...../...../20...

Doç. Dr. Murat BARUT
MÜDÜR

TEZ BİLDİRİMİ

Tez içindeki bütün bilgilerin bilimsel ve akademik kurallar çerçevesinde elde edilerek sunulduğunu, ayrıca tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

Nagehan TÜRKSEVEN

ÖZET

LAPSEKİ-ÇARDAK LAGÜN'Ü (ÇANAKKALE) BAĞLANMAMIŞ SEDİMANLARIN MİNERALOJİK VE SEDİMANTOLOJİK ÖZELLİKLERİNİN BELİRLENMESİ

TÜRKSEVEN, Nagehan
Niğde Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Danışman : Doç. Dr. Ali GÜREL

Haziran 2015, 89 sayfa

Bu yüksek lisans çalışmasında, Çanakkale Boğazı'nın morfolojik gelişimi, Lapseki-Çardak Lagünü'nün (Çanakkale) mineralojik ve sedimentolojik özellikleri belirlenmiştir.

Boğazın gelişimi ile bölgede etkin olan başlıca yapısal faktörler (faylar ve çizgisellikler) arasındaki ilişki ile Kuvaterner deniz seviyesi değişimlerinin boğaz kıyılarında bıraktığı izler (denizel taraça sistemleri, eski kıyı izleri ve diğer morfolojik elamanlar) detaylı olarak çalışılmıştır.

Arazide alınan örnekler laboratuvarında standart Amerikan Taylor (ASTM) elek seti kullanılarak tane boylarına ayrılmıştır. Rech vibrasyonlu elek makinesinde tam elek setine yakın (2mm, 710µm, 425µm, 300µm, 125µm, 63µm) mesh elekler kullanılmıştır.

Mineralojik ve sedimentolojik incelemeler, "Ağırmineral Analiz Yöntemlerine" göre ince, parlak kesitleri ve taneprepartları incelenmiştir.

Anahtar Sözcükler: Çanakkale, Lagün, ağırmineral analiz yöntemleri, sedimentolojik incelemeler

SUMMARY

DETERMINATION OF MINERALOGICAL AND SEDIMENTALOGICAL PROPERTIES OF LAPSEKİ-ÇARDAK LAGOON (ÇANAKKALE)

TÜRKSEVEN, Nagehan

Niğde University

Institute of Science

Department of Geological Engineering

Advisor : Associate Professor Ali GÜREL

June 2015, Page 89

In this graduate study, morphotectonic development of the Dardanelles, mineralogical and sedimentological properties of Lapseki-Çardak lagoon (Çanakkale) are determined.

Relation between the development of Dardanelles and the major tectonic factors that are active in this region (faults and lineaments), traces of Quaternary sea level changes left at the shores of the strait (marine terrace systems, old shorelines and other morphotectonical elements) are studied in detail.

Samples taken from field are separated according to their granular sizes in laboratory via standard American Taylor (ASTM) sieve series. Mesh series that are close to complete sieve sets (2mm, 710µm, 425µm, 300µm, 125µm, 63µm) are used in Retsch vibrating sieve machine.

Keywords: Çanakkale, Lagoon, Heavy mineral analysis methods, Sedimentological analysis

ÖN SÖZ

Bu çalışma, Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği ABD bünyesinde mineralojik ve sedimantolojik incelemeler ağırlıklı olmak üzere tamamlanmıştır.

Boğazın gelişimi ile bölgede etkin olan başlıca yapısal faktörler (faylar ve çizgisellikler) arasındaki ilişki ile Kuvaterner deniz seviyesi değişimlerinin boğaz kıyılarında bıraktığı izler (denizel taraça sistemleri, eski kıyı izleri ve diğer morfotektonik elamanlar) detaylı olarak çalışılmıştır.

Mineralojik ve sedimantolojik incelemeler, “Ağırmineral Analiz Yöntemlerine” göre ince, parlak kesitleri ve tanepreperları incelenerek, önemli ağır minerallerin % dağılımları belirlenmiştir. Bu minerallerin az yuvarlak yapılarda olmaları, muhtemelen çok uzaklardan taşınmadığına, çevre kayalardan kaynaklandığına işaret etmektedir. Belirlenen bu mineral içeriğine göre kaynak kayalar hakkında da tahminde bulunmak mümkün görülmektedir.

Yüksek lisans tez çalışmamın yürütülmesi esnasında arazi çalışmalarımın bir bölümünü BAP kapsamında finanse eden Çanakkale 18 Mart Üniversitesi'ne, kısa bir süre danışmanlığımı yürüten Prof. Dr. Doğan PERİNÇEK ile bu tezin tamamlanmasında çalışmalarına yön veren, bilgi ve yardımlarını esirgemeyen ve bana her türlü desteği sağlayan danışman hocam, Sayın Doç. Dr. Ali GÜREL' e en içten teşekkürlerimi sunarım. Yüksek lisans tez çalışmam esnasında tecrübelerine başvurduğum Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU, Dr. Sevinç Kapan YEŞİLYURT, müteşekkir olduğumu ifade etmek isterim. Bu tezin hazırlanması esnasında sık sık yardımlarına başvurduğum kıymetli meslektaşlarım Alperen ŞAHİNOĞLU, Ali UZUMER'e, yardımlarını esirgemeyen Öğr. Gör. Mehmet Coşar'a minnet ve şükran duygularımı belirtmek isterim.

Bu tezi, sadece bu çalışmam boyunca değil, tüm öğrenim hayatım boyunca maddi ve manevi koruyuculuğumu üstlenen babam Nihat ERGÜREŞ' e, annem Kafiye ERGÜREŞ' e, ağabeyime ve hayat arkadaşım Hüseyin TÜRKSEVEN'e ithaf ediyorum.

İÇİNDEKİLER

ÖZET	viii
SUMMARY	ix
ÖN SÖZ	x
İÇİNDEKİLER	xi
ÇİZELGELER DİZİNİ	xiv
ŞEKİLLER DİZİNİ	xv
FOTOĞRAFLAR DİZİNİ	xvii
SİMGE VE KISALTMALAR	xviii
BÖLÜM I. GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanı	1
1.2 Çalışmanın Amacı	2
1.3 Önceki Çalışmalar	2
BÖLÜM II. MATERYAL VE METOT	9
2.1 Literatür Tarama ve Saha Çalışmaları	9
2.2 Laboratuar Çalışmaları	11
2.2.1 Tane boyu analizi	11
2.2.2 Tane yüzeyi analizi	11
2.2.3 CaCO ₃ analizi	12
2.2.4 Tane boyu analizleri	12
2.2.4.1 Tane boyuna ilişkin istatistiksel parametreler	13
2.2.5 Ağır mineral analiz yöntemi	17
2.4 Büro Çalışmaları	18
BÖLÜM III. BÖLGESEL JEOLJİ	19
3.1 Genel Jeoloji ve Stratigrafi	19

3.1.1 Kazdağ grubu	19
3.1.2 Çamlıca metamorfizmaları	20
3.1.3 Ezine grubu	20
3.1.4 Karakaya kompleksi	21
3.1.5 Denizgören ofiyoliti.....	22
3.1.6 Çetmi melanjı	22
3.1.7 Evciler plütonu	23
3.1.8 Biga yarımadasındaki volkanik kayalar	23
3.1.8.1 Balıklıçeşme volkanitleri.....	24
3.1.8.2 Çan volkanitleri	24
3.1.8.3 Kirazlı volkanitleri	25
3.1.8.4 Behram volkanitleri.....	25
3.1.8.5 Hüseyinfaki volkanitleri	25
3.1.8.6 Ezine bazaltı	26
3.1.9 Küçükkuş formasyonu.....	26
3.1.10 Çanakkale formasyonu.....	27
3.1.11 Bayramiç formasyonu	27
3.1.12 Alüvyon.....	28
3.2 Bölgenin Jeomorfolojik Evrimi.....	28
BÖLÜM IV. BULGULAR VE TARTIŞMA	31
4.1 İnceleme Alanının ve Yakın Çevresinin Jeolojisi	31
4.1.1 Kıyı okunun oluşumu.....	32
4.1.1.1 Çardak kıyı okunun oluşmasında etkili olan etmenler	34
4.1.1.2 Çardak kıyı okunun ve lagünün jeolojik evrimi.....	36
4.1.1.3 Çardak kıyı oku ve lagünü sedimanlarının tanımı ve incelenmesi	39

4.2 Sedimanların Tane Boyu Sınıflandırılması ve İstatistik Yöntemlerine Göre Değerlendirilmesi.....	45
4.3 Sedimanlarının Ağırmineral Analiz Yöntemine Göre İncelenmesi	59
4.3.1 Numune alımı	59
4.3.2 Laboratuarda numunelerin hazırlanması	59
4.3.2.1 Ağırmineralleri ayırma işlemi.....	60
4.3.2.2 Mikroskop incelemesi için tane preparatları, incekesit ve parlakkesitlerin hazırlanması	61
4.3.3 Mineralojik incelemeler	62
BÖLÜM V. SONUÇLAR	69
KAYNAKLAR	72
ÖZ GEÇMİŞ	76
EKLER	77

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. Tane boyu ile ilgili değişik tanımlar.....	13
Çizelge 4.2 Şekil 4.5-4.9'deki tablo değerler kullanılarak milimetrik kağıt üzerine çizilen kümülatif eğrilerden grafiksel olarak tespit edilen Folk and Ward (1957) parametreleri.....	49
Çizelge 4.3. Boylanma derecesi ($G\phi$) yorumu.....	49
Çizelge 4.4. Dağılım asimetrik derecesini (Sk) (yamukluk) yorumu	49
Çizelge 4.5. NT1, NT2, NT3, NT4 ve NT5 numunelerine ait genel tane yüzeyi şekilleri .	53
Çizelge 4.6. NT1, NT2, NT3, NT4 ve NT5 numunelerine ait $CaCO_3$ miktarları.....	53
Çizelge 4.6. Numunelerin laboratuarda hazırlanması aşamaları	61
Çizelge 4.7. Ağırminerallerin duyarlılığını gösteren üstten alta doğru sıralanmış alterasyonprofili.....	65

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının yerbulduru haritası.....	1
Şekil 2.1. Çeşitli sedimanlara ait çan eğrisi örnekleri.....	15
Şekil 3.1. Biga Yarımadasının genel jeoloji haritası.....	19
Şekil 4.1. Çalışma alanının jeoloji haritası.....	32
Şekil 4.2. Kıyı okunun oluşum modeli.....	33
Şekil 4.3. Lagün 1'in jeolojik evrimi ve sırası ile 1a, 1b, 1c basitleştirilmiş litolojik fasiyes haritaları.....	37
Şekil 4.3. Lagün 2'nin jeolojik evrimi ve sırası ile 2a, 2b, 2c basitleştirilmiş litolojik fasiyes haritaları	38
Şekil 4.4. Lagün 3'ün jeolojik evrimi ve sırası ile 3a ve 3b basitleştirilmiş litolojik fasiyesi	39
Şekil 4.5. NT1 nolu örneğin elek analizi sonuçları ve bunların çizelge-grafiksel gösterimi.	45
Şekil 4.6. NT2 nolu örneğin elek analizi sonuçları ve bunların çizelge-grafiksel gösterimi	46
Şekil 4.7. NT3 nolu örneğin elek analizi sonuçları ve bunların çizelge-grafiksel gösterimi	46
Şekil 4.8. NT4 nolu örneğin elek analizi sonuçları ve bunların çizelge- grafiksel gösterimi	47
Şekil 4.9. NT5 nolu örneğin elek analizi sonuçları ve bunların çizelge- grafiksel gösterimi	47
Şekil 4.10. Yüzde olarak NT1 numuneye ait tane yüzeyi dağılımı (0,5 ve 0,125 mm) ve CaCO ₃ miktarları.....	54
Şekil 4.11. Yüzde olarak NT2 numuneye ait tane yüzeyi dağılımı (0,5 ve 0,125 mm) ve CaCO ₃ miktarları	55
Şekil 4.12. Yüzde olarak NT3 numuneye ait tane yüzeyi dağılımı (0,5 ve 0,125 mm) ve CaCO ₃ miktarları.....	56
Şekil 4.13. Yüzde olarak NT4 numuneye ait tane yüzeyi dağılımı (0,5 ve 0,125 mm) ve CaCO ₃ miktarları.....	57

Şekil 4.14. Yüzde olarak NT4 numuneye ait tane yüzeyi dağılımı (0,5 ve 0,125 mm) ve CaCO₃ miktarları..... 58

FOTOĞRAFLAR DİZİNİ

Foto 2.1. Çalışma alanının genel görünümü ve numune alım noktaları	10
Foto 4.1. Çardak kıyı okunun ve lagün oluşumunun jeolojik evrimi	36
Foto 4.2. Profil 1' in kesit görüntüsü ve ölçekli şekilsel açıklaması	41
Foto 4.3. Profil 2' in kesit görüntüsü ve ölçekli şekilsel açıklaması	42
Foto 4.4. Profil 3' in kesit görüntüsü ve ölçekli şekilsel açıklaması	43
Foto 4.5. Profil 4' in kesit görüntüsü ve ölçekli şekilsel açıklaması	44
Foto 4.6. Profil 5'in görünümü	44
Foto 4.7. Tanepreparatı (NT-2), hipersten (a,hyp), kuvarsit kayaç parçası (b), diyopsit (c, di) ve albit (d, alb). olivin (olv), a ve c // N, b ve d +N, resim boyutu 0.7 mm, ölçek: incekesit mikrometresi	66
Foto 4.8. Tanepreparatı (NT-4), kuvarsit kayaç parçası (e ve f), albit (alb), oligoklas (olg), kuvars (kuv), aktinolit (g), diyopsit (h,di), a, b ve c +N, h //N, resim boyutu 0.7 mm, ölçek: incekesit mikrometresi	67
Foto 4.9. Parlakkesit incelemeleri, // N, ma: manyetit, he: hematit, ilm:ilmenomanyeti, mrt.: martitleşen manyetit, resim boyutu 0.35 mm, ölçek: parlakkesit mikrometresi	68

SİMGE VE KISALTMALAR

Simgeler

μm

Açıklama

Mikron

Kısaltmalar

MTA

ODTÜ

di

ma

he

kvrs

Açıklama

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü

Orta Doğu Teknik Üniversitesi

Diopsit

Manyetit

Hematit

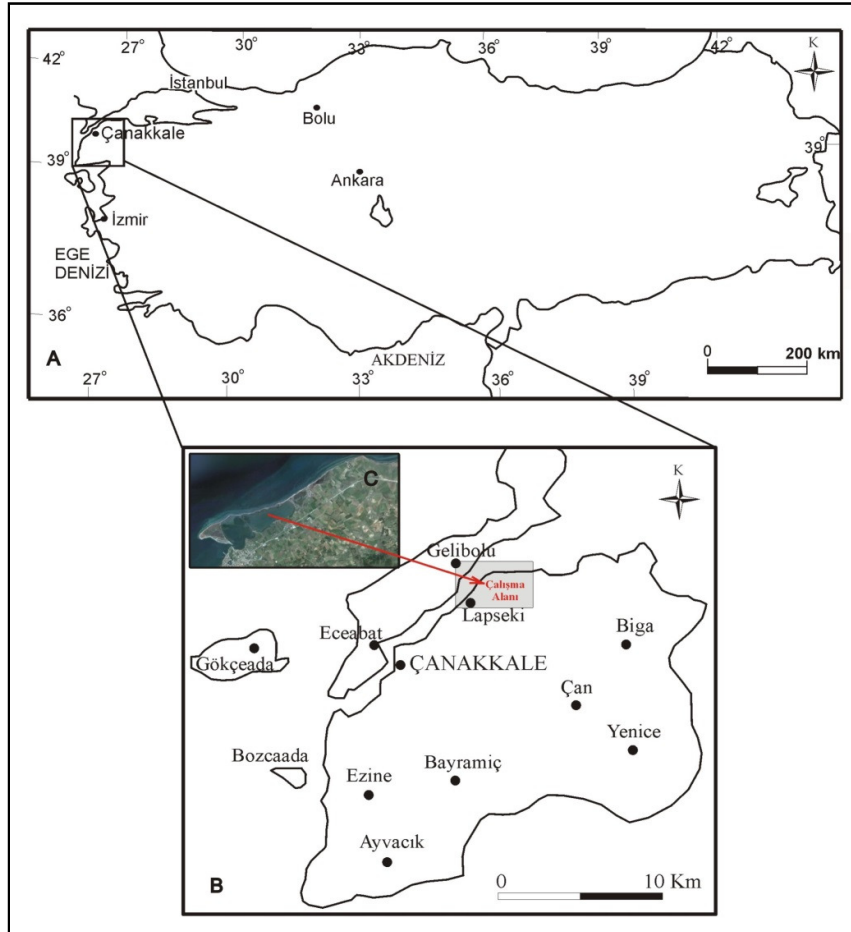
Kuvars

BÖLÜM I

GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanı

Çalışma alanı, Biga Yarımadası'nın kuzeybatı kısmında Çanakkale ilinin Lapseki ilçesine bağlı Çardak beldesi sınırları içerisinde, 1:25.000 ölçekli Çanakkale H17-a2, H17-b1 paftalarında yer almaktadır. Çardak kıyı okunu ve lagününü içine alan bu bölge yaklaşık 4 km uzunluğunda 15-45 m genişliğinde bir alanı kapsar. Çalışma alanı içindeki yerleşim birimleri Lapseki ilçesi, Çardak belediyesidir. Yerleşim yerlerine ulaşım Çanakkale-Bursa karayolu üzerinden yapılmaktadır ve Çanakkale il merkezine 40 km uzaklıktadır. Kıyı okunun başlangıcı Çardak merkezinden 4 km kuzeydoğuda başlamakta belde merkezinde bitmektedir (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Çalışma alanının yerbulduru haritası (A), çalışma alanının Biga Yarımadasındaki yeri (B), çalışma alanı (C)

1.2 Çalışmanın Amacı

Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği ABD bünyesinde Lapseki-Çardak lagününün (Çanakkale) sedimantolojik ve mineralojik özelliklerinin belirlenmesi başlıklı bu Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Boğazı'nın Kuvaterner devri oluşumunu ve evrimini araştırmayı amaçlamaktadır.

Boğazın gelişimi ile bölgede etkin olan başlıca yapısal faktörler (faylar ve çizgisellikler) arasındaki ilişki ile Kuvaterner deniz seviyesi değişimlerinin boğaz kıyılarında bıraktığı izler (denizel taraça sistemleri, eski kıyı izleri ve diğer morfolojik elamanlar) detaylı olarak çalışılmıştır. Boğazın morfolojik gelişimini belirleyebilmek için;

- Kaynak taramaları yapılarak kıyı bölgesi hakkında önceki çalışmalar ve güncel çalışmalardan yararlanılmıştır,
- Kıyı bölgesinin Kuvaterner dolgu birikimi ve jeomorfolojik özellikleri belirlenmiştir.
- Çalışma alanının jeoloji haritaları revize edilmiştir,
- Beş adet hendek açılarak kıyı bölgesinden beş stratigrafik dikme kesit ve bunlara ek olarak yardımcı dikme kesitlerde elde edilmiştir.
- On örnek noktası, belirlenerek tane boyu analizleri (elek analizi) ve tane morfolojisi mikroskop altında sayımları yapılarak, kıyı bölgesinin oluşum süreçleri ve devamlılığı üzerine yaklaşımda bulunulmuştur.

Sedimantolojik çalışmalar kapsamında ek olarak Ağırmineral Analiz Yöntemleri kullanılarak (Çopuroğlu, 1994, 1995; Boenig, 1983) kıyı bölgesine gelen malzemenin hangi kaynaklardan beslendiği belirlenmiş ve sedimantolojik incelemeler Früchtbauer ve Müller'e (1977) göre yorumlanarak, tamamlanmıştır.

1.3 Önceki Çalışmalar

Erkmen (1997), kıyı okunun Lapseki İlçesi Çardak yerleşim merkezi yerinde anakaraya iyice yaklaşmış olduğunu, deniz yüzeyinden yüksekliği maksimum 1.5 m olan bu kum çakıl birikiminin 1.7 km² yüzölçümlü bir lagün gölü oluşturduğunu, kıyı okunun açık denize bakan kıyıları çakıllı, lagüne bakan kıyıların ise kumlu olduğunu, Çardak Kıyı

Oku'nun en önemli özelliğinin boğaz akıntısının olduğu bir yerde meydana geldiğini ve kıyıya bağlandığı doğu kesiminde görünür bir tortul kaynağın olduğunu söylemektedir. Lagün boyunca büyük-küçük birçok kanca bulunduğu, bunlar birbirlerinden farklı zaman ve şartlarda oluşmuş lagün içine uzamış ince çakıl- kum birikimler olduğunu belirtmiştir. Yerinde gözlem ve meteorolojik verilerin incelenmesi ile Çardak Kıyı Oku'nun büyümesinde çakıl boyu tanelerin esas rolü oynadığı, kum boyu tanelerin ise çakıllar arasında korunarak birikimin asıl kütesini oluşturduğunu düşünmektedir. Yazar, Çardak Kıyı Oku'nun Geç Holosen'de oluştuğunu ve meteorolojik şartların benzer kaldığı varsayılarak her yıl ortalama 2 m ilerleme ile bu günkü konumunu aldığı söylemektedir. Kıyı okunun batıya doğru ilerlemesi dip topografyasının kontrolünde günümüzde durmuş olduğunu, oluşum aktif kancasından karaya birleşme eğiliminde olduğunu, insan müdahaleleri ise gelişiminin olumsuz etkilemekte yok olma tehlikesiyle yüz yüze geldiğini savunmuştur.

Atabey (1998), kum setinin, Çardak' ın 5 km doğusunda bulunan Bayramdere'nin Marmara Denizi' ne taşıdığı çakıl ve kumların 2,5 km güneybatı yönünde taşınıp çökmesiyle oluştuğunu belirtmiştir. Bayramdere'nin Marmara Denizi'nin son bulunduğu ve Çanakkale Boğazı'nın başladığı yerde denize boşaldığını açıklayan aynı yazar, derenin suyunu boşalttığı alanda Marmara Denizi'nden Çanakkale Boğazı'na doğru kıyı boyunca yüzey akıntıları etkili olduğunu, yağışlı zamanlarda dereden taşınan çakıl ve kum boyutundaki malzemelerin kıyıya ulaştığı anda, kıyı boyunca etkili olan akıntılarla güneybatı yönünde Çardak' a doğru taşındığını açıklamıştır. Taşınan malzemenin Çardak kasabasının 3 km kuzeydoğusunda kıyı akıntılarının kıydan uzaklaşp denize doğru yöneldiği 4 km. hat boyunca (kıyı okunun ve lagünün yaklaşık uzunluğu) çökelmekte ve kum setini oluşturmakta olduğunu düşünmektedir.

Atabey vd. (2004), Çanakkale havzasında çökelen Orta-Üst Miyosen yaşlı karasal ve denizel sedimanter kaya birimleri Çanakkale Boğazı doğu kenarı boyunca yüzeylendiğini, bu çökellerin Çanakkale ile Truva arasında Paleozoyik şistleri, mermerleri, kuvarsitleri, Permian-Triyas ofiyolitleri ve Eosen volkanik kayaları üzerinde; Çanakkale kuzeyindeki Lapseki çevresinde ise sadece Eosen volkanik ve volkanoklastik çökelleri üzerinde uyumsuzlukla yer aldığını söylemektedirler. Sedimanter kayaç birimlerini Orta Miyosen yaşlı Sarıyar formasyonu ile Üst Miyosen yaşlı Çanakkale formasyonu oluşturduğunu, metamorfik ve magmatik temel birimleri

üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alan Sarıyar formasyonu kırmızı-bordo renkli alüvyon yelpazesi çökellerinden oluştuğunu, Sarıyar formasyonu üzerine uyumsuzlukla denizel çökellerden oluşan Çanakkale formasyonu geldiğini belirtmektedirler. Çanakkale formasyonunun farklı litoloji toplulukları, sedimenter özellikler ve çökeltme ortamlarına sahip Güzelyalı, İntepe ve Tekkedere üyelerinden oluştuğunu, bu üyelerin yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişli olduklarını belirtirler. Çoğunlukla ufak-kaba taneli kumtaşları ile çamurtaşı, silttaşı ve konglomeradan oluşan Güzelyalı üyesi kıyı ve kıyı yüzünde çökeldiğini, İntepe üyesinin çamurtaşları ve silttaşları ile kumtaşlarından oluştuğunu söylemektedirler. Lagün çamurtaşları içerisinde aşınmalı taban yüzeylere sahip gel-git kanalı çökelleri şeklinde gözlemlendiğini, bu çökellerin orta-kaba kumtaşları ile çakıltaşlarından ve bol miktarda kırılmış kavkı parçalarından oluştuğunu, Tekkedere üyesinin algi yaygılı kireçtaşı, sığlıklarda çökelen oolitik kireçtaşı, plaj çakıltaşı ve kaba kumtaşından kurulu olduğunu Üst Miyosen yaşlı Çanakkale formasyonu Pleyistosen denizel taraçaları ve Pleyistosen-Günümüz alüvyon çökelleriyle örtülü olduğunu belirtirler.

Perinçek ve Karshoğlu (2007), Kuzeydoğu-Güneybatı doğrultulu fay sistemi kıyıların morfolojisini kontrol eden önemli bir faktör olduğunu, fayların kıyıya yakın bulunduğu alanlarda, boğaz kıyılarının çizgisel olduğunu belirtmektedirler. Çanakkale Boğazı; Gelibolu - Eceabat arasında KD-GB doğrultulu olduğunu, bu noktadan sonra keskin bir dönüşle güneye yöneldiğini, Çanakkale kenti geçildikten sonra boğazın tekrar KD-GB doğrultusunu kazandığını açıklamışlardır. Çanakkale yöresindeki söz konusu değişimin nedenin, buradaki sıkışma büklümü ile ilgili olduğunu, Boğazın oluşumunu kontrol eden sağ yanal atımlı fay sisteminin ise, Çanakkale dolayından kuzeye sıçrayarak Eceabat yöresinde sıkışma yapıları oluşturduğunu söylemektedirler. Çanakkale Boğazı'nda faylar ayrıca kıyıya ulaşan dere ve nehirlerin delta düzlüğü çökellerinin dağılımını da kontrol ettiğini, Umurbey deltasının fay sisteminden etkilenen Kuvaterner çökel alanlarından bir tanesi olduğunu ve bazı alanlarda ise delta çökelleri fay doğrultusu boyunca ötelendiğini belirtirler. Boğaz kıyı morfolojisini kontrol eden ikinci önemli faktör ise, boğazdaki akıntılar olduğunu, akıntının güçlü ve kıyıya yakın olduğu alanlarda nehirler tarafından denize taşınan malzemenin çökeltme fırsatı bulamadan kıyından uzaklaştırılmış ve akıntının gücünü kaybettiği kesimlerde çökeldiğini açıklamışlardır. Bu nedenle de boğaz kıyıları boyunca bazı nehirlerin deltası olduğu halde, diğerlerinin deltalarının gelişmediğini açıklamışlardır. Çardak yöresinde bulunan

lagün ve kıyı çökellerinin ise o alanda akıntıların zayıf olmasına bağlı olarak oluştuğunu belirtirler. Lapseki – Çardak doğusunda denize ulaşan nehirlerin taşıdığı malzeme akıntılarla Çardak yönünde taşındığını, burada akıntının gücü azalınca kıyıya yakın alanda çökeldiğini ve buradaki lagün oluştuğunu belirtirler.

Eriş ve Çağatay (2008), Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yer alan sismik profil ve karotlar da yapmış oldukları sismik stratigrafik ve kronostratigrafik çalışmaların sonucunda Son Buzul Maksimum (LGM) döneminden günümüze deniz seviyesi değişimleri saptamışlardır. Marmara Denizi'nde Son Buzul Maksimum döneminin ardından artan dünya deniz seviyesine bağlı olarak Akdeniz suları G.Ö. 12 000 yılında Çanakkale Boğazı eşik seviyesine ulaştığını ve Marmara Denizi'ne akmaya başladığını belirtirler. Birbirleri ile bağlantılı ancak farklı özelliklere sahip, Kuzeydoğu Ege Denizi'nden 82, Çanakkale Boğazı'ndan 23 ve Çanakkale Boğazı Marmara Denizi girişi (ÇBMG) nden 20 tane olmak üzere toplam 125 yüzey çökel örneğinde tane boyutu analizlerini yapmışlardır. Çamurun kütlece yüzdeleri hesaplanmış ve çökellerde ağır metal (Fe, Mn, Cu, Co, Cr, Zn, Pb, Ni) analizleri yapılmıştır. Yapılan çalışmaların sonucunda çamurun kütlece yüzdelerinin; KD Ege örneklerinde %34,3; Çanakkale Boğazı örneklerinde %74.1; ÇBMG çökellerinde %79,9 olduğu saptamışlardır. Çanakkale Boğazı'nda Cu, Cr, Ni, Z derişimleri çamurun kütlece yüzdesinin artışına uygun artış gösterdiğini Mn, Pb ve Cu'nun derişimlerinin ortalamasının en yüksek bulunduğu Çanakkale Boğazı örneklerinde antropojenik ve karasal girdilerinin metal derişiminin artışında etkin olduğu gözlenmiştir. KD Ege Denizi örneklerinde Ni, Cr, Zn konsantrasyonları, çamurun kütlece yüzde artışı ile artış gösterdiği Pb, Mn, Fe, daha az olarak Co ve Cu'nun derişimleri çamur kütle yüzdesine bağlı artış göstermediği, oysa en yüksek Pb, Cu derişimleri bu bölgede saptandığını belirlenmiştir (Eryılmaz ve Eryılmaz, 2002).

Yaltrak (1997), Kuzeybatı Marmara sahillerinin 1850'den beri birçok araştırmacının ilgisini çektiğini sahil şeridinin 500 m. içine kadar yayılım gösteren genç çökellerin sahil taraçaları olarak adlandırıldığını belirtirler. Bu taraçalarda yapılmış olan paleontoloji çalışmalarına göre araştırmacıların Üst Pleistosen yaşı verdiklerini belirtirler. Bu taraçaların iyi izlenebildiği yerlerin mostralarının çökeldiği temel birimler, paleotopoğrafya ve tektonik etkiler yüzünden oldukça sınırlı olduğunu belirtirler. Bu üç temel ögenin Marmara sahillerinde her bölgede birimleri oldukça etkilediğini ve

birimlerin birbirinden farklı olduğunun düşünülmesine sebep olduğunu, Marmara'nın batısında ise Tekirdağ (Gaziköy-Şarköy), Saroz (Enez), Çanakkale (Gelibolu, Eceabat, Nara Burnu, Lapseki) üçgeni içinde kalan bölgede Kuvaterner'e ait birimlerin iyi denebilecek mostralara sahip olduğunu belirtirler.

Yaltrak vd. (1998), Çanakkale Boğazı'nın Marmara ve Ege Denizini birbirine bağlayan bir deniz geçidi olduğunu açıklamışlar ve bu geçitin Ganos fayına bağlı yanal atım tektoniği sonucu, Gelibolu yarımadasında Pliyosen'de gerçekleşen yükselme ile oluşmuş iki yönlü bir vadi olduğunu açıklamışlardır, Buna ilave olarak aynı yazarlar, bu vadiye denizin orta-geç Pleyistosen' de sokulmuş olduğunu ve Marmara havzası ile Ege Denizi arasındaki bağlantının gerçekleştiğini belirtirler. Boğazın iki yakası arasındaki sığ sismik kesitlerde birimleri kesen bir fayın bulunmadığını bu durumun olasılıkla Ganos Fay Sistemine bağlı bölgesel bir yükselmeyi gösterdiğini belirtirler. Bugünkü ortalama deniz düzeyi dikkate alınsa bile çökellerin bulunuş yüksekliklerinin deniz seviyesi değişiminin değil, bölgesel makaslama tektoniğinin eseri olduğunu belirtirler. Bu yükselme Ganos Fay Sisteminin güney bloğunda Anafartalar Bindirme Fayı ve Ganos Fayına doğru artan miktarda olduğunu belirtirler. Bununda Anafartalar Bindirme Fayı'nı oluşturan sıkışmanın Kuvaterner'de de varlığını sürdürdüğünü gösterdiğini belirtirler.

Yaltrak, vd. (2002), Pleistosen de yükselmiş kıyı çökellerinin yersel bol deniz kabukları, aragonit çimentolu sahil kayaları tarafından karakterize edildiğini ve 0-50 m. yüksekliğinde batı Marmara Denizi yakın deniz kıyısı çökel sınırları ile birleştiğini belirtmişlerdir. Arazi gözlemleri bu çökellerin bir seri transgresif ve regresif olaylar boyunca biçimlendiğini doğruladığını belirtirler. Çanakkale Boğazı dahil olmak üzere bütün batı 225 binyıldan beri ortalama yaklaşık 0,40 mm yıl yükseldiğini gösterdiğini belirtmişleridir. Bu alandaki yükselmenin birincil sebebinin Kuzey Anadolu Fayının batı seğmenindeki bükülmeyle birlikte yersel sıkışma tektoniği olduğunu söylemişlerdir. Paleocoğrafik haritaların tektonik yükselmenin ortalama değerlerinin kullanılarak yapıldığını ve 8. buzul oksijen evresinden önce küresel deniz seviyesinin düşük olduğu zaman bile Çanakkale Boğazı tabanının yükselme tarihi başladığı zaman çok derin olmasından dolayı Marmara Denizi asla Ege'den ayrı olmadığını belirtirler. 8. buzul izotop evresinin düşük düzeyine ait yükselmiş kıyı taraçalarındaki *Mytilus edulis*'in baskınlığının Ege Denizi ve Marmara Denizi arasındaki iletişim derecesinin bugünkü ile

karşılaştırılabilir olduğunu öne sürerler. Buzul çağları arası izotop evreleri 9, 7 ve 5 boyunca Çanakkale Boğazı'nın çok geniş ve derin(~ 100-125 m.) olduğunu ve 2 yan kolunun (Bolayır ve Eceabat kanalları) Ege ve Marmara arasında ek bağ sağladıklarını belirtirler.

Alpar ve Yüce (1998), Güneybatı Karadeniz kıyıları, İstanbul Boğazı, Marmara Denizi, Kuzeybatı Ege Denizi boyunca yerleştirilmiş istasyonlardan toplanan bilgilere dayanarak kısa, gelgitle ilgili, yarı gelgitsel, mevsimsel deniz seviyesi çeşitliliği, deniz seviyesi farklılıkları ve etkileşimlerin çalışıldığını belirtirler. İstanbul Boğazı'nın, Marmara Denizi'nin ve Çanakkale Boğazı'nın içindeki kısa periyotlu salınımların, boğazların ve Marmara Denizi'nin kendisinin doğal periyotları ile ilgili olduğunu, gelgit ile ilgili salınımların amplitüt içinde ufak ve sistem boyunca değişken olduğunu, gelgitlerin Karadeniz içinde ve İstanbul Boğazı'nda günlük olduğu, karışmış fakat İstanbul Boğazı güneyinde ve Marmara Denizi'nde günlük ve Çanakkale Boğazı'nda yarı günlük olduğunu ve uzun periyot salınımlarının başlıca meteorolojik etkileşimlerin yönetmiş olduğunu ve yüksek korelasyon içinde 3-14 günlük bir periyota sahip olduğunu belirtirler.

Elmas ve Meriç'e (1998) göre, Geç Üst-Miyosen-Erken Pliyosen döneminde pozitif çiçek yapısı şeklinde gelişen ve Saroz Grabeni'nin güney kenarını oluşturan sağ yönlü yanal atımlı fay ve Anafartalar fayının yarattığı yüksek alanın, Saroz Körfezi dolayında bağlantıyı engellemiştir. Bu yükselimden türeyen malzemelerin ise, bağlantıyı günümüzde Çanakkale Boğazı'na denk gelen bölgede engellenmiştir. Daha önce Biga Yarımadası'nın kuzeybatısında, geç Orta Miyosen taban yaşlı havzayı doğudan sınırlayan fayın; geç Erken Pliyosen'de sağ yönlü yanal atım karakteri ile yeniden aktif hale gelmiş olup, buna bağlı olarak gelişen basit sintetik fayların Çanakkale Boğazı'nın açılmasına, bu da Geç Pliyosen- Erken Pleistosen döneminde Marmara-Akdeniz bağlantısına neden olmuştur. Aynı yazarlar, zaman zaman düşey atım bileşenleri baskın olan fayların graben kesimindeki bloğun fayın hareketine bağlı olarak yükselip alçalmasının ve Pleistosen buzul dönemleri sebebiyle gelişen deniz yüzeyindeki salınımların; Çanakkale Boğazı'ndan gerçekleşen sığ deniz bağlantısına, Erken-Orta Pleistosen ve Geç Pleistosen-Holosen dönemlerinde izin verdiğini belirtirler. Böylece; Marmara-Akdeniz bağlantısı Geç Miyosen'de tektonizma ile doğrudan olmadan gelişen ve Trakya güneyinden Biga Yarımadası'na kadar uzanan tek bir yolu kullanırken; Geç

Pliyosen'den itibaren basit sentetik fayların belirlediği Çanakkale Boğazı yolunu kullandığını da belirtirler.

Kazancı, vd. (2000), Marmara Denizi'nin güney kıyısındaki fosilli Kuvaterner tortullarının Çanakkale Boğazı boyunca ve çoğunlukla Çanakkale ili yakınında yüzlek verdiklerini, Lapseki'den daha doğuda izlenmediğini ve çoğunlukla taraça morfolojisi teşkil ettiklerini, dört ayrı yerde (doğudan batıya doğru Kaplantepe, Hasanpaşa-Dutüstü Burnu, Pilavtepe ve Sarıyarlar) kalınlıklarının 7-14 m olduğunu, merceksi geometrili birbirinden bağımsız istifler oluşturduklarını belirtirler. İstiflerin dalga tabanı altında çökeldiğini, fosilli ve paralel laminalı çamurtaşları ile başladığını, üzerine yüzleklerine göre kalınlığı 5-9 m arasında değişen seyrek makro fosilli, yer yer zayıfça tutturulmuş kum/kumtaşları geldiğini, laminalı ve iyi yıkanmış olan bu kumlu seviyenin alt kumsal yüzeyinde depolandığını, daha üstte 2-6 m kalınlıklı, yer yer çok sıkı tutturulmuş, nispeten kumlu makro fosilli yığılmasını bulunduğunu, bu seviyede fosil oranının hacim olarak % 60-100 arasında olup, lokalitelere göre fauna çeşitliliğinin belirgin olduğunu belirtirler. Fosilli yığılımların üzerine çapraz tabakalı, sıkı tutturulmuş konglomeraların oturduğunu, seviyenin kumlu kısımlarında bol kavkı bulunduğunu, bunların üst kumsal yüzünde, çakıllı plajlar olarak depolandığını, istiflerin yukarı doğru kabalaşan düşey gelişiminin, ilerleyen kıyı ortamlarında depolandıklarını ortaya koyduğunu belirtirler.

Yüce ve Alpar (1996), Kuzey Ege Denizi'nde ve Marmara Denizi'nin batı kısmındaki deniz seviyesi dalgalanmalarını ve onların etkileşimlerini Çanakkale Boğazı'nın iki yakasından toplanmış verilere dayanarak incelediklerini belirtirler. Çanakkale Boğazı'nın Marmara Denizi'ne bakan girişinin Kuzey Ege Denizi'nin yarı günlük gel-git salınımları tarafından etkilenmediğini belirtirler. Marmara Deniz'inde (Erdek) başlıca günlük gel-git artışının ortalama 4 cm. olduğunu ve bunu uyumlu gel-git bileşenlerinin işaret ettiğini, fakat Kuzey Ege Denizi'nde (Bozcaada) artışın 20 cm. olduğunu belirtirler. Kuzey Ege ve Marmara Denizi arasında yüksek frekans etkileşimleri gözlenmediğini ve aynı zaman da Çanakkale Boğazı'nın düşük frekans salınımları yaymadığını, sonuç olarak bazı etkileşimlerin gel-git altı bantta gözlendiğini belirtirler. Bu değişimlerin egemen meteorolojik ve oşinografi koşullar yüzünden olduğunu, periyodik olarak düşük frekans yayılımı içinde 2 ile 16 gün arasında gözlenmiş olduğunu ki bunların orta enlemler için karakteristik siklon frekanslarına benzediğini belirtirler.

BÖLÜM II

MATERYAL VE METOT

Bu çalışma, Lapseki-Çardak Lagün'ünün (Çanakkale) sedimantolojik ve mineralojik özelliklerini içermektedir. Bu kapsamda üç aşamalı çalışmalar yürütülmüştür. İlki literatür ve saha çalışmaları, laboratuvar ve son olarak da büro çalışmalarından oluşmuştur.

2.1 Literatür Tarama ve Saha Çalışmaları

Çalışma alanı ile ilgili önceki çalışmalar taranarak, ilgili kaynaklar derlenmiştir. Saha çalışmalarına hazırlık amacı ile kıyı okunu ve lagünü kapsayan 1/ 25 000 lik paftalar (H17-a2, H17-b1) birleştirilerek, ayrıntılı litoloji incelemeler yürütülmüştür. Son olarak sedimantolojik detaylı çalışma için arazi donanımı hazırlanmış ve numune alımı için açılacak hendekler için kepçe kiralanmıştır.

Lapseki-Çardak kıyı oku ve lagünü yaklaşık 4 km uzunluğunda 15-45 m genişliğinde bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1, Foto 2.1). Saha çalışmaları 2 aşamada gerçekleşmiştir; ayrıntılı olarak litolojiyi tanımlamak için kıyı okunun tamamındaki yüzey litolojisi büyütülen paftalara işlenmesi gerçekleştirilmiştir. Kıyı okunun ve lagünün tane boyu dağılımını, oluşumunu ve bugünkü ilerlemesini yorumlayabilmek ve detaylı sedimantolojik çalışma yapabilmek için hendek açımı ve hendeklerden numuneler derlenmiştir. Ayrıca, jeolojik harita üzerinde koordinatları belirlenen noktalardan mineralojik ve sedimantolojik incelemeler için derinlemesine kum örnekleri alınmıştır.

Sediman örnek alımı ve yer altı fasiyes haritası hazırlamak amacıyla toplam 33 adet hendek açılmıştır. Bu hendeklerden 5 tanesi profil olarak detaylı incelenmiştir. Taban suyunun izin verdiği ölçüde hendekler ortalama 1-3.5 m. derinliklerde açılmıştır. Açılan hendekler çoğunlukla kıyı okunun ilerleme yönüne paralel olacak şekilde sistematik olarak açılmıştır. Her hendekten ortalama her seviyeye gelecek şekilde toplam 71 numune alınmıştır. Bu örneklerin dışında 4 ayrı lokasyondan sedimanların taşınmasını, şekil almasını ve ağır mineral içeriklerini incelemek amacıyla 4 ayrı numune alınmıştır. Örnekler ortalama 500-1500 gr. arasında alınmıştır. Her örnek için koordinat numaraları ve kesit numaraları not alınmıştır. Tane boyu analizi, istatistik sonuçlar ve

yorumlar için alınan numuneler sistematik olarak alınmış ve tüm kıyı okunu ve lagün ortamını yorumlayabilmek için her alana yayılması sağlanmıştır. Sahada açılan hendeklerin GPS yardımı ile koordinatları alınmış, hendeklerin stratigrafik kesitleri kabaca arazi defterine çizilmiş, birimlerin açıklamaları not alınmış, açılan hendeklerin ve birimlerin fotoğrafları çekilmiştir.

Çardak kıyı okunun sedimantolojisini ve sedimanların mineral özelliklerini inceleyebilmek için 33 hendek açılmış ve bunların 5 tanesinden kesitler, örnekler alınarak incelemeler yapılmıştır. Aynı zamanda sedimanların boylanmalarını, taşınmalarını ve ağır mineral içeriklerini öğrenmek amacıyla da 5 ayrı kuyu açılarak 5 numune alınmış ve incelemeler yapılmıştır (Foto 2.1).



Foto 2.1. Çalışma alanının genel görünümü ve numune alım noktaları: NT 1-5: Ağır mineral ve tane boyu analizler için derlenen örneklerin lokasyonları; Profil 1-5: Hendek profilleri, (Kuvaterner devri dolgularının litolojik özelliklerinin ve fasiyes özelliklerinin belirlenmesi için).

2.2 Laboratuvar Çalışmaları

2.2.1 Tane boyu analizi

Arazide alınan örnekler yarılama yöntemi ile ikiye ayrılmıştır. Etiketlenerek alüminyum kaplara yerleştirilen örnekler önce tartılmış daha sonra 120 °C de belirli aralıklarla etüvlenerek içerlerindeki su oranlarını kaybetmeleri ve kurumaları sağlanmıştır. Etüvden çıkarılan örnekler kuyu ve numune numaralarına göre hassas terazide tekrar tartılmış ve ağırlıkları not alınmıştır. Örnekler laboratuvarında standart Amerikan Taylor (ASTM) elek seti kullanılarak tane boylarına ayrılmıştır. Rech vibrasyonlu elek makinesinde tam elek setine yakın (2mm, 1mm, 0.5mm, 0,125mm ve 0, 63 mm pan) mesh elekler kullanılmıştır. Rech vibrasyonlu elek makinesi ile eleme işlemi yaklaşık 15–20 dakika yapılmıştır. Her tane boyu aralığında kalan numuneler ayrı ayrı hassas terazide tartılmış, poşetlenmiş ve her bir tane aralığının ağırlıkları istatistik çalışmalarında kullanılmak üzere not alınmıştır. Elek analizi yapılırken killi örnekler kuruduğu zaman taşlaştığı için ıslak elek analizine tabi tutulmuş, tek tek tane boyuna ayrılan numuneler etüvde tekrar kurutulmuş ve ağırlıkları hassas terazide ölçülmüştür. Değerlendirilme şekli ise, aşağıdaki materyal bölümünde ve bulgular kısmında detaylı bir şekilde verilmiştir.

2.2.2 Tane yüzeyi analizi

Tane morfolojisi tane şekli, küresellik ve yuvarlaklık lığı içerir. Sekil tanenin uzun, orta ve kısa eksenleri arasındaki orana göre belirlenir. Bu oranlara göre dört sınıf tane şekli vardır. Bunlar: disk şekilli (**dikdörtgen**, oblate), es eksenli, kübik veya küresel (**yuvarlak**, equant, cubic, spherical), bıçagımsı (**yassı**, bladed) ve kalemsi (**silindirik**, rod-shaped). Küresellik, bir tanenin küreye olan benzerliğinin oranıdır. Yuvarlaklık ise altı kategoride sınıflandırılır ve bir tanenin köseli olup olmadığı veya köselerinin ne kadar yuvarlaklaştığının ölçüsüdür Barret (1982).

Tane boyları yukarıdaki gibi belirlendikten sonra 2mm, 1mm, 0.5mm, 0,125mm ve 63pan tane boylarından, bunları temsilen ortada bulunan değerler yani 0.5mm ve 0,125mm mesh elekler aralıkları tane yüzeyi analizi için seçilmiştir. Diğer aralıklar ise az miktarlarda taneler sayılarak sonuçların doğruluğu için değerlendirilmiştir. NT 1-5

örneklerinden, tane boyu analizi sonucu seçilen 0.5mm ve 0,125mm mesh elekler aralıklarından yukarıda bahsedilen dikdörtgen, yuvarlak, yassı ve küresel kısımlarına (Zingg Tablosu) ayırmak amaçlı, üsten aydınlatmalı ışık mikroskobu yardımıyla en az 300 ve en fazla 1200 tane Niğde Üniversitesi sedimantoloji laboratuvarında sayılmıştır.

2.2.3 CaCO₃ analizi

CaCO₃ analizi araziden alınan numunelerin CaCO₃ miktarını belirlemek işlemi Müller (1967) ve Loring ve Rantala (1992) tarafından belirtilen gazometrik-volumetrik yöntemi kullanılarak Niğde Üniversitesi sedimantoloji laboratuvarında yapılmıştır.

2.2.4 Tane boyu analizleri

Sedimanter kayaçların ayrıntılı dokusal özellikleri, içerdikleri tanelerin boyları, şekilleri ve karışım içindeki düzenleniş biçimleri ile belirlenir. Bu nedenle tane özellikleri, mekanik olarak taşınmış sedimanter kayaçlar için çok önemlidir.

Kırıntılı sedimanlarda tane boyu en önemli özelliklerden birisidir ve bunların çakıl, kum ve kil olarak sınıflandırılmaları bu temele dayanır. Ayrıca, tane boyu ve boylanma taşıyıcı etkenin yeterliliğinin ve kapasitesinin bir ölçütüdür. Su içine normal olarak çökeltmiş materyaller için tane boyu, kaynak havzaya olan uzaklığı ile ilgilidir. Yani, çok kaba boyutlu elemanlar oluşturuldukları yere göre daha yakın çökelirler, tane boyu küçük elemanlar ise daha uzaklara taşınabilirler. Bu durum genel anlamda doğrudur. Ayrıntıda, aynı taşıyıcı etkenin aynı mesafelerde hem ince hemde kaba elemanları beraberce çökeltbildiği örnekleri ile saptanmıştır. Ayrıca tane boyu yalnızca taşıyıcı etkenin değil, o materyali oluşturan kaynak havzadaki kayaç cinslerinin ve bölgedeki aşınma koşullarının da fonksiyonudur. Tane boyu analizleri ile elde edilecek sonuçların yorumunda o çökeli oluşturan diğer koşulların da tüm olarak göz önünde bulundurulması gerekir. Her ne kadar tane boyu sedimantolojide en çok kullanılan kavramlardan biri ise de, küre ve küb gibi basit geometrik cisimler dışındaki parçaların boyu açık olarak tanımlanamaz. Çizelge 2.1' de tane boyu değişik tanımlara göre listelenmiştir.

Çizelge 2.1. Tane boyu ile ilgili değişik tanımlar (Früchtbauer ve Müller, 1977).

Doku	Genel tanım	Yunanca kökenli	Latince kökenli
Kaba	Çakıl	Psefit	Rudit
Orta	Kum	Psamit	Arenit
İnce	Kil	Pelit	Lutit

2.2.4.1 Tane boyuna ilişkin istatistiksel parametreler

Bir örneğin ayrıntılı olarak diğer bir örnek ile karşılaştırılması ancak tane boyu dağılım eğrilerinin çeşitli özelliklerinin sayısal olarak tanımlanması ile yapılabilir. Bu sayısal değerlendirmelerin yanında bazı grafiksel ve şekilsel ablaklarda kullanılmaktadır (Şekil 2).

Ortalama Boy Ölçüleri

Mod (mo): En çok görülen tane boyu değeridir. Mod aritmetik ordinatlı kümülatif eğri üzerindeki en dik noktadır. Çan eğrisi üzerindeki en dik nokta olarak tanımlanabilir. Modu hesaplayabilmek için probabiliteler kağıdı üzerine çizilmiş tane boyu dağılım eğrisi üzerinde modun yaklaşıklıkla bulunabileceği nokta seçilir ve bu noktanın her iki tarafından 1/4 \emptyset aralıkla değerler okunarak ortalaması alınır. Sonra eğri üzerinde modun bulunabileceği nokta 0.1 veya 0.2 \emptyset kadar ileriye veya geriye kaydırılarak aynı işlem tekrarlanır. Bu şekilde deneme ile bulunacak en yüksek değer moddur. Sedimanların dağılım eğrileri birden fazla mod içerebilir. Bu nedenle mod, sedimanların kökeni ve taşınma şekli üzerinde önemli bilgiler verir. Diğer bir deyiş ile birden fazla mod, o sedimanın birden fazla kaynak kayadan veya farklı enerjili taşıyıcı etmenlerle taşınmış olabileceğini gösterir. Saptanabilmesindeki güçlük ve sedimanların geri kalan tane boyundan bağımsız bir parametre oluşu yaygın olarak kullanılmasını kısıtlamaktadır.

Medyan (Md):

Kümülatif eğri üzerinde %50 çizgisine karşıt gelen tane boyu değeridir. Ağırlık olarak tanelerin yarısı medyandan kaba, yarısı incedir. Medyan \emptyset (Md \emptyset) veya milimetre (Md mm) olarak ifade edilir. En çok kullanılan ve bulunması en kolay parametredir. Fakat eğrinin uçlarından etkilenmediği için sedimanın tüm tane boyunu yansıtmaz. (Özellikle asimetrik eğriler için) Bimodal sedimanlar için geçersiz olup kullanılışı önerilemez.

Grafik ortalama (Mz): $(\emptyset 16 + \emptyset 50 + \emptyset 84) / 3$ formülü ile verilen grafik ortalama sedimanterin içerdği tüm boyutları yansıtan en iyi grafik ölçü veya istatistiksel parametredir.

Değişmezlik ölçüleri

Boylanma katsayısı: Sedimanın boylanmasını veya değişmezliğini saptamak için çeşitli ölçümler mevcuttur. Genel bir kural olarak, eğrinin ne kadar fazla kısmı ölçüme katılırsa sonuçta o kadar aslına uygun olacaktır veya merkezi yönseme etrafındaki yayılma boylanmanın karakterini saptayacaktır.

Trask (1932) boylanma katsayısını (δ_0) milimetre değerlerine göre şu şekilde tanımlamıştır.

$$\delta_0 = \sqrt{mm25 / mm 75}$$

Bu formül ile sadece eğrinin merkezi kısmındaki boylanma hesaplanmaktadır. R.L.Folk (1965) tarafından önerilen grafik sapma formülü ile eğrinin merkez bölgesinde % 68 ini kapsayan boylanma katsayısı hesaplanabilir

$$G = (\emptyset 84 - \emptyset 16) / 2$$

Daha sonra yine R.L.Folk eğrinin % 90 ını kapsayan bir boylanma katsayısı olan kapsamlı standart sapma katsayısını geliştirmiştir.

$\phi 84 - \phi 16/4 + \phi 95 - \phi 5/6.6$ değerlerine göre sedimanlar/sedimenter kayaçlar

> 0.35 \emptyset Çok iyi boylanmış

0.35 \emptyset - 0.50 \emptyset İyi boylanmış

0.50 \emptyset - 0.71 \emptyset Orta derecede iyi boylanmış

0.71 \emptyset - 1.00 \emptyset Orta boylanmış

1.00 \emptyset - 2.00 \emptyset Kötü boylanmış

2.00 \emptyset - 4.00 \emptyset Çok kötü boylanmış

4.00 \emptyset < Aşırı derecede kötü boylanmış olarak sınıflandırılırlar (Şekil 2.1).

Doğal sedimanlarda saptanan en iyi boylanma dereceleri 0.25 \emptyset - 0.35 \emptyset değerleri arasındadır (Texas kumul ve plaj kumları). Aşırı derecede kötü boylanmış sedimanlara örnek buzul çökelleri olup, boylanmaları 5.0 \emptyset - 8.0 \emptyset hatta 10 \emptyset civarındadır.

Asimetri veya Çarpıklık Ölçüleri

Sedimanların kümülatif eğrileri, ortalama tane boyu ve boylanma yönünden benzer olabilirler. Fakat simetri yönünden değişim gösterirler. Asimetrinin en çok kümülatif

eğrinin uç kısımlarında iyi saptanabilen bir özellik olması nedeni ile ölçümler eğrinin ne kadar kısmını kaplayabilir ise o kadar gerçeğe yakın değerler elde edilir. Asimetrik ölçüleri, asimetrinin değerleri yanında işaretlerini de bildirirler. İki temel asimetriklik ölçümü geliştirilmiştir.

İnman Asimetriklik Ölçümü (Grafik çarpıklık)

Grafik çarpıklık = $\frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{\phi_{34} - \phi_5} + \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{\phi_{84} - \phi_5}$
formülü ile bulunur ve kümülatif eğrinin değerini kapsar.

Folk Kapsamlı Grafik Çarpıklık Ölçümü

$Sk I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$

Bu formül eğrinin %90 ını kapsar, dolayısıyla daha doğru sonuç verir. Elde edilen sonuçlar sadece sayı cinsinden (yani sonlarına 0 eklenmeden) ve eğrinin orta kısmına göre sağda ise (ince taneli kısım) + solda ise (kaba taneli kısım) - olarak ifade edilirler.

SkI= 0.000 olan eğriler tam simetriktirler.

Bulunan değerlere göre asimetriklik şöyle tanımlanır.

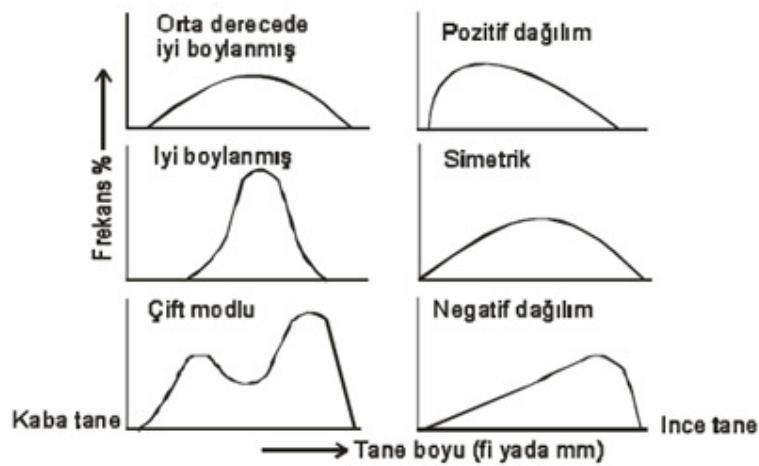
Sk I= +1.00 _----- +0.30 arasında; aşırı derecede ince çarpık

Sk I= +0.30 ----- +0.10 arasında; ince çarpık

Sk I= +0.10 ----- -0.10 arasında; simetriğe yakın

Sk I= -0.10 ----- -0.30 arasında; kaba çarpık

Sk I= -0.30 ----- -1.00 arasında; aşırı derecede kaba çarpık



Şekil 2.1. Çeşitli sedimanlara ait çan eğrisi örnekleri

Sivrilik Ölçüleri

Gaus formülü ile elde edilen normal olasılık (probabilite) eğrisinde 05-095 tane boyu aralığı 025-075 tane boyu aralığının 2.44 katıdır. Normal olasılık eğrisi logaritmik grafik kağıdı üzerinde bir doğru şeklinde görülür ve bu eğrinin kurtosis değeri 1.00 olarak ifade edilir. Eğri normalden uzaklaştıkça yani doğruluk özelliğini yitirdikçe yukarıda verilen 2.44 oranında değişecektir. Bu tanımlara göre kurtosis normal durumdan uzaklaşmayı yansıtan matematiksel bir ölçü olmaktadır. Bu ölçü, eğrinin uçlarındaki boylanma ile merkezi kısımdaki boylanmanın birbirine oranıdır. Eğer merkezi bölge uçlara göre daha iyi boylanmış ise eğri aşırı derecede sivri veya leptokurtik, tersi ise basık sivri veya platikurtik olarak nitelenir.

Folk sivrilik için aşağıdaki grafik kurtosis (graphic kurtosis) formülünü geliştirmiştir.

$$K_g = \frac{095 - 05}{02.44(075 - 25)}$$

Elde edilen sonuçlara göre, normal eğriler için $K_g = 1.00$ leptokurtik eğriler için $K_g = 1.00$ ve platikurtik eğriler için $K_g = 1.00$ değerleri bulunmuştur. Yine Folk tarafından yapılan sınıflamaya göre;

$K_g < 0.67$ çok platikurtik

$0.67 < K_g < 0.90$ platikurtik

$0.90 < K_g < 1.11$ mesokurtik

$1.11 < K_g < 1.50$ leptokurtik

$1.50 < K_g < 3.00$ çok leptokurtik

$K_g > 3.00$ aşırı derecede leptokurtik olarak yorumlanır.

Tane boyu analizlerinin yapılması ve buna ilişkin çeşitli parametrelerin istatistiksel olarak hesaplanmasından sonra, bunların ortaya koyduğu koşullar altında ortaya çıkan taşınma ve çökme mekanizması modellenmeye çalışılır. Diğer taraftan, saha ve laboratuvar gözlemlerinden elde edilen diğer verilerinde yapılacak model ile uyumlu olmaları gereklidir.

Tek bir örneğin tane boyu verilerinden her zaman kesin bir tanım yapabilmek olanak dışıdır. Örneğin, farklı jeolojik etkenler ile oluşmuş plaj ve kumul kumlarının çok benzer bir tane boyu dağılımı vardır. Eğer elde edilmiş bir seri örneğe ait veriler

var ise o zaman tane boyu değişim ve boylanma değişim haritaları yapılarak numunelerin alındığı sedimanları oluşturan etkenler hakkında bilgi edinilebilir.

Tane boyu ile çökelme koşulları arasında yakın bir ilişki vardır. Genellikle bataklık ortamında çakıltaşlarının veya plajlarda kilaşlarının oluşmamları olağan ise de ayrıntıda ortamlar ve koşulları arasında çok miktarda aşma görülür. Ortalama tane boyu (mean) mevcut materyalin tane boyu alanına ve onlar üzerinde taşıyıcı etkenin türbülansı veya akıntı hızının uyguladığı enerji ile orantılıdır. Eğer bir kıyı şeridi ince kum mostralarından yapılmış ise dalgalar ne kadar zayıf olurlarsa olsunlar o kıyıda meydana gelecek sedimanların tane boyu ince kumdan daha kaba olmayacaktır. Benzer şekilde, kıyı iyi kırıklı sert kayalardan oluşmuş ise dalgalar ne kadar kuvvetli olurlarsa olsunlar plajda meydana gelecek sedimanter kayalar genellikle kaba taneli olacaklardır. Kaynak bölgede bulunan kayaların tane boyu limitlerinin meydana gelecek sedimanter kayalar üzerindeki etkinliğe bu şekilde anlaşıldıktan sonra, kaynak bölgeden uzaklıkla orantılı olarak oluşacak sedimanların tane boylarının taşınma yönünde azalacağı kavram daha kesinlikle uygulanabilir. Akarsu, plaj ve bank kumları için bu kavram geçerlidir. Bu durum taşınma ile hızlanacak aşınmanın değilde ince tanelerin büyüklere oranla aynı etken tarafından daha uzaklara taşınabileceği nedeni ile ortaya çıkar. Taşıyıcı etkenin enerjisinin azalması ile sedimanter kayalar tane boyu yönünden giderek incelerler. Örneğin, dalga hareketlerinin egemen olduğu ortamlarda su derinliği artıkça, dalgaların etkinliğinin deniz tabanında azalması dolayısı ile oluşan sedimanter kayaların tane boyu inceler. Diğer taraftan sığ sulardaki dalga kırılma zonlarında kaba taneli sedimanter kayalar oluşurlar. Akıntı işlevlerinin egemen olduğu gel-git kanallarında su derinliğine bağımlı olmaksızın kaba taneli sedimanter kayalar oluşur. Bir ortam içinde oluşan sedimanter kayaların tane boyu dağılımlarında görülen bu çeşit değişimlerin açıkça enerji farklarına veya diğer koşullara bağılı olduğunun kesinlikle anlaşılabilmesi için sistematik bir araştırma gereklidir.

2.2.5 Ağır mineral analiz yöntemi

Mineralojik ve sedimantolojik incelemeler için koordinatları belirlenen noktalardan derinlemesine kuyu şeklinde almıştır. Alınan kum örnekleri Niğde Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarı'nda yıkanıp kurutulduktan sonra bate işlemine tabi tutularak ağırmineralleri ayırt edilmiş ve bunlardan tane preparatı, incekesit ve parlakkesitler

hazırlanarak mineralojik incelemeler gerçekleştirilmiştir. Ağırmineraller, kumun genel yapısını içeren transparan ve opak mineraller ile sedimantolojik incelemeler, Niğde Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği atölye ve optik laboratuvarlarında Olumpus BH2 ve Nikon POL 400 marka mikroskoplarla gerçekleştirilerek mikro fotoğrafları çekilmiştir.

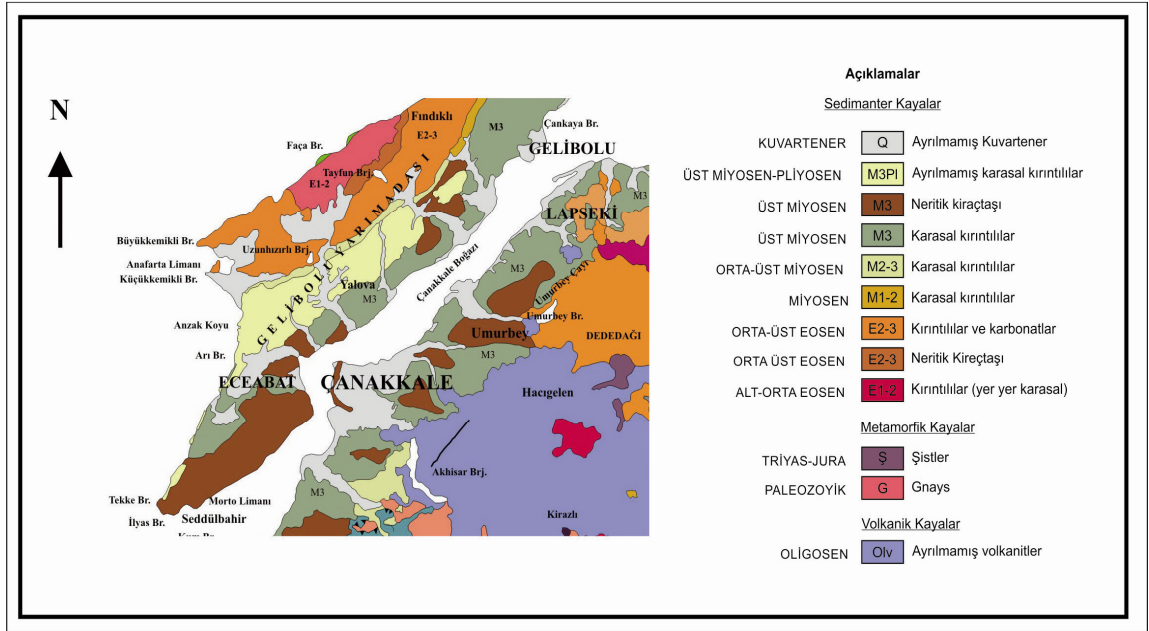
2.4 Büro Çalışmaları

Elek analizi sonuçları MatLab7.0 de SieveAnalysis5 programına işlenmiş ve tane boyu dağılımları ile ilgili sınıflandırma ve yüzde dağılım grafikleri elde edilmiştir. Grafiklerden çıkan sonuçlar ile ortamdaki sedimanların tane boyları ve yüzdeleri yorumlanmış ve sedimanlar sınıflandırılmıştır. Arazide açılan hendeklerin kesitleri bilgisayar ortamında çizilmiştir. Son olarak elde edilen ve yorumlanan tüm veriler Niğde Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kuralları formatına göre yazılmıştır.

BÖLÜM III BÖLGESEL JEOLJİ

3.1 Genel Jeoloji ve Stratigrafi

Biga Yarımadası başlıca; metamorfikler, ofiyolitler, Neojen çökelleri ve Oligo-Miyosen'den başlayıp Kuvaterner'e kadar olan dönemde aralıklarla oluşmuş magmatik kayalarla temsil edilmektedir (Şekil 3.1.).



Şekil 3.1. Biga Yarımadasının genel jeoloji haritası (Demirci A., 2007' den sadeleştirilmiştir)

3.1.1 Kazdağ grubu

Biga Yarımadasında Kazdağ yükseliminin yükselimini oluşturan Oligo-Miyosen yaşlı gnays, amfibolit ve mermerden oluşan bir birimdir (Okay ve Satır 2000). Yaltırak ve Okay (2004) tarafından; birbiri ile yapısal dokunak sunan, alttan üste doğru şu birimler ayrılanmıştır; 1) metaofiyolitlerden (metadunit, metagabro, metapiroksenit ve amfibolit) oluşan Babadağ litodemi, 2) mermerlerden oluşan Sarıkız litodemi, 3) mermer arakatlı amfibolitlerden oluşan Kavurmacılar litodemi, bunların üzerine 4)

dereceli geçişle mermer arakatlı gnayslardan oluşan Altınoluk litodemi olarak dört metamorfik birime ayırmıştır.

3.1.2 amlıca metamorfikleri

Biga yarımadasında Ezine'nin kuzeyinde ve Karabiga'nın batısında geniş alanlarda yüzeylenen metasedimanter kayaçlar Çamlıca metamorfikleri olarak isimlendirilmiştir (Okay vd., 1990). Ezine kuzeyinde, Çamlıca Metamorfiklerinin %80'den fazla kesimi gri, kahverengi, yeşilimsi kahverengi, iyi gelişmiş foliasyon gösteren mikaca zengin mikaşistlerden ve bu mikaşistler arasında, kalınlıkları 10 m yi bulan sarımsı kalkşist, beyaz, sarı veya siyah mermer, beyaz metakuvarsit ve albitklorit şist seviyelerinden oluşur. Karabiga batısında ise, Çamlıca Metamorfikleri mikaca zengin, iyi foliasyon gösteren, gri, koyu gri, kırmızı, kahverengi kuvars mika şist ve fillatlardan ve bunlar içerisinde 1-100 m kalınlıkta kalkşist, metakuvarsit ve mermer seviyelerinden oluşur. Orta Eosen veya daha geniş sedimanter ve volkanik kayalarca uyumsuz olarak örtülür ve Geç Tersiyer yaşta iki büyük granodiyorit tarafından kesilir (Okay vd., 1990). amlıca Metamorfiklerini etkileyen eklojit fasiyesi metamorfizmasının ise Maastrichtiyen yaşında olduğu belirtilmiştir (Okay ve Satır, 2000a).

3.1.3 Ezine grubu

Okay vd. (1990) nin Gelibolu ve Biga yarımadaalarında ayırladıkları KDGB yönünde uzanan dört büyük tektonik kuşaktan biri olan Ezine zonu, yine KD-GB yönünde uzanan  birimden oluşmuştur: Karadağ Birimi, Denizgören ofiyoliti ve Çamlıca metamorfikleri. Beccaletto (2004), yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş sedimanter seriyi (Karadağ Birimi, Okay ve diğ., 1990) Ezine grubu olarak adlandırmış ve stratigrafik özelliklerine göre, monoton, siyah renkli ve kalınlığı yaklaşık 700 m olan rekristalize kireçtaşları ile karakterize edilen ve içerisindeki Permocalculus alg fosiline göre Orta-Geç Permiyen yaşlı Geyikli formasyonu, Geyikli formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen ve başlıca; tabakalı, masif görünümlü gri rekristalize kireçtaşı, koyu gri, pembe ve beyaz renkli, tabakalı rekristalize kireçtaşlarından oluşan (Beccaletto, 2004; şengün, 2005) ve içerisinde Orta-Geç Permiyen (Beccaletto, 2004) ve Geç Permiyen (Kalafatioğlu, 1963; Gözler, 1986; Okay vd., 1990) fosilleri bulunan Karadağ formasyonu, yine uyumlu olarak Karadağ formasyonu üzerine gelen, baskın olarak yeşil

renkli metabazitler ile şist ve metafliş merceklerinden ve kireçtaşlarından oluşan, Denizgören ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenen (Şengün, 2005) ve kireçtaşları içerisindeki konodont (*Gladigondella* sp.) fosiline göre Skitiyen-Orta Karniyen yaşlı (Kozur, 1991) Çamköy formasyonu olarak üç alt gruba ayırmıştır.

3.1.4 Karakaya kompleksi

Ege Denizi'nden İran'a (> 1100 km) kadar uzanan (Pickett ve Robertson, 2004) ve ilk kez Bingöl ve diğ. (1975) tarafından tanımlanan; spilitik bazalt, çamurtaşı ve radyolarit-çört arakatlı feldspatik kumtaşı, kuvarsit, konglomera ve silttaşından oluşan Karakaya formasyonu, Şengör vd. (1984) tarafından Karakaya kompleksi olarak yeniden adlandırılmıştır. Bingöl vd. (1975) tarafından Orta Triyas karbonatlara göre Erken Triyas yaşı verilen Karakaya formasyonu, düşük dereceli metamorfizmaya maruz kalmıştır ve bulundurduğu Permian ve Karbonifer kireçtaşı egzotik blokları ile karakteristiktir (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Okay vd. (1990) Okay ve diğ. (1990)' nin yaptığı ayırda karşın Pickett vd. (1995) tamamen litolojik verilere dayanarak yaptığı ayırtta Karakaya kompleksini yine dört birime ayırmışlardır. Bu birimler stratigrafik olarak en alttan üste doğru spilitik birim, bazalt-çört-kumtaşı birimi, fillitik birim ve döküntü akması baskın birimdir. Yaltrak ve Okay (2004) ise, Karakaya karmaşığını alttan üste doğru Fazlıca birimi, Kınar birimi, Kalabak birimi, Nilüfer birimi, Hodul birimi, Tepeoba birimi ve Çal birimi olarak altı farklı birime ayırmıştır. Nilüfer birimi, başlıca bazik volkanik ve volkanojenik sedimanter kayalar, matriks destekli çakıltaşları ve kireçtaşlarından oluşur. Karakaya Kompleksinin diğer üyelerince tektonik olarak üzerlenir (Pickett ve Robertson, 2004). Yapısal olarak en üstteki Çal birimi ise esas olarak döküntü akması, bazalt ve Üst Permian kireçtaşı klastları içeren bir birimdir (Okay vd., 1990; Pickett ve Robertson, 1996). Bu döküntü akmaları, bazaltik lav akıntıları, kalsitürbiditler, pelajik kireçtaşları, şeyl, grovak ve radyolarit-çörtlerle arakatlıdır (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Çal birimi, platform içi havzaları oluşturan yaygın Permian karbonat platformu olarak yorumlanmıştır (Pickett ve Robertson, 1996).

3.1.5 Denizgören ofiyoliti

Başlıca, kısmen serpantinitleşmiş harzburjitten oluşan Denizgören ofiyoliti, batıda Ezine Grubu üzerine ve doğuda da Çamlıca Metamorfikleri üzerine tektonik bir dokunakla gelir (Okay vd., 1990). Beccaletto (2004), peridotitlerde yaptığı tüm kaya jeokimya analizlerinde Pickett ve Robertson'un (1996) belirttiği gibi Denizgören ofiyolitinin tektonik olarak dalma-batma zonunun üzerinde bir yerde (suprasubduction) geliştiğini öne sürmüştür. Denizgören ofiyolitinin tabanında iyi korunmuş amfibolit dilimleri yer almaktadır (Pickett ve Robertson, 1996; Şengün, 2005). Bu amfibolitlerdeki hornblend Ar-Ar yaşları 117 ± 2 My dır ve bu yaş Denizgören ofiyolitinin yerleşme yaşının Alt Kretase olduğunu göstermektedir (Okay ve diğ., 1996). Yine amfibolitlerden elde edilen Ar-Ar 125 ± 2 My yaşı, okyanus sırtında veya çevresinde gelişmiş olan bindirmenin başlangıç yaşı olarak yorumlanmıştır (Beccaletto, 2004).

3.1.6 Çetmi melanjı

İlk kez Okay vd. (1990) tarafından spilitleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar, Üst Triyas, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase kireçtaşı blokları, şeyl ve grovaktan oluşan birimler Çetmi ofiyolit melanjı olarak tanımlanmıştır. Daha sonra Beccaletto (2004), melanjın Biga Yarımadası'nda kuzey (Biga ilçesinin kuzeyinde) ve güney (Küçükuyu ile Bayramiç arasında) olmak üzere iki alanda yüzelendiğini öne sürmüştür. Güney kesimdeki melanjı da, Bayramiç güneyi ve Küçükuyu kuzeyi olarak yine iki kısımda ele almıştır. Görür ve Okay (1996) ise Çetmi melanjının Trakya Havzasının temelini oluşturabileceğini öne sürmüştür. Çetmi melanjı esas olarak (~%45) spilitik mafik volkanik kayalar, kireçtaşlarının çeşitli tipleri (~%32), nadir radyolarit-çört ve serpantin blokları içeren grovak şeyl (~%15) ve eklojitin geniş tektonik dilimleri ve eklojitik mika şistlerden oluşmaktadır (Okay ve Satır, 2000b). Çoğunlukla Erken-Orta Albiyen (Alt Kretase) yaşlı ve grovak-şeyl birlikteliğinden oluşan bir matriksi olan melanjın içerisinde; Orta Triyas kırmızı nodüler kireçtaşı, Geç Triyas kireçtaşı, rekristalize olmamış kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, Orta-Geç Jura-Erken Kretase radyolaritçamurtaşı blokları yer alır (Beccaletto, 2004). Beccaletto ve Steiner (2005), Çetmi melanjı'nın bir Tetis yığışım melanjı olduğunu ve azalan bolluk sırasıyla;

- Altere olmuş bazik ve piroklastik kayaların dilim ve blokları
- Üst Triyas yaşlı kireçtaşı blokları
- Eklojit, serpantin ve lisvenit gibi çeşitli litolojiler
- Triyas yaşlı pelajik kireçtaşı ve radyolarit blokları
- Grovak ve şeyl araldanmasından oluşan matriks, içerdiğini öne sürmüştür.

3.1.7 Evciler plütönu

Öngen (1978) tarafından tanımlanan Evciler plütönu, Kazdağlarının kuzeyinde yer alan elips biçimli ve kalkalkalen karakterde bir plütöndür. Kazdağ domuna ve Alakeçi makaslama zonuna paralel şekilde, kabaca KD-GB yönünde uzanır ve mineralojik bileşimi monzodiyoritten kuvarsdiyorite ve granodiyorite değişmektedir (Okay ve Satır, 2000b). Evciler plütönu'nun yaşı Rb/Sr metoduna göre $25\pm 0,3$ My olarak belirtilmiştir (Birkle, 1995). Kazdağ Masifi, Alakeçi makaslama zonu ve Çetmi melanjını kesen Evciler plütönu orta, eş boyutlu taneli ve genellikle deforme olmamıştır. Ancak plütönün güney sınırında birkaç metre kalınlığında ve granitoidin foliasyon ve lineasyon kazandığı yüksek sıcaklık makaslama zonları bulunmaktadır. Foliasyon ve lineasyon genel yapıya uygundur ve bu da Evciler plütönünün kısmen gerilme deformasyonundan etkilendiğini göstermektedir (Okay ve Satır, 2000b).

3.1.8 Biga yarımadasındaki volkanik kayalar

Biga Yarımadası'nda Senozoyik yaşlı volkanik kayalar arazi ve laboratuvar çalışmalarına dayanarak 6 gruba ayrılmıştır (Ercan vd., 1995). Bunlar:

- Eosen yaşlı Balıklıçeşme volkanitleri
- Oligosen yaşlı Çan volkanitleri
- Geç Oligosen yaşlı Kirazlı volkanitleri
- Erken-Orta Miyosen yaşlı Behram volkanitleri
- Orta Miyosen yaşlı Hüseyinfaki volkanitleri
- Geç Miyosen yaşlı Ezine bazaltlarıdır.

Ercan vd. (1995) tarafından yapılan radyometrik yaş ölçümleri Eosen–Orta Miyosen arasında oluşan tüm volkanitlerin kalkalkalen, Geç Miyosen'de oluşmuş volkanitlerin ise alkalen olduğunu göstermiştir. Volkanitler, bölgedeki tektonik ile ilişkili olup, kalk-

alkalin volkanitler sıkışma rejiminin egemen olduğu bir ortamda, alkalin volkanitler ise gerilme rejiminin etkisiyle meydana gelmişlerdir.

3.1.8.1 Balıklıçeşme volkanitleri

Orta Eosen'de bölgede önemli bir transgresyon başlamış, sığ denizel kireçtaşları (Soğucak Kireçtaşı) çökelmiştir. Bu sırada devam eden Eosen volkanizması andezitik türde lavlar oluşturmuştur. Daha sonra Üst Eosen'e doğru Biga ve Gelibolu Yarımadalarını kapsayan havzanın güney şelfi giderek derinleşmekte ve genellikle türbiditlerden oluşan Ceylan Formasyonu (Ünal, 1967; Siyako vd., 1989) çökelmeye başlamıştır. Tüm Eosen boyunca oluşan bu volkanizma Balıklıçeşme yerleşim merkezi dolayında yüzlekler verdiği için bu volkanitler "Balıklıçeşme volkanitleri" olarak adlandırılmıştır. Eosen volkanitlerinden alınan örneklerde yapılan petrografik incelemeler sonucunda; andezitik lavların porfirik dokulu, kloritleşmiş ve killeşmiş plajioklas mikrolitleri, piroksen ve opak mineral bulunduran hamur içerisinde plajioklas fenokristalleri, biyotitleşmiş ve opaklaşmış hornblend kırıntıları ve diyopsitik ojit kristalleri ile belirgin oldukları, dasitik lavların ek olarak kuvars kristalleri içerdikleri saptanmıştır. Eosen volkanizmasına ait son evrelerde oluşmuş, Balıklıçeşme yakınında alınan dasitik bir lav örneğinde K/Ar yöntemiyle radyometrik yaş tayini yapılmış ve 37.3 ± 0.9 milyon yıllık (Üst Eosen sonu) bir yaş elde edilmiştir (Ercan vd., 1995).

3.1.8.2 Çan volkanitleri

Bu bölge Alt Eosen'den itibaren kara haline geçmiş, yükselmiş ve bölgede andezit, dasit, riyodasit türde lav, tüf, aglomeralardan meydana gelen karasal bir volkanizma gelişmiştir. Bu tür kayalar Çan-Etili civarında, Edremit dolaylarında, Çanakkale doğusunda ve Gökçeada'da yüzeylenmiştir. Tüf ve lavların büyük bir kısmı alterasyona uğramış, pek çoğu da silisleşmiş, yer yer de piritleşmiştir. Ayrıca tüfler içinde hidrotermal kuvars damarları da bulunmaktadır. Ayrıca tüflerin ayrışmasıyla da zengin kaolen yatakları oluşmuştur. Siyako ve diğ. (1989) tarafından Çan volkanitlerine ait yüzlekler "Doyran volkaniti" olarak adlandırılmış ve Alt Miyosen yaşta oldukları kabullenilmiştir. Çan volkanitlerinde hidrotermal alterasyon son derece yoğun olup, alterasyonun geliştiği yörelerde silisleşmiş zonlar içinde Au, Ag, Pb, Cu, As, Mo ve Hg yataklanmaları oluşmuş ve bunlar binlerce yıldan beri işletilmektedirler.

3.1.8.3 Kirazlı volkanitleri

Çan volkanitlerinin yaygın yüzlekler meydana getiren andezitik ve yer yer de dasitik nitelikli lav, tuf ve aglomeraların oluşumlarının son evrelerinde, volkanizma nitelik değiştirmiş ve genellikle dayklar, yer yer de lav akıntıları şeklinde, trakiandezit ve bazaltik türde siyah küçük yüzeylemeler meydana getirmişlerdir. Biga Yarımadası'nın orta kesiminde KB-GD yönünde kırık hatları boyunca gözlenen bu küçük yüzleklerin en iyi izlendikleri Kirazlı yerleşme merkezi göz önüne alınarak "Kirazlı volkanitleri" olarak adlandırılmışlardır Kirazlı volkanitleri bazen bazaltik bazen de trakiandezitik bileşimdedirler. Alınan iki örnekte yapılan radyometrik yaş ölçümleri sonucu trakiandezit türde lavda $31,1 \pm 0,7$ milyon yıl, bazaltik türde lavda ise $27,6 \pm 0,6$ milyon yıllık yaşlar (Oligosen) saptanmıştır (Ercan vd., 1995).

3.1.8.4 Behram volkanitleri

Biga Yarımadası'nda Erken-Orta Miyosen süresince çeşitli evrelerle yoğun bir volkanizma egemen olmuş ve andezit, dasit, riyodasit, latit türde lav, tuf ve aglomeralar ile geniş alanlar kaplayan ignimbiritler meydana gelmiştir. Biga Yarımadası'nda Erken-Orta Miyosen volkanizması Siyako vd. (1989) tarafından "Ezine volkanitleri" olarak adlandırılmış, ancak yaşlarının Orta-Geç Miyosen olduğu öne sürülmüştür. Buna karşın, yapılan tüm radyometrik yaş belirlemeleri 21.5 ile 16.8 milyon yıl arasında (Borsi vd., 1972) Erken-Orta Miyosen yaşını vermektedir. Ercan ve diğ. (1995) tarafından "Behram volkanitleri" olarak adlandırılan Erken-Orta Miyosen volkanizmasının lavları andezit, dasit, riyodasit, latit türde olup gri, siyah, sarı, pembe ve bordo renklerde izlenir. Yer yer çok sert, bol çatlaklı olan lavlarda tipik akma yapıları gözlenir. Tüfler gri, sarı ve beyaz renklerde olup yer yer kaolenleşmiştir.

3.1.8.5 Hüseyinfaki volkanitleri

Biga Yarımadası'nın güney kısmında Behram dolaylarında, Geç-Orta Miyosen yaşlı Behram volkanitlerini meydana getiren volkanizmanın son evrelerinde bunları keserek dayklar ve lav akıntıları şeklinde küçük yüzeylemeler veren bazalt ve trakiandezit türde lavlar saptanmış ve "Hüseyinfaki Volkanitleri" olarak adlandırılmışlardır (Ercan ve diğ., 1995). Hüseyinfaki volkanitleri de Kirazlı volkanitleri gibi bazalt ve trakiandezit türde

olup, trakiandezitik lavlar çoğunluğu oluşturmaktadır. Ejima vd. (1987) tarafından, birimin tipik olarak gözlendiği Ayvacık- Hüseyinfaki köyü yakınından alınan örnekte $15,3\pm 0,3$ My değerler elde edilmiş ve Hüseyinfaki volkanitlerinin Orta Miyosen yaşta oldukları belirlenmiştir (Ercan vd. 1995).

3.1.8.6 Ezine bazaltı

Biga Yarımadası'nda Geç Miyosen sonlarına doğru meydana gelen Senozoyik volkanizmasının son evresi ile alkali olivin bazaltik lavlar oluşmuştur. Bunlar genç açılma çatlakları boyunca yüzeye çıkarak yayılmış ve küçük yüzlekler oluşturmuşlardır. Bazen de ender olarak dayk ve domsal yapı da göstermektedirler. Biga Yarımadası'nda Ayvacık-Ezine arasında ve Tavşan adalarında yüzlekler verirler (Ercan vd. 1995). Siyako ve diğ., (1989) bu birimleri "Taştepe bazaltı" olarak adlandırmış ve Pliyo-Kuvaterner yaşta meydana gelmiş olabileceklerini belirtmişlerdir. Ercan vd. (1995) tarafından değişik yüzeylerden alınan 5 farklı örnekte K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş ölçümleri yapılarak $11,0\pm 0,4$; $10,1\pm 0,2$; $9,9\pm 0,6$; $9,5\pm 0,3$ ve $8,4\pm 0,3$ milyon yıllık sonuçlar elde edilerek bölgede "Ezine bazaltı" olarak adlandırılan bu alkali bazaltların Üst Miyosen sonlarına doğru oluştuğu saptanmıştır.

3.1.9 Küçükkuyu formasyonu

Küçükkuyu formasyonu, Biga Yarımadası'nın güneyinde, Oligo-Miyosen volkanizmasıyla eş zamanlı, görsel türbidit çökelleriyle temsil edilmektedir (Siyako vd., 1989). Birim ~20 km uzunlukta ve ~5 km genişlikte küçük bir alanda yüzlek vermektedir (Beccaletto, 2004). Küçükkuyu formasyonu, fasiyes ilişkileri ve benzerliklerine göre, iri taneli kırmızımsı-grimsi renkli kumtaşı ve çakıltası bulunduran volkano-döküntü serisinden oluşan ve üste, doğru karbonatlaşma gösteren alt üye, ~400 m kalınlığa sahip ve sarımsı okside siltli şeyl ve silttaşı-kumtaşı türbiditlerinin ritmik ardalanmasından oluşan orta üye ve ~20–30 m kalınlıkta bej-sarı renkli tüfitten oluşan üst üye olarak üçe ayrılmıştır (Beccaletto, 2004). (Beccaletto, 2004). Küçükkuyu formasyonu altındaki Çetmi melanjinine ait birimler formasyon içindeki birimlere kaynak olmuşlardır. Bu da, havza gelişimi sırasında Çetmi melanjinin var olduğunun kanıtıdır. Ancak Kazdağ masifine ait hiçbir metamorfik malzeme Küçükkuyu formasyonu içinde bulunamamıştır (Beccaletto, 2004).

3.1.10 Çanakkale formasyonu

Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından adlandırılan Çanakkale formasyonu, çoğunlukla denizel çökellerden oluşur. Genel litolojisini çakıtaşı, kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı, marn, kalkarenit ve oolitik kireçtaşları oluşturur. Kıyı, lagün, gelgit kanalı ve ooid bankları gibi alt ortamlarda çökelen formasyon içinde Güzelyalı üyesi, İntepe üyesi ve Tekkedere üyesi olmak üzere üç üye tanımlanmıştır. Güzelyalı üyesi, çakıtaşı, kumtaşı, silttaşı ve kumtaşından oluşmaktadır ve tip kesit yeri olan Güzelyalı' ya atfen ilk defa (Atabey vd., 2004) tarafından Güzelyalı üyesi olarak adlandırılmıştır. Güzelyalı üyesi egemen olarak kaba taneli kumtaşı ile daha az oranda çakılcık-ufak çakıllı çakıtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır. Bu çökeller içinde zaman zaman derinliği birkaç metreye ulaşan kanal dolgusu kumtaşları ve ufak çakıllı konglomeralar yer almaktadır. Kanal dolgusu çökeller içinde omurgalı fosilleri (çene ve diş parçaları) ile boyu 50 cm ye ulaşan silişleşmiş ağaç parçaları tespit edilmiştir (Atabey vd., 2004). İntepe üyesi ile yanal ve düşey yönde geçişler oluşturur. Yanal yönde İntepe üyesinin kumtaşı, silttaşı, kalkarenit ve kilttaşlarına geçmektedir. Güzelyalı üyesinin yaşı; göreceli olarak Geç Miyosen (Üst Miyosen) başı olmalıdır (Atabey vd., 2004). Taner (1997) tarafından kumtaşı ve kumlu kireçtaşı birimi Gelibolu formasyonunun İntepe üyesi (Atabey vd., 2004), Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından ise Çanakkale formasyonunun Çamrakdere üyesi olarak adlandırılmıştır. İntepe üyesi çamurtaşı, silttaşı, kumtaşı ve çakılcıklı konglomera ile kalkarenitten oluşmaktadır. İntepe üyesi altta Güzelyalı üyesine ait kumtaşları ve üstüne gelen Tekkedere üyesinin kumtaşı, kalkarenitleri ile yanal ve düşey yönde geçişlidir (Atabey vd., 2004). Tekkedere üyesi ince-orta tabakalı ve pelecypodlu kalkarenit, kalın tabakalı kireçtaşı, kalın tabakalı, fosil kavkılı kumtaşı, ince tabakalı stromatolit yapılı (algal mat renkli) kireçtaşı, oolitle kireçtaşı, silttaşı, marn ve kilttaşından oluşur. Birim alttaki İntepe üyesi ile geçişlidir (Atabey vd., 2004).

3.1.11 Bayramiç formasyonu

Siyako vd. (1989) Erken-Orta Miyosen'de kalk-alkalin volkanizmayla eş zamanlı olarak, faylarla sınırlanmış ufak göl havzalarında şeyl, silttaşı, tuf ve linyitlerin çökeldiğini belirtmiştir. Pliyo-Kuvaterner'de ise Gelibolu ve Biga Yarımadaları'nda fluviyal çökeller ve gölsel karbonatlar depolanmıştır. Birim, kırmızımsı rengi ile karakteristik olup, blok-çakıl boyu malzemeden kum boyu malzemeye kadar değişen

tane boyuna sahiptir. Birim içerisinde tanımlanabilen bileşenler; kireçtaşı, serpantin, volkanik kayaç parçacıkları, kuvarsit, mermer ve metamorfik kayaç parçacıklarıdır. Birim üste doğru; gölsel karbonatlı kayalara geçer ve karasal kırıntılılarla son bulur. Bayramiç formasyonu içerisinde Ünal Dayıoğlu tarafından karasal omurgalı diş ve kemik kalıntılarına rastlanmış ve bunların Ponsiyen'e (Üst Miyosen sonu) ait olduğu Tekkaya (1974) tarafından belirlenmiştir.

3.1.12 Alüvyon

Tüm Biga Yarımadası'nda bütün birimleri uyumsuz olarak örten Tüm yarımada düşük kotlarda ve dere yataklarında gözlenen alüvyon ve yamaç döküntüsü bütün birimleri uyumsuz olarak örtmektedir.

3.2 Bölgenin Jeomorfolojik Evrimi

Çanakkale Havzası, Paleozoyik Mesozoyik yaşlı temel üzerinde, Üst Kretase-Alt Tersiyerde oluşmuş ve havzada denizel tortullar çökelmiştir. Alt Miyosen, volkanik etkinliğin ve tektonik hareketlerin egemen olduğu bir dönemdir. Orta Miyosen'de KD-GB yönlü havzayı bir acısu gölü kaplamış ve onun tortulları, memeli hayvan fosilleri taşıyan karasal tortullarla aralanmıştır. Üst Miyosen sonlarına doğru bütün havzayı kaplayan bir aşınım yüzeyi meydana gelmiştir. Bu yüzeyin oluşumunu izleyen dönemde meydana gelen tektonik hareketler ve yükselmeler nedeniyle, güneydeki Biga Yarımadası yüksekliklerinden kuzeye, Marmara'ya doğru akmakta olan akarsular Pliosen'den itibaren Miyosen yüzeylerini yarmaya başlamıştır. Bu nedenle Çanakkale Boğazı yöresinin bugünkü jeomorfolojik görünümü genelde Pliosen' den önceki yapısal çizgiler ve tabaka duruşlarının denetiminde gelişmiş bir akarsu erozyonunun eseridir. Tektonik faaliyetler sonucu, Çanakkale Boğazı oluşunun kuzey ucunda, yani Gelibolu dolaylarında Üst Pliyosende gölsel yığılımlar meydana gelmiştir. Çanakkale oluşu içinde Alt ve Orta Pleistosen'e ait üç akarsu sekisi ve Üst Pleistosen'e ait üç denizel seki gelişmiştir. Bu bölgeye ilk Akdeniz istilası bundan yaklaşık 300.000 yıl önce Orta Pleistosen'inin geç evrelerinde meydana gelmiştir. Üst Pleistosen yaşlı yüksek Tirenien sekileri ile onlardan alçak Monastriyen sekilerinin oluşum evreleri arasında önemli sayılabilecek tektonik evreler olmuştur. Bölgede Holosen hareketlerini gösteren izler de mevcuttur (Erol 1992).

Kuvaterner litolojilerinde Pleyistosen'e ait sekiler mevcut olup, Holosen alüvyonlarının varlığı da görülmektedir. Pleyistosen'e ait birimler Özbek Formasyonu (Yaltırak vd. 2000), Holosene ait akarsu çökelleri ise Çanakkale Formasyonu (Öztürk ve Erginal 2001) olarak tanımlanmaktadır. Pleyistosen denizel seki (Çavda) sadece Gelibolu yerleşmesi yakınlarında görülmektedir. Pleyistosen denizel seki dolgu malzemelerini ise Biga Yarımadası'nda Özbek Köyü'nün kuzeyinde, Lapseki'nin kuzeydoğusunda, Umurbey'in batısında; Gelibolu Yarımadası'nda Gelibolu yerleşmesinin güneybatısında sahile yakın alanlarda görülmektedir. Pleyistosen akarsu sekisi dolgularını da Biga Yarımadası'nda Kepez Deresi'nin ağız kısmının kuzeyinde ve güneyinde, Karacaören-Musaköy arasında Umurbey'in batısında ve kuzeyde Bayramdere'nin ağız kısmında; Gelibolu Yarımadası'nda Azmak Derenin güneyinde ve kuzeyde Münipbey Deresi'nin doğusunda görebilmek mümkündür. Kuvaterner'e ait diğer birim olan Holosen alüvyonlarının daha geniş bir yayılma alanı vardır. Biga Yarımadası'nda güneyden kuzeye doğru Pestilce Dere, Dümrek Deresi, Kepez Deresi, Sarıçay, Buzağılık Deresi, Tekke Deresi ve Umurbey Çayı'nın ağız kısmında, Lapseki'de ve Çardak'ta; Gelibolu Yarımadası'nın doğu kıyıları boyunca oluşmuş vadilerde bu çökeller görülmektedir (Erol 1968; Bingöl vd. 1975).

Eryılmaz vd. 2001 göre Çanakkale boğazının çökel dağılımı dört ana hakim birim içermektedir. Bunlar çakıllı, kumlu, çamurlu ve az olarak da siltli birimlerdir. Çakıllı birimler, çakıl ve kumlu çakıldan ibarettir. Kumlu birimler; kum, siltli kum, çamurlu kum birimlerinden oluşmaktadır. Çamurlu birimler ise çamur ve kumlu çamurdan ibarettir. Yine siltli birimler, silt ve kumlu silttir. 5 metreye kadar sığ su bölgesinde ve genellikle yüksek enerjili deniz ortamında, çakıl ve kumlu çakıl materyalleri yer alır. Boğazın dağlık olan kesimlerinde dik yamaçlarla denize doğru indiği sahil şeridinde deniz aşındırmasından dolayı yer yer blok şeklinde kayalıklar da görülür. Yine benzer şekilde boğaz boyunca görülen koylarda, yüksek kıyıların bulunduğu sahil şeridinde de kayalık bölgelerle, kumların üzerinde blok şeklinde döküntüler yer alır. Dalga erozyonu nedeniyle kıyı heyelanlar nedeniyle kaya blokları kumlu çakıllı birimlerin üzerinde dağınık bir şekilde yer almaktadır. Çakıl birimi tek başına sınırlı alanlarda görülmektedir. Konglomera ve kireçtaşlarından oluşan yüksek kıyıların önünde yer alan deniz alanlarında kıyıda çakıl birimi yer almaktadır. Ayrıca boğaza sularını boşaltan akarsu ve derelerin ağızlarında çakıl depolarına rastlanmaktadır. Yaklaşık 20 metre derinliğe kadar genel olarak kumlu birimler yer alır. Bu malzemeler çok miktarda kavkı

ve kavkı kırıntıları içermektedir. Kumlu birimler boğazın Marmara girişinde, en yaygın olarak Zincirbozan Bankı, Çardak Bankı ve Lapseki önlerinde yer alır. Çanakkale Boğazı'nın Anadolu kıyıları daha az eğimli kıyı ve denizaltı yapısına sahip olduğu için, Anadolu tarafında kumlu birimlerin yayılımı daha geniştir. Saltık Burnu ile Aktaş Burnu kuzeybatısında başlayıp Nara burnu ve Kanlıdere Burnu arasında yer alan ve boğazın en dar yerini oluşturan bölgede kumlu birimler yer alır. Eceabat ile Çanakkale arasında siltli kum ve çamurlu kum birimleri yer alır. Seddülbahir-Kumkale Burnu ve Karamenderes Deresi ile boğazın Ege denizi çıkışı arasında yer alan bölgede yine kum, çamurlu kum ve siltli kum birimleri görülür. Bu denizalanı tamamen kumlu birimler ile kaplıdır. Su derinliğinin 20–30 metreden fazla olduğu alanlarda, özellikle 50 metreden sonra kumlu çamur ve çamur birimleri yer alır. Karanfil Burnu-Kanlıdere Burnu ile Kumkale-Seddülbahir arası Çanakkale Boğazı'nın en geniş kısmını oluşturmaktadır. Bu deniz alanını kumlu çamur ve çamur birimleri kaplamaktadır. Çanakkale Boğazı boyunca siltli birimler çok sınırlı alanda yer almaktadır. En yaygın olarak Çardak Bankı önünde kumlu silt dar bir alanda yayılım gösterir. Ayrıca Eceabat-Çanakkale arasında çok sınırlı bir alanda silt yer alır (Eryılmaz vd. 2001).

BÖLÜM IV

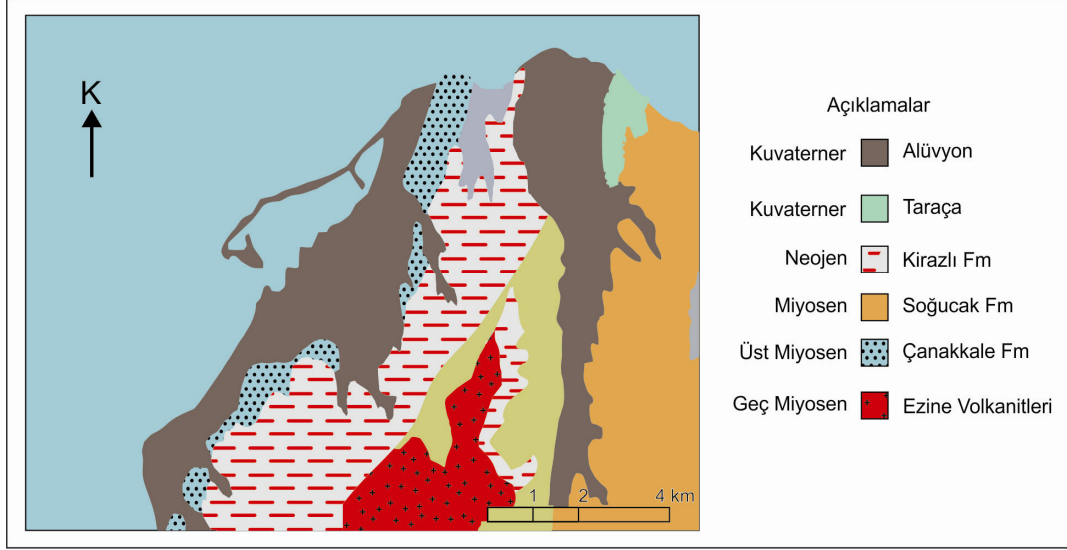
BULGULAR VE TARTIŞMA

4.1 İnceleme Alanının ve Yakın Çevresinin Jeolojisi

Marmara-Gelibolu Alt-Havzası, göl, akarsu, plaj, lagün ve sığ denizel ortamları temsil eden transgresif bir istifte temsil olur (Yalıtırak vd. 2002). Çalışma alanı alüvyon sedimanları ile örtülüdür. Güneyde ise Çanakkale havzasında bulunan kırıntılı sedimanlar Çanakkale formasyonu olarak tanımlanmıştır (Atabey vd. 2004).

Temel kayaçlar üzerine Neojen'e ait sedimanter birimler Gazhandere formasyonu, Alçıtepe formasyonu, Kirazlı formasyonu ve Çanakkale formasyonu ve üyeleri yerleşmiştir. (Göksu Üyesi, Sarıyer Üyesi, Anafarta Üyesi, Çamrakdere Üyesi, Bayraktepe Üyesi) (Siyako vd. 1989). Sedimanter kayaç birimlerini Orta Miyosen yaşlı Sarıyar formasyonu ile Üst Miyosen yaşlı Çanakkale formasyonu oluşturur. Çanakkale formasyonu farklı litoloji toplulukları, sedimanter özellikler ve çökeltme ortamlarına sahip Güzelyalı, İntepe ve Tekkedere üyelerinden oluşmaktadır. Bu üyeler yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişlidirler. Çoğunlukla ufak-kaba taneli kumtaşları ile çamurtaşı, silttaşı ve konglomeradan oluşan Güzelyalı üyesi Siyako vd. (1989) göre Kirazlı formasyonu kıyı ve kıyı yüzünde çökelmiştir. İntepe üyesi ise, aynı yazara göre Alçıtepe formasyonu çamurtaşları ve silttaşları ile kumtaşlarından oluşur. Kumtaşları gel-git süreçlerine bağlı olarak gelişen çift yönlü çapraz katmanlı, düzlemsel ve tekne türü çapraz katmanlı, alevsi ve merceksi tabakalıdır. Lagün çamurtaşları içerisinde aşınmalı taban yüzeylere sahip gel-git kanalı çökelleri şeklinde gözlenir. Bu çökeller orta-kaba kumtaşları ile çakıltaşlarından ve bol miktarda kırılmış kavkı parçalarından oluşur. Tekkedere üyesi algsi yaygılı kireçtaşı, sıklıklarda çökelen oolitik kireçtaşı, plaj çakıltaşı ve kaba kumtaşından kuruludur. Üst Miyosen yaşlı Çanakkale formasyonu Pleyistosen denizel taraçaları ve Pleyistosen-Günümüz alüvyon çökelleriyle örtülür (Atabey vd., 2004).

Çanakkale havzasındaki Sarıyar ve Çanakkale formasyonu Çanakkale-Lapseki arasında kıyı boyunca Pleyistosen yaşında olan denizel taraça çakıltaşlarıyla (Yalıtırak ve Sakınç, 1997) ve yer yer Pleyistosen günümüz yaşındaki alüvyon çökelleriyle örtülmektedir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Çalışma alanının jeoloji haritası, Qal: alüvyon, Qtr: Taraca Tki: Kirazlı Fm, Tks: Soğucak Fm, Tez: Ezine Volkanitleri (Perinçek 2007'den derlenmiştir)

Çanakkale Boğazı ve çevresinde Kuzeydoğu-Güneybatı doğrultu fay sistemi kıyıların morfolojisini kontrol eden önemli bir faktördür. Fayların kıyıya yakın bulunduğu alanlarda, boğaz kıyıları çizgiseldir. Çanakkale Boğazı'nda faylar ayrıca kıyıya ulaşan dere ve nehirlerin delta düzlüğü çökellerinin dağılımını da kontrol etmektedir. Umurbey deltası fay sisteminden etkilenen Kuvaterner çökel alanlarından bir tanesidir. Boğaz kıyı morfolojisini kontrol eden ikinci önemli faktör ise boğazdaki akıntılardır. Akıntının güçlü ve kıyıya yakın olduğu alanlarda nehirler tarafından denize taşınan malzeme çökeltme fırsatı bulmadan kıyıdan uzaklaştırılmıştır. Bu nedenle boğaz kıyıları boyunca bazı nehirlerin deltası olduğu halde, diğerlerinin deltaları gelişmemiştir (Şekil 4.1).

4.1.1 Kıyı okunun oluşumu

Kıyı okunun bugünkü litolojik fasiyesi tanımlanıp, oluşumundan bu güne geçirdiği litolojik fasiyesler ve aşama aşama lagünün oluşumu yorumlanmıştır. Yapılan hendek çalışmasında birimlerin litolojik tanımlamaları alttan üste doğru kıyı okunun ve kıyı okunun gerisinde oluşan lagünlerin geçirdiği evrimler hakkında bilgi vermektedir. Çardak kıyı oku muhtemel bir beslenme kaynağı yoktur. Ancak Çardak ilçesinin kuzey doğusunda bulunan Bayramdere'nin taşıdığı sedimanların, dalgaların ve boğaz akıntılarının etkisiyle taşınarak ve kıyı boyunca birikmesiyle oluştuğu düşünülmektedir (Şekil 4.2).

Çardak kum oku; şerit şeklinde uzanmaktadır. Marmara Denizi'nin Çanakkale Boğazı ile birleştiği yerden başlayan güncel bir sedimanter birikimdir. Boğaza bakan kıyı okunun gerisinde, kara ile arasında yarı açık lagün oluşur. Tek bir parça gibi görünen lagün 2 bölümden meydana gelir. Yapay kanallarla bu göller birbirine bağlanmaktadır. Lagünün denizle bağlantısı bir kanal ile sağlanır. Ayrıca insan eliyle açılan yapay kanallarla lagünün orijinal konumu kısmen değiştirilmiştir (Foto 2.1, Şekil 4.2).

4.1.1.1 Çardak kıyı okunun oluşmasında etkili olan etmenler

Çanakkale Boğazı, Üst Miyosen yaşlı Çanakkale Havzası'nın hafif kıvrımlı tortulları üzerinde, fayların denetimi altında Pliyosen-Alt Pleyistosen'de gelişmiş epijenik bir akarsu vadisidir ve bu vadi Üst Pleyistosen ve Holosen'de deniz suları tarafından istila edildiğini ileri sürmüştür (Erol 1992). Biga ve Gelibolu yarımadaı arasında uzanan Çanakkale Boğazı, yaklaşık olarak 60 km uzunluktadır. Boğazın bütün girinti ve çıkıntıları ile Gelibolu Yarımadaı'ndaki uzunluğu 78 km, Biga Yarımadaı'ndaki uzunluğu ise 94 km dir. Boğazın kuzey ağzında 3.2 km olan genişliği, Gelibolu-Çardak arasında 5.8 km, orta kesimde Nara Burnu önünde 1.9 km, Çanakkale-Kilitbahir arasında 1.2 km yi bulmakta ve İntepe önlerinde tekrar açılarak 8 km ye ulaşmakta ve güney ağzında ise nispeten daralarak 3.6 km genişliğe inmektedir. Çanakkale Boğazı'nda oval biçiminde birtakım çukurlar bulunmaktadır. Bu çukurları derinliği en az iki yerde -90 m yi aşar ve Çanakkale önlerinde en derin yeri 100 m yi bulur (Atalay 1987).

Pliyosen' de meydana gelen tektonik hareketler ve yükselmeler nedeniyle, güneydeki Biga Yarımadaı yüksekliklerinden kuzeye Marmaraya doğru akmakta olan akarsular Pliyosen'den itibaren yüzeyleri yarmaya başlamıştır. Bu nedenle Çanakkale Boğazı yöresinin bugünkü jeomorfolojisi görünümü genelde Pliyosen'den önceki yapısal çizgiler ve tabaka duruşlarının denetiminde gelişmiş bir akarsu erozyonunun eseridir. Çanakkale Boğazı yöresinde Üst Miyosen yüzeyleri üzerinde oluşan akarsuların vadileri içinde, Alt Pliyosen başlarındaki hızlı gömülmesi Pliyosen sonlarına doğru yavaşlamış, bölge ve çevresine nisbi bir sükunet egemen olmuş ve Marmara Havzası'nın, Çanakkale Akarsuyu'nun döküldüğü güneybatı kesiminde, yani Gelibolu, Çardak ve Bayırköy dolaylarında küçük bir gölssel havza oluşturmuştur. Erol'e (1992) göre Çanakkale akarsu vadisinin ilk kez deniz suları tarafından istila edilmesi olayının yaklaşık günümüzden

300.000 yıl kadar önce olduğu, Üst Pleyistosen'in Çanakkale Boğazı ve Marmara-Karadeniz'de yeni bir denizel ortamın oluştuğu dönem olduğu ileri sürülmüştür.

Lagiün, açık denizlerden set adası, engel, plaj, kordon ve bataklıklarla ayrılmış, içerisine dalga enerjisinin girmediği, yarı kapalı ve çok sığ denizel su barındıran bir çökeltme ortamıdır. Genel olarak kıyı oklarının oluşumu için yeterli malzeme birikimi, düşük gelgit aralığı, tortul taşıyacak ve depolayacak dalga etkisi ve akıntı ile su altı platformunun varlığına yakından bağlıdır (Zenkovich, 1967; Komar, 1970). Kıyı okunun oluşumu, tortul birikimi bir anda oluşmamıştır. Çardak kıyıoku ve lagünü zaman içinde Çanakkale Boğazı'nın hidrodinamik koşulları başta olmak üzere, rüzgârların ve kıyı okunun kuzeydoğusunda bulunan Bayramdere'nin taşıdığı sedimallerin birikmesi ile oluşmuş depolanma alanıdır. Bayramdere'nin getirdiği sedimanlar Zincirbozan mevkiine gelmeden kıyı çıkıntısına çarparak akıntı ve dalgalarında etkisiyle Zincirbozan'ın önünden itibaren tortulları biriktirmeye başlamıştır. Bayramdere yeterli miktarda sediman taşıdığı ancak önünde belirgin bir delta oluşturamadığı gözlenmiştir. Bayramdere'nin delta oluşturamaması ve kıyı oku sedimanlarının benzerlik taşınması tortul kaynağı olduğunu desteklemektedir. Bayramdere sedimanlarının Zincirbozan mevkiindeki sırta çarparak taşındığı düşünülmektedir. Çardak kıyı okunda bu birikimin gerçekleşmesi için boğaz akıntısı ve rüzgarlar yardımcı etmen olmuşlardır. Çanakkale Boğazı'nın kuzey ağzıyla Ege kıyısındaki ağzı arasında 20 cm. lik bir düzey farkı vardır. Burada üst ve alt akıntı olarak birbirlerine ters iki akıntı sistemi vardır. Marmara'dan gelen sular üstten Ege'ye, Ege suları ise alttan Marmara'ya akar. Alttan gelen tuzlu Ege suları saniyede yaklaşık 50 cm hızla ilerler, hızı üst akıntıdan birkaç kez daha fazladır. Boğazı geçen üst akıntı kenarlarda kıyı şeklinin neden olduğu bazı ters akıntıları oluşturur. Bu ters akıntılar Anadolu kıyılarının güney ve orta kesimlerinde daha belirgindir. Yüzey akıntıları İstanbul Boğazı'na nazaran daha düzenlidir. Nara'ya kadar olan bölgede akıntının genel hızı 1.5-2 mil dolayındadır. Nara'dan sonra ise akıntı yaklaşık bir kat daha hızlı akar. Gelibolu önlerinde 2 mil, Nara önlerinde 4 mil, Kilitbahir önlerinde zaman zaman 4 mil hızla akar. DM. (2000) göre Çanakkale boğazında rüzgârlar K ve KD'dan esmektedir. Bu rüzgârlar Lapseki-Çardak bölgesinde kıyıya verev dalgalar oluşturmaktadır. Dalgalar ve akıntılar, kıyı çizgisi boyunca taşınması ve depolanması için kıyı okunun temel unsurlarıdır. Meteoroloji verilerine göre dalga etki mesafesi ortalama 2-9 km. dir. Dalga etkisinin ve rüzgârların az etkili olduğu mevsimsel dönemlerde bile sediman

taşınması mümkündür. Mevsimsel meydana gelen gel-gitler de kıyı çizgisinin kara yönünde ya da deniz yönünde ilerlemesi ya da gerilemesi konusunda etkili olmuştur.

4.1.1.2 Çardak kıyı okunun ve lagünün jeolojik evrimi

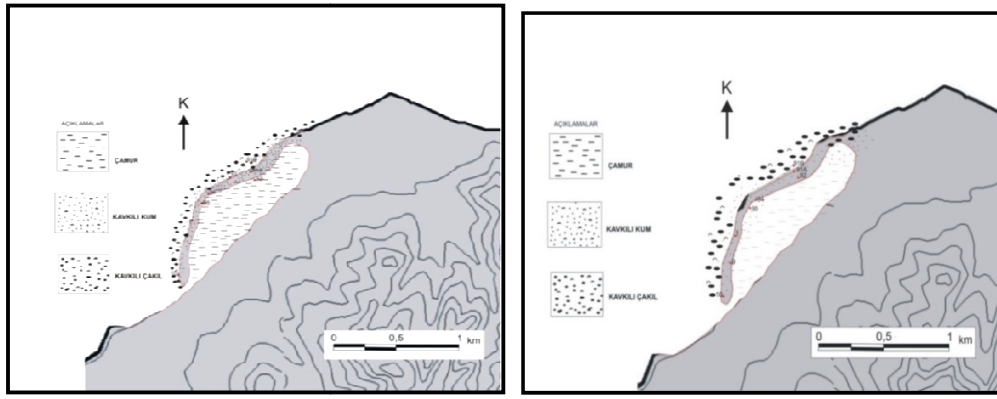
Açılan hendekler yardımı ile Çardak lagününün jeolojik evrimi hakkında yorum yapılmıştır. Şekillerdeki uydu ve hava fotoğraflarından da çok net anlaşıldığı gibi Çardak kıyı okunun oluşumuyla paralel olarak zaman içinde birbirini izleyen 4 lagün oluştuğu gözlenmiştir. Bugünkü saha konumuna bakıldığında iki lagünün varlığı görülmektedir. Bayramdere' nin getirdiği sedimanlar Zincirbozan mevkiine gelmeden kıyı çıkıntısına çarparak akıntı ve dalgalarında etkisiyle Zincirbozan'ın önünden itibaren tortulları biriktirmeye başlamıştır. Güncel bir birikim ortamı olan kıyı oku ve lagün ün oluşumu, fiziksel koşulların devam etmesi, tortul kaynağının varlığının devamı ile bir anda değil aşama aşama oluşmuştur (Foto 4.1).



Foto 4.1. Çardak kıyı okunun ve lagün oluşumunun jeolojik evrimi

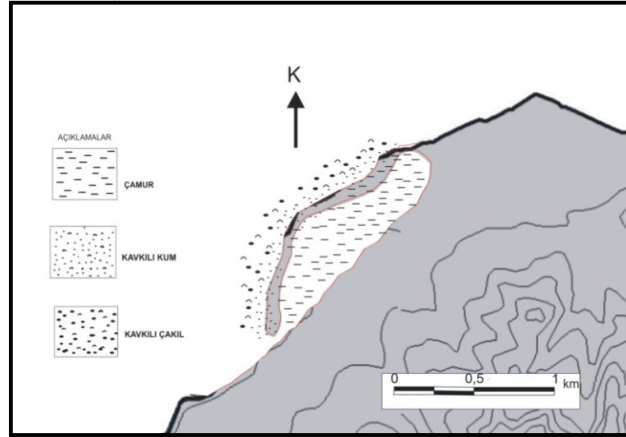
Yorumsal olarak çizilen kıyı oku "1" en yaşlı kıyı oku ve gerisinde lagünü oluşturmaktadır. Kıyı oku ve lagün 1: hendeklerin açılabilen derinliklerinde en alt seviyede bulunan plaj çökellerini veren kıyı çizgisinin günümüzdeki kıyıya göre karaya

daha yakın olduğu görülür. Kıyı çizgisinin kara yönünde çekildiği, sedimanların birikerek kıyı okunu “1” oluşturduğu anlaşılır. Kesitlerin üst kısımları incelendiğinde üst tarafta bulunan çamur, kıyı çizgisinin tekrar deniz yönünde ilerleyerek kıyı oku gerisinde lagün çamurunun biriktiği görülür. Lagünün varlığını ispatlayan düşük enerji sedimanı çamur, en yaşlı lagün “1” uzun bir süre kıyı oku “1” in gerisinde çökeldiğini göstermektedir. Uydu fotosu üzerine koordinatları yerleştirilen hendeklerin yardımıyla şekilde yorumsal olarak çizildiği gibi oluştuğu düşünülmektedir. Depolanma ortamına sediman geliminin devam etmesi sonucu lagünün üstü örtülmüş kıyı oku ilerlemeye devam etmiştir (Şekil 4.3a,b ve c).



Lagün 1a

Lagün 1b



Lagün 1c

Şekil 4.3. Lagün’1 in jeolojik evrimi ve sırası ile 1a, 1b, 1c basitleştirilmiş litolojik fasiyes haritaları (Perinçek, 2009)

Kıyı oku sediman geliminin artması ve Boğaz akıntısının yardımı ile ilerleyen kıyı oku; kıyı oku “2” ve lagün “2”i oluşturmuştur. Kıyı oku “2” bugünkü saha konumunda lagünü ikiye bölen kıyı okudur. Karaya doğru yaklaşan kıyı oku 2. lagünün denizle

irtibatını sınırlandırır. Lagün “2” denizle bağlantısı sadece bir kanalla sağlanır. Bu alanda bulunan lokasyonların kesitlerine bakılacak olursa önce plaj sedimanı biriktiği kıyı çizgisinin ve kıyı okunun deniz yönünde çekildiği anlaşılır. Daha sonra kıyı çizgisinin güneydoğuya doğru, kara yönünde, çekilmesi ile lagün alanı küçülür. Düşük enerji birikimi, lagün çamur fasiyes sınırı kara yönünde çekilir. Çalışma alanının bölgesel çökme etkisinde kaldığı veya deniz su seviyesinin yükseldiği yorumu yapılır. Bu nedenle kıyı oku kara yönünde çekilir, lagün ortamının bir kısmı deniz suyu etkisinde kalır ve kara yönünde daralır. Son aşamada bir önceki evrenin tersine gerçekleşir kıyı oku ve kıyı çizgisi tekrar karadan uzaklaşarak deniz yönünde ilerler (Şekil 4.3a,b ve c).

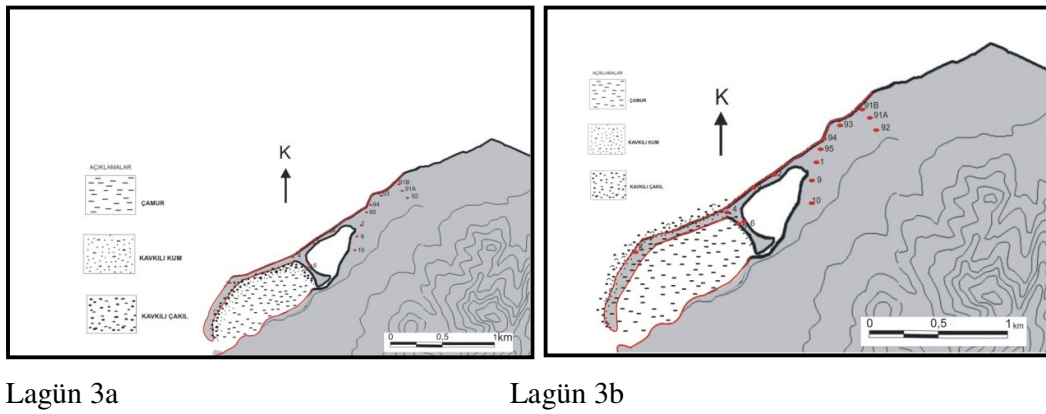


Şekil 4.3. Lagün 2'nin jeolojik evrimi ve sırası ile 2a, 2b, 2c basitleştirilmiş litolojik fasiyes haritaları (Perinçek, 2009)

Kıyı okunun güney batı yönünde ilerlediği bugünkü saha konumundan da görülmektedir. Bu günkü konumunu almadan önce bir 3. evre geçirdiği kesitler yardımıyla incelenmiştir. Şekilde de görüldüğü gibi akıntıların sediman taşınması ve sedimanların depolanması ile kıyı oku “3” oluştuğu gözlenmektedir. Hava fotoğrafından

da çok net anlaşılacağı gibi akıntı ve dalgaların etkisi ile 3 nolu lagüne su gelimi artmış ve kıyı okunun üstü su ile gömülmüştür (Şekil 4.4a ve b).

Son olarak sediman geliminin ve depolanmanın devam etmesi sonucu kıyı oku ve lagün bugünkü konumunu almış kıyı oku”4” oluşmuştur. Kıyı bölgelerde enerji sebebiyle tane boyu büyük, kaba sedimanlar çöker. İçeri doğru çakıl, kum, çamur olarak ilerler. Lagün “4” de plaj da enerjinin yüksek olduğu alanda çakıl-kum, kıyı oku üzerinde çoğunlukla kum, düşük enerjili lagünün ortamında ise kumlu-çamur ve çamur birikir (Perinçek, 2009).



Şekil 4.4. Lagün 3’ün jeolojik evrimi ve sırası ile 3a ve 3b basitleştirilmiş litolojik fasiyesi (Perinçek, 2009)

4.1.1.3 Çardak kıyı oku ve lagünü sedimanlarının tanımı ve incelenmesi

Çalışma alanında egemen olarak üç adet litoloji gözlenmektedir. Yüksek enerjinin hakim olduğu kıyı kesimlerde, plaj sedimanları; kaba taneli, iyi boylanmış, yuvarlak-yassı çakıllardan oluşur. Çakıllar dalga ve akıntı etkisiyle yer değiştirmeleri sonucu boylanmaları iyi gelişmiş ve yassılaştırmışlardır. Çakılların büyük bir kısmını kuvars ve feldspat çakılları ve metamorfik tanelerden meydana gelir. Bu taneler dalgaların etkisiyle şekillenir. Kıyı okunun lagün tarafının enerjisi daha düşüktür ve bu kesimde ince kum ve çamur çökelmiştir. Kıyı okunun orta kesimi ve okun uç kesimi kumdan oluşur.

Çardak kıyı oku, kum ve çakıl karışımı ve genelde kumun egemen olduğu bir birikimdir. Dalgaların etkisiyle bu taneler boylanmakta ve yassılanmaktadır. Büyüme yönüne doğru, kıyı okunun üçgenimsi ucuna doğru, tane boyu azalır. Okun uç kısmı kum birikmesinden oluşur. Kıyı oku üzerinde biriken tortulların tane boyu deniz yönünde kaba, lagün yönünde ince tanelidir.

Kıyı okunun üst kısmı bitki örtüsüyle kaplıdır. Lagün tarafında bulunan sazlık türü bitki örtüsü tanelerin daha da küçüldüğü lagün çamurunda yetişir. Lagün tarafında enerjinin de azalmasıyla tane boyu düşmekte, burada çamur çökelmektedir.

Lapseki-Çardak kıyı oku ve lagünü yaklaşık 4 km uzunluğunda 15-45 m genişliğinde bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). Saha çalışmaları 2 aşamada gerçekleşmiştir; ayrıntılı olarak litolojiyi tanımlamak için kıyı okunun tamamındaki yüzey litolojisi büyütülen paftalara işlenmesi gerçekleştirilmiştir. Kıyı okunun ve lagünün tane boyu dağılımını, oluşumunu ve bugünkü ilerlemesini yorumlayabilmek ve detaylı sedimantolojik çalışma yapabilmek için hendek açımı ve hendeklerden numuneler derlenmiştir. Ayrıca, jeolojik harita üzerinde koordinatları belirlenen noktalardan mineralojik ve sedimantolojik incelemeler için derinlemesine kum örnekleri alınmıştır.

Sediman örnek alımı ve fasiyes yayılımını belirlemek amacıyla toplam 33 adet hendek açılmıştır. Bunlardan sadece 5 profil ise bu çalışma kapsamında detaylı bir şekilde incelenmiştir. Diğerleri ise yardımcı profiller olarak değerlendirilmiştir. Bu hendeklerden 5 tanesi profil olarak detaylı incelenmiştir. Taban suyunun izin verdiği ölçüde hendekler ortalama 1-3.5 m. derinliklerde açılmıştır. Açılan hendekler çoğunlukla kıyı okunun ilerleme yönüne paralel olacak şekilde sistematik olarak açılmıştır. Her hendekten ortalama her seviyeye gelecek şekilde toplam 71 numune alınmıştır. Bu örnekler ek olarak 5 ayrı lokasyondan sedimanların taşınmasını, şekil almasını ve ağır mineral içeriklerini incelemek amacıyla 4 ayrı numune alınmıştır. Örnekler ortalama 500-1500 gr. arasında alınmıştır. Her örnek için koordinat numaraları ve kesit numaraları not alınmıştır (Foto 4.1-2, 3,4 ve 5). Bunlar sırasıyla;

Profil 1 :

K 40° 23' 10,5'' - E 26° 43' 45,0'' koordinatların da bulunan bu hendek ~ 225 cm derinliğinde açılmıştır. Profilin en altında ince kum seviyesi bulunmaktadır (Foto 4.2).

Açılan derinlikte ~ 50-55 cm si gözükmemektedir. Kum ince tanelidir ve içerisinde ince kabuklu pelecypd'alar ve gastropod'alar içermektedir. İnce-orta kum tanelerinin ~ % 60 ını kuvars tanelerinden geriye kalan ~ % 40 lık kısmını da metamorfik kırmızı ve yeşil renkli tanelerden oluşmaktadır. Profil 1 de gözlenen iki seviyeden de örnek alınmıştır. İnce kum seviyesinin hemen üstünde ~ 125 cm kalınlığının da iri çakıllı- çakılçıklı seviye gözlenmektedir. Profil 1 de bulunan çakılların büyüklükleri 12-15 cm civarındadır. Bu çakılları yuvarlak, az yuvarlaklaşmış, çok az yassılaştırmış çakıl taneleri oluşturmaktadır. En altta bulunan ince taneli kum seviyesine kadar bu çakıllar kötü boylanmalıdır. Çakılların bir kısmı kuvars taneleri ve kireçtaşı tanelerinden, çoğunluğunu oluşturan kısım ise metamorfik tanelerden oluşmaktadır. En üst modern toprak seviyesi yaklaşık 45 cm. dir (Foto 4.2).

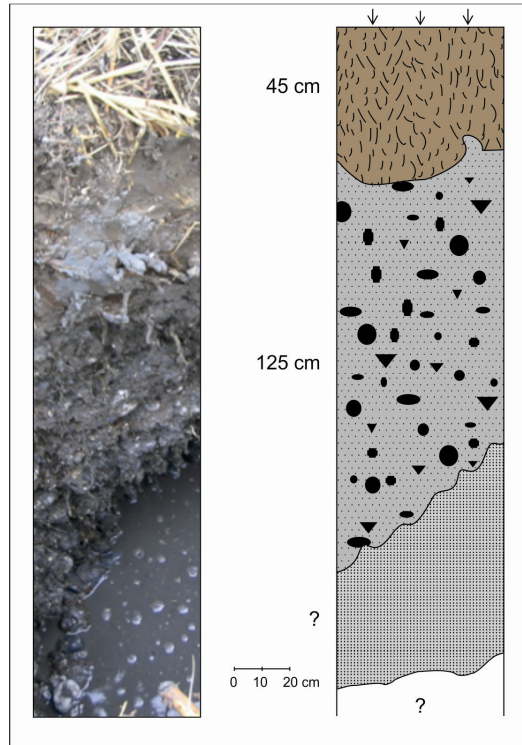


Foto 4.2. Profil 1' in kesit görüntüsü ve ölçekli şekilsel açıklaması

Profil 2:

Koordinatları K 40° 23' 47,2'' – E 026° 44' 33,8'' olan bu profilin en altında gözlenebilen derinlikte ~ 20 cm. kaba orta taneli kum seviyesi bulunmaktadır. Bu seviyenin üstünde gri renkli kum seviyesi bulunmaktadır. Bu seviye ~ 30 cm dir. Kumun üzerinde bulunan daha açık gri renkli çamur seviyesine geçiş küçük taneli bol

kavkılı geçiş zonu ile olmaktadır. Gri killi çamur seviyesi ~ 185 cm. dir çamurun üzerinde sarı renkli ince kum seviyesi gözlenmektedir. Bu seviye ~ 65 cm. dir. En üstte kumlu modern toprak seviyesi ~ 35 cm. dir (Foto 4.3).

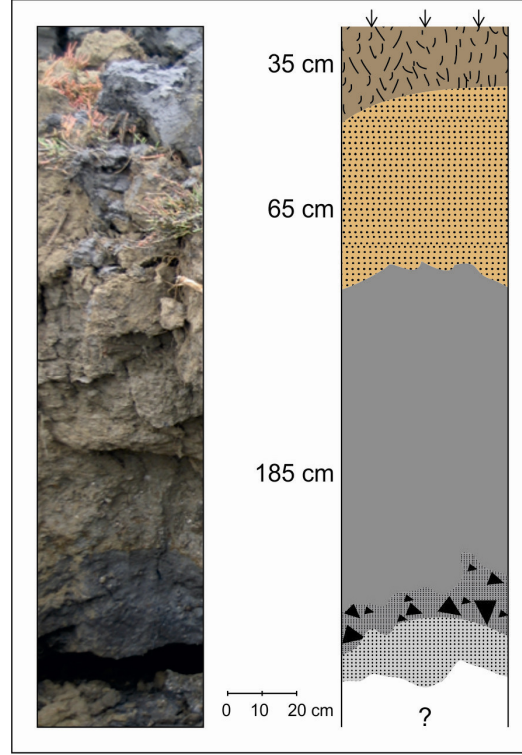


Foto 4.3. Profil 2' in kesit görüntüsü ve ölçekli şekilsel açıklaması

Profil 3:

Koordinatları K 40° 23' 28,0'' – E 026° 44' 18,0'' olan profilin açılabilen derinlikte, tabanında ~ 60 cm. kalınlıkta, koyu gri renkli, ince taneli killi kum seviyesi bulunmaktadır. Bu birimin hemen üstünde ~ 130 cm. kalınlığında, açık kahverengi ince taneli killi kum gözlenmektedir(P3-1). Bu birim içinde yer yer oksitlenmiş seviyeler bulunmaktadır. Modern toprak seviyesi ~ 60 cm. dir (Foto 4.3).

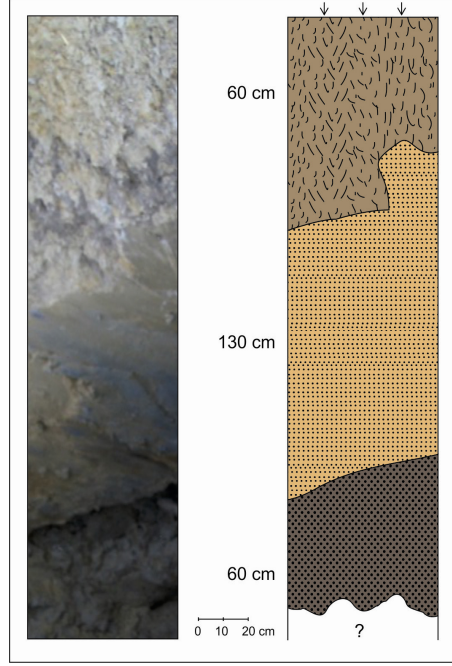


Foto 4.4. Profil 3' in kesit görüntüsü ve ölçekli şekilsel açıklaması

Profil 4:

40° 23' 31,6" / 40° 44' 07,1" koordinatlarında yer alan profilin açılabilen derinlikte tabanında iri çakıllı kum, kumun içinde bol organik malzeme vardır. Biriminin içinde ince kabuklu kavkılar gözlenmektedir. Biriminin hemen üstünde gri renkli, çakıllı, az miktarda organik malzemeli ince kum bulunur ve biriminin içinde az miktarda kavkıda vardır. Bu birimin üstünde ise kahverengi ince kumdan oluşan birim bulunmaktadır ve ~ 40 cm. dir. En üstte modern toprak seviyesi ise ~ 1–2 cm. dir (Foto 4.5).

Profil 5:

Koordinatları 40° 24' 05,65" / 26° 44' 49,25" olan profil 5 sahile yakın kesiminde açılmıştır. Profilin tabanında ~ 60 cm. civarında çakıllı kum vardır. Çakılların bir kısmı köşeli taneler içerir. Yuvarlaklaşmış taneler ve bu seviyede kavkılar da bulunur. Çakılların üstünde ~ 70–80 cm. grimsi yeşil renkli çamur bulunur. Profilin en altında çamurdan kuma dereceli geçiş gözlenmektedir. Modern toprak seviyesi ~ 15 cm kalınlığındadır (Foto 4.6).

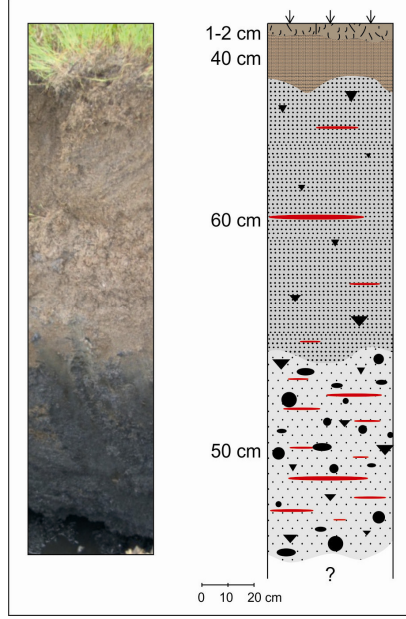


Foto 4.5. Profil 4' in kesit görüntüsü ve ölçekli şekilsel açıklaması



Foto 4.6. Profil 5'in görünümü

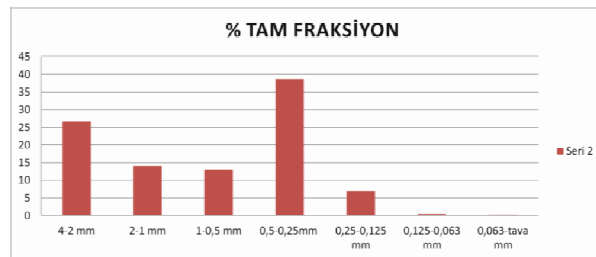
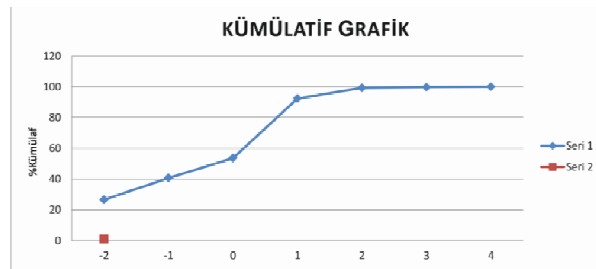
Sonuç olarak, Bu malzemeler, Lapseki-Çardak lagününün deki Kuvaterner dolguları olarak bilinmektedir, ancak su seviyesinin yüksek olmasından dolayı, Holosen alüvyal çökelleri bu tez kapsamında seçilmiş olup, çakıl, kum, kil ve paleotprak sevipleri içermektedir. Profillerin tabanlarında ise, yaygın olarak histosol tipi paleotpraklar tespit edilmiştir (Soil survey; Staff, 1997). Buda bize son 10 000 yılda lokal bazda bu günkü iklimle karşılaştırıldığında iklimin değiştiğini göstermektedir. Histosol genellikle yağışlı dönemlerde gelişmektedir. Bu dönemler bitki örtüsünün gelişmesini sağlayan yağışlı bir süreç bulunduğu anlaşılmaktadır. Suyu geçirimsiz seviyelerin yani kil boyutu

sedimanların birikmesi ve geçirimsiz seviye üzerlerinde su birikmesiyle bataklıklar da oluşmuştur.

4.2 Sedimanların Tane Boyu Sınıflandırılması ve İstatistik Yöntemlerine Göre Değerlendirilmesi

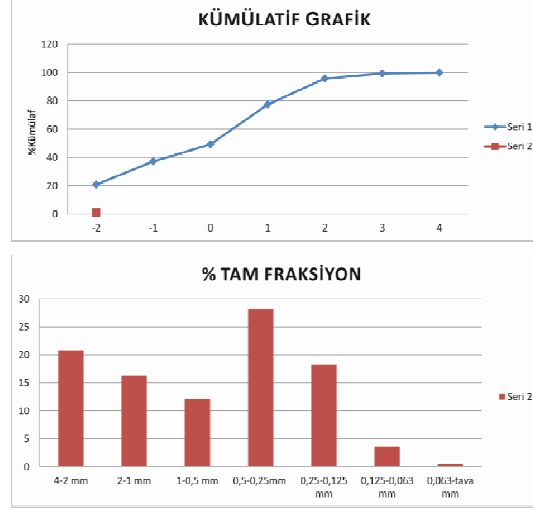
Lapseki-Çardak lagünüdeki çökelleri temsil edebilecek özelliklerdeki 5 adet lagün yüzeyinden örnek ve 5 adet profile ait örnek tane boyu analizi için alındı. Bu ham örnekler, ilk önce açık havada kurutulma işlemine tabi tutulmuştur. Kurutulan örneklerden tane boyları 16 mm'den 0.008 mm'ye kadar olanlar özel eleklerden geçirilerek belirlendi. Buna ilaveten, tane boyu 0.008 mm'den küçük olan tanelerde Atarberg yöntemiyle kaba ve ince kil olmak üzere iki kısma ayrıldı. Tane boylarına göre ayrılan örneklerin içerdikleri çakıl % ağırlığı, kum % ağırlığı ve silt-kil % ağırlığı Şekil 4.5-4.9'daki çizelgelerde verilmiştir. Ayrıca, bunların % kümülatif ağırlığını veren sütunlarda aynı tabloda verilmiştir. Buradaki tabloda sadece belli aralıklarda elde edilen ortalama tane boyu değerleridir.

NUMUNE: NT1				FREKANSIYON			
ELEKLER							
Sıra no	Elek no	Açıklık (mm)		Ham veri (gr)	% Değer	% Tam fraksiyon	% Kümülatif
1	4	4-2 mm	-2	121	26,99	27	27
2	10	2-1 mm	-1	64	14,07	14	41
3	18	1-0,5 mm	0	99	22,97	13	54
4	40	0,5-0,25mm	1	176	38,68	39	92
5	60	0,25-0,125 mm	2	32	7,03	7	99
6	120	0,125-0,063 mm	3	2	0,44	0	100
7	200	0,063-tava mm	4	1	0,22	0	100
Deney yapılan numune miktar (gr)				455			



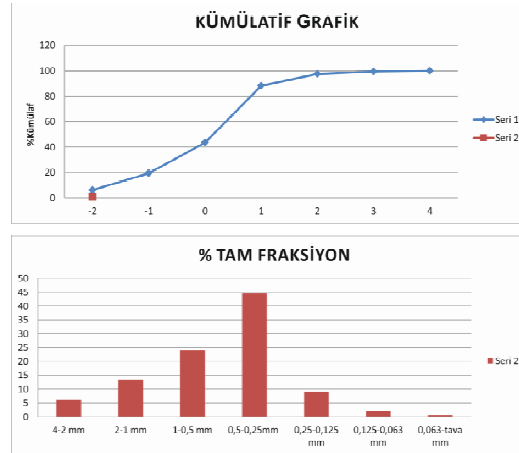
Şekil 4.5. NT1 nolu örneğin elek analizi sonuçları ve bunların çizelge-grafiksel gösterimi

NUMUNE: NT2						
ELEKLER				FRAKSİYON		
Sıra no	Elek no	Açıklık (mm)	Adet	Ham veri (gr)	% Değer	% Tam fraksiyon
1	4	4-2 mm	-2	74	20,85	21
2	10	2-1 mm	-1	35	10,34	15
3	18	1-0,5 mm	0	43	12,11	17
4	40	0,5-0,25mm	1	100	28,17	28
5	60	0,25-0,125 mm	2	65	18,31	18
6	120	0,125-0,063 mm	3	13	3,66	4
7	200	0,063-tava mm	4	2	0,55	1
Deney yapılan numune miktarı (gr)				355		



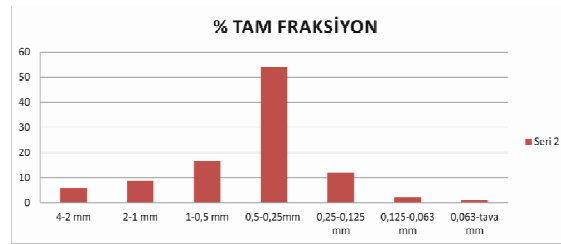
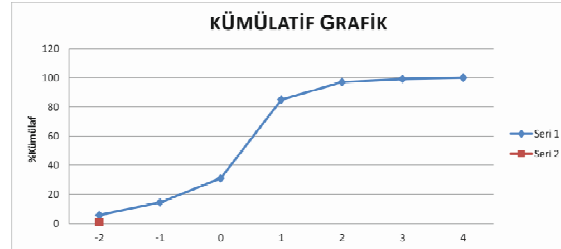
Şekil 4.6. NT2 nolu örneğin elek analizi sonuçları ve bunların çizelge-grafiksel gösterimi

NUMUNE: NT3						
ELEKLER				FRAKSİYON		
Sıra no	Elek no	Açıklık (mm)	Adet	Ham veri (gr)	% Değer	% Tam fraksiyon
1	4	4-2 mm	-2	22	6,15	6
2	10	2-1 mm	-1	48	13,41	13
3	18	1-0,5 mm	0	85	24,02	24
4	40	0,5-0,25mm	1	160	44,69	45
5	60	0,25-0,125 mm	2	33	9,22	9
6	120	0,125-0,063 mm	3	7	1,96	2
7	200	0,063-tava mm	4	2	0,56	1
Deney yapılan numune miktarı (gr)				358		



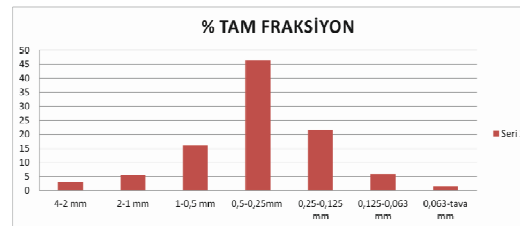
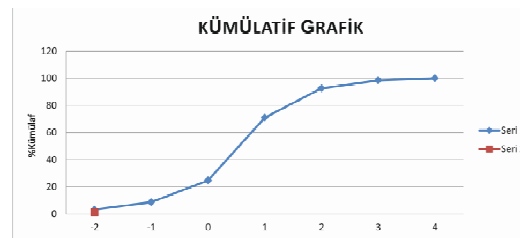
Şekil 4.7. NT3 nolu örneğin elek analizi sonuçları ve bunların çizelge-grafiksel gösterimi

NUMUNE: NT4				FREKSIYON			
Sıra no	Elek no	Açıklık (mm)	Ham veri (gr)	% Değer	% Tam fraksiyon	% Kümülatif	
1	4	4-2 mm	-2	25	5,75	5	
2	10	2-1 mm	-1	32	8,77	15	
3	18	1-0,5 mm	0	60	16,44	31	
4	40	0,5-0,250 mm	1	197	53,97	85	
5	60	0,25-0,125 mm	2	44	12,05	97	
6	120	0,125-0,063 mm	3	8	2,19	99	
7	200	0,063-tava mm	4	3	0,82	100	
Deney yapılan numune miktarı (gr)			385				



Şekil 4.8. NT4 nolu örneğin elek analizi sonuçları ve bunların çizelge- grafiksel gösterimi

NUMUNE: NT5				FREKSIYON			
Sıra no	Elek no	Açıklık (mm)	Ham veri (gr)	% Değer	% Tam fraksiyon	% Kümülatif	
1	4	4-2 mm	-2	30	3,09	3	
2	10	2-1 mm	-1	38	5,56	9	
3	18	1-0,5 mm	0	52	26,05	25	
4	40	0,5-0,25mm	1	150	46,30	71	
5	60	0,25-0,125 mm	2	70	21,60	93	
6	120	0,125-0,063 mm	3	19	5,86	98	
7	200	0,063-tava mm	4	5	2,54	100	
Deney yapılan numune miktarı (gr)			334				



Şekil 4.9. NT5 nolu örneğin elek analizi sonuçları ve bunların çizelge- grafiksel gösterimi

Şekil 4.5-4.9'deki çizelge verileri kullanılarak, örneklerin içinde bulunan çakılın, kumun ve silt-kilin kümülatif yüzdelерinin tane boylarına karşılık gelmek üzere milimetrik kağıt üzerine grafikleri çizildi. Elde edilen grafiklerden, Folk and Ward (1957) parametreleri olarak bilinen medyan çapı (Md), grafiksel standart sapma ($G\sigma$ = Boylanma derecesi) ve birinci derecede kuyrukluk (SK = dağılımın asimetrik derecesi) hesaplandı. Bu şekilde hesaplanan Folk and Ward parametreleri Çizelge 4.2' de verilmiştir. Aşağıdaki yorumlar ise Çizelge 4.3 yani boylanma derecesini ($G\sigma$ yorumlamak için kullanılmıştır ve çizelge 4.4 ise sediman dağılımın asimetrik derecesini (SK) yorumlamak için kullanılmıştır.

1. Profil 1-5 için: Bu hesaplamalar önceki tane boyu analizleri ve saha çalışmalarına dayanarak, Lapseki-Çardak lagünündeki çökelleri temsil edebilecek özelliklerdeki tutturulmamış sedimanların ve paleotoprakları kötü boylanmış olduğu belirlenmiştir. Buda bize değişik türden tane boyu sedimanların (kil-silt-kum-konglomera) bu lagüne taşındığını ve akabinde de aynı lagün ortamında çökeldiğini göstermektedir. Yerinde ayrışmada ise ayrışma uğramış mineral ve kayaç parçalarının çok değişik boyutlarda olduğunu göstermektedir.
2. NT1 ve NT5 örnekler için: Profil incelemelerine ek yapılan incelemelerde ise, yüzey seviyelerden alınan NT3 VE NT4 nolu örnekler çok iyi boylanmış, NT1, NT5 iyi boylanmış ve NT2 ise orta derecede iyi boylanmış. Buna karşılık bütün numuneler negatif değerlere sahip oldukları belirlenmiştir. Bunlar genellikle kuvvetli kaba-yamukluk göstermektedirler. Bu çeşitli ve farklı değerler bölgede meydana gelen akarsu akımları, denizel girdilerin değişimi ve iklim değişimi sonucu oluşmuştur. Yani bölgede çok çeşitli litolojik özellikte kayaçların varlığını ve taşınma mekanizmalarındaki farklılıklar (denizel ve karasal tane girdileri) kanıtlamaktadır. Kum ve çakıl seviyeri sahilde işlendiğinden iyi boylanma göstermektedir. Profillerde bazı seviyelerin hızla değişmesi ancak iklim değişiklikleri ile açıklanabilir. Kısaca bu lagün alüvyal yelpazelerinden, akarsulardan ve deniz kesiminden beslenmektedir.
3. NT1 ve NT2'de yapılan tane boyu analizi ve bunlardan elde edilen grafiklerde tane dağılımının diğer numunelere göre farklılık göstermektedir, yani histogram

üzerinde çizilecek eğri deve hörgücü şeklini almaktadır. Buda bize lagünün denizel ve karasal hatta rüzgarlardan etkilendiğini açıklamaktadır.

Çizelge 4.2 Şekil 4.5-4.9'deki tablo değerler kullanılarak milimetrik kağıt üzerine çizilen kümülatif eğrilerden grafiksel olarak tespit edilen Folk and Ward (1957) parametreleri

Folk and Ward Parametresi\ örnek no:	NT1	NT2	NT3	NT4	NT5
Md= $\square 50$	0.5	0.2	0.1	0.70	0.60
M= $(\square 16 + \square 50 + \square 84) / 3$	0.83	1.01	1.23	0.93	0.53
$G \square = (\square 84 - \square 16) / 4 + (\square 95 - \square 5) / 6.6$	0.412	0.60	0.20	0.282	0.40
$SK = (\square 16 + \square 84 - 2 \square 50) / 2(\square 84 - \square 16) + (\square 5 + \square 95 - 2 \square 50) / 2(\square 95 - \square 5)$	- 2.33	- 1.14	- 1.42	- 4.6	- 4.83

Çizelge 4.3. Boylanma derecesi ($G \square$) yorumu

< 0.35	:	çok iyi boylanmış (NT3 VE NT4)
0.35-0.5	:	iyi boylanmış (NT1 VE NT5)
0.5-0.71	:	orta derecede iyi boylanmış (NT2)
0.71-1.0	:	orta derecede boylanmış
1.0-2.0	:	zayıf boylanmış
> 2.0	:	çok kötü boylanmış

Çizelge 4.4. Dağılım asimetrik derecesini (Sk) (yamukluk) yorumu

> 0.30	:	kuvetli ince-yamukluk
0.30-0.10	:	ince- yamukluk
0.10- (-0.10)	:	yaklaşık simetrik
(-0.10) – (-0.30)	:	kaba-yamukluk
< (-0.30)	:	kuvetli kaba-yamukluk (NT1-NT2-NT3-NT4-NT5)

Tane morfolojisi:

Tane morfolojisi tane yüzeyi şekli, küresellik ve yuvarlaklığı içerir. Bir tanenin, uzun, orta ve kısa eksenleri arasındaki oranı dikkate alınarak bir tane morfolojisi sınıflaması Zingg tarafından geliştirilmiştir. Bu kriterlere göre bir tanenin morfolojisi belirlenebilir. Bu tez kapsamında NT1-NT5 örnekleri için önceden elek analizi sonucu elde edilen 0.5mm ve 0,125mm mesh elek aralıklarından taneler seçilerek, *dikdörtgen*, *yuvarlak*, *yassı* ve *silindirik* şekillerden hangisine uyduğu üstten aydınlatmalı mikroskop atında ayıklanmıştır

Buna göre NT1 örneği ve 0,5 mm tane boyu, sayım için seçildiğinde, bu taneler % 42 yuvarlak, % 25 dikdörtgen, % 20 yassı ve % 13 silindirik bir yüzeye sahip olduğu belirlenmiştir. Yine NT1 örneği fakat 0,125 mm tane boyu, sayım için seçildiğinde, bu taneler % 37'si yuvarlak, % 26 dikdörtgen, % 21 yassı ve % 16 silindirik bir yüzeye morfolojisine sahip olduğu belirlenmiştir.

NT2 örneği ve 0,5 mm tane boyu sayım için seçildiğinde, bu taneler % 33 yuvarlak, % 30 dikdörtgen, % 18 yassı ve % 19 silindirik bir yüzeye sahip olduğu belirlenmiştir. Yine NT2 örneği fakat 0,125 mm tane boyu sayım için seçildiğinde, bu taneler % 32 yuvarlak, % 31 dikdörtgen, % 16 yassı ve % 21 silindirik bir yüzeye morfolojisine sahip olduğu belirlenmiştir.

NT3 örneği ve 0,5 mm tane boyu sayım için seçildiğinde, bu taneler % 35 yuvarlak, % 24 dikdörtgen, % 24 yassı ve % 17 silindirik bir yüzeye sahip olduğu belirlenmiştir. Yine NT3 örneği fakat 0,125 mm tane boyu, sayım için seçildiğinde, bu taneler % 34 yuvarlak, % 15 dikdörtgen, % 28 yassı ve % 23 silindirik bir yüzeye morfolojisine sahip olduğu belirlenmiştir.

NT4 örneği ve 0,5 mm tane boyu sayım için seçildiğinde, bu taneler % 41 yuvarlak, % 26 dikdörtgen, % 19 yassı ve % 14 silindirik bir yüzeye sahip olduğu belirlenmiştir. Yine NT4 örneği fakat 0,125 mm tane boyu sayım için seçildiğinde, bu taneler % 36 yuvarlak, % 31 dikdörtgen, % 23 yassı ve % 10 silindirik bir yüzeye morfolojisine sahip olduğu belirlenmiştir.

NT5 örneği ve 0,5 mm tane boyu sayım için seçildiğinde, bu taneler % 30 yuvarlak, % 21 dikdörtgen, % 28 yassı ve % 21 silindirik bir yüzeye sahip olduğu belirlenmiştir. Yine NT5 örneği fakat 0,125 mm tane boyu sayım için seçildiğinde, bu taneler % 49 yuvarlak, % 34 dikdörtgen, % 7 yassı ve % 10 silindirik bir yüzeye morfolojisine sahip olduğu belirlenmiştir.

Bu çalışma kapsamında lagüne dikdörtgen ve silindirik girdileri denizel ve yassı ve yuvarlak girdileri karasal girdi olarak kabul edilmiştir ve buna göre NT1 yaklaşık % 62 karasal ve % 38 denizel kesimden gelmiştir. NT2 alalarında karasal girdilerin % 51 ile ve denizel girdilerin % 49 ile baskın olduğu gözlenmektedir. Buna karşılık NT3 ananında ise karasal girdininim % 59'a yaklaştığı belirlenmiştir. NT4 ananında ise karasal girdininim % 60'a yaklaştığı ve denizel girdilerin ise % 40'ın üzerinde olduğu belirlenmiştir. NT5 ananında ise karasal girdininim % 48'a yaklaştığı ve denizel girdilerin ise % 52'ın üzerinde olduğu belirlenmiştir

CaCO₃ analizi

CaCO₃ analizi araziden alınan numunelerin CaCO₃ miktarını belirlemek işlemi yapılmıştır ve CaCO₃ belirleme gazometrik-volumetrik yöntemi kullanılarak Niğde Üniversitesi sedimentoloji laboratuvarında yapılmıştır (Çizelge 4.11, Şekil 4.10-4.14).

Buna göre NT1 örneği ve 0,5 mm tane boyu, CaCO₃ miktarları ölçüldüğünde % 20 karbonat ve geri kalan ise % 80 kırıntılı tane içerdiği dir. Yine NT1 örneği fakat 0,125 mm tane boyu, CaCO₃ miktarları ölçüldüğünde % 25 karbonat ve geri kalan ise % 75 kırıntılı tane içerdiği tespit edilmiştir.

Buna göre NT2 örneği ve 0,5 mm tane boyu, CaCO₃ miktarları ölçüldüğünde % 30 karbonat ve geri kalan ise % 70 kırıntılı tane içerdiği dir. Yine NT2 örneği fakat 0,125 mm tane boyu, CaCO₃ miktarları ölçüldüğünde % 34 karbonat ve geri kalan ise % 66 kırıntılı tane içerdiği tespit edilmiştir.

Buna göre NT3 örneği ve 0,5 mm tane boyu, CaCO₃ miktarları ölçüldüğünde % 3 karbonat ve geri kalan ise % 97 kırıntılı tane içerdiği dir. Yine NT3 örneği fakat 0,125

mm tane boyu, CaCO₃ miktarları ölçüldüğünde % 5 karbonat ve geri kalan ise % 95 kırıntılı tane içerdiği belirlenmiştir.

Buna göre NT4 örneği ve 0,5 mm tane boyu, CaCO₃ miktarları ölçüldüğünde % 45 karbonat ve geri kalan ise % 55 kırıntılı tane içerdiği dir. Yine NT4 örneği fakat 0,125 mm tane boyu, CaCO₃ miktarları ölçüldüğünde % 40 karbonat ve geri kalan ise % 60 kırıntılı tane içerdiği tespit edilmiştir.

Buna göre NT5 örneği ve 0,5 mm tane boyu, CaCO₃ miktarları ölçüldüğünde % 40 karbonat ve geri kalan ise % 60 kırıntılı tane içerdiği dir. Yine NT5 örneği fakat 0,125 mm tane boyu, CaCO₃ miktarları ölçüldüğünde % 55 karbonat ve geri kalan ise % 45 kırıntılı tane içerdiği belirlenmiştir.

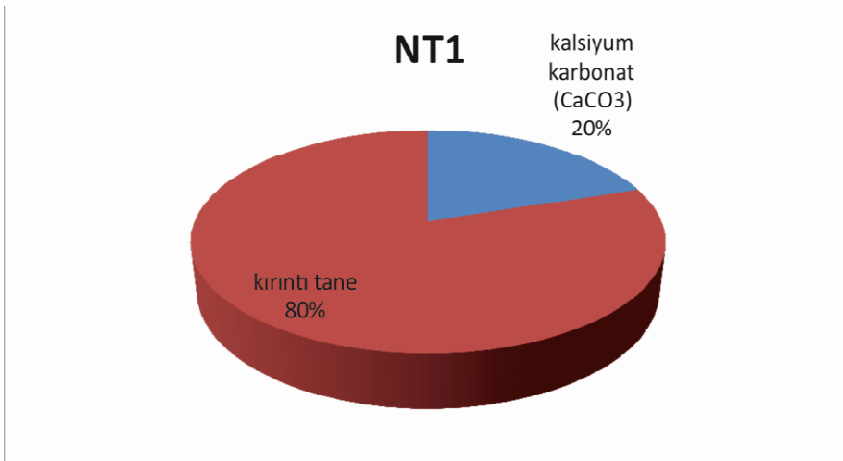
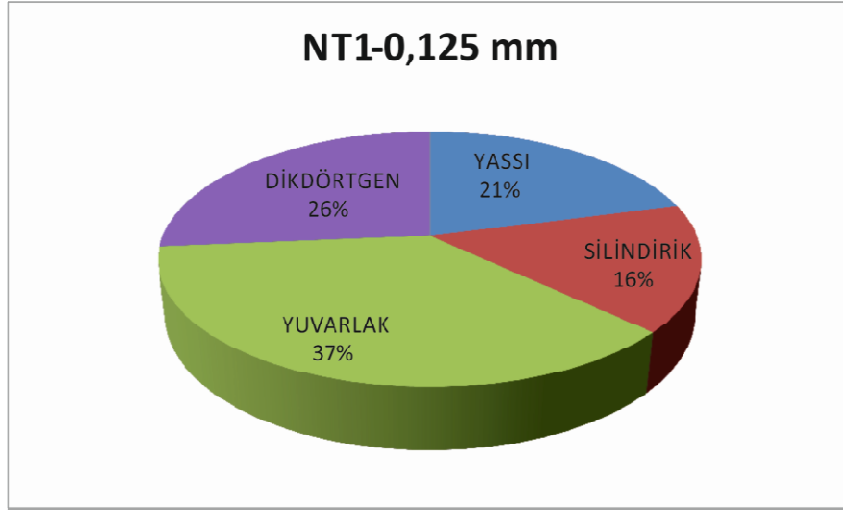
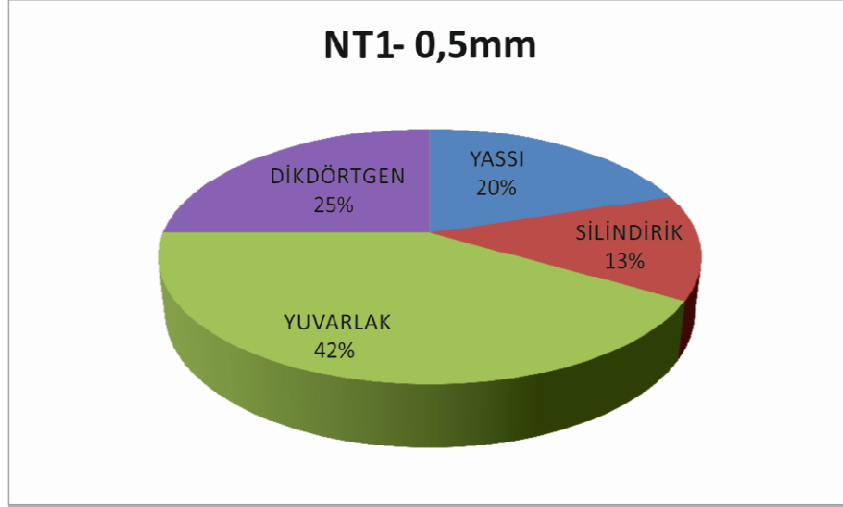
Bu çalışma kapsamında lagüne karbonat girdileri denizel ve kırıntı girdileri karasal girdi olarak kabul edilmiştir ve buna göre NT1 ve NT2 alalarında karasal girdilerin baskın olduğu gözlenmektedir. Buna karşılık NT3 ananında ise karasal girdininim % 100'e yaklaştığı belirlenmiştir. Yukarıdaki anaların tersine NT4 ve NT5 ananlarında denizel girdiler hâkim alanlar olarak tespit edilmiştir. Bu belirleme yukarıda bahsedildiği gibi NT4 ve NT5 numunelerinin iyi boylanma göstermesiyle de kanıtlamaktadır.

Çizelge 4.5. NT1, NT2, NT3, NT4 ve NT5 numunelerine ait genel tane yüzeyi şekilleri

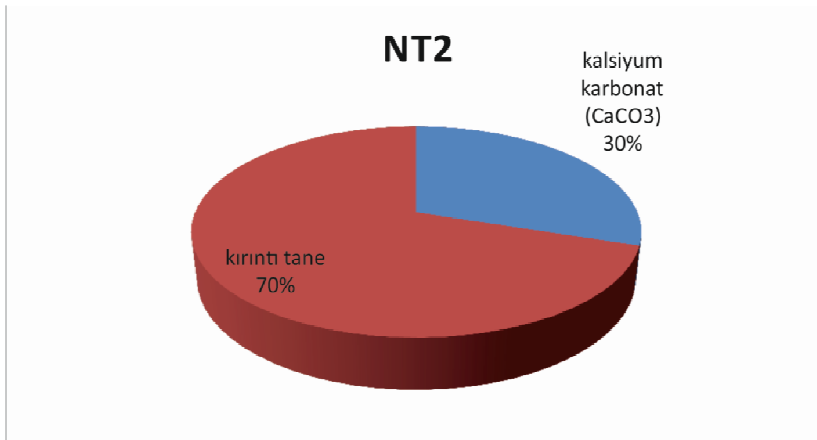
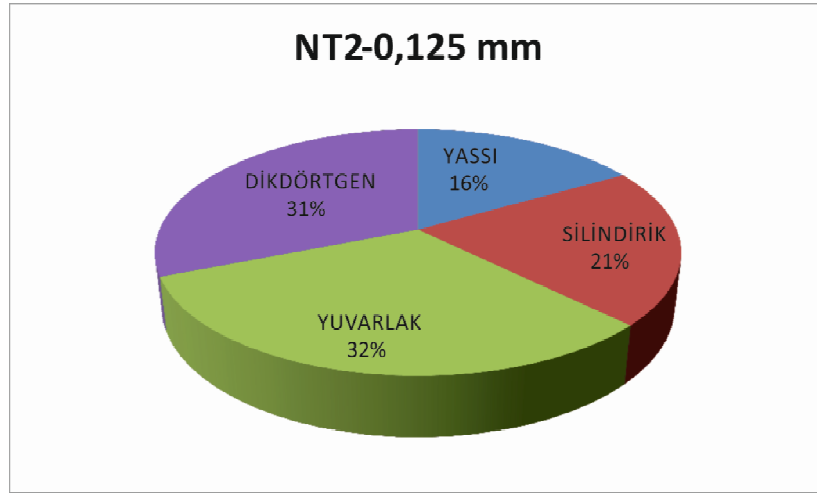
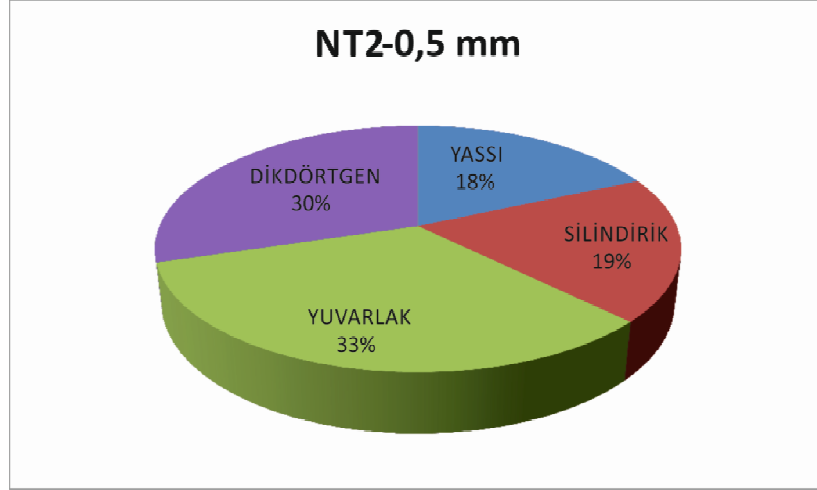
NT1 TANE ŞEKLİ ANALİZİ				300 TANE
	YASSI	SİLİNDİRİK	YUVARLAK	DİKDÖRTGEN
0.5mm	60	40	125	75
0.125mm	63	48	110	79
NT2 TANE ŞEKLİ ANALİZİ				300 TANE
	YASSI	SİLİNDİRİK	YUVARLAK	DİKDÖRTGEN
0.5mm	55	57	99	89
0.125mm	50	62	95	93
NT3 TANE ŞEKLİ ANALİZİ				300 TANE
	YASSI	SİLİNDİRİK	YUVARLAK	DİKDÖRTGEN
0.5mm	72	52	105	71
0.125mm	83	69	102	46
NT4 TANE ŞEKLİ ANALİZİ				300 TANE
	YASSI	SİLİNDİRİK	YUVARLAK	DİKDÖRTGEN
0.5mm	58	43	122	77
0.125mm	70	30	108	92
NT5 TANE ŞEKLİ ANALİZİ				300 TANE
	YASSI	SİLİNDİRİK	YUVARLAK	DİKDÖRTGEN
0.5mm	85	62	89	64
0.125mm	22	30	145	103

Çizelge 4.6. NT1, NT2, NT3, NT4 ve NT5 numunelerine ait CaCO₃ miktarları

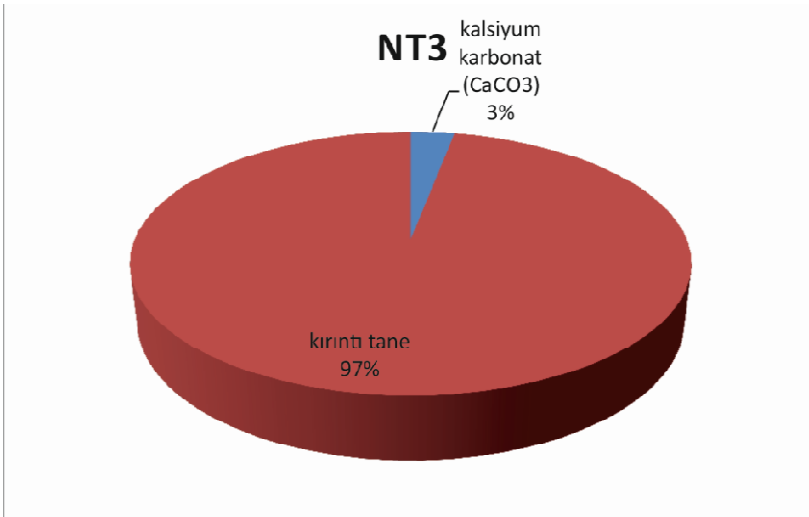
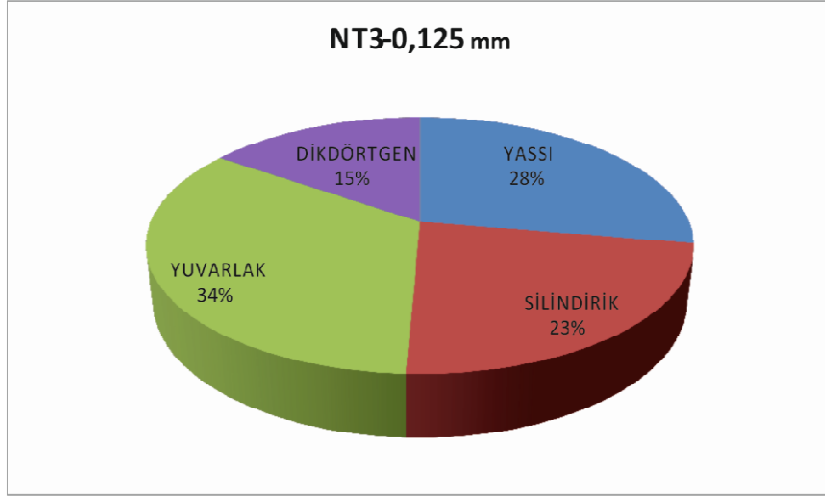
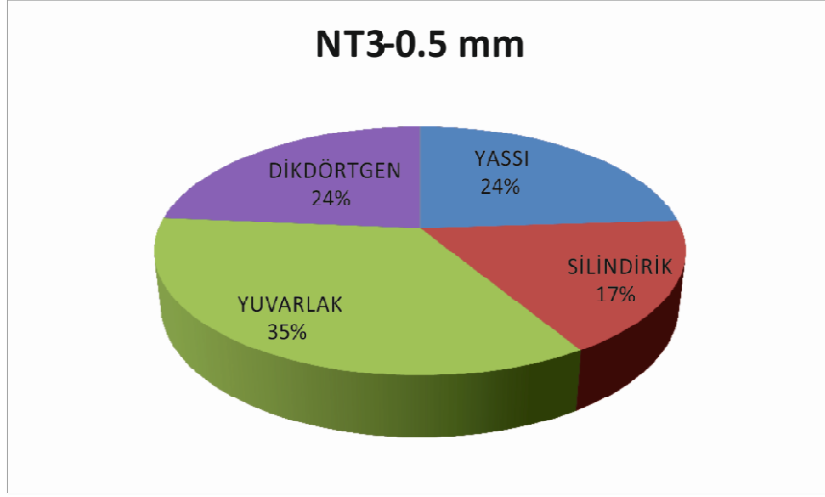
NUMUNELER	% karbonat miktarı	kırıntı tane	NUMUNELER	% karbonat(CaCO ₃)	kırıntı tane
NT1 0,5 mm	20	80	NT1 0,125 mm	25	75
NT2 0,5 mm	30	70	NT2 0,125 mm	34	66
NT3 0,5 mm	3	97	NT3 0,125 mm	5	95
NT4 0,5 mm	45	55	NT4 0,125 mm	40	60
NT5 0,5 mm	40	60	NT5 0,125 mm	55	45



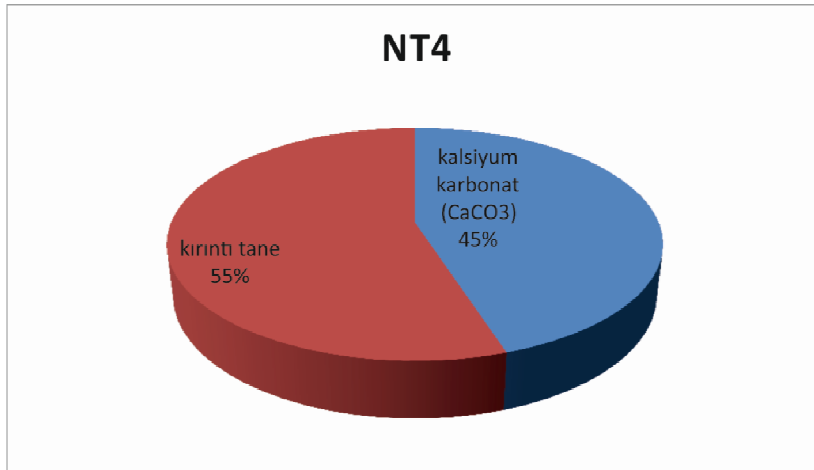
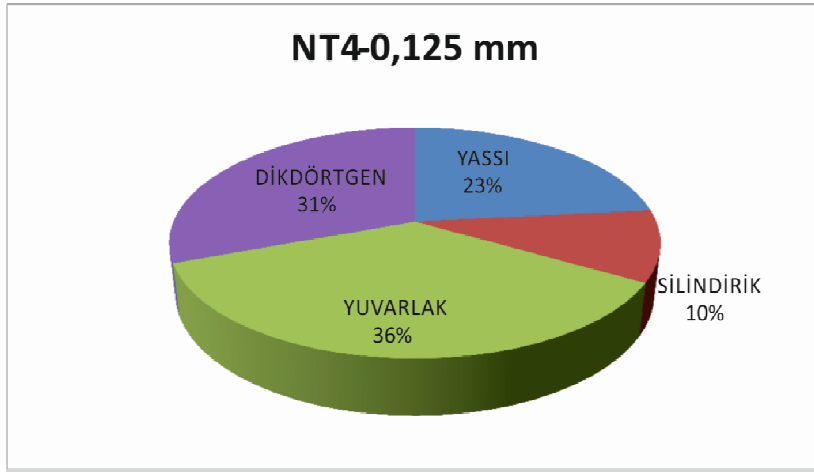
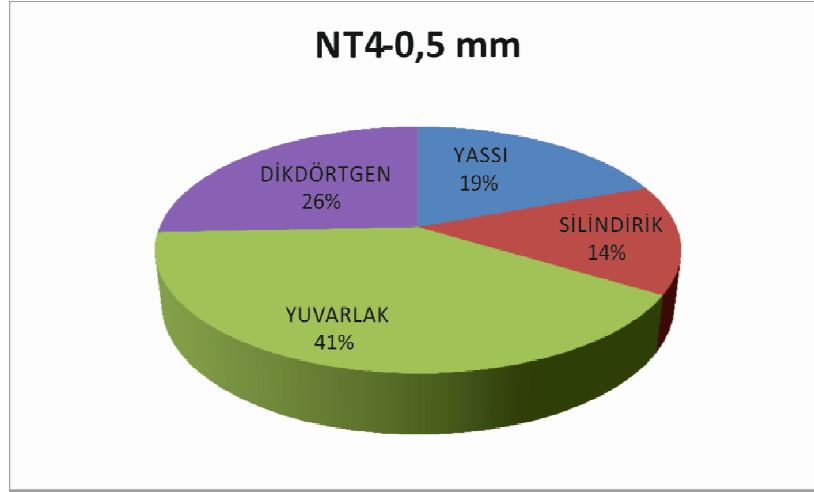
Şekil 4.10. Yüzde olarak NT1 numuneye ait tane yüzeyi dağılımı (0,5 ve 0,125 mm) ve CaCO₃ miktarları



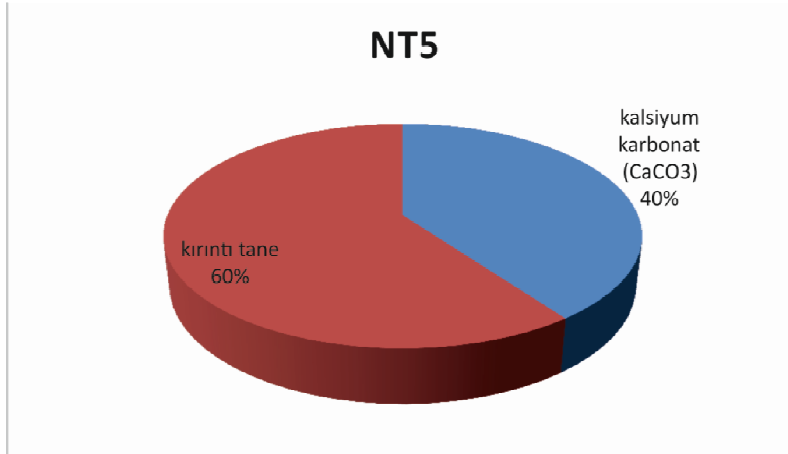
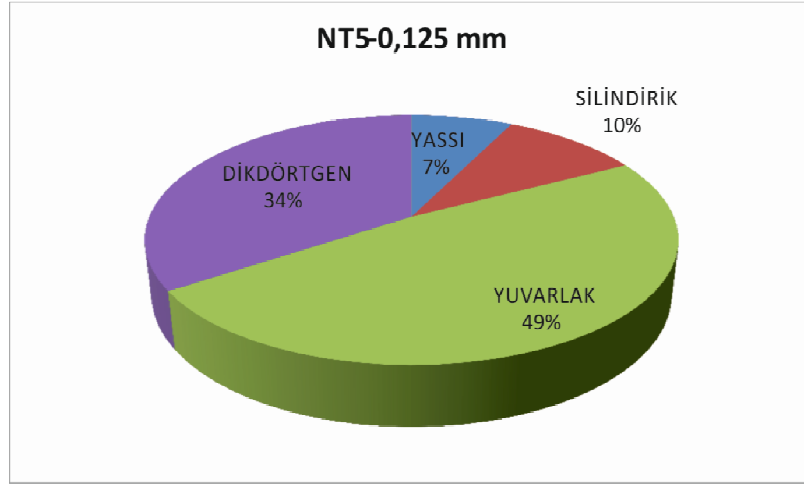
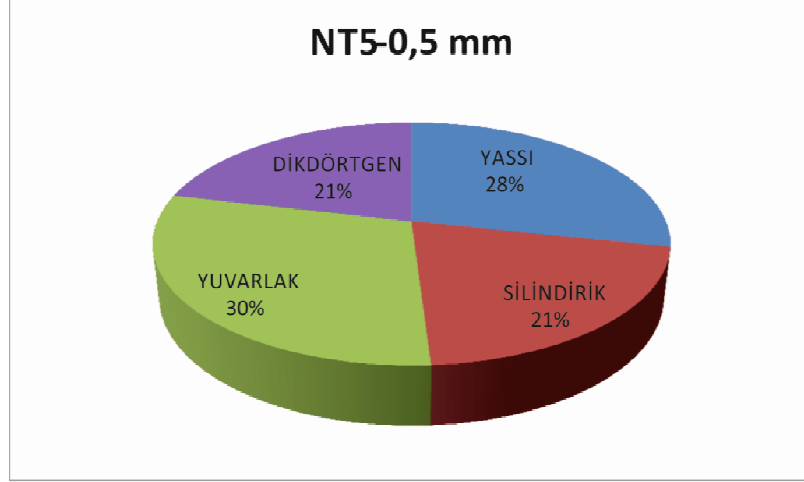
Şekil 4.11. Yüzde olarak NT2 numuneye ait tane yüzeyi dağılımı (0,5 ve 0,125 mm) ve CaCO₃ miktarları



Şekil 4.12. Yüzde olarak NT3 numuneye ait tane yüzeyi dağılımı (0,5 ve 0,125 mm) ve CaCO₃ miktarları



Şekil 4.13. Yüzde olarak NT4 numuneye ait tane yüzeyi dağılımı (0,5 ve 0,125 mm) ve CaCO₃ miktarları



Şekil 4.14. Yüzde olarak NT4 numuneye ait tane yüzeyi dağılımı (0,5 ve 0,125 mm) ve CaCO₃ miktarları

4.3 Sedimanlarının Ağırmineral Analiz Yöntemine Göre İncelenmesi

Ağır mineraller, yoğunluğu 2.89 gr/cm³'den büyük olan mineraller olup, sedimentasyon havzalarının mineral kaynağı, iklim, tektonik ve diyajenez etkinlikleri esas alınarak paleocoğrafya gelişiminin açıklanması yanında, örtülü maden yataklarının aranıp bulunmasına ışık tutabilmektedir (Hutton, 1950; Fuchtbauer und Müller, 1977; Hennigsen, 1981; Boeningk, 1983).

Ülkemizin jeolojik yapısının çok karmaşık olması ve yaklaşık 1/3'den fazlasının genç volkanik serilerle örtülü olması, ekonomik maden yataklarının aranıp bulunmasını zorlaştırmaktadır. Bu nedenle, söz konusu bu yatakların bulunmasında rehberlik edebilecek olan ağır mineraller, yoğunlukları nedeniyle ana kaynaktan çok uzaklara taşınamayan ve kolay altere olmayan dayanıklı minerallerdir.

Bu yönteme örnek teşkil edecek uygulama, Şile (İstanbul) sahilinden derlenen altın içerikli kum örneklerinin incelenmesi Çopuroğlu (1995) tarafından gerçekleştirilmiştir.

4.3.1 Numune alımı

Ağır mineraller, tipik kum bileşenleri olup, her çeşit klastik sedimanlar içerisinde bulunmaktadır. Numune alımları sedimanların birikme alanlarından, alınacak kum örneklerinin koordinatlar belirlenerek, kuyu şeklinde derine doğru kazınarak gerçekleştirilmiştir. Serbest numune alımında, numune miktarı, ağır mineral, tane preparatı, parlak kesit (polyestere gömülü cevherler) ile şahit numune için yeterli olacak miktarlarda, yaklaşık 2 şer kg alınmıştır (Çizelge 4.1).

4.3.2 Laboratuarda numunelerin hazırlanması

Araziden alınan numuneler önce 50-60°C'li etüvde kurutulduktan sonra, iri taneler kırma makinasında 5 mm.' den küçük tane boyutlarında olacak şekilde kırıldı. Taneler arasında bulunan demir oksit gibi kirlenmeler ultraşal banyosu ile uzaklaştırılarak, çok kirli numuneler 10-20 dakika % 25'lik HCl ile kaynatıldı (apatit ortamdan uzaklaştı). Genel olarak pirit ve markazit analiz sonucunu etkilemediği için HNO₃ veya H₂O₂ ile

çökertilir. Bu işlem sonucunda sulfatlar konsantre HCl ve NH₄SO₄ ile çözülürler (Mehra ve Jackson, 1960; Henningsen, 1981).

Kırılmış temizlenmiş numuneler önce kurutulur, gerekli çapta eleklerden geçirilir ve Çizelge 4.6'e göre numune hazırlama işlemine başlanır. Ağır mineral analizi için 1-20 gr. Numune yeterlidir. Standart fraksiyon olarak da, tane boyları 0,4-0,5 mm. arasında olmalıdır. Söz konusu tanelerin üst sınırı elek, alt sınırı ise, suda çökertilmek suretiyle belirlenmiştir.

4.3.2.1 Ağırmineralleri ayırma işlemi

Ağır ve hafif minerallerin ayrılması, yoğunlukları bilinen ağır sıvılar içerisine dökülmek suretiyle gerçekleştirilmiştir. Hafif olanlar ağır sıvının yüzeyinde kalır, ağır mineraller ise, dibeye çökerler. Bromoform 2.84 gr/cm³ yoğunluğu ile standart sıvı olarak kullanılmaktadır. İki musluklu huninin içerisine yaklaşık olarak 200 ml bromoform konur. Daha sonra 5-20 gr numune bu sıvı içerisine dökülür. Bir çubukla hafif hafif karıştırdıktan sonra 30 dakika dinlendirilir üst musluk açılır, alt musluk kapatılır. Dibe toplanan ağır mineraller, birinci musluğun kapatılması ve ikinci musluğun açılmasıyla alttaki filtre kağıdına alınır. Metanol ve asetonla yıkanan mineraller kurutulduktan sonra incelemeye alınmıştır. Ayrıca, bate işlemi, santrifüj, el manyetik seperatörü ve elektromanyetik cihazlarla ayırma işlemleri yapılmıştır (Çizelge.4.6).

Çizelge 4.6. Numunelerin laboratuarda hazırlanması aşamaları.

Num No.	Numunelerin Alındığı yerin Koordinatları	Orijinal Numunenin Toplam Ağırlığı (gr)														
		Cevher Mikroskop İncelemeleri İçin (Opak Mineraller, gr)														
		Mineralojik İnceleme İçin Orijinal Numune (gr)														
		>500 Eleme İşlemi (μ)														
		<500 Eleme İşlemi (μ)														
		Na-Dithionitle Yıkamadan Önce (gr)														
		Na-Dithionitle Yıkandıktan Sonra (500-63 μ)														
		El Manyetik Seperatörle Ayırma İşlemi (gr)														
		-10 +10 mm.														
		Tetrabromethan İle Ayırma İşlemi														
		Ağırmineral Miktarı >2.96														
		10.5 mm. + 5 mm.														
		500-250μ														
		250-63 μ														
		125-63μ														
NT.1	45°23'35.2''K 26°42'192'' D	638	315	323	1.5	320	82	75	8.5	65.8	7.5	8.2	0.82	0.45	5	6.97
NT.2	45°23'33.4''K 26°42'052'' D	650	319	331	2.5	320	75	80	9	68.5	7.8	7.5	0.75	0.50	5.8	0.45
NT.3	45°23'12.9''K 26°42'87.7''D	642	328	314	1.6	316	78	77	9.5	70.5	8.2	7.9	0.65	0.55	5.5	0.50
NT.4	45°23'22.5'' K 26°42'65.5''D	638	325	313	1.6	315	80	78	8.2	69.5	7.9	8.8	0.77	0.58	6.0	0.48
NT.5	45°23'078''K 26°42'36.3''D	650	320	330	2.5	312	84	80	8.8	0.2	7.8	8.5	0.69	0.50	6.2	0.55

4.3.2.2 Mikroskop incelemesi için tane preparatları, incekesit ve parlakkesitlerin hazırlanması

Hazırlanan ağırmineraller (Çizelge 4.4), lam üzerine konan, ışık kırılma indisi Kanada balsamdan büyük olan, örneğin aroklar ($n=1.66$) sıvı içerisine sıkça yerleştirilir ve bunun üzerine ince lamelle kapatılarak tane preparatları; aynı ağırminerallerin içerisindeki opak minerallerinin incelenmesi için de parlak kesitler hazırlanmıştır (Çopuroğlu, 2000). Parlak kesitler, polyester içerisine gömmek suretiyle hazırlanır ve

bir yüzeyi SiC, Al₂O₃ ve MgO tozları ile önce aşındırılır, sonra çeşitli kademelerdeki parlatma tozları ile parlatıldıktan sonra cevher mikroskop altında incelenmek üzere hazır hale getirilir.

4.3.3 Mineralojik incelemeler

Mineralojik incelemeler için üç ayrı kesit hazırlandı. Bunlardan ilki, çalışma arazisinden derlenen tüm kum örneklerinin karışımından oluşan incekesit, ikincisi, bate ve ayırma işlemlerinden sonra elde edilen ağırminerallerden oluşan tanepreparatı (Çizelge 4.4) ve opak mineralleri incelemek üzere polyester içerisine gömülüp bir yüzü parlatılarak hazırlanan parlak kesitler.

Ağırmineraller (Transparent):

Amfiboller (hornblende, tremolit-aktinolit): Çift zincir silikat grubu bu mineraller ağırmineraller arasında önemli bir yere sahiptir. Sıkça gözlenen amfiboller yeşil ve kahverengi renk tonlarında ve prizmatik yapılarda olup, pleokroizması belirgin özelliği ile kolayca tanınmaktadır. Eğik sönme, Işık ve çift kırılmaları oldukça yüksektir (Foto.7-8).

Anatas (TiO₂): Eser miktarlarda bazı kesitlerde birkaç yuvarlak taneler şeklinde ve sarımsı kahverenginde gözlenmektedir. Alterasyona karşı oldukça dayanıklı olan anatas genellikle hidrotermal ortamlarda titan içeren minerallerin sedimantasyonu ile zenginleşir.

Andalusit (AlSiO₅): Oldukça ender bulunan andalusit, açık bembé pleokroizması, oldukça düşük ışık ve çiftkırılma özelliklerine sahiptir. Kaynak kayacı bölgesel ve metamorfik ortamlarda oluşmuş kayalardır.

Apatit (Ca₅ (PO₄)₃): Çok sık olarak gözlenen apatitler, prizmatik, yer yer oval görümlü, çok düşük ışık ve çiftkırılma göstermektedir. Alterasyona karşı çok hasasdır. Numune hazırlama esnasında HCl ile yıkama esnasında erirler.

Klorit: Kesitlerde sıkça rastlanmaktadır. Mavimsi yeşil rengi ve levhamsı yapıya sahiptir. Mika cinsi levhacıklar, koyu yeşil renk tonlarındadır. Ağırmineral olarak değerlendirilmez.

Disten (AlSiO₅): Az miktarda olup, prizmatik yapılarda, birbirine dik dilinimlenme ve karakteristik eğik sönme özelliği göstermektedir. Mavimsi renk tonlarında olup, bölgesel metamorfizmanın tipik mineralidir (yüksek basınç, düşük sıcaklık).

Epidot: Sarımsı, fıstıkyeşili, kısmen prizmatik, çoğunlukla yuvarlak taneli, oldukça yüksek çift kırılmalı, kontak metamorfizma ve yeşil şist fasiyesinin karakteristik mineralidir.

Granat (almandin) Fe₃Al₂ (SiO₄)₃: Yoğun olarak gözlenmekte, düzensiz yuvarlak yapılarda, kırmızımtırak renk tonlarında, yüksek ışık kırılmalı, izotrop bir mineral olup, kolay altere olur, ancak mekanik olarak çok dayanıklıdır. Kaynak olarak kristalize şistlerin mezo ve katazonlarda bulunur. Granatın ağırmineraller içerisinde sıkça gözlenen diğer türleri ise;

Pirop-almandin-spessartin (Mg-Al-, Fe-Al ve Mn-Al-Granat).

Grossular-andradit-uvarovit (Ca-Al-, Ca-Fe- ve Ca-Cr-Granat).

Glokofan:, (alkali hornblende) nadiren rastlanmakta, mavimsi-mor rengi ve pleokroizması ile tanınır, mavi şist fasiyesinin tipik mineralidir.

Olivin: Nadiren rastlanmakta, zayıf yeşilimsi renk tonlarında, yüksek ışık ve çift kırılmalı, yuvarlak yapılarda dilinimsiz özellikleri ile kolayca tanınmaktadır. Bazik ve ultrabazik kayalarda kayaç yapıcı bir mineraldir.

Ortit: Koyu kahverenginde, ender olarak izlenmekte, yuvarlak taneli yapıda, yüksek pleokroizmalı, optik eksenler arası açı yüksek.

Piroksenler: Yer yer fazlaca miktarlarda gözlenen klino (diyopsit) ve orto piroksenler (hipersten), doğru ve eğik sönme özellikleri ile kolayca tanınmaktadır. Yeşilin tonlarında renkler, yuvarlak, bazen prizmatik yapıdadır. Birbirine dike yakın

dilinimleri belirgin olup, bazik ve ultrabazik kayalardan kaynaklanmaktadır. Metamorfik kayalarda da yaygın olarak bulunmaktadır (Foto. 7, 8).

Rutil (TiO_2): Oldukça az rastlanan önemli ağırminerallerden olup, Fe içeriğine göre sarımsı ve kırmızımsı kahvereklerinde, prizmatik, bazen yuvarlak taneli yapılarda, yüksek ışık ve çiftkırılma, zayıf pleokroizma özelliklerine sahiptir. Alterasyona karşı dayanıklıdır. Kaynak metamorfik kayalardır.

Sillimanit ($AlSiO_5$): Eser miktarlarda, bazen yuvarlak, saçaklı, ışınal taneler şeklinde, düzensiz mavimsi renk tonları, orta derecede ışık ve çiftkırılma özellikleri göstermektedir. Yüksek sıcaklık ve yüksek basınç altında oluşmaktadır (gnays, granülit ve mika şistler).

Turmalin ($Na(Al,Mg,Fe,Mn,Li)_3(OH)_4(BO_3)_3(Si_6O_{18})$): oldukça iyi yuvarlaklaşmış taneler, zeytini yeşil kahverengimsi ve mavimsi renklere sahip, yüksek pleokroizma, yeşil turmalin granitlerden, mavi renkli olanlar pegmatitlerden kaynaklanmaktadır. Turmalin katı karışım kristalleri oluşturmaktadır Bunlar; Şörl (Fe'ce zengin), dravit (Mg'ca zengin) ve elbait (Li-Al'ca zengin, Boenigk, 1983).

Zirkon ($ZrSiO_4$): Çok sık gözlenmekte, yuvarlak nadiren prizmatik, bazen zonlu yapısı ile ağır mineraller içerisinde büyük bir öneme sahiptir. Kahverengimsi renk tonlarında, yüksek ışık ve çiftkırılma özelliğinde olup, optik tek eksenli pozitifdir. Varlığı paleocoğrafyanın açıklanmasında, stratigrafi çalışmalarında önemle kullanılmaktadır. Zirkon asitik yüzey kayaları, gnayslar ve kuvars porfirlerden kaynaklanmaktadır.

Opak Ağırmineraller:

Ağırmineral analiz yöntemiyle elde edilen numunelerden polyester kalıplar içerisinde serpiştirilerek dondurulan ve bir yüzleri parlatılarak hazırlanan parlak kesitler ve bunların incelenmeleri özel yöntemler uygulanan cevher mikroskopları ile yapılmaktadır (Ramdohr, 1975; Çopuroğlu, 2000). Cevher mikroskop altında incelenme sonucu aşağıdaki cevher mineralleri belirlenmiştir (Foto 9): Manyetit, hematit, martitleşmiş manyetit, ilmenomanyetit, limonitleşmiş pirit, ve eser miktarda nabit altın

belirlenmiştir. Bunların yanında belirlenen anatas, hematit, rutil, spinel, turmalin ve zirkon genellikle opak görümlü ışığı geçiren ağırminerallerdir.

Buna göre; belirlenen ağırminerallerin % dağılımları; % 40-50 opak mineraller, % 5-10 granat, % 7-10 zirkon, % 5-10 diyopsit-hedenberjit, % 2-6 aktinolit-tremolit, % 2-6 epidot, % 1-5 rutil, % 1-5 eser mineraller ve % 5-10 hafif minerallerden oluşmaktadır. Bu mineraller az yuvarlak yapılarda olmaları, muhtemelen çok uzaklardan taşınmadıklarına, çevre kayalardan kaynaklandığına işaret etmektedir.

Tüm kum ağregalarının incelemelerinde örneğin feldspat miktarı ve türü (albit, ortoklas) ile kuvarz (normal kuvars kristali, tridimit, kristobalit) tipleri kaynak kayaların belirlenmesinde bize önemli ipuçarı vermektedir (Çizelge 4.7, Foto 4.7-8 ve 9).

- Asidik ve nötr karakterli mağmatik kayalardan: Albit, ortoklas, zirkon, monazit, kuvars vs.
- Ultrabazik mağmatik kayalardan: kromit ve mafik mineraller,
- Metamorfik kayalardan: aktinolit-tremolit, granat, epidot, diyopsit, disten staurolit vs
- Bazik ve nötr karakterli volkanitlerden de ilmenomanyetit ve ojit kaynaklanmış olabilir.

Çizelge. 4.7. Ağırminerallerin duyarlılığını gösteren üstten alta doğru sıralanmış alterasyon profili (Fuchtbauer und Müller, 1977).

Kaynak / Duyarlılık	Gnays, dolerit, amfibol	Kristalize şistler	Granit	Yaşlı sedimanlar
Yüksek		zirkon sillimanit monazit, disten	zirkon turmalin	zirkon, rutil, turmalin, andalusit, disten, staurolit, titanit
Orta	granat, kalsiyum	kalsiyum- amfiboller staurolit, granat	granat	granat epidot
Çok düşük	klinopiroksenler olivin	ortopiroksenler	apatit	klinopiroksenler, ortopiroksenler, Calcium- Apmhibol Apatit

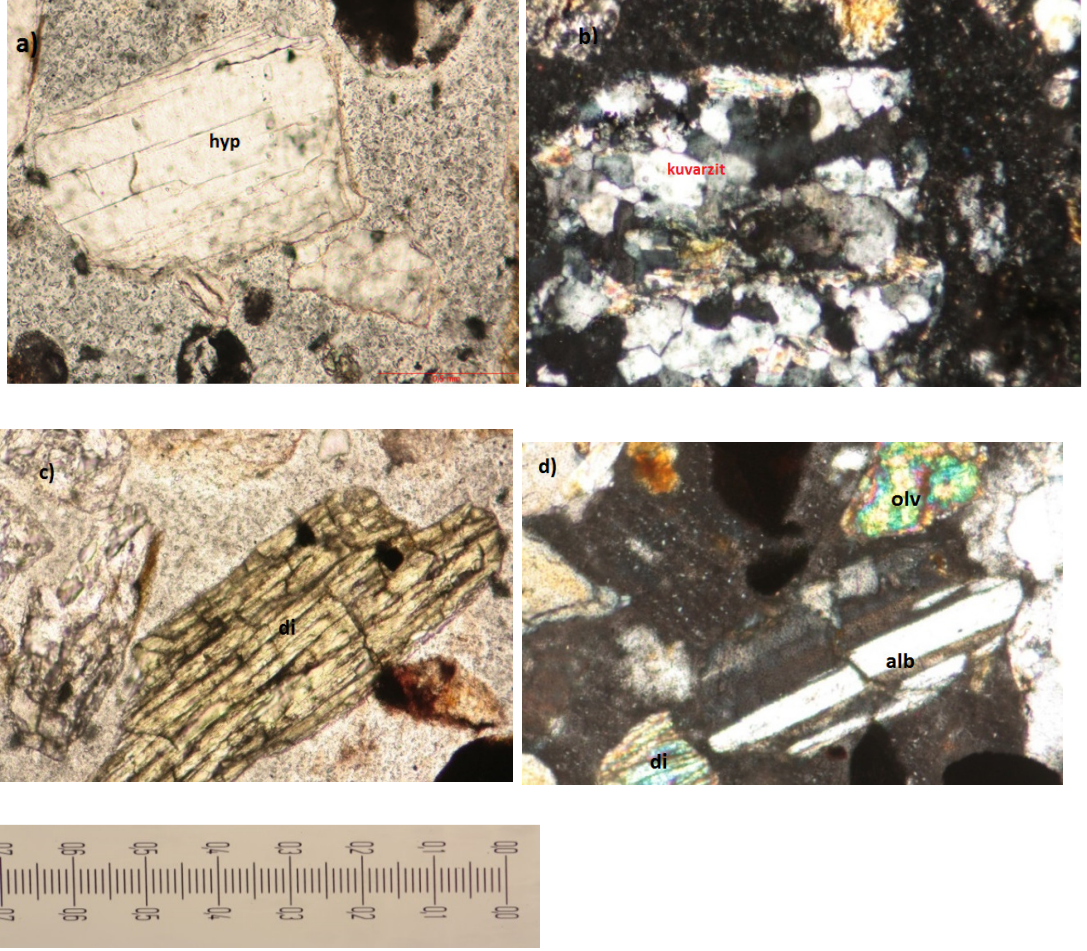


Foto 4.7. Tanepreparatı (NT-2), hipersten (a,hyp), kuvarsit kayaç parçası (b), diyopsit (c, di) ve albit (d, alb). olivin (olv), a ve c // N, b ve d +N, resim boyutu 0.7 mm, ölçek: incekesit mikrometresi

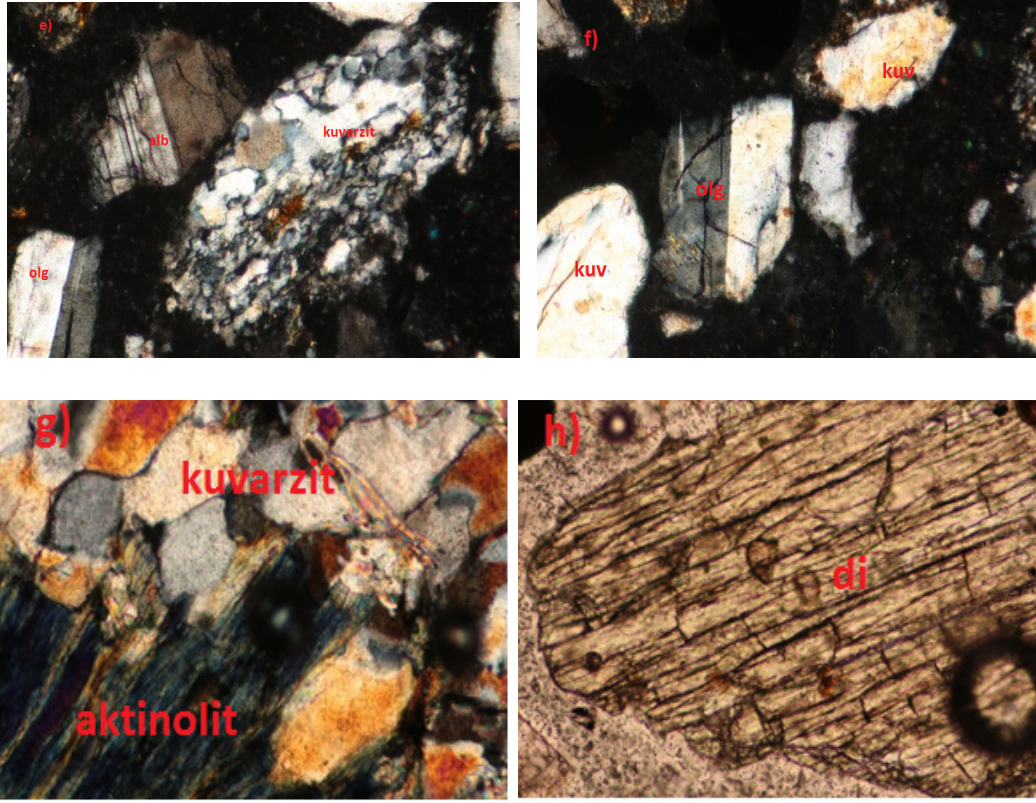


Foto 4.8. Tanepreparatı (NT-4), kuvarsit kayaç parçası (e ve f), albit (alb), oligoklas (olg), kuvars (kuv), aktinolit (g), diyopsit (h,di), a, b ve c +N, h //N, resim boyutu 0.7 mm, ölçek: incekesit mikrometresi

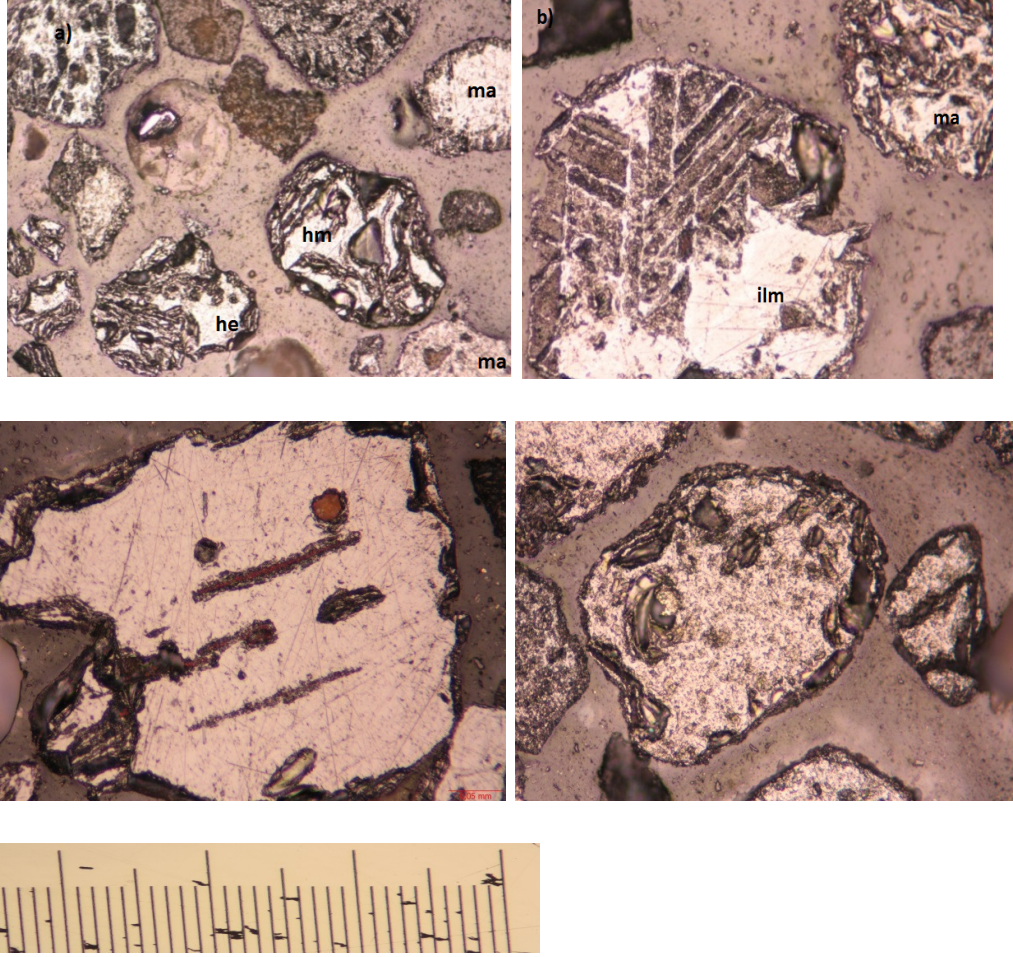


Foto 4.9. Parlakkesit incelemeleri, // N, ma: manyetit, he: hematit, ilm: ilmenomanyeti, mrt.: martitleşen manyetit, resim boyutu 0.35 mm, ölçek: parlakkesit mikrometresi

BÖLÜM V

SONUÇLAR

Çalışma alanı, Biga Yarımadası'nın kuzeybatı kısmında Çanakkale ilinin Lapseki ilçesine bağlı Çardak beldesi sınırları içerisinde, 1:25.000 ölçekli Çanakkale H17-a2, H17-b1 paftalarında yer almaktadır, Çardak kıyı okunu ve lagününü içine alan bu bölge yaklaşık 4 km uzunluğunda 15-45 m genişliğinde bir alanı kapsar.

Bu yüksek lisans çalışmasında, Çanakkale Boğazı'nın morfolotektonik gelişimi, Lapseki-Çardak Lagünü'nün (Çanakkale) mineralojik ve sedimantolojik özelliklerinin belirlenmiştir.

Boğazın gelişimi ile bölgede etkin olan başlıca yapısal faktörler (faylar ve çizgisellikler) arasındaki ilişki ile Kuvaterner deniz seviyesi değişimlerinin boğaz kıyılarında bıraktığı izler (denizel taraça sistemleri, eski kıyı izleri ve diğer morfolotektonik elamanlar) detaylı olarak çalışılmıştır. Boğazın morfolotektonik gelişimini belirleyebilmek için;

- Çalışma alanının jeoloji haritaları revize edilmiş,
- Çalışma alanındaki birimlerin yapısal nitelikleri gözden geçirilerek çok sayıda yapı ölçülmüş,
- Boğazın oluşumuna ışık tutabilecek olan denizel taraçalar belirlenmiş ve uygun olan taraçalardan OSL yöntemi ile yaşlandırma yapılmış,
- Denizel taraçalardaki fosiller tanımlanmış ve Çanakkale Boğazının oluşumu hakkında yaklaşımda bulunulmuştur. Kıyı okunun bugünkü litolojik fasiyesi tanımlanıp, oluşumundan bu güne geçirdiği litolojik fasiyesler ve aşama aşama lagünün oluşumu yorumlanmıştır. Yapılan hendek çalışmasında birimlerin litolojik tanımlamaları alttan üste doğru kıyı okunun ve kıyı okunun gerisinde oluşan lagünlerin geçirdiği evrimler hakkında bilgi vermektedir. Çardak kıyı oku muhtemel bir beslenme kaynağı yoktur. Ancak, Çardak ilçesinin kuzey doğusunda bulunan Bayramdere'nin taşıdığı sedimanların, dalgaların ve boğaz akıntılarının etkisiyle taşınarak ve kıyı boyunca birikmesiyle oluştuğu düşünülmektedir.

Çalışma alanında egemen olarak üç adet litoloji gözlenmektedir. Yüksek enerjinin hakim olduğu kıyı kesimlerde, plaj sedimanları; kaba taneli, iyi boylanmış, yuvarlak-yassı çakıllardan oluşur. Çakıllar dalga ve akıntı etkisiyle yer değiştirmeleri sonucu boylanmaları iyi gelişmiş ve yassılaştırmışlardır. Çakılların büyük bir kısmını kuvars ve feldspat çakılları ve metamorfik tanelerden meydana gelir. Bu taneler dalgaların etkisiyle şekillenir. Kıyı okunun lagün tarafının enerjisi daha düşüktür ve bu kesimde ince kum ve çamur çökelmiştir. Kıyı okunun orta kesimi ve okun uç kesimi kumdan oluşur.

Boğazın gelişimi ile bölgede etkin olan başlıca yapısal faktörler (faylar ve çizgisellikler) arasındaki ilişki ile Kuvaterner deniz seviyesi değişimlerinin boğaz kıyılarında bıraktığı izler (denizel taraça sistemleri, eski kıyı izleri ve diğer morfotektonik elamanlar) detaylı olarak çalışılmıştır.

Arazide alınan örnekler örnekler laboratuarda standart Amerikan Taylor (ASTM) elek seti kullanılarak tane boylarına ayrılmıştır. Rech vibrasyonlu elek makinesinde tam elek setine yakın (2mm, 710µm, 425µm, 300µm, 125µm, 63µm) mesh elekler kullanılmıştır.

Mineralojik ve sedimantolojik incelemeler, “Ağırmineral Analiz Yöntemlerine” göre ince, parlak kesitleri ve tanepreperları incelenmiştir. Buna göre;

Önemli minerallerin % dağılımları; % 40-50 opak mineraller, % 15-20 granat, % 7-15 zirkon, % 5-10 diyopsit, % 2-6 epidot, % 1-5 rutil, % 1-5 eser mineraller ve % 1-3 hafif minerallerden oluşmaktadır. Polyester içerisine gömülerek hazırlanan parlak kesitlerin cevher mikroskop ile incelenmeleri sonucu; manyetit, hematit, ilmenit, kromit, , pirit, ve eser miktarda nabit altın belirlenmiştir. Bu mineraller az yuvarlak yapılarda olmaları, muhtemelen çok uzaklardan taşınmadığına, çevre kayalardan kaynaklandığına işaret etmektedir. Belirlenen bu mineral içeriğine göre kaynak kayalık hakkında da tahminde bulunmak mümkün görülmektedir. Tüm kum agregalarını incelemelerinde feldspat miktarı ve türü (albit, ortoklas) ile kuvarz (normal kuvars kristali, tridimit, kristobalit) tipleri kaynak kayalıkların belirlenmesinde bize önemli ipuçları vermektedir.

- Asidik ve nötr karakterli mağmatik kayaçlardan: Albit, ortoklas, zirkon, monazit, kuvars vs.
- Ultrabazik mağmatik kayaçlardan: kromit ve mafik mineraller,
- Metamorfik kayaçlardan: aktinolit-tremolit, granat, epidot, diyopsit, disten saturolit vs
- Bazik ve nötr karakterli volkanitlerden de ilmenomanyetit ve ojit kaynaklanmış olabilir.

KAYNAKLAR

Atabey E., Ilgar A. ve Sakitaş A., “Çanakkale Havzasının Orta-Üst Miyosen Stratigrafisi, KB Türkiye”, *MTA Dergisi* **128**, 79-97, 2004.

Atalay, İ., “Türkiye Jeomorfolojisine Giriş”, *Ege Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi Yayınları*, No:9. İzmir, 1987.

Atabey E., “Tarihsel ve Jeolojik Bir Miras: Çardak Kum Seti ve Lagünü”, *Cumhuriyet Gazetesi, Bilim Teknik Dergisi*, **28/16**, 1998.

Barrett T.J., “Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines”, *Sedimentology* **29**, 353-373, Italy 1982.

Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., “Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri” *MTA Dergisi* **88**, 73–94 (in Turkish with English abstract), 1975.

Boeningk W., “Schwermineralanalyse”, *Ferdinand Enke Verl.*, 158 s., Stuttgart, 1983.

Bozcu M., “Sedimantoloji ve Sedimanter Kayaçlar Petrografisi Ders Notları”, *Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü*, 2003.

Çopuroğlu, İ., “Ağırmineral Analiz Yöntemleri”. *Niğde Üniv., Müh.-Mim. Fak. Eğitim Serisi*, 150 s., Niğde, 1994.

Çopuroğlu, İ., “Şile (İstanbul) Sahilindeki Altın İçerikli Plaserlerin Ağırmineral Analiz Yöntemlerine Göre İncelenmesi”. *Ç. Üniv., Geosound No 26*, s. 57-65, Adana, 1995.

Çopuroğlu, İ., “Cevher Mikroskopisi”. *Niğde Üniv., Müh.-Mim. Fak. Eğitim Serisi 1*, 123 s., Niğde, 2000.

DM., “T.C. Başbakanlık Denizcilik Müsteşarlığı Yayınları, İstanbul” **28-30 Eylül**, 2000.

Elmas A. and Meriç, E., “The seaway connection between the Sea of Marmara and Mediterranean: Tectonic Development of The Dardanelles”. *Int Geol Rev* 40(2), 144–163, 1998.

Eriş, K. K., Çağatay N., “Marmara Denizi’nde Son Buzul Döneminden Günümüze Deniz Seviyesi Değişimleri”. *İTÜ Dergisi*, 7, 13-23, Aralık, 2008.

Erol, O., “Çanakkale Boğazı’nın jeomorfolojisi hakkında ön not”. *Ankara Üniv. DTCF Dergisi*, No.2, s 2, 1968.

Erol, O., “Çanakkale Boğazı çevresinin jeomorfolojisi hakkında ön not”. *Coğrafya Araştırmaları Dergisi* 2, s. 53–71, 1969.

Erol, O., “Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları”. *Türkiye Coğrafya Araştırma Dergisi* 27-91, s.5-6, 1973.

Erol, O. ve Nuttal, C. P., “Çanakkale yöresinin bazı denizel depoları”, *Coğrafya Araştırmaları Dergisi* 5–6, 27–91. 1975.

Erol, O., “Türkiye kıyılarındaki terk edilmiş tarihi limanlar ve bir çevre sorunu olarak kıyı çizgisi değişimlerinin önemi”. *İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni* 8, 1–44, 1991.

Erol, O., “Türkiye’de deniz düzeyi yükselmesinin geçmişte ve gelecekteki etkileri bu yönden alınması gereken önlemler”, *İTÜ, Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni* 9, 21–43, 1992.

Erkmen C., “Çanakkale Boğazı Çardak Kıyı Kum Dili’ nin Sedimentolojisi”, *Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü*, 1997.

Eryılmaz, L, “Study on the Bony Fishes Caught in the South of the Sea of Marmara by Bottom Trawling and their Morphologies”, *Tr. J. of Zoology*. 25, 323–342, 2001.

Eryılmaz, L., “Black Sea-Mediterranean Corridor During The Last30 Ky: Sea Level Change and Human Adaptation, *First Plenary Meeting and Field Trip of Project Igcp-521*, 2005-2009, Kadir Has Üniversitesi.

Füchtbauer, H., and Müller G., “Sedimente und Sedimentgesteine”, *E. Schweizerbart’sche Verlag, Stuttgart*, 784 p. 1977,

Güney, E., “Jeoloji Jeomorfoloji Terimleri Sözlüğü”. *Dicle Üniv.* Diyarbakır. 1994.

Hennigsen, D., “Schvermineraluntersuchungen in Lockersedimenten und Sedimentgesteinen”. *18 s., Hannover.* 1981,

Arpat, E. ve Şaroğlu, F., “Türkiye’deki bazı önemli tektonik olaylar”, *TJK Bülteni 18*, 29-41, 1975.

Hutton, C.O., “Studies of heavy detrial minerals”. *Bull. Geol. Soc. Amerika, 61*, 637-710, New York, 1950.

Kazancı, N., Celik, E.A., Emre, O., İleri, Ö., Varol, B. ve Erkmen,C., “Marmara Denizi Guneyinde Fosilli Gec Kuvaterner Tortularının Sedimantolojisi”. *MTA-Cumhuriyetin 75. Yılı Madencilik ve Jeoloji Kongresi Bildiriler Kitabı* s.193-208, Ankara, 2000.

Komar, P. D. and D. L. Inman., “Longshore Sand Transport on Beaches”, *J. Geophys. Res., Vol. 75*, 5914-5927, 1970.

Loring D.H. and Rantala R.T.T., “Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter”. *Earth-Science Reviews, 32*, 235-283, 1992.

Müller, G., “Methods in sedimentary petrology”. *Schweizerbart, Stuttgart. 283s.*, 1967.

Perinçek, D. ve Karşlıoğlu, Ö., “Çanakkale Boğazının Oluşumu ve Kuvaterner Yaşlı Birimlerin Dağılımında Fayların Kısmi Rolü”, *TJK Bildiri Özleri (sayfa, 477-479)* 16-22 Nisan , Ankara, 2007.

Perinçek, D., “Lapseki-Çardak Lagün’ün ve Kıyı Oku’nun (Çanakkale) Jeolojik Evrimi, Oluşumu ve Sedimantolojisi” **ÇOMÜ-BAP Raporu**, Çanakkale, 2009.

Ramdohr, P., “ Die Erzminerale und ihre Verwachsungen” **Akademi Verlag**, 1277s, Berlin, 1975.

Siyako, M., Bürkan K. A. ve Okay A.İ., “Biga ve Gelibolu Yarımadaı’nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, **Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni**, 1/3, 183-200, 1989.

Tunçdilek, N., “Denizler”. **İTÜ, Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni** 9, 227–243, 1992.

Yaltırak C. ve Sakınc M., “Güney Trakya Sahillerinin Denizel Pleyistosen Çökelleri ve Paleocoğrafyası”, **MTA Dergisi** 119, 43-62, 1997.

Yaltırak C., Alpar B. ve Yüce H., Tectonic Element Controlling Evolution of Saros (Northeastern Aegean Sea, Turkey) Tectonophysics **Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni**, 300, 227, 248, 1998.

Yaltırak, C., Sakinc, M., Aksu, A. E., Hiscott, R.N., Galeb, B. and Ulgen, U.B., “Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations”, **İstanbul Teknik Üniversitesi**, İstanbul, 2002.

Yüce, H. ve Alpar, B., “Ege ve Marmara Denizi Arasındaki Su Seviyesi Etkileşimi, **Turkish Journal of Engineering & Environmental Sciences**, 20,1,51-56,1996.

Zenkovich, V. P., “Processes of Coastal Development, Interscience Publishers”, New York, 751 pp. 1967.

ÖZ GEÇMİŞ

Nagehan Türkseven 20.09.1984 tarihinde Çanakkale’de doğdu. İlköğretimini ve orta öğretimini Çanakkale’de tamamladı. 2003 yılında girdiği Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü’nden Haziran 2007’de mezun oldu. 2007 yılında Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi’nde yüksek lisans öğrenimine başladı. 2011-2014 yıllarında Çanakkale de Teknik Yapı Denetim Ltd. Şti.’nde çalışmıştır. 2012 de Niğde Üniversitesi’nde yüksek lisans öğrenimine tekrar başlamıştır. 2012 tarihinden beri Niğde Üniversitesi yüksek lisans öğrencisi olarak öğrenimine devam etmektedir. Evli ve bir çocuk annesidir.

EKLER:

A) Alınan tüm numunelerin elek analizi ve istatistiksel sonuçları (gr).

Num.No.	2mm	710 μ	425 μ	300 μ	125 μ	63 μ	pan
730a-1	336	8	8	9	26	7	5
730a-2	11	9	10	14	244	19	6
730b-1	146	15gr	8	9	19	10	4
730b-2	11	6gr	6	14	337	58	23
731a-1	8	42	70	76	95	5	4
731a-2	182	140	25	13	15	6	4
731b-1	145	198	32	10	14	8	6
731b-2	102	124	19	8	10	5	5
732-1	9	48	42	34	189	25	5
733-34-1	202	41	12	7	9	6	5
733-34-2	12	9	10	7	48	75	17
733-34-3	162	33	34	25	63	23	10
735-1	216	117	40	24	82	62	25
736-1	5	17	56	66	169	22	7
736-2	143	68	17	16	73	37	18
737-1	146	37	15	10	17	10	11
737-2	469	10	9	11	58	27	10
737-3	4	7	26	60	237	15	5
940-1	34	64	14	18	9	17	8
940-2	682	115	34	25	67	20	6
940-3	376	168	51	50	150	52	23
941-1	38	32	13	7	16	50	9
941-2	677	110	33	32	20	13	6
942-1	424	150	55	24	78	27	16
942-2	381	150	23	8	83	28	7
943-1	423	266	54	15	78	31	12
943-2	376	168	51	50	150	52	6
944-1	149	41	90	61	25	28	13
944-2	792	47	48	49	63	11	13
945-1	16	10		14	6	5	15
945-2	400	236	157	70	45	9	4
945-3	143	177	96	30	63	23	20
946-1	70	31	69	106	197	53	41
946-2	0	7	261	303	127	38	15
947-1	78	93	91	102	197	32	18
947-2	20	18	30	70	499	54	18
947-3	14	121	206	105	29	22	6
948-1	155	85	62	102	209	37	17
948-2	10	4	48	164	154	32	20
949-1	299	219	127	121	164	20	12
949-2	581	152	56	75	100	9	6

EK-B CaCO₃ Analiz Yöntemi;

Malzemeler; Mezür, %10' luk HCl, erlenmayer, küçük ölçekli mezür, hassas terazi

Deneyin Yapılışı;

-%10' luk HCl den 5 ml alınır ve bunun için küçük ölçekli mezür kullanılır. Standart ağırlıklarla deneye başlamak gerekir. Bunun için her sabah 0,02-0,04...0,30 gram (CaCO₃ saflaştırılmış) tartılıp erlenmayerin içine konulur.

-Daha sonra 5 ml HCL küçük asit kabına konularak ip yardımı ile dökülmeden erlenmayerin içerisine indirilir.

-Daha sonra üzerindeki musluk açık olacak şekilde tıpa erlenmayere takılır. Musluk kapalı konuma getirilir.

-Erlenmayer sallanıp HCl' nin numune üzerine dökülmesi ve reaksiyona girmesi sağlanır.

-Reaksiyon durması beklenir. İnce çubuktaki kırmızı sıvı yani CO₂ yükselmesi durana kadar beklenir.

-Reaksiyon durduktan sonra CO₂ yükselmesine bakılıp not edilir. Örneğin; 0,02gr=23,2 ml.

-Daha sonra musluk açılıp havası alındıktan sonra tıpa çıkarılır. Erlenmayer ve tıpa su ile temizlenir.

-Bu işlemler saflaştırılmış CaCO₃ ile yapıldıktan sonra aynı işlemler deneyin yapılacak numunelere uygulanır.

STANDARTLAR

CO₂ YÜKSELMESİ

0,02gr	45,4
0,04gr	44,3
0,08gr	37,4
0,1 gr	36,3
0,15gr	30,1
0,20gr	38,1
0,25gr	17
0,30gr	11,2

NOT; bu standart sabit değerlerin karşısındakiler deney sırasındaki ölçüm yapılan değerlerdir.

Daha sonra bu standartlar mm' lik kağıda çizilir ve aşağıdaki formüle göre hesaplamalar gerçekleştirilir.

$$\frac{Y1}{X1} + \frac{Y2}{X2} + \dots + \frac{Y8}{X8} = A$$
$$X_{ort} = A/8$$