

**T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**GELİBOLU YARIMADASI (ÇANAKKALE) TERSİYER YAŞLI BİRİMLERİN
STRATİGRAFİSİ, SEDİMANTOLOJİSİ VE KÖMÜR PETROGRAFİSİ**

FERDİ DEMİRTAŞ

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

2012

**T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**GELİBOLU YARIMADASI (ÇANAKKALE) TERSİYER YAŞLI BİRİMLERİN
STRATİGRAFİSİ, SEDİMANTOLOJİSİ VE KÖMÜR PETROGRAFİSİ**

FERDİ DEMİRTAŞ

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

2012

**T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**GELİBOLU YARIMADASI (ÇANAKKALE) TERSİYER YAŞLI BİRİMLERİN
STRATİGRAFİSİ, SEDİMANTOLOJİSİ VE KÖMÜR PETROGRAFİSİ**

FERDİ DEMİRTAŞ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Hazırlanan bu Yüksek Lisans Tezi Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı (ÇOMÜ-BAP) tarafından 2010/164 no'lu projeden desteklenmiştir.

T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

GELİBOLU YARIMADASI (ÇANAKKALE) TERSİYER YAŞLI BİRİMLERİN
STRATİGRAFİSİ, SEDİMANTOLOJİSİ VE KÖMÜR PETROGRAFİSİ

FERDİ DEMİRTAŞ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu tez 27/07/2012 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından(.....) not takdir edilerek
Oybirliği/Oyçokluğu ile kabul edilmiştir.

Yrd. Doç. Dr. Erdal KOŞUN
(Danışman)
Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU.....
Yrd. Doç. Dr. Volkan ÖZAKSOY.....

ÖZET

GELİBOLU YARIMADASI (ÇANAKKALE) TERSİYER YAŞLI BİRİMLERİN STRATİGRAFİSİ, SEDİMANTOLOJİSİ VE KÖMÜR PETROGRAFİSİ

Ferdi DEMİRTAŞ

Yüksek lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Erdal KOŞUN

2. Danışman: Doç. Dr. Mustafa BOZCU

Temmuz 2012, 142 Sayfa

Bu inceleme Gelibolu Yarımadası'nda, Tayfur ve Cumalı köyleri çevresinde bulunan kömürlü Paleojen ve Neojen yaşlı formasyonların stratigrafik, sedimantolojik, organik petrografik ve palinolojik özelliklerinin aydınlatılmasını amaçlar. Çalışma alanında, Eosen'den Pliyosen'e kadar devam eden denizel ve karasal ortamların ürünü çökeller yer alır. Bu çökel kayaların içerisinde kömür içeren iki formasyon vardır. Bunlardan birisi Geç Oligosen yaşlı Osmançık Formasyonu, diğeri ise Geç Miyosen yaşındaki Gazhanedere Formasyonu'dur.

Kömür örneklerinin petrografik analiz sonuçları benzerdir. Her iki kömür düzeyine ait örneklerin tamamı hüminit maseral grubunca zengin olup (%46-78), egemen maseral gelinitlerdir (%31-65). İnertinit (%4-8) ve liptinit (%2-9) maseral grupları hüminit grubuna göre daha düşük orandadır. Mineral maddeyi ise pirit ve diğeri mineraller (kalsit, kil mineralleri ve kuvars) oluşturmaktadır. Hüminit yansıma değerleri %0,502-0,564 arasında değişmektedir. Bu değerler ASTM (American Society for Testing and Materials) (1983) sınıflama sistemine göre alt bitümlü kömüre karşılık gelmektedir.

Palinolojik incelemelerin sonucuna göre, iki kömür düzeyine ait örneklerin palinolojik sayım sonuçları farklılıklar göstermektedir. Bu farklılığa bağlı olarak örnekler iki ayrı sporomorf topluluğuna (Sporomof Topluluğu A ve B) ayrılmıştır.

Geç Oligosen örneklerinden saptanan iklimsel değerler çökelimin sıcak nemli iklim şartlarında gerçekleştiğini göstermektedir. Geç Miyosen örneklerinde ise yıllık yağış miktarı 1000 mm'nin altına düşmektedir. Bu da muhtemelen Geç Miyosen'de oluşan kuraklıkla ilgilidir.

İki kömür düzeyine ait iz element konsantrasyonları genellikle benzerdir ancak bazı elementler farklılık göstermektedir. As, U, Mo ve W değerleri Geç Miyosen yaşlı kömür düzeyinden alınan örneklerde yüksek değerlere sahipken Zn, Ni, Y, Cs, Rb değerleri ise Geç Oligosen yaşlı kömür düzeyinden alınan örneklerde daha yüksek değerlere sahiptir.

ANAHTAR KELİMELELER: Stratigrafi, sedimantoloji, kömür petrografisi, palinoloji.

JÜRİ: Yrd. Doç. Dr. Erdal KOŞUN

Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Yrd. Doç. Dr. Volkan ÖZAKSOY

ABSTRACT

STRATIGRAPHY, SEDIMENTOLOGY AND COAL PETROGRAPHY OF TERTIARY UNITS IN GELİBOLU PENINSULA (ÇANAKKALE)

Ferdi DEMİRTAŞ

**M.Sc. Thesis in Geological Engineering
Advisor: Asst. Prof. Dr. Erdal KOŞUN
Co-Adviser: Assoc. Prof. Dr. Mustafa BOZCU**

July, 2012, 142 pages

The aim of this study is to determine stratigraphical, sedimentological, organic petrographical and palynological features of the coal bearing Paleogene and Neogene formations cropping out around Tayfur and Cumalı villages in the Gelibolu Peninsula. Eocene to Pliocene aged marine and terrestrial sediments that bear coal levels are represented by two formations; Late Oligocene Osmancık Formation and Miocene Gazhanedere Formation.

Petrographic analysis results of all coal samples tend to have similar coal petrographic properties. Huminite is the most abundant maceral group and most abundant maceral is gelinite in all coal samples. Besides, small amounts of liptinite (mostly less than %9) and inertinite (mostly less than %8) are observed within the coals. The mineral matter of coal samples is made of clay minerals, pyrite (mainly framboidal pyrite), calcite and quartz. The reflectance measurements indicate that the rank of coals is sub bituminous.

According to palynological investigations, there are differences between palynological counting results of collected samples from two coaly levels. Depend on this differences, samples are separated two sporomorph assembly (Sporomorph Assembly A and B). Late Oligocene climatic values detected by the samples demonstrate that deposition occur in hot humid climatic conditions. The amount of

annual precipitation of Late Miocene samples fall below 1000 mm. This is probably related to the drought of the Late Miocene.

Results of trace elements analysis of two coaly levels are generally similar but some trace element show dissimilarity. As, U, Mo and W concentrations in Late Miocene coal samples and Ni, Y, Cs, Rb concentrations in Late Oligocene coal samples have higher values.

KEY WORDS: Stratigraphy, sedimentology, coal petrography, palynology.

COMMITTEE: Asst. Prof. Dr. Erdal KOŞUN

Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Asst. Prof. Dr. Volkan ÖZAKSOY

ÖNSÖZ

Akdeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Programı kapsamında hazırlanan bu çalışma, Gelibolu Yarımadası'nda, Tayfur ve Cumalı köyleri çevresinde bulunan kömürlü Paleojen ve Neojen yaşlı çökellerin stratigrafik, sedimentolojik, organik petrografik ve palinolojik özelliklerinin aydınlatılmasını amaçlar.

Bu tezin hazırlanması da dahil olmak üzere çalışmamın başından sonuna kadar her aşamasında tecrübesi ve yorumları ile beni yönlendiren, danışman hocalarım Doç. Dr. Mustafa BOZCU ve Yrd. Doç. Dr. Erdal KOŞUN'a çok teşekkür ederim.

Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Maden Analizleri ve Teknolojisi Dairesi Mineraloji-Petrografi Laboratuvarları'nda maseral analizi ve yansıma ölçümü çalışmalarım sırasında tecrübesini benimle paylaşan, değerli yönlendirmeleri ve literatür katkılarından dolayı saygıdeğer hocam Doç. Dr. Selami Toprak'a (MTA) teşekkürü borç bilirim.

Kömür örneklerinin palinolojik analizlerini gerçekleştiren Dumlupınar Üniversitesi Öğretim Üyesi Sayın Yrd. Doç. Dr. M. Serkan AKKİRAZ'a teşekkür ederim.

Fosil örneklerinin tanımlanmasında yardımcı olan Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Öğretim Üyesi sayın Yrd. Doç. Dr. Sevinç KAPAN YEŞİLYURT'a teşekkürleri borç bilirim.

Arazi çalışmalarım sırasında beni yalnız bırakmayan sevgili meslektaşlarım Jeoloji mühendisleri H. Kerim YAVAŞ, Levent CAN, Tezay KAPTAN ve Hayrullah YÜREKLİ'ye çok teşekkür ederim. Ayrıca bazı harita ve şekilleri oluşturmamda bilgisayar marifetiyle bana yardımcı olan mesai arkadaşlarım Arş. Gör. Halil BÖLÜK ve Arş. Gör. Fatih UÇAR'a teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	iii
ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER.....	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	ix
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	x
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xiv
1.GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	1
1.2. İnceleme Alanının Konumu.....	1
1.3. İnceleme Alanının Morfolojik ve İklimsel Özellikleri.....	2
2. KURAMSAL BİLGİLER VE KAYNAK TARAMALARI.....	4
2.1. Önceki Çalışmalar.....	4
2.2. Bölgesel Jeoloji.....	11
2.3. Kömür Petrografisi Kaynak Taramaları.....	14
2.4. Kömürde İz Element ve Oluşumu.....	17
3. MATERYAL VE METOT.....	20
3.1. Arazi Çalışmaları.....	20
3.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	20
3.2.1. Kimyasal (proximate) analizler.....	20
3.2.2. Kömür petrografisi analizleri.....	22
3.2.3. Palinolojik analizler.....	27

3.2.4. Majör ve iz element analiz yöntemi.....	28
3.2.5. X-ışınları analizleri.....	28
3.3. Büro Çalışmaları.....	29
4. BULGULAR ve TARTIŞMA.....	30
4.1. Stratigrafi.....	30
4.1.1. Fıçitepe formasyonu.....	33
4.1.2. Soğucak formasyonu.....	35
4.1.3. Ceylan formasyonu.....	38
4.1.4. Gelibolu volkanitleri.....	41
4.1.5. Mezardere formasyonu.....	42
4.1.6. Osmançık formasyonu.....	45
4.1.7. Gazhanedere formasyonu.....	49
4.1.8. Kirazlı formasyonu.....	53
4.1.9. Alçıtepe formasyonu.....	56
4.1.10. Conkbayırı formasyonu.....	58
4.1.11. Alüvyon.....	59
4.2. Yapısal Jeoloji.....	61
4.3. Kömürlerin Kimyasal (proximate) Analiz Sonuçları.....	64
4.4. Kömür Petrografisi.....	68
4.4.1. Maseral analizi sonuçları ve değerlendirilmesi.....	68
4.4.2. Mineral madde içeriği.....	71
4.4.3. Hüminit yansıma ölçümü sonuçları.....	81
4.4.4. Maserallerin ortam yorumunda kullanılması.....	82

4.5. Palinolojik Sonuçlar.....	84
4.5.1. Sporomorf topluluğu A (Örnekler: PA8, PA9 ve PA10).....	84
4.5.2. Sporomorf topluluğu B (Örnekler: PA2 ve PA5).....	85
4.6. Paleo-iklim.....	89
4.7. Jeokimyasal Analiz Sonuçları ve Değerlendirilmesi.....	90
4.7.1. Örneklerin majör oksit sonuçları ve X-ışınları analizi sonuçları.....	90
4.7.2. İz element sonuçları ve değerlendirilmesi.....	96
5. SONUÇLAR.....	100
6. KAYNAKLAR.....	103
7. EKLER.....	114
EK-1 LEVHALAR.....	114
ÖZGEÇMİŞ	

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Simgeler

gr: Gram

kcal: Kilokalori

cm: Santimetre

km: Kilometre

mm: Milimetre

m: Metre

km²: Kilometrekare

ppm: Milyonda bir

ppb: Milyarda bir

µm: Mikrometre

btu/lb: British thermal units per pound

Kısaltmalar

ASTM: American Society for Testing Materials

M.T.A.: Maden Tetkik ve Arama

KAF: Kuzey Anadolu Fayı

XRD: X-ışınları Difraktometresi

ICP-MS: Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry

GI: Jelleşme indeksi

TPI: Doku koruma indeksi

UTM: Universal Transverse Mercator

LOI: Loss on ignition

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası	2
Şekil 1.2. Çalışma alanının sayısal yükseklik modeli.....	3
Şekil 2.1. Trakya havzasının stratigrafisi (Siyako 2006b).....	13
Şekil 3.1. Kömür düzeylerinden alınan örneklerin kesit üzerindeki yerleri (Soldaki kesit Geç Oligosen yaşlı kömür düzeyine ait, Sağdaki kesit ise Geç Miyosen yaşlı kömür düzeyine aittir).....	21
Şekil 3.2. “Beuhler Power Pro 4000 variable speed grinder polisher” parlatma cihazı.....	23
Şekil 3.3. “Beuhler Simplimet 3000 Automatic Mounting Press” marka pellet yapıcı cihaz.....	24
Şekil 3.4. Parlatılmış kömür numuneleri.....	24
Şekil 3.5. “Leitz MPV-SP” marka kömür mikroskobu.....	26
Şekil 3.6. X ışını kırınımı (Pehlivan ve Yılmaz 2005).....	29
Şekil 4.1. İnceleme alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası.....	31
Şekil 4.2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Ölçeksizdir).....	32
Şekil 4.3. Fıçitepe Formasyonu’na ait, üzerinde çatlak düzlemleri gelişmiş kaba kumtaşı.....	34
Şekil 4.4. Fıçitepe Formasyonu bordo renkli çamurtaşları düzeyleri ve içerisinde gözlenen kumtaşı merceği	35
Şekil 4.5. Soğucak Formasyonu’na ait kireçtaşının genel görünümü.....	37
Şekil 4.6. Altta Soğucak Formasyonu’na ait kireçtaşı ve onun üzerine gelen Ceylan Formasyonu’na ait tuf seviyeleri içeren kumtaşı.....	37

Şekil 4.7. Ceylan Formasyonu'na ait şeyl ve tuf bandı	39
Şekil 4.8. Ceylan Formasyonu'nun üst seviyelerinde gözlenen slump yapıları.....	40
Şekil 4.9. Ceylan Formasyonu içerisinde gözlenen tüfler ve üzerine gelen kaba kumtaşı düzeyleri.....	40
Şekil 4.10. Sık çatlak yapısı gösteren porfiri andezitler.....	42
Şekil 4.11. Mezardere Formasyonu'nun ait şeyl ve deformasyon izleri gösteren kumtaşı.....	44
Şekil 4.12. Mezardere Formasyonu üstte doğru tane boyu ve tabaka kalınlığı artan kumtaşı düzeyleri.....	44
Şekil 4.13. Osmancık Formasyonu'na ait kumtaşı-çakıltası ardalanması.....	47
Şekil 4.14. Osmancık Formasyonu'nun üst seviyelerinde gözlenen yaprak fosilleri.....	47
Şekil 4.15. Osmancık Formasyonu içerisinde gözlenen kömür düzeylerinin stratigrafik konumu.....	48
Şekil 4.16. Gazhanedere Formasyonu'na ait polijenik çakıltası.....	50
Şekil 4.17. Gazhanedere Formasyonu kırmızı renkli çamurtaşı düzeyleri.....	51
Şekil 4.18. Çakıltaları içerisinde kamalanarak son bulan çamurtaşı ve karbonat düzeyleri.....	51
Şekil 4.19. Gazhanedere Formasyonu içerisinde gözlenen kömür düzeylerinin stratigrafik konumu.....	52
Şekil 4.20. Kirazlı Formasyonu'na ait derecelenme gösteren çakıltası-kumtaşı.....	54
Şekil 4.21. Kirazlı Formasyonu içerisinde gözlenen gastrapod kavrıkları ve karbonat bantları	55
Şekil 4.22. Kirazlı Formasyonu içerisinde gözlenen sıkı çimentolu kumtaşı ve silttaşı yumruları.....	55
Şekil 4.23. Kirazlı Formasyonu'na ait çapraz tabakalı kumtaşları.....	56

Şekil 4.24. Altta Alçıtepe Formasyonu'na ait kireçtaşı ve onun üzerine uyumsuzlukla gelen Conkbayırı Formasyonu'na ait kötü boylanmalı çakıltası.....	57
Şekil 4.25. Alçıtepe Formasyonu zayıf tutturulmuş kumtaşı ve iyi pekişmiş kireçtaşı ar dalanması.....	58
Şekil 4.26. Conkbayırı Formasyonu'na ait yanal yönde keskin geçişler gösteren kötü boylanmalı çakıltası-kumtaşı düzeyleri.....	60
Şekil 4.27. Conkbayırı Formasyonu'na ait kanal çökelleri.....	60
Şekil 4.28. İnceleme alanında gözlenen yapısal unsurlar.....	62
Şekil 4.29. İnceleme alanında gözlenen normal fay düzlemi.....	63
Şekil 4.30. İnceleme alanında gözlenen eğim atımlı fay.....	63
Şekil 4.31. Gelibolu kömürlerinden alınan örneklerin kuru bazda kül içeriği ile üst ısı değeri arasındaki ilişki.....	67
Şekil 4.32. Gelibolu kömürlerinden alınan örneklerin kuru bazda sabit karbon miktarı ile üst ısı değeri arasındaki ilişki.....	67
Şekil 4.33. Kömür örneklerinin maseral dağılımı.....	70
Şekil 4.34. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Kil mineralleri ve gelinit maserali. b) Kil mineralleri ve funginit maserali. c) Attrinit maserali. d) Füzinit maserali.....	73
Şekil 4.35. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Alginit maserali. b) Framboidal piritler ve gelinit maserali. c) Densinit ve alginit maserali. d) Tekstinit maserali ve framboidal piritler.....	74
Şekil 4.36. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Funginit maserali. b) Kütinit ve füzinit maseralleri. c) Kütinit ve eu-ülminit maseralleri d) Makrinit, rezinit, alginit maseralleri ve kil mineralleri.....	75

Şekil 4.37. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Funginit, densinit kütinit, rezinit maseralleri. b) Rezinit maserali. c) Füzinit ve makrinit maseralleri. d) Funginit, gelinit ve eu-ülminit maseralleri.....	76
Şekil 4.38. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Alginit, funginit maseralleri ve pirit minerali. b) Sporinit ve kütinit maserali. c) Funginit, attrinit, sporinit ve densinit maseralleri. d) Densinit maserali.....	77
Şekil 4.39. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Attrinit, densinit, funginit maseralleri. b) Rezinit maserali. c) Eu-ülminit ve sporinit maseralleri. d) Eu-ülminit maserali.....	78
Şekil 3.40. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Eu-ülminit maserali. b) Kil mineralleri. c) Teksto-ülminit maserali. d) Eu-ülminit, kütinit, gelinit maseralleri.....	79
Şekil 3.41. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Alginit maseralinin kırmızı ışık altında görünümü. b) Gelinit ve sporinit maseralleri. c) Alginit maseralinin mavi ışık altında görünümü. d) Korpohüminit maserali.....	80
Şekil 4.42. İncelenen kömür örneklerinin doku koruma indeksi-jelleşme indeksi diyagramındaki konumu.....	83
Şekil 4.43. Örneklerden elden edilen polen diyagramı.....	88
Şekil 4.44. Fe ₂ O ₃ ile toplam kükürt arasındaki ilişki.....	92
Şekil 4.45.Ti elementinin Al, K ve Fe ile ilişkisi.....	93
Şekil 4.46. Kömür düzeylerinin arasından alınan kil örneklerinin XRD analizi sonuçları (XRD1-2).....	94
Şekil 4.47. Kömür düzeylerinin arasından alınan kil örneklerinin XRD analizi sonuçları (XRD3-4).....	95
Şekil 4.48. Kömür düzeylerinin arasından alınan kil örneklerinin XRD analizi sonuçları (XRD5).....	96

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. Hüminit grubu maseralleri (Sýkorová vd 2005).....	15
Çizelge 2.2. Liptinit grubu maseralleri (Sýkorová vd 2005).....	16
Çizelge 2.3. İnertinit grubu maseralleri (ICCP 1994).....	16
Çizelge 3.1. Kömürlerin “Rmean” (%) değerleri ve kömürleşme dereceleri (Stach vd 1982).....	26
Çizelge 4.1. Kömürlerin kimyasal (proximate) analiz sonuçları.....	65
Çizelge 4.2. Çeşitli kömürleşme derecelerinde kömür özellikleri (Tsai 1982).....	66
Çizelge 4.3. Gelibolu kömürlerinin maseral dağılımları ve hüminit yansıma değerleri (%Rmax).....	72
Çizelge 4.4. Kömürlerdeki yansıma değerleri ve kömürleşme dereceleri.....	81
Çizelge 4.5. Bazı kömürlerin yansıma (Rmax) değerlerine karşılık gelen paleo-sıcaklık değerleri ve kömürleşme dereceleri (Boggs 1987).....	82
Çizelge 4.6. Örneklerden elde edilen palinolojik sayım tablosu (% olarak verilmiştir).....	87
Çizelge 4.7. “Coexistence Approach” yönteminden elde edilen iklimsel sonuçlar.....	89
Çizelge 4.8. Kömür örneklerinin % olarak majör oksit değerleri.....	91
Çizelge 4.9. Kömür düzeylerinin arasından alınan killi örneklerin % olarak majör oksit değerleri.....	92
Çizelge 4.10. Kömür örneklerinin iz element konsantrasyonları (Au ppb olarak, diğer elementler ppm olarak verilmiştir).....	98
Çizelge 4.11. Potansiyel hava kirletici elementlerden bazılarının Türkiye ve dünya kömürleri ile karşılaştırılması.....	99

1. GİRİŞ

Çalışma alanı Türkiye'nin kuzeybatısında yer alan Gelibolu Yarımadası'nın orta bölümüdür. Bölgede yüzeyleyen Tersiyer yaşlı çökel kayalar daha önce birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Bu çalışmalarda daha çok havzanın stratigrafik, sedimantolojik ve yapısal özellikleri ortaya çıkarılmaya çalışılmış ve çeşitli formasyon ve gruplar belirlenmiştir. Özellikle Paleojen yaşlı birimler ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir. Bu çalışma da ise özellikle kömür içeren Geç Oligosen ve Geç Miyosen yaşlı formasyonların stratigrafik ve sedimantolojik özellikleri ile birlikte sahadan alınan kömür örneklerinin organik petrografik ve palinolojik özellikleri incelenmiştir. Ayrıca kömür örneklerinde gerçekleştirilen iz element analizleri ile çevre kirliliği açısından kritik öneme sahip elementlerin oranları belirlenmiştir.

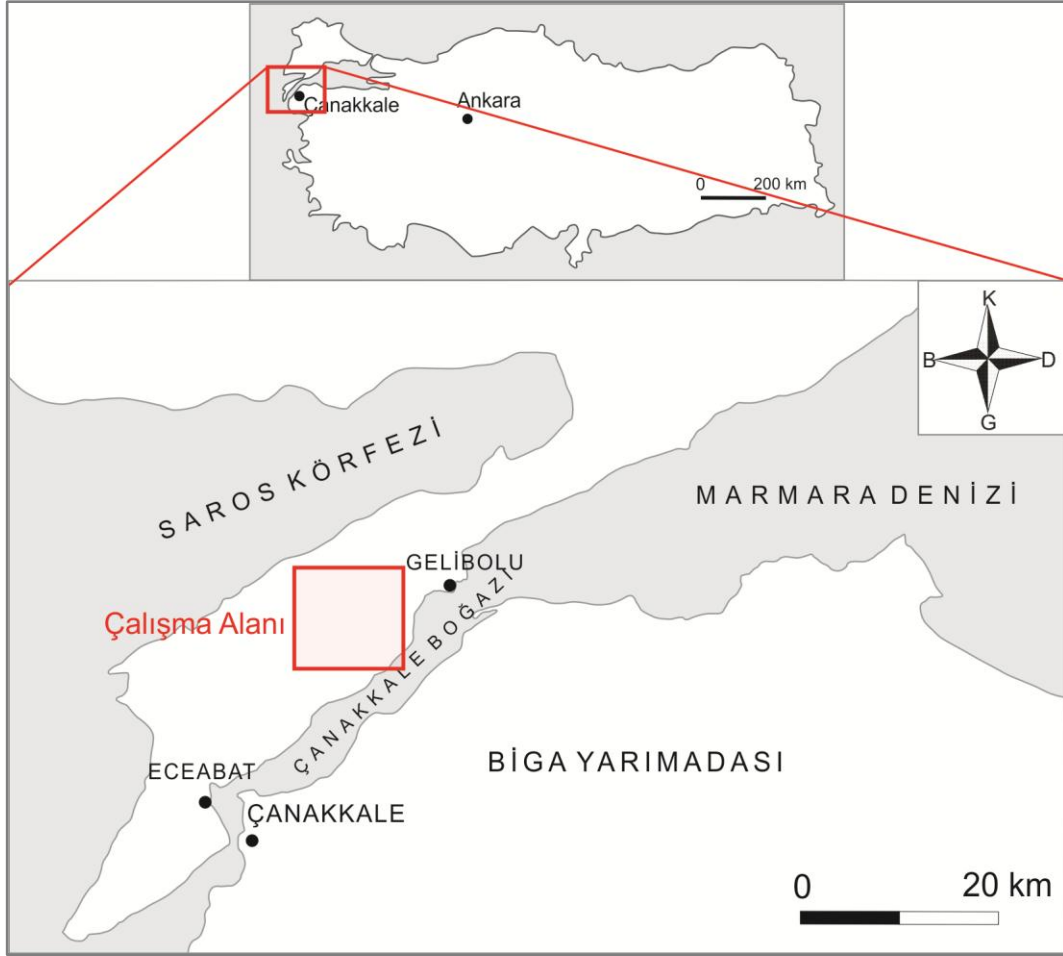
1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada, Gelibolu Yarımadası'nda yüzeyleyen Tersiyer yaşlı formasyonların stratigrafik, sedimantolojik özellikleri ile kömür içeren formasyonların çökme ortamlarının paleo-iklimsel ve paleo-coğrafik özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Literatür verilerine göre bölgede Oligosen ve Miyosen dönemlerine ait transgresyon ve regresyonlar sonucu kıyı ortamlarındaki bataklıklarda gelişmiş kömürleşmelerin varlığı bilinmektedir. Bu kömür düzeylerinin petrografik ve palinolojik özellikleri ilk kez bu çalışmada ayrıntılı incelenerek, bölgenin o dönemdeki paleo-iklimsel ve paleo-coğrafik özellikleri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Ayrıca kömür ve kömürlerin arasındaki çökellerden alınan örneklerde jeokimyasal analizler yapılarak kömür içerisindeki majör ve iz elementlerin dağılımı ve çevre kirliliği açısından kritik öneme sahip iz elementlerin oranları belirlenmeye çalışılmıştır.

1.2. İnceleme Alanının Konumu

İnceleme alanı, Türkiye'nin kuzeybatısında Gelibolu Yarımadası'nda, Çanakkale bölgesine ait 1/25000 ölçekli H16-b2, H16-b3, H17-a1 ve H17-a4 paftalarına yayılan 4 adet paftanın kesişim bölgesinde yer almakta olup 144 km²'lik yüz ölçümüne sahiptir. İnceleme alanı, kuzeybatısında Saroz Körfezi, güneydoğusunda ise Çanakkale Boğazı ile sınırlanmaktadır (Şekil 1.1). İnceleme alanına yakın önemli yerleşim alanları ise Çanakkale ilinin Gelibolu ve Eceabat ilçeleridir. Gelibolu ilçe merkezine uzaklık

yaklaşık 15 km, Eceabat ilçe merkezine uzaklık ise yaklaşık 25 km'dir. İnceleme alanı içerisinde Tayfur, Cumalı, Değirmendüzü ve Bayırköy yerleşim alanları bulunmaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

1.3. İnceleme Alanının Morfolojik ve İklimsel Özellikleri

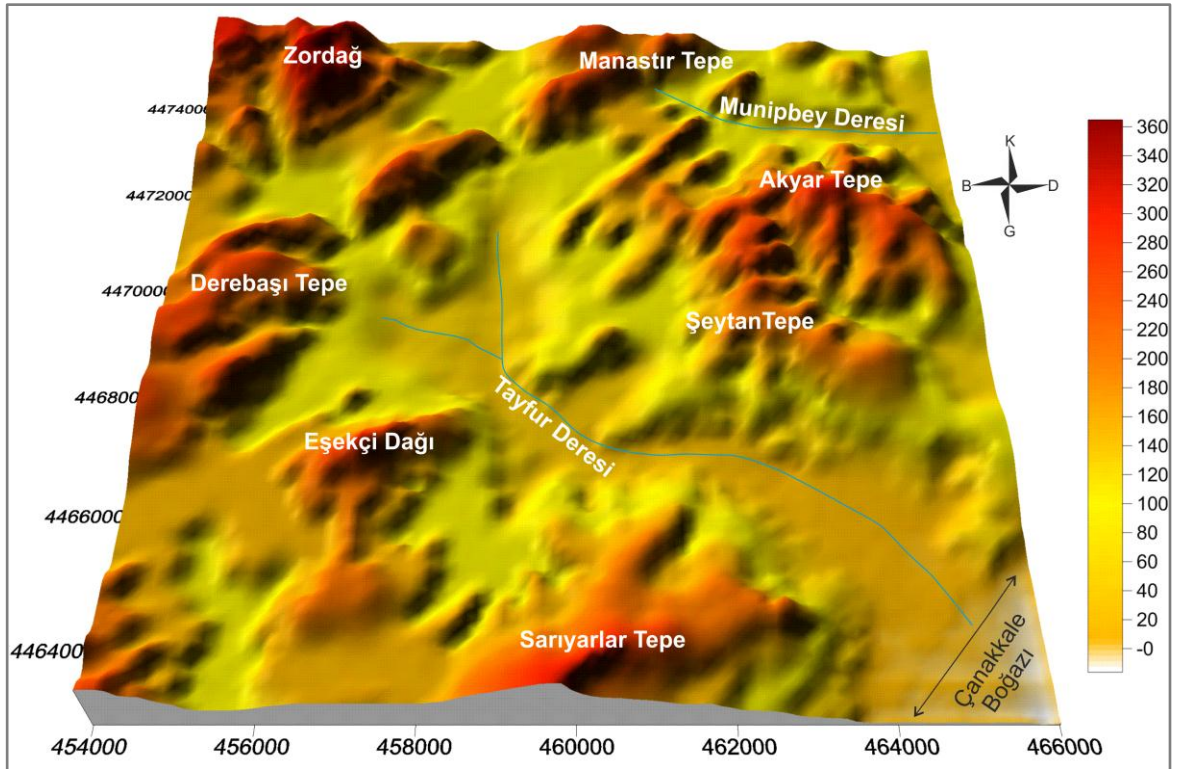
İnceleme alanının günümüzdeki morfolojisini kazanmasında akarsuların aşındırma, taşıma ve biriktirme faaliyetleri sonucunda gelişen flüviyal şekillenme süreci ve bununla beraber tektonik hareketler etkili olmuştur.

İnceleme alanı ortalama 300 m dolayında kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı kubbemsi tepeler ile sınırlanır (Şekil 1.2). Zordağ (398 m), Ağilyeri Tepe (345 m), Akyar Tepe (316 m), Asmalı Tepe (304 m), Şeytan Tepe (253 m), Derebaşı Tepe (287 m), Çınar Tepe (270 m), Eşekçi Dağı (309 m), Sarıyarlar Tepe (307 m), Manastır Tepe (265 m), Kapaklı Tepe (214 m), Çakal Tepe (227 m), Gaziler Tepe (166 m) ve Hillebaba Tepe (226 m) önemli yükselti alanlarını oluşturur ve birbirinden genellikle

derin vadilerle ayrılmışlardır. Yüksek alanlar inceleme alanının kuzey kesimlerde daha yoğundur. Güney kesimler ise nispeten daha geniş düzlüklere sahiptir (Şekil 1.2).

İnceleme alanındaki önemli akarsular Tayfur Deresi, Munipbey Deresi, Koca Dere ve Demirkapı Deresi'dir. Bu akarsular kuzeybatıdaki daha yüksek alanlardan doğarak güneydoğuya doğru akar ve Çanakkale Boğazı'na boşalırlar. Gelibolu iklimi Trakya ve Ege iklim bölgeleri arasında bir geçiş sağlar. Çanakkale Boğazı kıyısında bulunduğu için yılın dört mevsiminde devamlı hava akımlarının etkisi altındadır. Kuzey'de bulunan Korudağı, sert Trakya ikliminin etkilerini hafifletmektedir. Yıllık yağış miktarı 600-1200 mm arasındadır. Don olayları fazladır. Sıcaklık -10°C ile 38°C arasında seyreder.

Çalışma alanı çevresinde bitki örtüsü ağırlıklı olarak çam ve zeytin ağaçlarından oluşmaktadır. Korudağ'daki çam ormanları en önemli yeşillik alanı oluşturur. Eceabat yönüne gidildikçe kıyı kesimlerinin zeytin ağaçlarıyla kaplandığı görülür. Pazarlı Köyü yakınlarında önemli sayılabilecek oranda çam alanı yer almaktadır. Tayfur ve Karainbeyli köyleri arasında ise meşe fundalıkları gözlenmektedir.



Şekil 1.2. Çalışma alanının sayısal yükseklik modeli.

2. KURAMSAL BİLGİLER VE KAYNAK TARAMALARI

2.1. Önceki Çalışmalar

Bugüne kadar inceleme alanı ve çevresini kapsayan birçok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalar daha çok bölgenin stratigrafik ve sedimantolojik özelliklerine yönelik olarak yapılmıştır. İnceleme alanı ve çevresinde yapılan bu çalışmaların belli başlıları tarih sırasına göre aşağıda özetlenmiştir.

Holmes (1961), 'A Stratigraphic Review of Thrace' adlı çalışmasında, Ergene ve Mürefte Havzalarında depolanan çökellerin birbirleriyle geçişli fasiyesler halinde bulunduğunu ve bunların genellikle denizel kökenli olduğunu ifade etmiştir. Havzadaki hidrokarbon kapanlanmasının bu fasiyes değişimleri ile gelişen stratigrafik kapanlarca kontrol edildiğini belirtmektedir. Ayrıca deformasyon dönemlerinin havzadaki hidrokarbon birikimini ve göçünü kontrol ettiğini saptanmıştır.

Kellog (1973), 'Geology and Petroleum Prospects Gulf of Saros and Vicinity Southwestern Thrace' adlı raporunda, Güneybatı Trakya bölgesinin stratigrafik ve yapısal özellikleri araştırılmıştır. Bu çalışmada yazar stratigrafik olarak kayaçları üç ana grup altında incelemiştir. Bunlar; (1) Tersiyer öncesine ait temeli oluşturan kayaçlar, (2) Eosen-Oligosen flişi, volkanik kayaçlar ve Eosen yaşlı fosilli kireçtaşlarından oluşan Paleojen kayaçları, (3) Üst Oligosen ile başlayan denizel, sığ denizel, taşkın ovası ve karasal çökellerden oluşan Neojen kayaçları.

Şenol (1980), 'Keşan ve Marmara Ereğlisi yörelerinde Oligosen yaşlı birimlerin çökel ortamları ve linyit oluşumları' adlı çalışmasında Alt ve Üst Oligosen yaşlı verilen linyitli çökellerin ortamları araştırılmıştır. Keşan yöresindeki Oligosen yaşlı çökellerin delta, lagün ve akarsu ortamlarında çökeldiği ve linyit oluşumunun delta üstü düzlüklerde ve lagünlerde gelişen bataklıklarda oluştuğu belirlenmiştir. Marmara Ereğlisi çevresinde ise Oligosen yaşlı çökellerin akarsu ortamında çökeldiği ve linyit oluşumunun menderesli ırmakların taşkın ovalarında geliştiğini ifade etmiştir.

Kasar vd (1983), 'Tekirdağ-Şarköy-Keşan-Enez Bölgesinin Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları' adlı raporunda Trakya Havzası'nın güney bölümünde kayaçları 5 gruba ayırmıştır. Bu kayaçlar 1) Istranca Masifi ve İstanbul Paleozoyiği, 2)

Marmara Karmaşığı, 3) Kretase-Orta Eosen çökelleri, 4) Orta Eosen-Oligosen çökelleri ve 5) Neojen çökellerinden oluşmaktadır.

Toker ve Erkan (1983), ‘Gelibolu Yarımadası Eosen formasyonları nannoplankton biyostratigrafisi’ adlı çalışmasında, inceleme alanı Gelibolu Yarımadası Saros Körfezi yöresidir. Eosen yaşlı kayaçlarda ölçülen stratigrafi kesitlerinden toplanan örneklerin içerdiği nannoplanktonlarla bölgenin biyostratigrafisi ortaya konmuş ve paleo-coğrafik durumu açıklanmaya çalışılmıştır. Yaklaşık 3600 m kalınlığı olan çökeller çakıtaşı, kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşı kaya türleri ile temsil edilir. Karaağaç limanı, Koyun limanı, Fıçitepe, Soğucak, Burgaz, Korudağ-Keşan, Kanlıbent formasyonlarından alınan örneklerde 77 Nannoplankton türü tanımlanmış ve bu formlar yardımıyla *Discaaster tani nodifer*, *Discoaaster saipanensis*, *Istmolithus recervus*, *Sphenolithus pseudorodians* zonları saptanmıştır. Bu zonlar ve kapsadıkları nannoplanktonlar dünya üzerinde saptanan aynı stratigrafik düzeydeki biyozonlarla karşılaştırılmıştır.

Saner (1985), ‘Saros Körfezi dolayının çökelleme istifleri ve tektonik yerleşimi’ adlı yayınında, Orta Eosen’de denizin transgresyonu ile Trakya Havzası’nın genişlediği ve derinleşmeye başladığını, Oligosen’den sonra ise regresyon ile bazı alanların kara haline geldiğini ifade etmektedir. Ayrıca yazar Trakya Havzası’nın kuzeyde Istranca Masifi üzerinde, güneyde ise Geç Kretase yaşlı yitim karmaşığı üzerinde geliştiğini ve bir yay önu havza tipinde olduğu belirtmektedir.

Önal (1986), ‘Gelibolu Yarımadası orta bölümünün sedimanter fasiyesleri ve tektonik evrimi’ adlı çalışmasında, Gelibolu Yarımadası’nın orta kısmında yer alan tortul istifleri uyumsuzluk yüzeylerini dikkate alarak 5’e ayırmıştır. Bunlar sırasıyla: 1) Tabanı görülmeyen ve üste doğru regresif olarak son bulan Geç Kretase-Paleosen istifi (Pelajik Lört Kireçtaşı), 2) Transgresyonla başlayıp regresyonla son bulan Erken Eosen tortul istifi (resifal Başoğlu Üyesi, fliş nitelikli Saz Üyesi ve karasal Tayfur Formasyonu), 3) Transgresyonla başlayıp regresyonla sonuçlanan Orta-Geç Eosen ve Oligosen tortul istifi (resifal Kozluktepe Kireçtaşı, fliş nitelikli Karaağaç Üyesi, Kabasal Üyesi ve karasal Göksu Üyesi), 4) Yer yer denizel ve karasal Orta-Geç Miyosen tortul istifi (Eceabat Formasyonu) ve 5) karasal Pliyosen tortul istifi. Yazara göre Geç Kretase-Paleosen sonrası ve Miyosen öncesi tortul istif dikey bölgesel hareketlerin denetiminde gelişmiştir.

Şentürk ve Karaköse (1987), ‘Çanakkale Boğazı ve dolayının jeolojisi’ adlı raporunda, Çanakkale Boğazı çevresindeki Neojen kayalarının yaşları, ortamları ve konumlarını incelemiştir. Yazara göre Tortoniyen sonunda Marmara Çukurluğu çökme sonucu oluşmuş ve bu çökme sonucunda Kuzey Anadolu Fayı’nın batı uzantılarından birisi olan, Saros Körfezi-Gaziköy arasında sağ yanal doğrultu atımlı bir fay oluşmuştur. Buna bağlı olarak Orta Miyosen’de, Çanakkale Boğazı ve dolayında karasal bir havza gelişmeye başlamıştır. Başlangıçta Biga Yarımadası kesimi daha derin olan havza, sığ bir göl oluşumu ile gelişimini sürdürmüştür. Sözü edilen bu havzadaki çökeller, Avrasya ile Afrika levhasının birbirine yaklaşması sonucu gelişen tektonik olayların eşlik ettiği 22-23 milyon yıl yaştaki volkaniklerin üzerinde çökelmiştir. Üst Miyosen’de nispeten duraylılık kazanan bölge, çok sığ ve oynak bir kıyı sistemine sahip bir deniz tarafından istila edilmiştir. En Geç Miyosen’de Kuzey Anadolu Fayı etkisi ve Saros Körfezi’nin genişlemesi sonucu yükselen Gelibolu Yarımadası’ndan deniz çekilmiştir.

Siyako vd (1989), ‘Biga ve Gelibolu Yarımadası’nın Tersiyer jeolojisi ve Hidrokarbon olanakları’ adlı çalışmada, bölgede Tersiyer sırasında aralarında önemli yükselme ve aşınma safhaları olan Maestrihtiyen-Erken Eosen, Orta Eosen-Oligosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner olarak dört çökme evresi tanımlanmıştır. Gelibolu Yarımadası’nda Tersiyer döneminde genellikle çökel kayalardan oluşan, regresyon ve transgresyonlara bağlı olarak gelişen istiften bahsedilmektedir. Biga Yarımadası’nda ise aynı dönemde çoğunlukla magmatik faaliyetler gelişmiştir.

Sümengen ve Terlemez (1991), ‘Güneybatı Trakya yöresi Eosen çökellerinin stratigrafisi’ adlı yayınında, Güneybatı Trakya’da Geç Kretase-Miyosen yaş aralığında çeşitli fasiyeslerde kayaçların gözlemlendiği ifade edilmiştir. İncelemede, bölgedeki Eosen yaşlı çökellerinin stratigrafik özellikleri incelenmiştir. Geç Eosen sonlarına doğru havzanın sığlaşmaya başladığını ve bu dönemde çamurtaşı, silttaşı, kumtaşı ve çakıltaşından oluşan kaya türlerinin çökeldeği belirtilmiştir. Delta ortamında çökelen birimlerin, farklı yerel özelliklerinden dolayı Gelibolu Yarımadası’nda Kanlıbent, Keşan-Tekirdağ arasında ise Yenimuhacir Formasyonu olarak değerlendirilmiştir. Keşan, Yenimuhacir ve Kanlıbent formasyonlarına daha önceki çalışmalarda (Kellog 1973 ve Önem 1974) Oligosen yaşı verilmesine karşın bunların Geç Eosen yaşta olduklarını ileri sürmüştür.

Yaltırak (1995), ‘Gaziköy-Mürefte (Tekirdağ) Arasının Sedimanter ve Tektonik Özellikleri’ adlı makalesinde, Trakya’nın güney kesiminde yüzlek veren Tersiyer birimlerinin sedimentolojisini, Gaziköy-Saroz Fayı ve Gaziköy dağı ile olan ilişkilerini incelemiştir. Gaziköy Fayı’nın kuzeyinde bulunan Gaziköy, Keşan ve Mezardere formasyonlarının, Alt-Orta Eosen’den Alt Oligosen’e kadar sürekli bir çökelim geliştiğini, bu çökellerin derin deniz türbiditleriyle başlayıp delta çökelleri devam ettiğini belirtmiştir. Gaziköy-Saroz Fayı’nın oluşumunu izleyen dönemde Gaziköy dağının yükselerek monoklinal bir yapı kazandığını ve fayın, Gaziköy-Gölcük arasında oblik bir ters fay karakteri taşıdığını ifade etmiştir.

Elmas ve Meriç (1996), ‘Geç Miyosen’den Günümüze Marmara-Akdeniz bağlantısı ve bunu denetleyen tektonizma’ adlı incelemesinde, Günümüzdeki Güney Trakya, Gelibolu Yarımadası ve Biga Yarımadası’nın kuzeybatısını kapsayan alan, Orta Miyosen’in sonlarından itibaren akarsu/göl ortam ürünü çökeller ile başlayıp Geç Miyosen’de sığ deniz birimlerine geçen çökeline sahne olduğunu belirtmiştir. Bu alanın kuzeybatısını, Semadirek yükseliminin güneyi ile daha sonra oluşacak olan Saros Grabeni’nin kuzeyini belirleyen sağ yönlü yanal atımlı fay nedeniyle gelişen ve Enez Grabeni’nin kuzeyini oluşturan bir fay sınırlamıştır. Güneydoğusu ise günümüzdeki Biga Yarımadası’nın kuzeybatı kenarına koşut bir fay tarafından sınırlanmış olup, havzanın en üst kesimlerde yer alan geniş yayımlı sığ denizel birimler; Orta-Geç Pannoniyen döneminde (Geç Miyosen) Marmara-Akdeniz bağlantısının güney Trakya’dan Biga Yarımadası’na kadar uzanan geniş bir tek kol ile olduğunu göstermektedir.

Tapırdamaz ve Yaltırak (1997), ‘Trakya’da Senozoyik volkaniklerinin paleo-manyetik özellikleri ve bölgenin tektonik evrimi’ adlı çalışmasında, Trakya üzerinde Eosen-Oligosen, Oligosen-Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkaniklerde üç farklı tektonik rejimin etkileri görüldüğünden bahsetmiştir. Yazara göre bunlardan ilki Oligosen’de saat yönünde 15° olan dönmedir. Bu dönme, Oligosen-Miyosen’de Rodop-Pontid İç Okyanusunun kapanmasına neden olan kıta-kıta çarpışmasının sonucudur. İkinci olarak, Orta-Geç Miyosen’de Trakya, kuzeyde Trakya renç fay zone (Perinçek 1987), güneyde Ganos fay sistemi ile sınırlı alanda saat yönünün tersinde 39° dönmüş, Trakya renç fayları üzerinde sağ yönlü bir hareket meydana gelmiştir. Bu hareketin ardından Pliyosen’den günümüze KAF’ın hareketiyle Anadolu Bloğu, Trakya

Bloğu'yla karşılaşmış, Trakya'yı, etkisini arttıran Ganos fayının kuzeyinde kalan yaklaşık 40 km uzaklıkta bulunan bir zon boyunca sağ yönlü hareketle makaslayarak sıkıştırmıştır. Bu hareketin etkisiyle de Trakya'da Hisarlıdağ-Tekirdağ doğrultulu bir eksen boyunca, kuzeyde kalan 39° dönmüş bazaltlar saat yönünde ortalama 30° dönerek ilksel konumlarına yaklaşmışlardır. Ganos fayının güneyinde ise Geç Miyosen'de saatin ters yönünde 39° dönen Gelibolu bloğu KAF'ın etkisiyle sıkışmaya başlamış, Saros Körfezi boyunca 20° daha aynı yönde dönmüştür. Bu nedenle Saros bloku bir dönem batıya kaçarak Karlıova benzeri bir yapıyı ortaya çıkarmıştır. Bu esnada bugünkü haline benzer bir yapı kazanan körfezin kuzey sınırı boşalan alanı karşılayan oblik normal faylarla karakterize olan gerilmeli bir döneme girmiştir.

Şengüler vd (2000), 'Güney Trakya bölgesindeki kömürlerin petrografik incelemesi ve ortamsal yorumu' adlı çalışmasında, Ülkedeki önemli kömür yataklarından birisi konumundaki Trakya Havzası'nda yer alan kömürlerin Oligosen yaşlı Danişmen Formasyonu içerisinde yer aldığı ifade edilmektedir. Bu kömürler Keşan, Malkara, Uzunköprü, Meriç yörelerinde yüzlek vermektedir. Kömürlerin içinde yer aldığı Danişmen Formasyonu'nun açık kahverengi, gri, yeşil renkli kumtaşı-kiltaşı ile kaba taneli kumtaşlarından oluştuğundan bahsedilmektedir.

Tunoğlu ve Ünal (2001), 'Pannonian-Pontian Ostracoda fauna of Gelibolu Neogene Basin' adlı incelemesinde, Gelibolu Neojen Havzası'ndan elde edilen örneklerle ait Pannoniyen-Ponsiyen ostrakod faunası araştırılmıştır. Ostrakod topluluğu daha çok beyaz marn, çamurtaşı ve siltaşlarından elde edilmiştir. Bu çalışmada, acı su ve tatlı su kökenli ondört tür ve isimlendirmeye açık sekiz taxa saptanmış ve incelenmiştir. Bu arada iki yeni tür, bir yeni alt tür tanımlanmıştır. Neojen istifinin kronostratigrafik bölümlenmesi başlıca ostrakod topluluğundan yararlanılarak gerçekleştirilmiştir, ancak gözlemlenen diğer fauna ve flora grupları ile de deneştirme yapılarak, Pannoniyen ve Ponsiyen katları ayırtlanmıştır. Ostrakod faunasının ortam belirleyici özelliklerine bağlı olarak, çökme bölgesinde, sığ denizel (litoral) koşulların egemen olduğu, ancak bazı seviyelerde dönem dönem tatlı su girişiminin de etkin olduğu *Ilyocypris*, *Paralimnocythere*, *Limnocythere* ve *Cyprinotus* cinslerine bağlı olarak söylenebilir. Tüm saptanan fauna ve flora, incelenen bölgedeki su koşullarının Paratetis biyoprovens özelliklerini taşıdığını ve Tetis'in etkisinin ve girişiminin bu dönem boyunca gerçekleşmediğini göstermektedir.

Temel ve Çiftçi (2002), Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer çökellerinin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri' adlı makalesinde, Trakya, Gelibolu Yarımadası ve Gökçeada'da gözlenen Oligosen yaşlı istifin en üst seviyesinde yer alan litolojiyi Armutburnu Formasyonu olarak adlandırmışlardır. Kopp vd (1969) ve Umut vd (1984), Uzunköprü güneyinde yer alan aynı litolojiyi Çakıl Formasyonu; Sümengen vd'nin de (1987) Armuttepe Formasyonu olarak adlandırdığını söylemektedirler. Çalışmacılar, kuzey Trakya bölgesinde Danişmen Formasyonu olarak bilinen litolojinin Gelibolu Yarımadası'nda Armutburnu Formasyonu'nun eşleniği olduğu belirtilmişlerdir. Osmancık ve Armutburnu formasyonlarının kara alanına göre konumlarından dolayı, bölgesel olarak fasiyes ve dağılımlarında ayrıcalıklar gösterildiği belirtilmiştir.

Kesgin ve Varol (2003), 'Gökçeada ve Bozcaada'nın Tersiyer jeolojisi' adlı çalışmasında, Gökçeada ve Bozcaada'da Tersiyer birimlerinin; Erken Eosen, Orta Eosen-Geç Oligosen, Geç Miyosen ve Pliyosen yaşlı çökellerle temsil edildiğini belirtmiştir. Orta Eosen-Geç Oligosen döneminde çökelen karasal özellikli Danişmen Formasyonu'nun bu dönemdeki bütün birimlerin üzerini örttüğünü gözlemlemiştir. Gökçeada ve Bozcaada'da birimlerin stratigrafik adlamasında, yeni adlamalar kullanılmayıp, Gelibolu Yarımadası ve Güney Trakya'daki adlamaların kullanıldığını belirtmiş, Gökçeada ve Bozcaada'nın yakın çevresindeki Tersiyer birimlerin gelişmelerinin Geç Kretase-Paleosen yaşlı temel kayaçların üzerine çökeldiğini eklemiştir.

Siyako (2006a), 'Trakya Havzası linyitli kumtaşları' adlı makalesinde, Trakya havzasında en Geç Eosen-en Erken Miyosen yaşlı Yenimuhacir Grubu'nun, klastik delta fasiyeslerinden oluştuğundan ve toplam kalınlığı 3500 metreye ulaştığından bahsetmektedir. Bir delta sisteminde bulunması gereken asıl fasiyeslerden olan delta ilerisi, delta önü ve delta düzlüğü fasiyesleri, mostrada ve açılan petrol arama kuyularında birbirlerinden ayrılabilen ve alttan üste sırasıyla Mezardere, Osmancık ve Danişmen Formasyonları olarak adlandırılmaktadır. Bölgede yapılan ilk çalışmalarda "liniyitli kumtaşları" adıyla geçen birim, Yenimuhacir Grubu'nu oluşturan sistemin delta önü ve delta düzlüğü ortamlarını temsil etmektedir. Önceki çalışmalarda linyitli kumtaşı olarak adlandırılan birim zamanla Danişmen Formasyonu ya da Osmancık Formasyonu adıyla tek bir birim olarak adlandırılmıştır. Ancak yazar birimi tek formasyon olarak

değil delta önü ve delta düzlüğü fasiyeslerde oluşmuş olan iki ayrı formasyon olarak değerlendirmiştir.

Oligosen yaşlı kumtaşı litolojisi petrol ve doğalgaz üretimi için anakaya özellikleri sunmaktadır. Keşan Formasyonu üst seviyelerini denizel türbiditlerden oluşan Ceylan Formasyonu'nun eşdeğeri olarak görülmüştür.

Trakya Havzası, sedimantasyonun kısmen devamlı olduğu, kısmen de aşınma evresinin görüldüğü hızla çökelen ve çöktükçe de dolan bir havza görünümündedir. Geç Eosen sonu-Erken Oligosen başlarında ortamın sığlaşarak Yenimuhacir Grubuna ait delta fasiyesini karakterize eden Mezardere, Osmancık ve Danişmen formasyonlarının çökeldiğini belirtmektedir.

Siyako ve Huvaz (2007), 'Eocene stratigrafik evolution of the Trace Basin' adlı çalışmasında, Trakya Havzası'nın Eosen zamanındaki stratigrafik evrimini incelemiştir. Havzadaki çökelimin başladığı süreçler anlatılmıştır ve evrimin Erken-Orta Eosen'de başladığı saptanmıştır. Havzanın tektonik ve stratigrafik modellerinin kuyu logları ve sismik datalara göre çizildiği belirtilmiştir. İlk kompresyonel rejimin Sakarya kıtası ile Rodop-Pontid bloğunun çarpışmasıyla başladığı ileri sürülmüştür. Havzanın kuzey ve doğu bölgelerinde Erken-Orta Eosen'de çökelimin başladığı ve değişik litostratigrafik ünitelere ayrıldığı belirtilmiştir. Erken Eosen'de bölgesel bir uyumsuzluğun başladığı ve kuzeyden güneye korele edildiği gözlemlenmiştir.

2.2. Bölgesel Jeoloji

Gelibolu Yarımadası Trakya havzasının güney sınırında, Biga Yarımadası'nın kuzeybatısında yer almaktadır. Gelibolu Yarımadası'nda Trakya havzasına benzer şekilde kalın bir Tersiyer çökel istif bulunur. Özellikle Orta Eosen'den itibaren Gelibolu Yarımadası'ndaki çökel birimler Trakya havzası ile korele edilebilir (Saner 1985, Siyako ve Huvaz 2007) (Şekil 2.1). Biga Yarımadası ise Tersiyer dönemde Eosen'den Pliyosen'e kadar çeşitli evrelerde gelişen magmatik faaliyetlere sahne olmuştur (Ercan vd 1995). Biga Yarımadası'nda Tersiyer yaşlı çökel kayalar genellikle Çanakkale Boğazı çevresinde (Şentürk ve Karaköse 1987, Elmas ve Meriç 1996) ve Edremit Körfezi kuzeyinde (Siyako vd 1989) yüzlek vermektedir.

Gelibolu Yarımadası'ndaki Tersiyer çökel istifin tabanında, kuzeyde Istranca-Rodop Masifi ve güneyde Sakarya Kıtası ile sınırlanan ve bölgeye yerleşim yaşı Üst Kretase-Paleosen olan ofiyolitik melanja ait kayaç toplulukları yer almaktadır (Şentürk ve Okay 1984, Siyako vd 1989, Okay vd 1990, Sümengen ve Terlemez 1991). Bu yığılım prizması İntra Pontid Okyanusu'nun kapanmasıyla gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981).

Gelibolu Yarımadası'ndaki temelin üzerine gelen en yaşlı birim tabanı görülemeyen Lört Formasyonu (Sfondrini 1961)'dur. Gelibolu Yarımadasının kuzey kısmında ve Saroz Körfezi'nde mostraları bulunmaktadır. Lört Formasyonu ince-orta tabakalı mikritik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Önal 1986). Bu formasyon Siyako vd (1989) tarafından temeli oluşturan melanjin içinde yer alan bir kireçtaşı bloğu olarak değerlendirilmiştir.

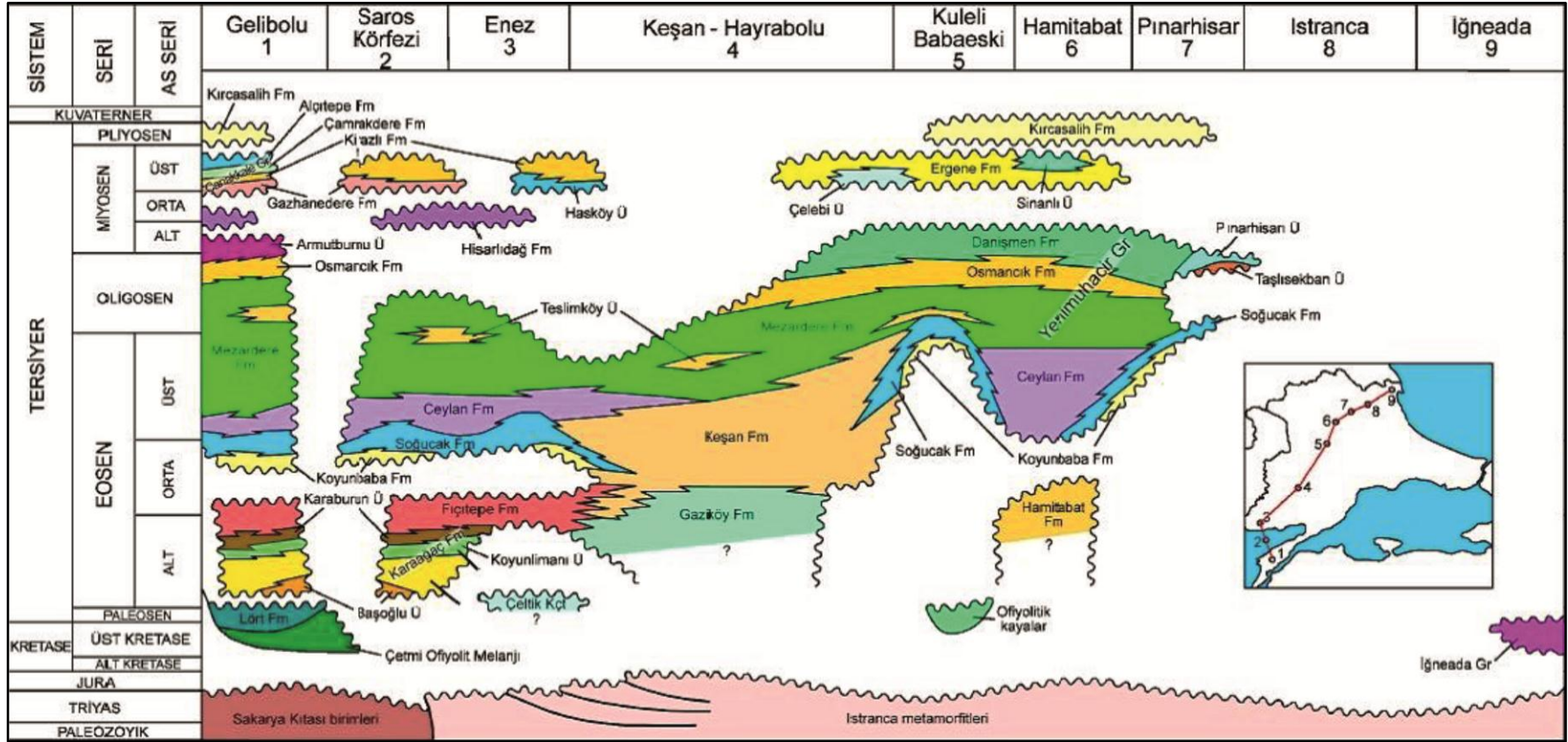
Lört Formasyonu'nun üzerine açısız uyumsuzlukla denizel çökellerle başlayıp karasal akarsu çökelleri ile son bulan bir istif gelmektedir (Sfondrini 1961, Saner 1985, Önal 1986, Sümengen ve Terlemez 1991, Temel ve Çiftçi 2002). Bu istifin tabanında Karaağaç Formasyonu (Sfondrini 1961) yer almaktadır. Karaağaç Formasyonu tabanda maksimum kalınlığı 9 metreyi bulan resifal kireçtaşı (Başoğlu Üyesi; Önal 1986) ile başlamaktadır. Bu karbonatlardan alınan fosil örneklerine Erken - Orta Eosen yaşı öngörülmüştür (Temel ve Çiftçi 2002). Bu karbonatların üzerine ortamın derinleşmesi ile fliş tipi tortullar (Saz Üyesi; Önal 1986) çökelmiştir.

Karaağaç Formasyonu üzerine geçişli olarak ilk defa Sfondrini (1961) tarafından adlandırılan Fıçitepe Formasyonu gelmektedir. Gelibolu Yarımadası'ndaki Ece Limanı'nda tanımlanan formasyon (Saner 1985, Önal 1986, Sümengen ve Terlemez 1991, Temel ve Çiftçi 2002) kuvarsit, metamorfik ve çört çakılları ile ince-orta taneli kumtaşları ve çamurtaşlarından meydana gelmektedir. Fıçitepe Formasyonu'nun üzerine açılal uyumsuzlukla Soğucak Formasyonu gelmektedir (Keskin ve Varol 2003). Bölgenin Orta Eosen sonrasındaki çökel kayaları resifal fasiyeste Orta-Geç Eosen yaşdaki Soğucak Kireçtaşı ile başlar. Soğucak Kireçtaşı'nın çökeliminden sonra havzanın güney şelfi giderek derinleşmiş ve genellikle türbidit karakterli kumtaşları ile şeyl ve marnlardan oluşan Ceylan Formasyonu çökelmiştir (Saner 1985, Önal 1986, Sümengen ve Terlemez 1991).

Gelibolu Yarımadası'nda Ceylan Formasyonu üzerine uyumlu olarak 600 metre kalınlıkta şeyl ve kumtaşından oluşan Alt-Orta Oligosen yaşlı Mezardere Formasyonu (Ünal 1967) gelmektedir. Mezardere Formasyonu'nun prodelta (delta ilerisi) çökelleri üzerine Orta Oligosen döneminde delta önü çökellerinden oluşan Osmancık Formasyonu (Ünal 1967), onun üzerinde ise kırmızı kumtaşı ve çakıltaşı, şeyl ve kömürden oluşan ve akarsu ortamını temsil eden Üst Oligosen yaşlı Armutburnu Formasyonu (Shell 1969) bulunmaktadır (Temel ve Çiftçi 2002).

Oligosen'de Rodop-Pontid bloğu ile Sakarya Zonu (Okay ve Görür 1995, Şengör 1995) çarpışması ve Erken Miyosen döneminde ise Trakya ve Gelibolu'da çökelmezlik dönemi yaşanmıştır (Keskin 1974, Yaltırak 1996). Günümüzdeki Güney Trakya, Gelibolu Yarımadası ve Biga Yarımadası'nın kuzeybatısını kapsayan alan, Orta Miyosen'in sonlarından itibaren akarsu/göl ortamı ürünü çökeller ile başlayıp Geç Miyosen'de sığ deniz birimlerine geçen çökelime sahne olmuştur (Elmas ve Meriç 1996). Bu çökeller altta flüviyal ortam ürünü olan alacalı konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı düzeylerinden oluşan Gazhanedere Formasyonu (Kopp 1964, Saltık 1974) ile başlayıp, yatay-düşey geçişler göstererek sahil yakını ortamı karakterize eden kumtaşlarından oluşan Kirazlı Formasyonu'na (Saltık 1974) geçer. Gazhanedere ve Kirazlı Formasyonları ile yanal ve düşey geçişli sığ denizel Alçitepe Formasyonu ile (Önem 1974) bölgede Miyosen devri sona ermektedir.

Pliyosen döneminde ise alüvyon yelpazesinden oluşan Conkbayırı Formasyonu altındaki birimleri uyumsuz olarak örtmektedir (Şentürk ve Karaköse 1987).



Şekil 2.1. Trakya havzasının stratigrafisi (Siyako 2006b).

2.3. Kömür Petrografisi Kaynak Taramaları

Kömür yanabilen sedimanter organik bir kayadır. Kömür başlıca karbon, hidrojen ve oksijen gibi elementlerin bileşiminden oluşmuş olup, diğer kaya tabakalarının arasında damar haline uzunca bir süre (milyonlarca yıl) ısı, basınç ve mikrobiyolojik etkilerin sonucunda meydana gelmiştir. Kömür petrografisi kömürleşme süreçlerinin ve oluşum ortamlarının yorumlanmasında yaygın olarak kullanılabilen bir çalışma dalıdır. Maseral dağılımı ve kömürün yansıma değerleri kömür petrografisi çalışmaları sonucunda belirlenebilir. Bu veriler ile kömürün depolanma ortamı ile ilişkili bilgiler elde edebiliriz. Kömür bileşenleri, birçok amaçla ilgili olarak iki farklı sınıfa ayrılır;

- Organik bileşenler (maseraller)
- Mineraller ve diğer inorganik bileşenler (mineral madde)

Organik bileşenler, kömürün doğasını (kömürleşme derecesini ve çeşidini) ve farklı kullanım alanlarındaki değerini belirlemede kullanılır. Kömürlerdeki organik bileşenler bitki parçalarından oluşmuştur. Bu bitki parçaları fiziksel ve kimyasal değişimlere uğrayıp kömür terminolojisinde maseral adı verilen en küçük kömür bileşenlerini oluştururlar. Kayaçlardaki en küçük bileşenler olan minerallere benzer şekilde, organik maddelerde de en küçük organik bileşenlere maseral adı verilmektedir.

Kömürleri meydana getiren maseral ve mineraller bir kömür tabakası boyunca gelişi güzel dağılmazlar. Bunun aksine, eğer etken bir kontrol altında bulunmuyorlar ise özellikle ortamın biyolojik, kimyasal ve jeolojik işlevlerine bağlı olarak oluşur ve o ortamda birikirler. Maseraller kömürlerde farklı morfolojik yapılar ile farklı fiziksel ve kimyasal özelliklerinden dolayı gruplandırılmışlardır. Sonlarına “init” sözcüğü alırlar. Hüminit (Çizelge 2.1), liptinit (Çizelge 2.2) ve inertinit (Çizelge 2.3) maseral gruplarına ilişkin literatür bilgisi aşağıda sunulmuştur.

Hüminit maseralleri: Hüminit grubu; bitkilerin kök, gövde ve yapraklarını oluşturan selüloz, lignin ve tannin bileşimli parankima, odun dokuları ve hücre içeriklerinden türemiştir. Bozunma süreçlerine (hümifikasyon, jelleşme) ve kömürleşme derecelerine bağlı olarak hüminitlerdeki hücre yapıları korunabilir ve bunlar değişik derecelerde görünebilir. Hüminit grubu diğer iki gruba nazaran daha yüksek miktarda oksijen ve daha düşük karbon içeriği ile karakterize edilmektedir. Hüminit,

bataklıklarda linyoselüloz maddesinin korunması sonucu kömür damarlarında oluşur. Tersiyer kömürlerinde hüminitler yaygın olarak oluşmakta ve miktarları %90'ı aşabilmektedir (Sykes vd 1994, Taylor vd 1998).

Liptinit maseralleri: Sporin, kütin, süberin, reçine, mum, hayvansal ve bitkisel yağlardan oluşmaktadır. Hüminite göre daha fazla hidrojen içermektedir. Liptinitin rengi koyu griden siyaha kadar değişmektedir. Genellikle karakteristik morfolojisinden ve floresans özelliğinden ayırt edilebilmektedir (Scott 2002).

İnertinit maseralleri: İnertinit maserallerinin kökeni hakkında tartışmalar devam etmektedir. Scott ve Glasspool'a (2007) göre semifuzinit, füzinit ve inertodetrinit oranları çeşitli faktörler tarafından kontrol edilmektedir. Bunlar yangın, sıcaklık ve taşınma etkileridir.

Çizelge 2.1. Hüminit grubu maseralleri (Sýkorová vd 2005).

MASERAL GRUBU	MASERAL ALT GRUBU	MASERAL	
HÜMİNİT	HÜMOTELİNİT	Tektinit	
		Ülminit	Tekstoülminit Eu-ülminit
	HÜMODETRİNİT	Atrinit	
		Densinit	
	HÜMOKOLLİNİT	Korpohüminit	
		Gelinit	

Çizelge 2.2. Liptinit grubu maseralleri (Sýkorová vd 2005).

MASERAL GRUBU	MASERAL
LİPTİNİT	Sporinit
	Kütinit
	Suberinit
	Rezinit
	Fluorinit
	Liptodetrinit
	Alginit
	Bitüminit
	Eksudatinit

Çizelge 2.3. İneritinit grubu maseralleri (ICCP 1994).

MASERAL GRUBU	AÇIKLAMA	MASERAL
İNERTİNİT	Bitki hücre dokusu gösteren maseraller	Füzinit
		Semifüzinit
		Funginit
	Bitki hücre dokusunu kaybeden maseraller	Sekrinit
		Makrinit
		Mikrinite
	Parçalanmış (kıvrıklı) İneritinit maseralleri	İnertodetrinit

2.4. Kömürde İz Element ve Oluşumu

Birçok araştırmacı kömürdeki mineraller ile bazı iz elementler arasında bağlantı olduğunu düşünmektedir. Henüz yeni bir araştırma konusu olmasına rağmen birçok örnekte görüldüğü gibi As, Cd, Se, Tl, Hg, Pb, Sb ve Zn elementleri kükürt mineralleri ile; Rb, Ti, Cr, Zr, Hf ve diğer bazı elementler alüminyum silikat bileşenleri ile; Sr ve Ba elementleri ise alüminyum fosfat ve karbonat mineralleri ile ilişkilidir (Ward 2002).

Jeolojik süreç içerisinde bir kömürün oluşumu mikrobiyal, biyokimyasal ve jeokimyasal olmak üzere 3 evrede gerçekleşmektedir. Mikrobiyal evre turba oluşumunun başlangıç bölümünü içerir, ıslak ve asidik koşulları gerektirmektedir. Ayrışan bitki parçalarının örtülebilmesi için bölgenin yükselmekte olan bir denize yakın olması ya da subsidans olayının meydana gelmesi gerekmektedir. Biyokimyasal evre ise sedimanların turbayı aniden örtmesi ile başlamaktadır. Son olarak jeokimyasal evrede ise bitki parçaları sıkışır ve altere olmaya başlar. Bu üç aşamanın herhangi bir noktasında iz elementler oluşabilir (Swaine 1990). Kömürlerde iz elementlerin kökenleri çok çeşitlidir. Swaine (1990) hangi iz elementlerin kömür matrikslerinin içinde olabileceğini açıklayan birkaç mekanizma tanımlamıştır.

Turba bataklıkları ile sınırlanan drenaj ağları kömür oluşumunun ilk safhasında bazı iz elementleri turbaya taşımaktadır. pH derecesindeki herhangi bir değişim de iz elementlerin kömürde tutunmasını ya da taşınmasını etkilemektedir. Biyokimyasal evre sırasında bitki parçalarını ayrıştıran mikroorganizmalarda iz element oluşumuna katkı sağlamaktadır. Ek olarak turbaya atmosferden volkanik ya da meteorik toz gibi çeşitli girişlerde olabilmektedir (Swaine 1990).

İz elementlerin kimyasal karakterlerine ve kömürün “rank” derecesine bağlı olarak, her bir iz element kömürün farklı bileşenleri ile ilişkilidir (Raask 1985). Genel bir kural olarak iz elementlerin oluşumunda kökenleri fark etmeksizin (organik ya da inorganik kökenli) kömürleşme dereceleri en önemli parametrelerden bir tanesidir. İnorganik bileşenlerle ilgili olan iz elementler kömürün yapısal unsurlarının içinde ya da minerallerin yüzeyinde adsorbe olmuş şekilde bulabilirken, organik bileşenlerle ilişkili olanlar ise iyon değişimi ile oluşmuş olabilirler (Rimmer 1991). Antimon, arsenik, berilyum, kadmiyum, krom, kobalt, kurşun, manganez, nikel ve selenyum gibi elementler çevre açısından kritik öneme sahiptirler.

Antimon: Kömürdeki antimon oluşumu ile ilgili doğrudan bir delil yoktur (Finkelman 1994). Swaine'e (1990) göre antimon organik olarak bulunurken, Finkelman'a (1994) göre pirit içerisinde katı çözelti olarak bulunabilir. Gluskoter vd'ne (1977) göre antimon kömürdeki organik bileşenlerle ilişkilidir. Kömürlerdeki antimon konsantrasyonu yaklaşık 0.05-10 ppm arasındadır (Swaine 1990).

Arsenik: Arsenik, hem doğrudan hem de dolaylı verilere dayanarak kömürdeki pirit ile ilişkilidir (Finkelman 1994). Swaine'e (1990) arsenik başlıca mineral madde ile ilgili ve küçük bir miktarı da organik bileşenlerle ilişkili olabilir. Finkelman'a (1994) göre ise ABD kömürlerinin çoğunda arsenik piritle ilişkilidir. Kömürlerde ortalama arsenik değeri 0.5-80 ppm arasındadır (Swaine 1990).

Berilyum: Swaine'e (1990) göre kömürlerin çoğunda berilyum organik bileşenler ile ilişkilidir. Finkelman'a (1994) göre ise kömürün çoğunda berilyum inorganik olarak bulunurken bazı kömürlerde ise berilyum kil mineralleri ile ilişkilidir ve buda ihmal edilemez. Yine Gluskoter vd'ne (1977) göre berilyum organik materyal ile ilişkilidir. Berilyum içeriği kömürlerde 0.1-0.15 ppm arasında olduğu tahmin edilmektedir (Swaine 1990).

Kadmiyum: Kadmiyum genellikle kömürlerde mineral madde ile ve özellikle sfalerit minerali ile ilişkilidir (Swaine 1990). Ayrıca Finkelman'a (1994) göre kadmiyumun küçük bir miktarı da diğer sülfid mineralleri ile ilişkilidir. Kömürlerin çoğunda ortalama 0.1-3 ppm arasında kadmiyum bulunmaktadır (Swaine 1990).

Kobalt: Toplanan birçok veriye göre kobalt kömürde sülfid mineralleri ile ilişkilidir. Ancak kobalt kömürde organik madde ve aynı zamanda kömürdeki killerle de ilgili olarak bulunur (Finkelman 1994). Kömürlerin çoğunda kobalt konsantrasyonu 0.5-30 ppm arasındadır (Swaine 1990).

Krom: Kromun kömürde nasıl oluştuğu çok açık değildir. Finkelman'a (1994) göre hem organik madde ile hem de kil mineralleri ile ilişkili olarak kömürde bulunmaktadır. Rimmer (1991) "Lower Kittanning" kömür damarını çalışırken kromun killerle ilişkili olduğunu öne sürmüştür. Mukherjee vd (1988) ise Hindistan'daki çalışmalarına dayanarak kömürün genellikle organik madde ile ilişkili olarak bulunduğunu öne sürmüştür. Kömürlerin çoğunda ortalama krom konsantrasyonu 0.5-60 ppm arasındadır (Swaine 1990).

Kurşun: Finkelman'a (1994) göre kurşun başlıca sülfid olarak ya da sülfid mineralleri ile ilişkili olarak bulunur ve en yaygın formu galen mineralidir. Swaine (1990) ise kurşunun düşük "rank" kömürlerde daha çok organik bileşenlerle ilişkili olarak bulunduğunu işaret etmektedir. ABD kömürlerindeki ortama kurşun değeri 2-40 ppm arasındadır (Swaine 1990).

Manganez: Swaine'e (1990) göre manganez kömürlerde başlıca karbonat mineralleri ve killere ilişkili olarak bulunmaktadır. Benzer şekilde Finkelman'da (1994) manganezin bitümlü kömürlerde, siderit ve ankerit gibi karbonat minerallerinin içinde katı çözelti şeklinde olabileceğine inanmaktadır. Bu iki araştırmacı manganezin düşük "rank" kömürlerde organik bileşenlerle ilişkili olduğunu savunmaktadır. Ek olarak Garcia vd (1993) manganezin bazı kömürlerde pirit ya da killere ilişkili olabileceğini işaret etmektedir. Manganezin kömürlerin çoğundaki muhtemel konsantrasyonu 5-300 ppm arasındadır (Swaine 1990).

Cıva: Dvornikov'a (1981) göre cıva kömürde, cıva sülfid (HgS), metalik cıva ve organik cıva olmak üzere üç şekilde bulunmaktadır. Ancak Swaine'e (1990) göre bu şekilde oluşan cıvaların, cıva mineralizasyonuna yakın bölgelerdeki Rus kömürlerinde bulunduğu ve cıvanın kömürlerde başlıca pirit minerali ile ilişkili olarak oluştuğunu savunmaktadır. Ayrıca Finkelman'da (1994) cıvanın pirit içerisinde katı çözelti olarak bulunduğunu işaret etmektedir. Bu araştırmacılara göre epijenetik piritlerde sinjenetik piritlere oranla muhtemelen daha fazla cıva bulunmaktadır. Cıva konsantrasyonu normal olarak düşük ve 0.02-1 ppm arasındadır (Swaine 1990).

Nikel: Kömürlerde nikelin oluşum şekli kesin olarak bilinmemektedir. Bugüne kadar olan çalışmalarda dolaylı verilerde çelişkilidir ve Finkelman'a (1994) göre kömürlerde nikelin büyük bir miktarı organik olarak oluşmaktadır. Ancak Swaine'e (1990) göre nikel sülfid mineralleri ile inorganik olarak da oluşmuş olabilir. Kömürlerin çoğunda nikelin muhtemel konsantrasyonu 0.5-50 ppm arasındadır (Swaine 1990).

Selenyum: Selenyumun kömürlerde birkaç farklı oluşum şekli vardır. Finkelman'a (1994) göre organik olarak bulunurken Swaine'e (1990) göre selenyum kömürdeki sülfid mineralleri ile özellikle de pirit ile ilişkili olarak bulunmaktadır. Birçok ticari kömürdeki selenyumun ortalama konsantrasyonu 0.2-1.6 ppm arasındadır (Swaine 1990).

3. MATERYAL ve METOT

3.1. Arazi Çalışmaları

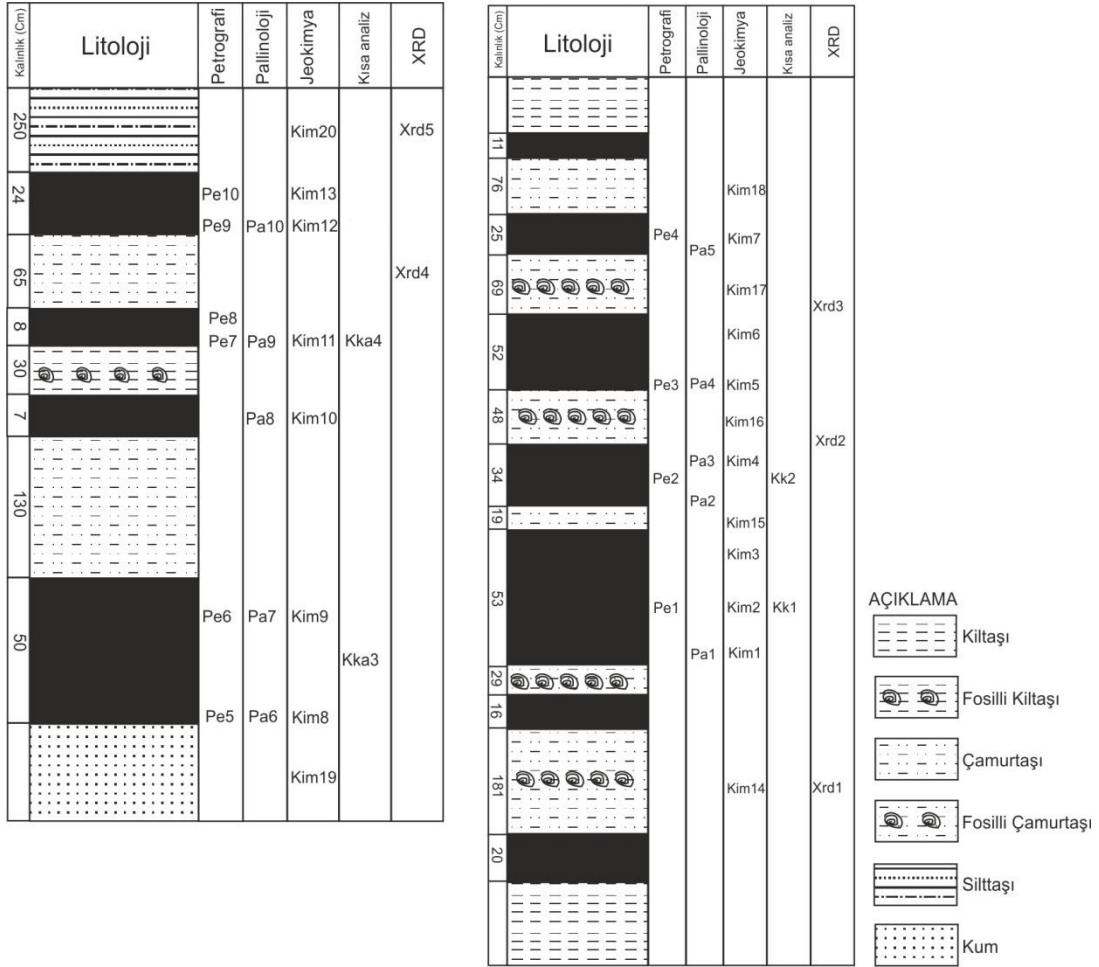
Arazi çalışmalarına başlamadan önce inceleme alanında daha önceden yapılmış yayınlar ve haritalar kaya birimlerinin en iyi gözlemlendiği alanları tespit etmek amacıyla taranmıştır. 2010 yaz dönemi ve 2011 güz döneminde Çanakkale bölgesine ait H16b2-b3 ve H17a1-a4 paftalarına yayılan çalışma alanında bulunan kaya türlerinin özelliklerini, değişimlerini ve birbirleriyle olan ilişkilerini belirlemek amacıyla 1/25000 ölçekli jeoloji haritası alımı yapılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında özellikle kömür içeren birimler incelenmeye çalışılmış ve ölçülü stratigrafik kesitler alınmıştır. Ayrıca kömür ve ara seviyelerden petrografik, palinolojik, paleontolojik ve jeokimyasal analizler yapılmak üzere yaklaşık 50 adet örnek alınmıştır. Örneklerin ölçülü kesitler üzerindeki yerleri Şekil 3.1’de verilmiştir.

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

Çalışma alanından alınan kömür ve kömürlerin arasındaki killi birimlerden alınan örnekler üzerinde çeşitli analizler yapılmıştır. Çan Türkiye Linyit İşletmeleri laboratuvarında 4 adet kömür örneği üzerinde kimyasal analizler (proximate) yapılmıştır. Maden Tetkik Arama laboratuvarlarında 10 adet kömür örneği üzerinde maseral analizleri ve yansıma ölçümleri yapılmıştır. 13 adet kömür ve 7 adet kil örneği ise toplam majör oksit ve iz element analizleri yapılmak üzere ACME (Kanada) laboratuvarına gönderilmiştir. Ayrıca 10 adet kömür örneği üzerinde palinolojik analizler yapılmıştır. Analiz yöntemleri aşağıda detaylı biçimde açıklanmıştır.

3.2.1. Kimyasal (proximate) analizler

Kimyasal analizler nem, kül, uçucu madde, toplam kükürt içeriği ve kalorifik değer ölçümlerini kapsamaktadır. Analizler ASTM (1991) (American Society for Testing and Materials) standartlarına uygun olarak yapılmıştır. Toplam kükürt analizi, “LECO SC 144” marka toplam kükürt analiz cihazı ile yapılmıştır. Cihaz özel kap içine hassas tartılmış örneğin yüksek sıcaklıkta (yaklaşık 1000⁰C) yakılmasıyla açığa çıkan kükürt gazının %15 seyreltik HCl ve nişasta çözeltisi ile titrasyonu sonucunda tüketilen KIO₃ miktarını kullanarak hesaplanması prensibiyle çalışmaktadır.



Şekil 3.1. Kömür düzeylerinden alınan örneklerin kesit üzerindeki yerleri (Soldaki kesit Üst Oligosen yaşlı kömür düzeyine ait, Sağdaki kesit ise Üst Miyosen yaşlı kömür düzeyine aittir).

Havada kuru bazda, nem, kül, uçucu madde ve sabit karbon analizleri “Leco TGA 701” cihazında aynı örnek üzerinde birkaç aşamada otomatik olarak yapılmıştır. Cihaz sırasıyla nem, uçucu madde, kül ve sabit karbon analizlerini yapmaktadır. TGA cihazında ilk olarak açık kaplardaki örneklerin 105⁰C’de ±0.10 okuma aralığına gelene kadar nem analizi yapılmıştır. İkinci aşamada ise aynı örneklerin bulunduğu kaplar özel kapakları ile kapatılmış ve 950⁰C’de, oksijensiz ortamda uçucu madde analizi yapılmıştır. Üçüncü aşamada sıcaklığın 600⁰C’ye düşmesinden sonra kapakları alınmış ve örnekler 750⁰C’de oksijenli ortamda ±0.10 okuma aralığına gelene kadar kül analizi yapılmıştır. Sabit karbon analizi ise nem, uçucu madde ve kül içeriklerinin toplamının 100’den çıkarılması ile hesaplanmıştır. Sonuçlar cihaza bağlı bir yazıcıdan her aşama sonunda alınmıştır.

Isıl değer analizleri “LECO AC 500” marka kalorimetre cihazı ile gerçekleştirilmiştir. Cihaz kapalı bir sistem içinde ağırlığı bilinen örneğin yanması sonucunda açığa çıkan ısının ısı sensörleri yardımıyla tespit edilmesi prensibiyle çalışmaktadır. Kalorimetreye bağlı bir bilgisayar yardımıyla cihazdan gelen veriler otomatik olarak hesaplanmış ve örneklere ait alt ve st ısıl değerler elde edilmiştir.

Nem içeriği, örneğin laboratuvara geldiği durumdaki nem miktarının ölçülmesi ile hesaplanmaktadır. Laboratuvara gelen örnekler poşeti açıldıktan sonra daha önceden ağırlığı bilinen boş behere (a) konulur ve etüve koyulmadan önceki ağırlığı (b) llr. Örnekler etüvde 105⁰C ‘de 24 saat süreyle kurutulduktan sonra örnekler beher ile birlikte tartılır (c). Örneklerin nem içerikleri aşağıdaki formül kullanılarak belirlenmiştir.

$$\%Nem\ içeriği = [(c-a)/(b-a)] \times 100$$

3.2.2. Kömür petrografisi analizleri

3.2.2.1. Örneklerin kömür petrografisi analizlerine hazırlanması

Kömür rneklerinin petrografik analizlere hazırlanması, maseral analizleri ve hüminit yansımaları ölçümleri kömür petrografisi standart ve prensiplerine (Stach vd 1982 ve ASTM 1983) uyularak Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Maden Analizleri ve Teknolojisi Dairesi Mineraloji-Petrografi servisinde gerçekleştirilmiştir.

Kömür rnekleri araziden alınıp laboratuvarlara getirildikten sonra yakıt laboratuvarında ğtlerek yaklaşık 1mm (ve altı) boyutunda, 200-250 gram 10 adet örnek kömür petrografisi analizleri yapılmak üzere ayrılmıştır.

Yaklaşık 1 mm boyutundaki öğütülmüş örnekler havada kurutularak, özel mekanik bölücülerle azaltılır ve yaklaşık 3 cm çapındaki özel plastik örnek kapları içerisine temsili öğütülmüş kömür ve transoptik tozu ile birlikte konulur. Özel basınç ve sıcaklık koşullarında numune hazırlama cihazına konur ve pelletler hazırlanır. Parlatmalar için “Beuhler Power Pro 4000 variable speed grinder polisher” (şekil 3.2) cihazı ve pellet yapıcı olarak “Beuhler Simplimet 3000 Automatic Mounting Press” (şekil 3.3) marka cihaz kullanılmıştır. Bu cihazlar yansıma ölçümlerinde güzel sonuçlar vermekte, çok güzel parlatılmış pelletler ortaya koyabilmektedirler. Parlatma cihazına özel olan, değişik tane boyutunda parlatma tozları ve sıvılarla solüsyon haline getirilmiş

parlatma solüsyonları vardır. Parlatma diskinin üzerine kendi programlaması yapılarak belirli sürelerde belirli sıvıları alıp, parlatma işlemlerini yapar. Farklı büyüklükteki parlatma solüsyonları diskler üzerine dökülür ve örneğin bu diskler üzerinde kaba taneliden ince taneliye doğru, diskin dönmesinin tersi yönünde çevrilerek parlatılması sağlanır. Her seferinde 5-6 örnek ile birlikte çalışılır ve örnek yerlerine parlatılmış pelletler (Şekil 3.4) uygun şekilde yerleştirilir ve parlatılma yaklaşık yarım saatlik bir süre içinde sonuçlandırılır. Elde edilen parlatılmış pelletler ile yansıma ölçümleri çok daha sağlıklı şekilde yapılabilmektedir.

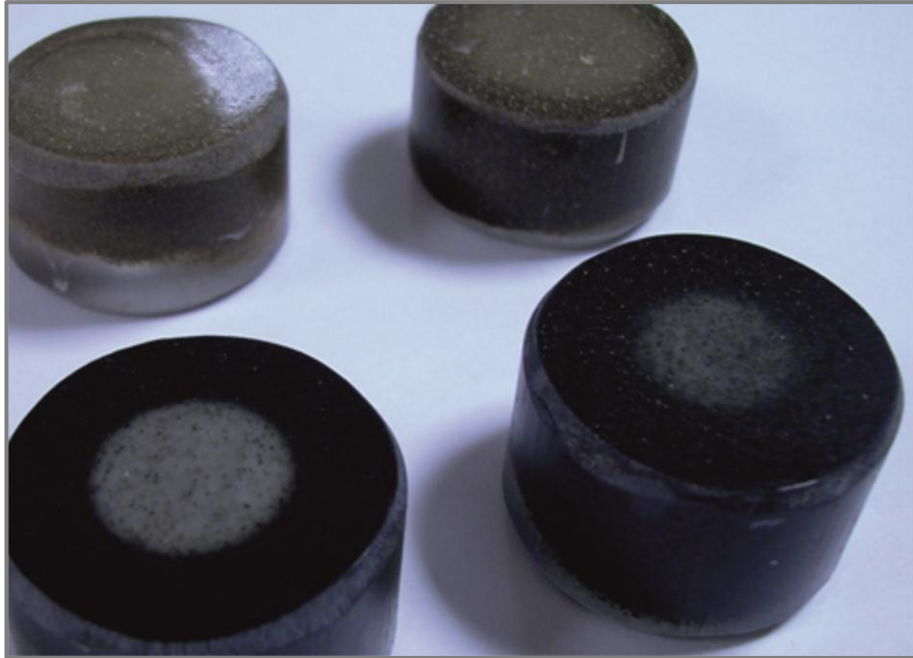
Kil oranı yüksek örnekler için parlatma aşamasında su yerine etil alkol kullanılması tavsiye edilir. Örnekler su ile parlatıldığında, killi örneklerin dökülmesi ve su ile şişmesi gibi sorunlar meydana gelmekte, alkol kullanıldığı zaman ise böyle bir durum oluşmamaktadır. Örnekler her adımda oksitlenmiş olması ihtimali göz önüne alınarak, çok ince elmas tozu püskürtülmeli, ince parlatma ve temizlenme işlemi uygulanmalıdır.



Şekil 3.2. “Beuhler Power Pro 4000 variable speed grinder polisher” parlatma cihazı.



Şekil 3.3. “Beuhler Simplimet 3000 Automatic Mounting Press” marka pellet yapıcı cihaz.



Şekil 3.4. Parlatılmış kömür numuneleri.

3.2.2.2. Analiz yöntemleri

Kömürlerin petrografik olarak incelenmesi üstten aydınlatmalı mikroskoplarla yapılmaktadır. Bu çalışmada “Leitz MPV-SP” (Şekil 3.5) marka fotomultiplierli mikroskop, 32x yağlı objektif, kırılma indisi %1,518 olan parlatma yağları, yansıma ölçümleri için yansıma değeri (R) %0,548 olan safir standardı ve “GEOR bilgisayar software” programı kullanılmıştır.

Örneklerin mikroskobik bileşenlerin saptanmasında her örnek için yaklaşık olarak minimum 500 nokta gözlemlenerek, nokta sayım metodu ile belirlenmiştir. Örneklerin mikroskobik bileşenleri detaylı olarak saptandıktan sonra, örnekler yeniden hassas parlatılma aşamasından geçirilerek yansıma ölçümleri için hazırlanmışlardır. Burada çok iyi parlatılma yüzeyleri elde etmek en önemli amaçtır ve mutlaka gereklidir.

Yansıma, yüzeyi pürüzsüz, parlatılmış örnek yüzeylerine gönderilen ışığın geriye yansıyan miktarlarıdır. Bir ayna yüzeyine gönderdiğimiz ışığın yaklaşık olarak tamamının geri gelmesi (%100'ünün) beklenir. Altın için bu değer %80'ler, pirit için bu %60'lar, grafit için %9'lar civarında iken kömürler için %1'ler civarındadır. Geri dönen ışık miktarının kaba olarak ölçümü, o ışığın yoğunluğu veya şiddeti olarak değerlendirilmektedir. Ama bir standart kullanıldığı zaman bu değer o maddenin yansıma değeri olarak nitelendirilmektedir. Kömürdeki yansıma değerlerine karşılık gelen kömürleşme derecesi Çizelge 3.1'de verilmiştir.

Yansıma ölçümleri her örnek için minimum 100 nokta baz alınarak gerçekleştirilmiştir. Yansıma ölçümlerinde en büyük yansıma değerleri (Rmax), ortalama yansıma değerleri (Rmean) ve en küçük yansıma değerleri (Rmin), ayrıca bu değerlerin Standart Sapma (Standard Deviation) değerleri de belirlenmiştir.



Şekil 3.5. “Leitz MPV-SP” marka kömür mikroskobu.

Çizelge 3.1. Kömürlerin “Rmean” (%) değerleri ve kömürleşme dereceleri (Stach vd 1982).

Kömürleşme Derecesi (USA)	Yansıma (Rmean)(%)	Kömürleşme Derecesi (USA)	Yansıma (Rmean)(%)
Turba	0.2	Orta Uçucu Maddeli Bitümlü Kömür	1.2
			1.4
Linyit	0.3	Düşük Uçucu Maddeli Bitümlü Kömür	1.6
			1.8
Alt Bitümlü Kömür	C B	Semi-Antrasit	2.0
			0.4
Yüksek Uçucu Maddeli Bitümlü Kömür	C B A	Antrasit	3.0
			0.5
			0.6
			0.7
A	0.8 1.0		4.0

3.2.3. Palinolojik analizler

Bu çalışmada Gelibolu Yarımadası'ndaki kömürlü birimlerden ölçülü kesitler alınmıştır. Kesit hatları boyunca toplam 10 adet palinolojik amaçlı örnekler derlenmiştir. İncelenen bu örneklerden 5 tanesi palinolojik sayım için uygundur. Örneklerden bazılarının sporomorf yüzdesi düşüktür. Bu yüzden örneklerde sayılan bireyler 45 ile 233 arasında değişmektedir. Sayım sonuçları yüzde değerlerine dönüştürülmüştür.

3.2.3.1. Örnek hazırlama yöntemi

Palinolojik inceleme için, örnekler öncelikle kurutulup öğütüldükten sonra yaklaşık 10 gr'lık miktarlarda plastik kutular içerisine yerleştirilmiştir. Palinolojik örnek hazırlamadaki standart tekniklere göre örnekler HCl (Hidroklorik asit) ve HF (Hidroflorik asit) asit aşamasından geçirildikten sonra, organik materyali temizlemek için "Schulze" çözeltisi ($\text{HNO}_3 + \text{KClO}_3$) ve KOH (Potasyum Hidroksit) kullanılmıştır. Mikroskop altında incelenebilecek hale gelen örnekler, şişeler içerisine alınmış ve 4-5 damla alkol ilave edilmiştir. Örneklerden fosil zenginliğine göre ortalama 1 ila 3 lam hazırlanmıştır. Elde edilen yüzde değerleri istatistiksel bir program olan "TILIA" programına uygulanmıştır. Elde edilen sporomorflar Levha 3 ve 4'te gösterilmektedir.

3.2.3.2. Paleo-iklimsel yorumlamalar için kullanılan yöntem

Paleo-iklimsel sonuçlar, Mosbrugger ve Utescher (1997) tarafından geliştirilen "Coexistence Approach" yöntemi kullanılarak elde edilmiştir. Yöntem, Tersiyer bitki fosillerini kullanarak, bilgisayar programı yardımıyla sayısal iklimsel değerleri bulma temeline dayanmaktadır. "Coexistence Approach" yönteminin uygulaması, "ClimStat" adlı bilgisayar programı ve 3000'den fazla Tersiyer 'de yaşamış olan bitkilerin yaşayan en yakın akrabaları ve bunların meteoroloji istasyonlarından elde edilmiş iklimsel değerleri sayesinde gerçekleştirilmektedir. Bu çalışmada elde edilen palinoflora 7 ayrı iklimsel parametre açısından değerlendirilmiştir. Bunlar "Yıllık Ortalama Sıcaklık", "En Soğuk Ayın Yağış Miktarı", "En Sıcak Ayın Yağış Miktarı", "Yıllık Yağış Miktarı", "Nemli Ayın Yağış Miktarı", "Kurak Ayın Yağış Miktarı" ve "Sıcak Ayın Yağış Miktarı"dır. "Coexistence Approach" yönteminde, sağlıklı sonuç alabilmek için, floranın çok zengin olması gerekmektedir. Çünkü yöntemin temeli, floradaki bitkilerin

hangisinin bol olduğundan çok, floranın ne kadar zengin bir çeşitlilik sunduğuna dayanmaktadır.

3.2.4. Majör ve iz element analiz yöntemi

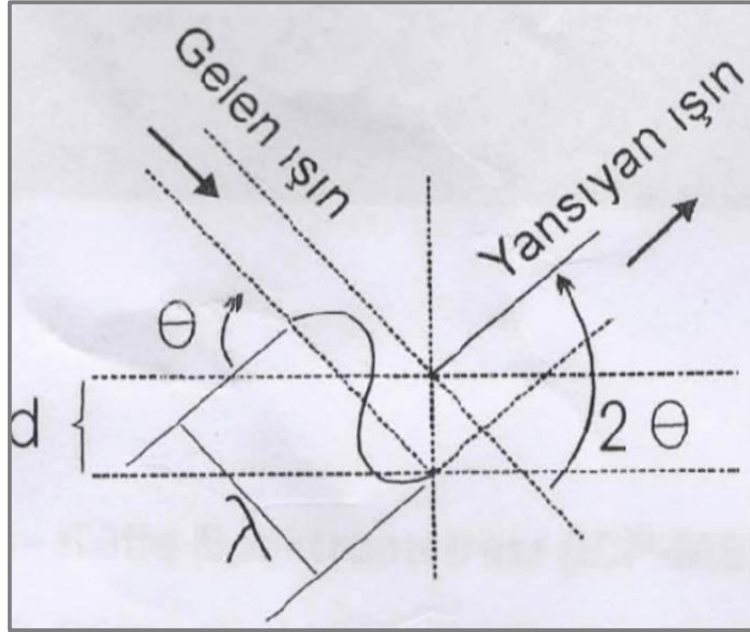
İncelenen kömür ve kil örneklerinin majör ve iz element analizleri Kanada ACME Analitik laboratuvarında yapılmıştır. Majör oksitlerin (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , CrO_3) ve birkaç minör elementin (Ni ve Sc) toplam miktarları, 0,2 gr örnekte ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry) yöntemi kullanılarak, örneğin LiBO_2 füzyon ve seyreltilmiş nitrik asit ile işleme tabi tutulması ile saptanmıştır. Ateş kaybı 1000°C 'de örneğin yakılmasından sonraki ağırlık farkıdır. Standart olarak SO-8/CSB kullanılmıştır.

Aynı örneklerin benzer işlemlerden geçerek ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry) yöntemi kullanılarak belirlenen iz elementler: Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu'dur. Ayrıca Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, Se elementleri için 0,5 gr örnek 3 ml 2-2-2 HCl-HNO₃-H₂O ile 95°C 'de bir saat liç edilmiş ve seyreltilmiş 10 ml ICP-MS yöntemi ile analiz edilmiştir. Standart olarak DS6/C3/LIB-10 kullanılmıştır.

3.2.5. X-ışınları analizleri

Elementlerin atom numaraları arttıkça sahip oldukları elektron miktarları, dolayısıyla elektronların üzerinde hareket ettikleri yörünge sayıları da artar. Eğer herhangi bir madde X ışınları gibi yüksek enerjili bir radyasyonla uyarılırsa yüksek enerji girişi yüzünden yakın yörüngelerdeki elektronlar daha yüksek enerji düzeyine çıkar. Uyarılan elektronlar ilk enerji düzeyine geri döndüklerinde kazanmış oldukları fazla enerji düzeyini X ışınları şeklinde geri verirler. Bir kristal üzerine X ışınları verildiğinde o ışının yansımaları "Bragg kanunundaki" ($n\lambda = 2d \sin\theta$) şartlar yerine geldiğinde gerçekleşir. Burada n =Dalga tam sayısı, λ =Dalga boyu, $\sin\theta$ =Difraksiyon açısı, d =Atom düzlemleri arasındaki mesafe "şebeke aralığı"dır. Şekil 3.6' daki gibi bir toz örneğinin XRD çekimi $2\theta = 50$ (başlangıç)- 600 (bitiş) arasında 10/dakika olmak üzere yapılır. Difraktogramda yer alan piklerin derece cinsinden 2θ değerleri ölçüldükten sonra d (Å) değerleri bulunur. Ancak, pratikte $n\lambda = 2d \sin\theta$ hesaplaması nadiren yapılmaktadır. Çünkü ASTM kartlarından her mineral için 2θ 'ya

karşılık gelen dhkl değerleri A0 cinsinden verilmektedir. X ışını üreten tüpün cinsi dikkate alınarak ASTM standartlarında daha önceden belirlenmiş olan dA0 ve I/I değerlerinden yararlanılarak mineral türleri (% olarak) belirlenir (Pehlivan ve Yılmaz 2005).



Şekil 3.6. X ışını kırınımı (Pehlivan ve Yılmaz 2005).

3.3. Büro Çalışmaları

Saha çalışmaları sırasında ayırt edilebilen tüm kaya birimleri, bu kayaların eğim ve doğrultu değerleri ile kıvrımlar, faylar ve formasyonlar haritaya işlenmiştir.

Yapılan çalışmalar sonucunda; ölçülmüş stratigrafik kesitler ve 1/25000'lik jeoloji haritası "Corel Draw XV" programı kullanılarak hazırlanmıştır. Ayrıca çalışma alanının sayısal yükseklik modeli "ArcGIS 10" ve "Surfer 10" programları kullanılarak yapılmıştır. Laboratuvar analizleri sonucunda elde edilen veriler daha önceki çalışmalar dikkate alınarak yorumlanmaya çalışılmıştır.

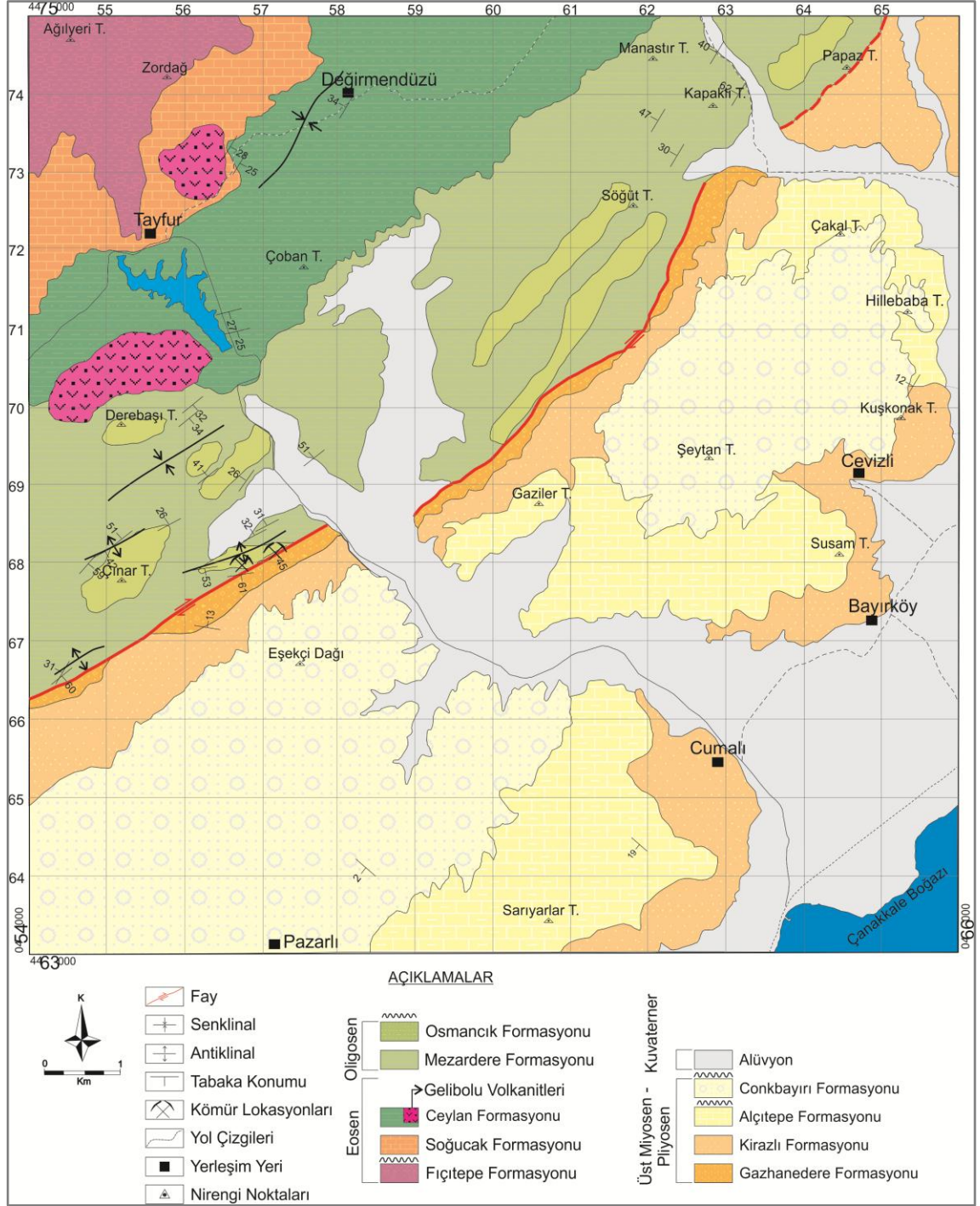
4. BULGULAR ve TARTIŞMA

4.1. Stratigrafi

İnceleme alanında, Eosen'den Pliyosen'e kadar devam eden denizel ve karasal ortamların ürünü çökeller yer alır. Bu çökel istif kuzeybatıdan güneydoğuya doğru gençleşmektedir (Şekil 4.1). Paleojen yaşlı birimler inceleme alanının kuzeybatısında Neojen yaşlı birimler ise güneydoğusunda, yarımada'nın doğrultusuna paralel olarak uzanmaktadır. İnceleme alanı içinde en yaşlı birim karasal çökeller ile temsil edilen Eosen yaşlı Fıçitepe Formasyonu'dur (Şekil 4.2). Formasyon bordo renkli çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır. Fıçitepe Formasyonu'nun üzerine, bir transgresyon başlangıcını temsil eden sığ denizel karbonatlardan oluşan Orta-Geç Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Bu karbonatlar yanal yönde devamlı olmayıp merceksi görünümündedir. Soğucak Formasyonu çökelinin ardından havzanın daha da derinleşmesi ile şeyl-kumtaşı aralanması ve tüfler ile temsil edilen Üst Eosen yaşlı Ceylan Formasyonu çökelmiştir. Ceylan Formasyonu inceleme alanında andezit bileşimli Gelibolu Volkanitleri tarafından kesilmiştir. Ceylan Formasyonu'nun üzerine Oligosen döneminde delta çökelleri ile temsil edilen Mezardere ve Osmancık formasyonları gelmektedir. Bu çökellerin üzerine Üst Miyosen'de uyumsuz olarak fay kontrollü havzalarda gelişen (Yılmaz vd 2000); akarsu, göl ve sığ denizel çökeller ile temsil edilen Gazhanedere, Kirazlı ve Alçitepe formasyonları çökelmiştir. En üstte ise altındaki bütün birimleri uyumsuz olarak örten ve karasal çökellerden oluşan Conkbayırı Formasyonu bulunmaktadır.

Bu çökel istif içerisinde kömür içeren iki formasyon vardır. Bunlardan birisi Geç Oligosen yaşlı Osmancık Formasyonu, diğeri Geç Miyosen yaşındaki Gazhanedere Formasyonu'dur. Osmancık Formasyonu Güney Trakya'da geniş alanlarda yüzlek veren linyitli kumtaşlarının (Lebküchner 1974, Siyako 2006a) alt seviyelerine karşılık gelmektedir.

Bu organik çökeller, transgresyon ve regresyonlara bağlı olarak gelişmiş olan kıyı ortamlarında (lagün, gel-git düzlüğü bataklıkları ve gölsel alanlar) gelişmiştir. Bu organik çökeller çalışma alanında kalınlığı 10 cm ile 50 cm arasında değişen, iki kömür düzeyi ile temsil edilmektedir (Şekil 4.2).



Şekil 4.1. İnceleme alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	KALINLIK	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	ORTAM		
SENOZOYİK	TERSİYER	NEOJEN	KUVATERNER	Alüvyon			Kil ve çakıl boyutunda tutturulmamış malzeme	Alüvyon yelpazesi Lagün-Kıyı ötesi Plaj - Akarsu Menderesli akarsu-Taşkın ovası Karasal - Delta düzlüğü Delta önü Delta ilersi Derin deniz - Kıta yamacı Sığ deniz / Resif Karasal		
				ÜST MİYOSEN - PLİYOSEN	Conkbayırı	320			Yanal ve düşey yönde birbirleri ile geçişli kötü boylanmış çakıltaşı ve kumtaşı	
					Alçıtepe	Kirazlı	180			Karbonatlı kumtaşı, marn ve fosilli kireçtaşı ardalanması
						Kirazlı	300			Gri-boz renkli, iyi boylanmış, serbest kumtaşları
					Gazhane dere	40			Kaba çakıltaşı, kırmızı renkli çamurtaşları ve kömür	
				OLİGOSEN	ÜST	Osmancık	50			Kaba kumtaşları, üst seviyelerde organik madde yönünden zengin çamurtaşları ve kömür
						Mezardere	350			Üste doğru tane boyu artan seyl-ince taneli kumtaşı ardalanması
					ALT-ORTA	Volkanit Ceylan	700			Orta-kalın tabakalı kumtaşları
										Şeyl kumtaşı ardalanması
				EOSEN	ORTA	Söğücek	50			Türbiditik kumtaşı ve tuf ardalanması
						Fıçitepe	500			Andezit
				ALT - ORTA	Sığücek	50			Kireçtaşları	
									Bordo renkli, kaba taneli kumtaşı, çakıltaşı ve kahvemsî kırmızı renkli çamurtaşları	

Şekil 4.2. İnceleme alanının geliştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Ölçeksizdir).

4.1.1. Fıçitepe formasyonu

Tanım ve yayılım: Fıçitepe Formasyonu Gelibolu Yarımadası'nda Saros Körfezi'ne yakın kesimlerde Tayfur Köyü ve Kozluktepe kuzeyinde (Sümengen ve Terlemez 1991), Bozcaada' da (Kesgin ve Varol 2003) ve Lapseki'nin doğusunda (Siyako vd 1989) yüzlek veren bordo ve yeşilimsi gri çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır.

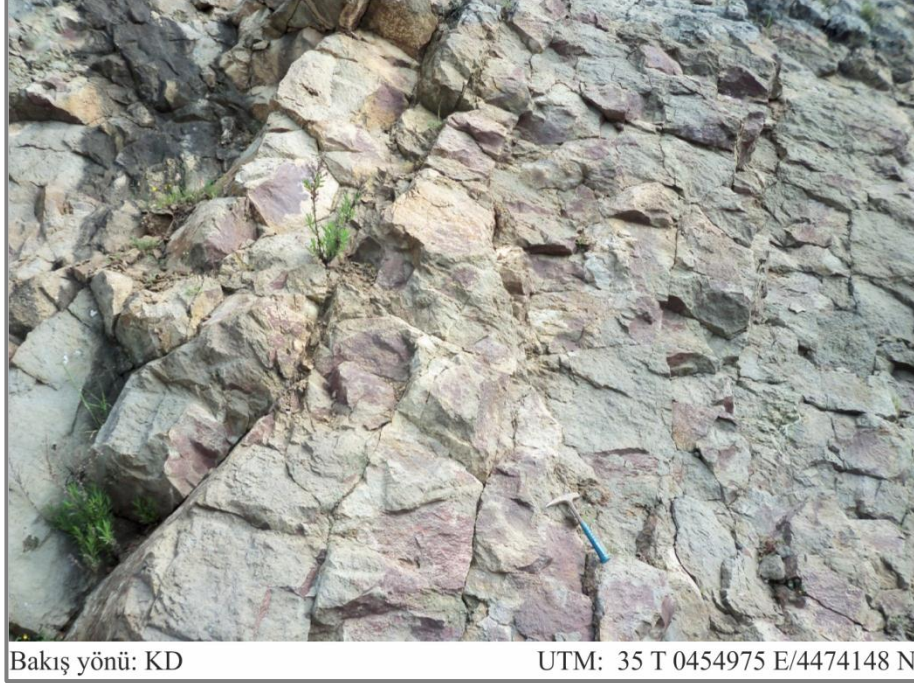
Fıçitepe Formasyonu adı ilk defa Sfondrini (1961) ve Druitt (1961) tarafından kullanılmıştır. Daha sonraki yıllarda yapılan çalışmalarda ise Kellog (1973), Kasar vd (1983), Saner (1985), Sümengen ve Terlemez (1991), Temel ve Çiftçi (2002), Kesgin ve Varol (2003) yine bu ismi kullanmışlardır. Bu formasyon için Saltık (1975) ve Önal (1986) Tayfur Formasyonu, Önem(1974) Tayfur Formasyonu'nun Sağırtaş Üyesi adlandırmalarını kullanmışlardır. Bu incelemede yaygın kullanımdan dolayı Fıçitepe Formasyonu adı benimsenmiştir.

Fıçitepe Formasyonu inceleme alanının kuzeybatısında, Tayfur Köyü kuzeyinde Zordağ ve Ağilyeri Tepe civarında gözlenmektedir. Formasyon yaklaşık 4 km²'lik bir alanda yayılım göstermektedir.

Dokanak ilişkileri: Formasyonun inceleme alanında tabanı gözlenmemektedir ancak çalışma alanı dışındaki gözlemlerinize dayanarak Fıçitepe Formasyonu'nun, Karaağaç Formasyonu (Sfondrini 1961) kumtaşları üzerine geçişli olarak geldiğini belirtebiliriz. Karasal Fıçitepe Formasyonu üzerine ise şelf ortamını temsil eden Soğucak Formasyonu'nun kireçtaşları uyumsuz olarak gelmektedir.

Litoloji: Çalışma alanında Fıçitepe Formasyonuna ait birimler, kaba kumtaşı, çakıltaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır. Birim egemen olarak yeşilimsi-bordo renkli kötü boylanmalı, polijenik bileşenli, kum ve silt matriksli çakıltaşı ve kaba kumtaşından oluşmaktadır (Şekil 4.3). Bu çakıltaşı ve kumtaşı seviyeleri yanal olarak merceksi ve üste doğru tane boyu incelen düzeyler görünümündedir. Çakıltaşları metamorfik, çört ve kireçtaşı çakıllarından oluşurken, genellikle matriks destekli ve bazen de tane desteklidir. Kumtaşları orta-kaba taneli, belirgin katmanlı ve yer yer çapraz tabakalı yapı göstermektedir. Bordo ve yeşilimsi-gri renkli çamurtaşları ise genellikle zayıf tutturulmuş ve laminalıdır. Bu çamurtaşları içerisinde bitki kök izleri, karbonat yumruları ve kumtaşı merceği gözlenmektedir (Şekil 4.4).

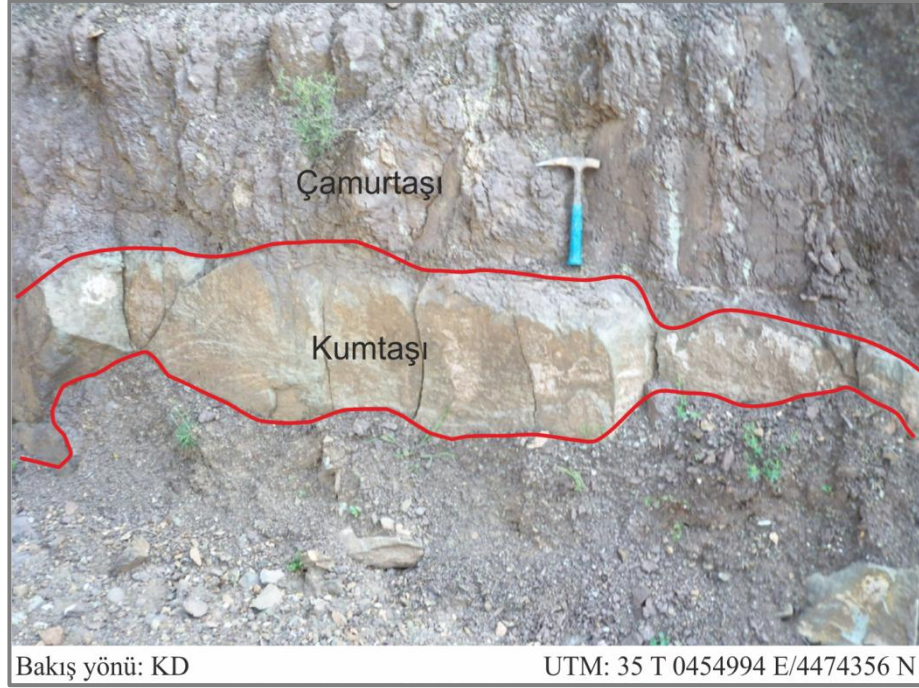
Kalınlık: Fıçitepe Formasyonunun çalışma alanında kalınlığı değişkendir. Tayfur Köyü kuzeyindeki kalınlığı yaklaşık 500-600 metre civarındadır.



Şekil 4.3. Fıçitepe Formasyonu ait, üzerinde çatlak düzlemleri gelişmiş kaba kumtaşı.

Fosil içeriği ve yaş: Formasyon içerisinde fosil bulgusuna rastlanılamamıştır. Birimin yaşı altında bulunan Erken Eosen yaşlı Karaağaç Formasyonu (Sfondrini 1961) ile düzenli geçiş göstermesi ve Orta Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu ile üstlenmesi nedeniyle daha önceki çalışmalarda (Önal 1986, Siyako vd 1989, Sümengen ve Terlemez 1991, Temel ve Çiftçi 2002, Kesgin ve Varol 2003) Erken-Orta Eosen yaşı verilmiştir. Bu çalışmada da bu yaş benimsenmiştir.

Çökeltme ortamı: Regresif depolanma sisteminin en üst bölümünü oluşturan Fıçitepe Formasyonu (Siyako ve Huvaz 2007), çakıltası-kumtaşı ve şarabi çamurtaşı fasiyeslerindeki tane boyu dağılımı, içyapıları, renk ve fasiyeslerin düşey ve yanal ilişkileri gözetilerek bu kaya türlerinin menderesli nehir ve taşkın ovası çökelleri olduğu yorumlanmıştır (Sümengen ve Terlemez 1991).



Şekil 4.4. Fıçitepe Formasyonu bordo renkli çamurtaşı düzeyleri ve içerisinde gözlenen kumtaşı merceği.

4.1.2. Soğucak formasyonu

Tanım ve yayılım: Soğucak Formasyonu Kuzey Trakya'da (Holmes 1961), Güney Trakya'da, Gelibolu Yarımadası'nda (Sümengen ve Terlemez 1991), Gökçeada'da Uğurlu Köyü yakınlarında, Bozcaada'nın güneyinde (Kesgin ve Varol 2003, Varol vd 2009) yüzeyleyen sığ denizel kireçtaşlarıyla temsil edilmektedir.

Soğucak Formasyonu ilk kez Holmes (1961) tarafından Kırklareli Soğucak Köyü'nde Kırklareli Formasyonu'nun bir üyesi olarak tanımlanmıştır. Ünal (1967), birimi formasyon aşamasına çıkartarak Soğucak Kalkeri olarak adlandırmıştır. Saner (1985) bu birim için Tayfur Kireçtaşı, Önal (1986) Kozluktepe Kireçtaşı adlandırmasını kullanmışlardır. Sümengen vd (1987), Sümengen ve Terlemez (1991), Temel ve Çiftçi (2002), Kesgin ve Varol (2003) ise Soğucak Formasyonu adlandırmasını kullanmışlardır. Bu çalışmada yaygın kullanımı sebebiyle Soğucak Formasyonu ismi kullanılmıştır.

Soğucak Formasyonu çalışma alanının kuzeybatısında, Tayfur Köyü civarında ve Değirmendüzü Köyü'nün kuzeybatısında sınırlı alanlarda mostra vermektedir.

Birimin yanal devamlılığı sınırlı olup genellikle kireçtaşı mercekleri ve düzeyleri halindedir (Şekil 4.5). Formasyon yaklaşık 5 km²'lik bir alanda yayılım göstermektedir.

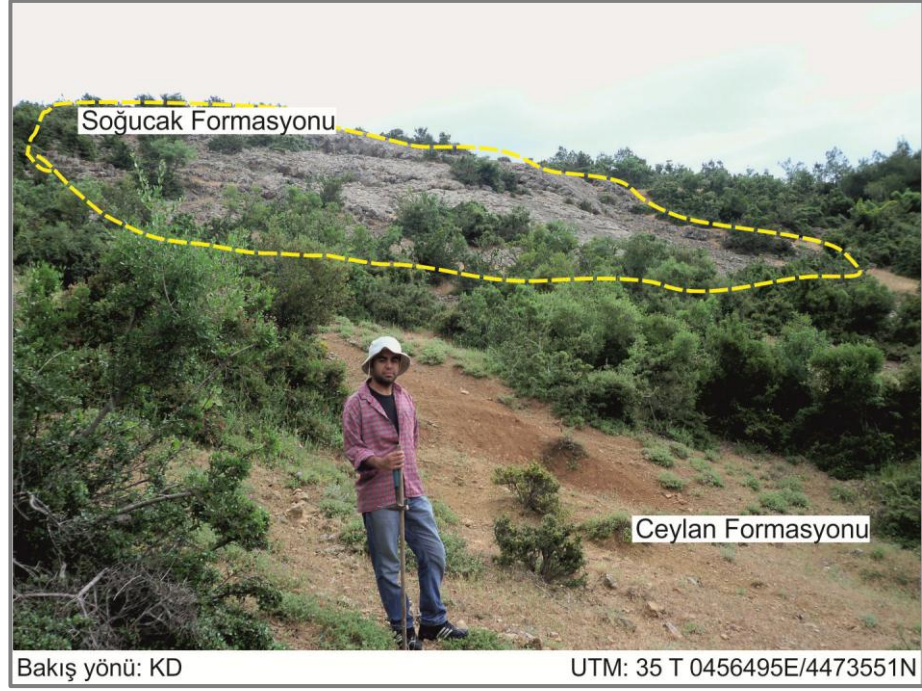
Dokanak ilişkileri: Soğucak Formasyonu altında bulunan Fıçitepe Formasyonuna ait karasal çökellerin üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Bu uyumsuzluk çalışma alanında açık olarak izlenememektedir. Soğucak Formasyonu üzerine ise kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan Ceylan Formasyonu uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 4.6).

Litoloji: Çalışma alanında Soğucak Formasyonu tabanda yaklaşık 10 metre kalınlığa sahip karbonatlı çakıltaşı ve karbonatlı kumtaşı seviyeleri ile başlamaktadır. Bu birimler üzerine genellikle beyaz, gri ve krem renkli, yer yer orta tabakalı yer yer tabakalanma göstermeyen masif kireçtaşı gelmektedir (Şekil 4.5-6). Bu kireçtaşları bol miktarda intraklast parçaları içermektedir. Kireçtaşları genellikle yanal olarak devamlılığı olmayan mercekler ve düzeyler şeklinde gözlenmektedir. Birim içerisinde erime boşlukları ve çatlaklar gözlenirken bol miktarda makro ve mikro fosil içermektedir (Türk 2005). Çalışma alanında birim Gelibolu Volkanitleri tarafından kesilmektedir.

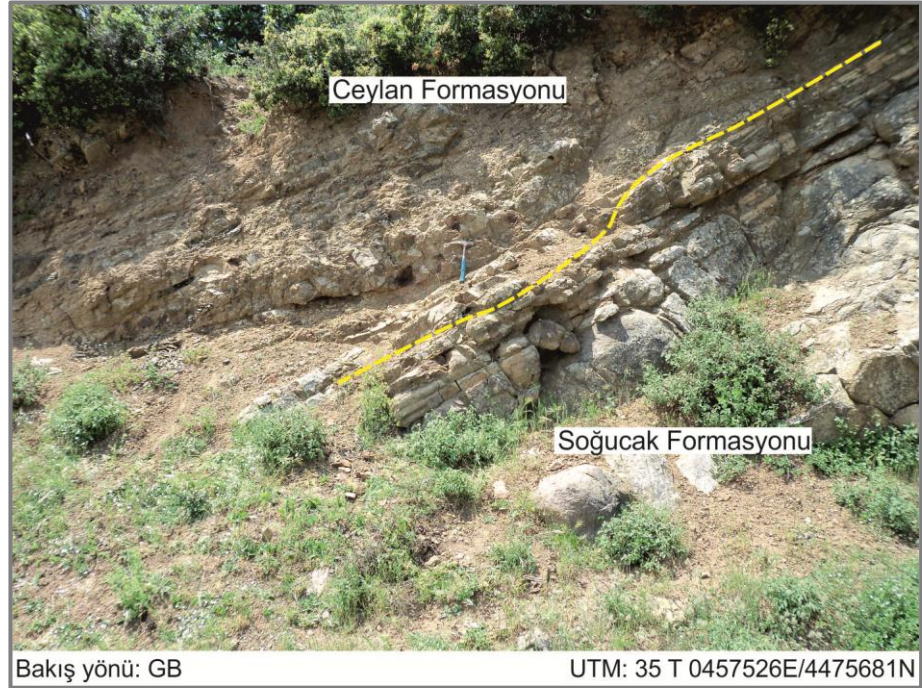
Kalınlık: Soğucak Formasyonu'nun çalışma alanındaki kalınlığı yaklaşık 50 metre civarındadır.

Fosil içeriği ve yaş: Soğucak Formasyonu'nun yaşı; içerdiği bentik foramineferlere (*Fahiana sp.*, *Nummulite sp.*, *actinocyclina sp.*, *Nummulite sp.*, *Assilina sp.*, *Astergerina sp.*, *Korobkovella sp.*, *Rotalidae*) ve nannoplanktonlara (*Operculina sp.*, *Miliolidae*, *Textularidae*, *Globigerina sp.*) göre Üst Lütesiyen-Üst Eosen (Sümengen ve Terlemez 1991, Temel ve Çiftçi 2002) olarak değerlendirilmiştir. Bu çalışmada Orta-Üst Eosen yaşı benimsenmiştir.

Çökme ortamı: Orta Eosen'de başlayan önemli bir transgresyonu temsil eden Soğucak Formasyonu orta-kalın tabakalı kireçtaşı ve yama resifi çökellerinden oluşması nedeniyle sıcak ve sığ bir denizel ortamda çökelmiş olmalıdır (Türk 2005).



Şekil 4.5. Soğucak Formasyonu'na ait kireçtaşının genel görünümü.



Şekil 4.6. Altta Soğucak Formasyonu'na ait kireçtaşı ve onun üzerine gelen Ceylan Formasyonu'na ait tuf seviyeleri içeren kumtaşı.

4.1.3. Ceylan formasyonu

Tanım ve yayılım: Ceylan Formasyonu ilk defa Ünal (1967) tarafından Ceylan Şeyli olarak isimlendirilmiştir. Ceylan Formasyonu adını ise ilk kez Keskin (1974) kullanmıştır. Holmes (1961) birim için Kırklareli Formasyonu'nun üst şeyli üyesi ismini kullanmıştır. Ceylan Formasyonu için Saner (1985) ve Sümengen ve Terlemez (1991) çalışmalarında Burgaz Formasyonu, Önal (1986) Burgaz Formasyonu'nun Karaağaç Üyesi adlandırmasını kullanmışlardır. Temel ve Çiftçi (2002), Kesgin ve Varol (2003) ise Ceylan Formasyonu adını kullanmıştır. Bu çalışmada yaygın kullanımı sebebiyle Ceylan Formasyonu adı tarafımızdan benimsenmiştir.

Ceylan Formasyonu çalışma alanının kuzeybatısında; Tayfur Köyü barajı civarında, Değirmendüzü Köyü içinden geçen dere boyunca ve Değirmendüzü Köyü'nden Fındıklı Köyü'ne giden yol boyunca geniş yüzlekler verirken Tayfur Köyü'nden Karainbeyli Köyü'ne giden yol boyunca da izlenebilmektedir. Formasyon yaklaşık 12 km²'lik bir alanı kapsamaktadır.

Dokanak ilişkileri: Ceylan Formasyonu altında bulunan Soğucak Formasyonuna ait kireçtaşlarının üzerine uyumlu geçişli olarak gelmektedir (Şekil 4.6). Ceylan Formasyonu üzerine ise uyumlu geçişli olarak Mezardere Formasyonu gelmektedir.

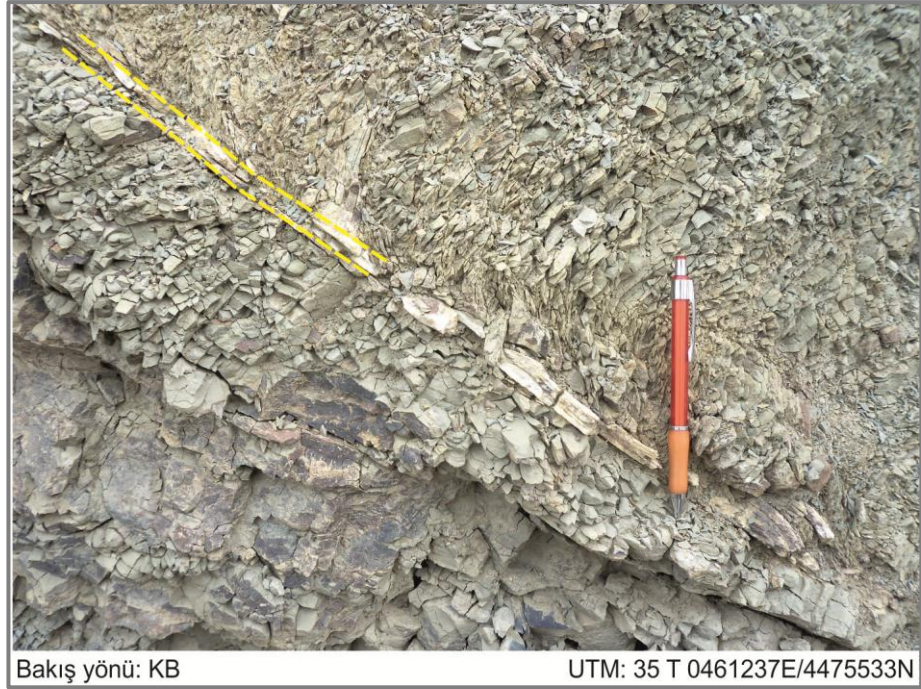
Litoloji: Birim tabanda tuf, tüfit ve volkanik kumtaşları ile başlamaktadır. Tüfler, beyaz ve krem renkli, yer yer masif görünümde yer yer de orta-kalın tabakalı olarak bulunmaktadır. Bu volkanik birimlerin üzerine kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması gelmektedir. Kumtaşları sarımsı gri renkli, orta-kalın tabakalı, kuvars elemanlı, karbonat çimentolu, bouma istifli gösteren, tuf ara katkıları içeren türbiditik özelliktedir.

Kumtaşı ve tüflerin baskın olduğu taban seviyelerinden üste doğru gidildikçe birim şeyllerin baskın olduğu litolojiye dönüşmektedir. Şeyler yeşilimsi gri ve mavimsi gri renkte, yer yer ince tabakalı yer yer laminalı çamurtaşı, dış yüzeyleri deformasyonlu, bazı seviyelerde kıvrımlı bir yapı gösterirken ara seviyelerde de siltaşı, ince kumtaşı ve tuf bantları içermektedir (Şekil 4.7). Birim içerisinde akıntı ripple markları (Temel ve Çiftçi 2002) ve slump vb. türde sedimentasyon ile eş zamanlı deformasyon yapıları gözlenmektedir (Şekil 4.8). Birimin en üst kesimlerinde kalınlığı 20 metreyi bulan

andezitik bileşimli tüfler ve üzerine yanal devamlılığı olmayan mercek şeklinde kaba kumtaşları gözlenmektedir (Şekil 4.9).

Kalınlık: Ceylan Formasyonu'nun kalınlığı, çalışma alanında en iyi gözleendiği Değirmendüzü Köyü civarında yaklaşık 700-800 metredir.

Fosil içeriği ve yaş: Ceylan Formasyonu'nun yaşı çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalardaki (Önal 1986, Sümengen ve Terlemez 1991, Temel ve Çiftçi 2002, Kesgin ve Varol 2003) fosil içeriklerine göre (*Deflandrea phosphoritica*, *Aerosphaeridium diktyoplukus*, *Aerosphaeridium arcoatum*, *Batiacasphaera sp.*, *Cordosphaeridium sp.* türü dinoflagellatlar ve *Cicatricosisporites sp.*, *Echinatisporites sp.* türü polenler) Geç Eosen olarak belirlenmiştir. Bu incelemede de Geç Eosen yaşı benimsenmiştir.

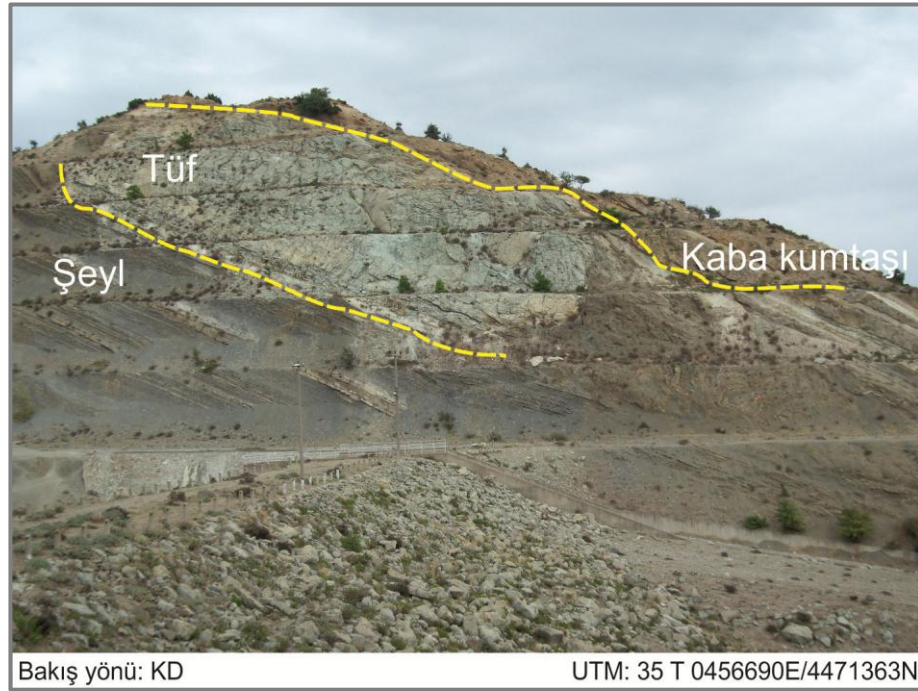


Şekil 4.7. Ceylan Formasyonu'na ait şeyl ve tüf bandı.

Çökme ortamı: Ceylan Formasyonu taban seviyelerinde gözlenen türbiditik kumtaşları, şeyl egemen litolojisi ve slump vb. sedimanter yapıları ile derin deniz ve kıta yamacı koşullarını yansıtmaktadır.



Şekil 4.8. Ceylan Formasyonu'nun üst seviyelerinde gözlenen slump yapıları.



Şekil 4.9. Ceylan Formasyonu içerisinde gözlenen tüfler ve üzerine gelen kaba kumtaşı düzeyleri.

4.1.4. Gelibolu volkanitleri

Tanım ve yayılım: Çalışma alanında Üst Eosen yaşlı Ceylan Formasyonu 'nu kesen andezitler ve yine bu birimle ardalanmalı olarak andezitik tüfler gözlenmektedir. Gelibolu Yarımadası, Biga Yarımadası ve Trakya bölgesinde gözlenen Eosen volkanizması birçok araştırmacı tarafından farklı isimler altında incelenmiştir. Gelibolu Yarımadası'nda Kopp (1964) Gelibolu volkanitlerini; Kömürtepe andeziti ve tüfleri, Kavaklık andeziti, Uçaktepe tüfiti ve Kocakuş tüfiti olmak üzere ayrıntılı olarak incelemiştir. Önal ve Yılmaz (1983) ise volkanitlerin Üst Eosen yaşlı olduklarını belirterek, tanımlamış oldukları Burgaz Formasyonu'nun Karaağaç Üyesi (Ceylan Formasyonu'na karşılık gelmektedir) içinde diğer çökel birimlerle ardalanmalı olarak tüf düzeylerinin yer aldığını saptamışlardır. Önal (1986) ise Gelibolu Volkanitleri diye adlandırdıkları Üst Eosen yaşlı volkanik kayaların andezit ve dasit türünde olduklarını belirtmiştir.

Biga Yarımadası'nda Eosen volkanizması Lapseki-Biga ilçe merkezleri arasında andezitik lavlar ve tüfler ile temsil edilmektedir ve bu volkanitler Ercan vd (1995) tarafından Balıklıçeşme Volkanitleri olarak adlandırılmıştır. Yine aynı araştırmacı tarafından Eosen volkanizmasının son evresinde oluşmuş dasitik lavdan alınan örnekte K/Ar yöntemiyle radyometrik yaş belirlemesi yapılmış ve 37.3 ± 0.9 milyon yıl (Geç Eosen sonu) yaşlı elde edilmiştir.

Trakya'da ise Sümengen vd (1983) Keşan yöresinde gözlenen volkanitlerin Keşan Formasyonu ile eş yaşlı (Geç Eosen-Erken Oligosen) olduklarını ve bu formasyon içinde çeşitli seviyelerde farklı kalınlıklar sunan andezit, riyolit ve bunların piroklastiklerinden oluştuklarını gözlemlemişlerdir. Bu incelemede Gelibolu Volkanitleri adı benimsenmiştir.

İnceleme alanında Gelibolu Volkanitleri 3 km²'lik bir alanda Tayfur Köyü civarında ve Tayfur barajının güneybatısında yüzlek vermektedir.

Dokanak ilişkileri: Çalışma alanında Gelibolu Volkanitleri Eosen yaşlı Soğucak ve Ceylan formasyonlarını uyumsuz olarak kesmektedir.

Litoloji: İnceleme alanında Tayfur Köyü barajı yakınlarında andezit türü lavlar ve tüfler gözlenmektedir. Lavlar gri, yeşilimsi gri renkli ve andezit bileşimindedir.

Andezitler içinde bol miktarda eklem ve çatlak yapıları gözlenmektedir (Şekil 4.10). Gri ve yeşilimsi gri renkli tüfler Ceylan Formasyonu içinde ardalanmalı olarak bulunur ve Ceylan Formasyonu'nun üst seviyelerinde kalınlığı 20 metreye ulaşmaktadır (Şekil 4.9).



Şekil 4.10. Sık çatlak yapısı gösteren porfiri andezitler.

4.1.5. Mezardere formasyonu

Tanım ve yayılım: Mezardere Formasyonu ilk defa Ünal (1967) tarafından Keşan Mezardere Köyü'nden isim alarak adlandırılmıştır. Holmes (1961) birim için Kırklareli Formasyonu'nun alt şeyl üyesi ismini kullanmıştır. Ceylan Formasyonu'nu Saner (1985) ve Sümengen ve Terlemez (1991) çalışmalarında Burgaz Formasyonu içerisinde, Önal (1986) Burgaz Formasyonu'nun Karaağaç Üyesi içerisinde değerlendirmişlerdir. Temel ve Çiftçi (2002), Kesgin ve Varol (2003) Mezardere Formasyonu adını kullanmıştır. Siyako (2006a) ise Yenimuhacir Grubu altında delta ilerisi fasiyesini temsil eden Mezardere Formasyonu adını kullanmıştır. Bu çalışmada yaygın kullanımı sebebiyle Mezardere Formasyonu adı benimsenmiştir.

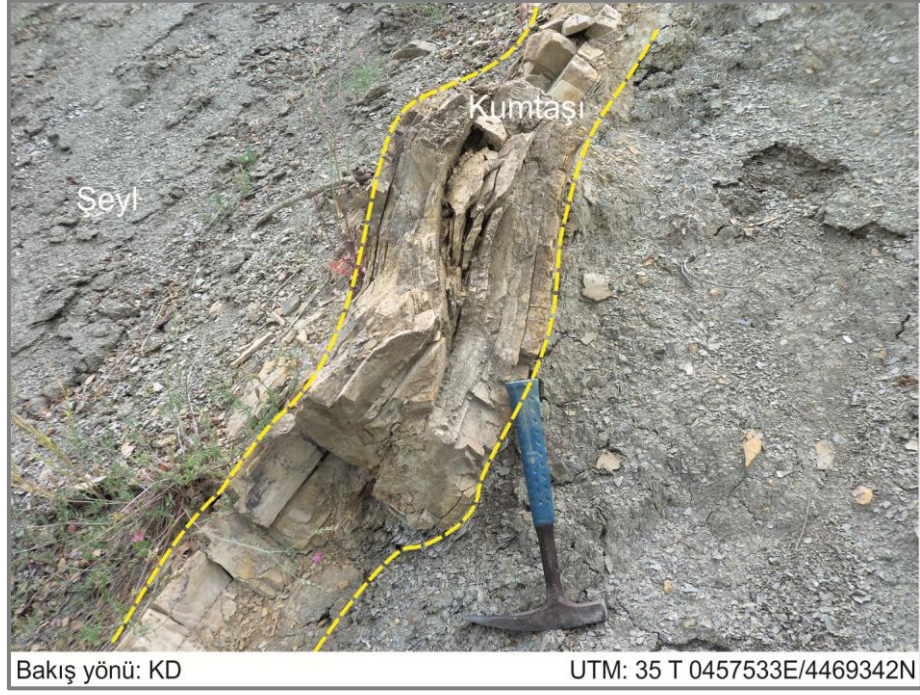
İnceleme alanında Mezardere Formasyonu KD-GB doğrultulu bir hat boyunca, Kapaklı Tepe ile Çınarlı Tepe arasında yaklaşık 16 km²'lik bir alanda yüzlek vermektedir.

Dokanak ilişkileri: Mezardere Formasyonu tabanda Ceylan Formasyonu ile uyumludur. Üzerine gelen Osmancık Formasyonu ile Derebaşı Tepe, Çınar Tepe ve Söğüt Tepe civarında dereceli geçişli olarak uyumlu dokanak ilişkisi gözlenirken, Gaziler Tepe ve Eşekçi Dağı kuzeydoğusunda ise üzerine gelen Gazhanedere Formasyonu ile uyumsuz dokanak ilişkisi gözlenmektedir.

Litoloji: Mezardere Formasyonu alt seviyelerinde kumtaşı ve silt ara katkılı şeyl gözlenmektedir (Şekil 4.11). Şeyl yeşilimsi ve mavimsi gri renkli, ince tabakalı ve laminalı, dış yüzeyleri kırıklı ve çatlaklı, karbonatlı ve bitki kalıntıları içermektedir. Şeyl ile ardalanmalı bulunan kumtaşı ise sarımsı gri renkli, orta sertlikte, karbonat çimentolu, dış yüzeyleri pürüzlü-kırıklı ve deformasyon izleri gözlenmektedir (Şekil 4.11). Şeyl egemen düzeylerin üzerine tavana doğru tane boyunun ve tabaka kalınlıkları artmasıyla kumtaşının egemen olduğu üst seviyelere geçilmektedir (Şekil 4.12). Kumtaşları ile ardalanmalı olarak şeyl ve silttaşları bulunmaktadır. Bu düzeylerde kumtaşları sarımsı gri-gri renkli, karbonat çimentolu, bazı seviyeler orta derecede bazı seviyelerde ise zayıf tutturulmuştur. Kumtaşlarında dalga izleri, alev yapıları, çapraz tabakalanma ve yük kalıpları gibi sedimanter yapılara da rastlanır (Kesgin ve Varol 2003).

Kalınlık: Mezardere Formasyonu'nun kalınlığı çalışma alanında yaklaşık 350 metredir.

Fosil içeriği ve yaş: Mezardere Formasyonu'ndan Gökçeada'da alınan örneklerde bulunan palinomorf topluluğuna göre yaşı Geç Eosen-Erken Oligosen (Kesgin ve Varol 2003) olarak belirlenmiştir. Trakya havzasının doğusunda yapılan palinolojik çalışmalara göre formasyonun yaşı Geç Eosen-Geç Oligosen arasında değişmektedir (Ediger ve Alişan 1989, Batı vd 1993, 2002). Gelibolu Yarımadası'nda ise yine palinolojik çalışmalara göre Mezardere Formasyonu'nun yaşı Erken Oligosen olarak verilmiştir (Temel ve Çifti 2002). Bu çalışmada birimin yaşı arazi gözlemlerimize ve stratigrafik ilişkilere dayanarak Erken-Geç Oligosen olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 4.11. Mezdere Formasyonu'nun ait şeyl ve deformasyon izleri gösteren kumtaşı düzeyleri.



Şekil 4.12. Mezdere Formasyonu üstte doğru tane boyu ve tabaka kalınlığı artan kumtaşı düzeyleri.

Çökeltme ortamı: Mezardere Formasyonu litolojik özellikleri ve sedimanter yapıları dikkate alınarak Kesgin ve Varol (2003) tarafından delta ilerisi ve delta önü ortamı çökelleri olarak değerlendirilmiştir.

4.1.6. Osmancık formasyonu

Tanım ve yayılım: Osmancık Formasyonu; Lebküchner (1974) tarafından Linyitli Kumtaşları olarak adlandırılan ve Güney Trakya'da geniş yayılım gösteren birimlerin alt seviyelerine karşılık gelmektedir. Bu linyitli kumtaşları Siyako (2006a) tarafından Yeni Muhacir Grubu'nun sırasıyla delta önü ve delta düzlüğü fasiyes özellikleri gösteren Osmancık ve Danişmen formasyonlarına karşılık gelmektedir. Bu iki formasyonun her yerde birbirinden ayrılması mümkün olmadığı için birçok araştırmacı tarafından (Kopp vd 1969, Lebküchner 1974, Umut vd 1983, Kasar vd 1983, Sümengen ve Terlemez 1991, Atalık 1992, Atalay 2002) tek bir formasyon adı altında değerlendirilmiştir.

Osmancık Formasyonu ilk defa Ünal (1967) tarafından Osmancık -1 kuyusundan tanımlanmıştır. Daha sonraki çalışmalarda; Anafartalar Formasyonu (Saner 1985), Danişmen Formasyonu içerisinde (Sümengen ve Terlemez 1991), Burgaz Formasyonu içerisinde Kabasakal Üyesi'nin üst seviyeleri ve Göksu Üyesi'nin tamamını kapsayacak şekilde de (Önal 1986) değerlendirilmiştir. Temel ve Çiftçi (2002), Kesgin ve Varol (2003) Osmancık Formasyonu adını kullanmışlardır. Bu çalışmada yaygın kullanımı sebebiyle Osmancık Formasyonu adı benimsenmiştir.

Osmancık Formasyonu inceleme alanında genellikle topoğrafik olarak yüksek bölgelerde gözlenmektedir. Birimin yanal devamlılığı çok sınırlıdır. Derebaşı Tepe, Söğüt Tepe ve Çınar Tepe civarında gözlenir. 5 km²'lik bir alanı kapsamaktadır.

Dokanak ilişkileri: Mezardere Formasyonu üzerine geçişli olarak gelen Osmancık Formasyonu'nun üzeri inceleme alanının bazı kesimlerinde aşınmıştır. Bazı kesimlerinde ise Gazhanedere Formasyonu ile faylı sınırlar oluşturmaktadır.

Litoloji: Formasyon alt seviyelerde kumtaşı ve çakıltaşı araldanmasından oluşan merccek şeklindeki çökeller gözlenmektedir. Bu düzeylerdeki çakıltaşı sarı renkli, altere yüzeyleri siyahlaşmış, yer yer pekişmiş, ince-orta çakıllı, matriks destekli, volkanik ve

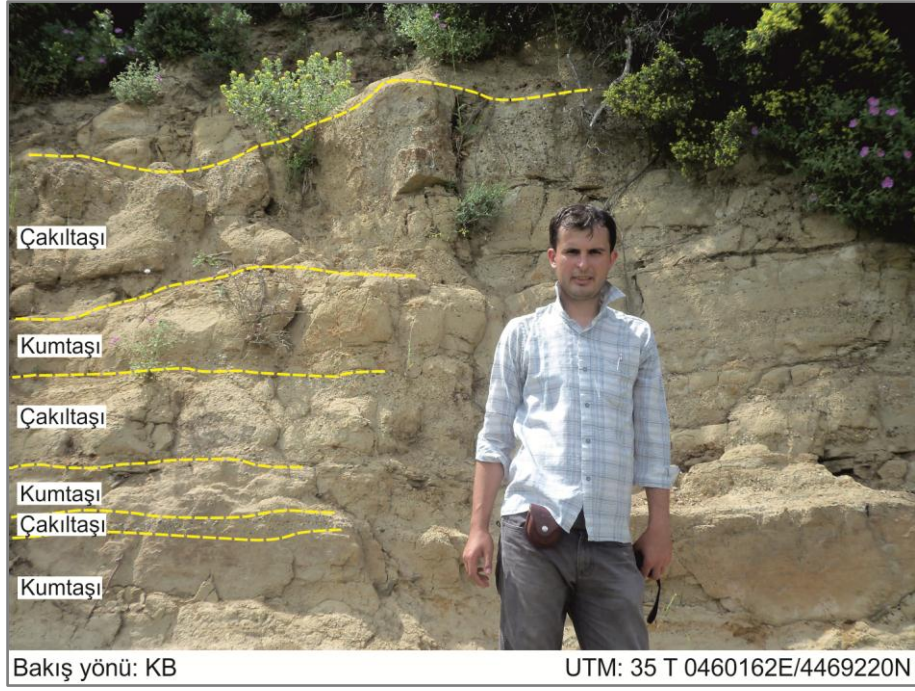
metamorfik kökenli malzemelerden ve kuvarstan oluşmaktadır. Çakıltaşının tabaka kalınlıkları 4-94 cm arasında iken kumtaşının kalınlıkları 10-88 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.13). Kumtaşında dalga izleri, çapraz tabakalanma, alev yapıları, çakıllı kanal dolgu yapıları gibi sedimanter yapılara sıkça rastlanır (Kesgin ve Varol 2003).

Üst seviyelerde ise çakıltaşı-kumtaşı ardalanmaları ile birlikte çamurtaşı ve kömür düzeyleri gözlenmektedir (Şekil 4.15). Çamurtaşı siyahımsı gri renkli, ince tabakalı, makro fosil, bitki kök izleri ve yaprak fosilleri içermektedir (Şekil 4.14). Kömür düzeylerinin yanal devamlılıkları sınırlıdır ve aralarında farklı kalınlıkta ince kırıntılı çökeller de bulunmaktadır (Şekil 4.15).

Kalınlık: Osmancık Formasyonu'nun kalınlığı çalışma alanında yaklaşık 50 metredir.

Fosil içeriği ve yaş: Formasyon'a ait çamurtaşlarının içinde bulunan *Brotia escheri* (BRONGIART) ve *Polymesoda convexa* (BRONGIART) fosilleri için Egeriyen (Geç Oligosen) yaşı verilmiştir (Fosil tanımlamaları Yrd. Doç. Dr. Sevinç Kapan Yeşilyurt tarafından yapılmıştır) (Levha 1). Ayrıca palinolojik analizler sonucunda, Türkiye Oligosen'i için karakteristik olan *Calamus* formunun yüzdelerinin yüksek olması yaş açısından önemli veri sağlamaktadır. Araştırmacılar formun Eosen-Oligosen yaşlı tortullarda sıklıkla gözlendiğini, Trakya havzasındaki Geç Oligosen (Şattiyen) yaşlı tortullarda ise bir bolluk zonu oluşturduğunu belirtmektedirler. Paleontolojik ve palinolojik veriler dikkate alınarak birimin yaşı bu çalışmada Geç Oligosen olarak değerlendirilmiştir.

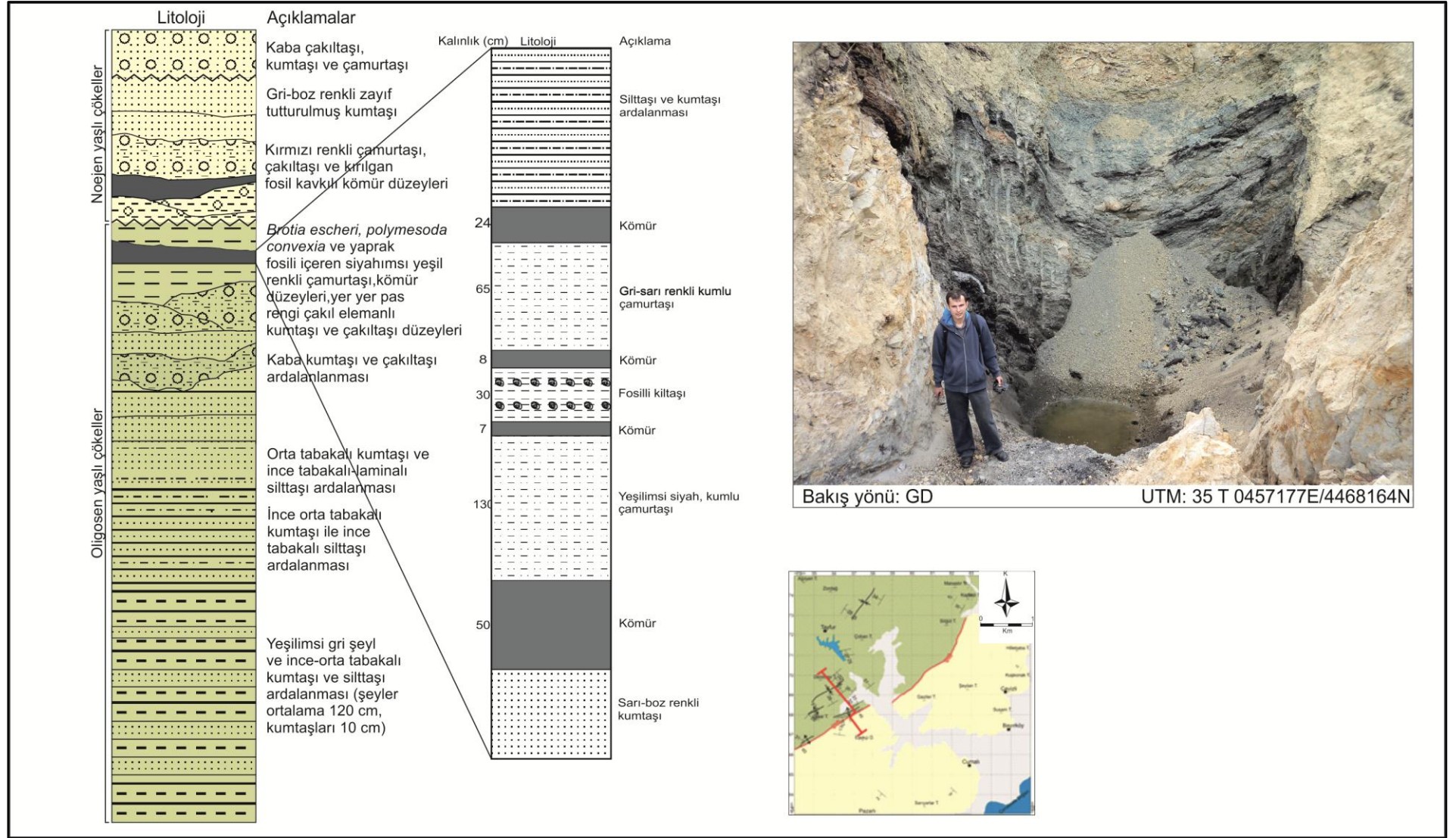
Çökeltme ortamı: Osmancık Formasyonu kaba kumtaşı, çakıltaşı düzeyleri ve sedimanter yapıları ile delta önü ve delta düzlüğü fasiyesini yansıtmaktadır. Kömürler ise delta düzlüğünde gelişen bataklıklarda çökelmiştir. Kömürlü düzeylere yakın kesimlerden alınan *Brotia escheri* (BRONGIART) ve *Polymesoda convexa* (BRONGIART) fosilleri denizel bataklık (delta üstü bataklık) ortamını işaret etmektedir.



Şekil 4.13. Osmancık Formasyonu'na ait kumtaşı-çakıltası ardalanması.



Şekil 4.14. Osmancık Formasyonu'nun üst seviyelerinde gözlenen yaprak fosilleri.



Şekil 4.15. Osmancık Formasyonu içerisinde gözlenen kömür düzeylerinin stratigrafik konumu.

4.1.7. Gazhanedere formasyonu

Tanım ve yayılım: Gazhanedere Formasyonu ilk defa Saltık (1974) tarafından adlandırılmıştır. Gazhanedere Formasyonu için Önal (1986) Eceabat Formasyonu, Şentürk ve Karaköse (1987) Göksu Üyesi adını kullanmışlardır. Sümengen ve Terlemez (1991) birimi, Çanakkale Formasyonu içinde değerlendirmiştir. Temel ve Çiftçi (2002) ise Gazhanedere Formasyonu adını kullanmıştır. Bu çalışmada yaygın kullanımı sebebiyle tarafımızdan Gazhanedere Formasyonu ismi benimsenmiştir. Birim çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı ve kömür düzeylerinden oluşmaktadır.

Çalışma alanında Gazhanedere Formasyonu Köyyeri Tepe ile Tatar Tepe arasında GB-KD doğrultusunda ve dar bir şerit şeklinde yüzlek vermektedir. Birim yaklaşık 3km²'lik bir alanı kapsamaktadır.

Dokanak ilişkileri: Gazhanedere Formasyonu'nun altında bulunan Oligosen yaşlı çökeller ile olan dokanağı çalışma alanında faylı sınırlar oluşturmakta ve açık olarak gözlenmemektedir. Olasılıkla Gazhanedere Formasyonu altındaki Oligosen yaşlı kalın tabakalı kumtaşı düzeyleri üzerine açısız uyumsuzlukla gelmektedir. Gazhanedere Formasyonu'nun üzerine ise düşey ve yanal yönde geçişli olarak Kirazlı Formasyonu gelmektedir.

Litoloji: Gazhanedere Formasyonu çakıltası, çamurtaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Bu çökeller birbirleri ile yatay ve düşey yönde geçişli olup, birbirleri içinde mercek şeklinde bulunabilmektedirler. Çakıltaları çok kaba çakıl (32-64 mm) ile çok ince çakıl (2-4 mm) arasında değişen tane boyuna sahip, tane destekli, boylanması bazı seviyelerde iyi bazı seviyelerde kötü, orta derecede yuvarlaklaşmış, orta-zayıf tutturulmuş çakıllardan oluşmaktadır (Şekil 4.16). Çakıltaları derecelenme ve yönlendirme göstermemektedir. Bu çakıltaları ile ardalanmalı ve yanal geçişli olarak bulunan çamurtaşı, kırmızımsı kahve renkli, çakıl ve kum boyutunda malzeme içeren, bazı seviyelerde ince tabakalı, bazı seviyelerde kalın tabakalı düzeyler halindedir (Şekil 4.17). Çamurtaşı içerisinde bitki kalıntıları ve karbonat yumruları da gözlenmektedir. Çamurtaşları genellikle çakıltaları içerisinde kamalanarak son bulmaktadır (Şekil 4.18). Ayrıca formasyon içerisinde kalınlığı 10-53 cm arasında değişen kalınlıklarda kömür düzeyleri de bulunmaktadır (Şekil 4.19).

Bu kömür düzeyleri arasında bulunan ince kırıntılı çökeller içinde bol miktarda kötü korunmuş fosil kavkısı bulunmaktadır.

Kalınlık: Formasyonun tabanı inceleme alanında açık olarak gözlenememektedir. Kalınlığı yaklaşık 30-40 m civarındadır.

Fosil içeriği ve yaş: Çalışma alanında formasyon içerisinde fosil bulgusuna sadece kömürlü düzeylerin arasında rastlanılmıştır. Fosiller çok kırılındır. *Bilumus sp.* ve *Unio sp.* fosilleri saptanabilmiştir. Ayrıca kömür numuneleri üzerinde yapılan palinolojik analizler sonucunda Orta-Geç Miyosen yaşı elde edilmiştir. Bu çalışmada palinolojik analizler, fosil kapsamı ve stratigrafik konumu dikkate alınarak birim için Geç Miyosen yaşı benimsenmiştir.

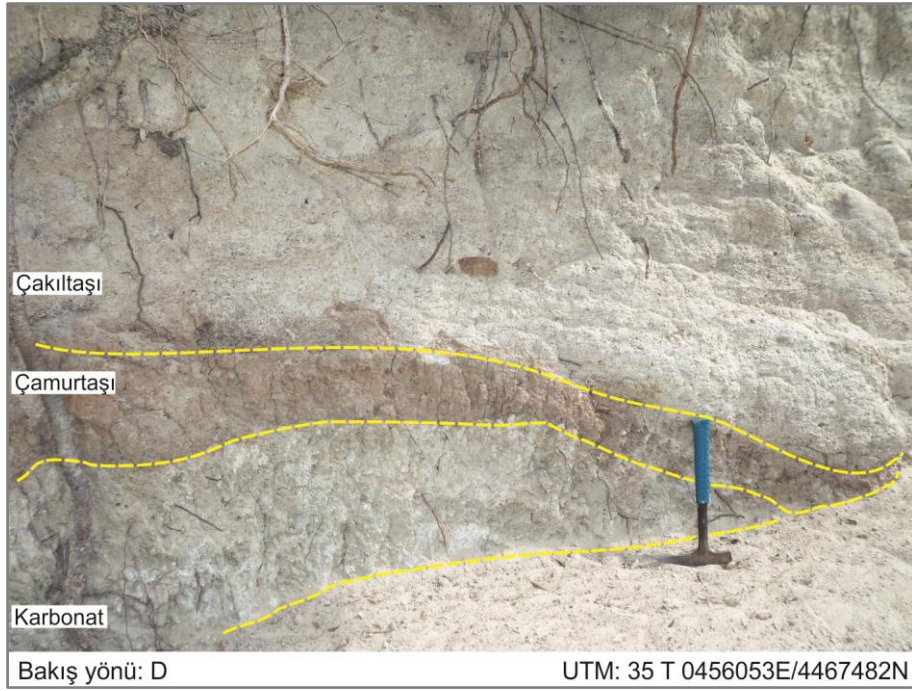
Çökeltme ortamı: Gazhanedere Formasyonu'nu oluşturan litolojiler ve içerdiği sedimanter yapılar dikkate alındığında flüviyal ve gölsel ortam çökellerini yansıtır. Formasyonun içerisinde bulunan kömürlü düzeyler muhtemelen taşkın ovası düzlüğü veya gölsel bataklıklarda gelişmiştir. Tatlı sularla beslenen bataklıklarda yaşayan *Bilumus sp.* ve *Unio sp.* fosilleri de bu görüşü desteklemektedir (Levha 2). Kömürlü düzeylerden elde edilen palinolojik veriler de çökeltimin gölsel (tatlı su) ortamda gerçekleştiğini göstermektedir ve tatlı su ortamının varlığı, bir alg olan *Pediastrum*'un düşük yüzdesiyle de desteklenmektedir.



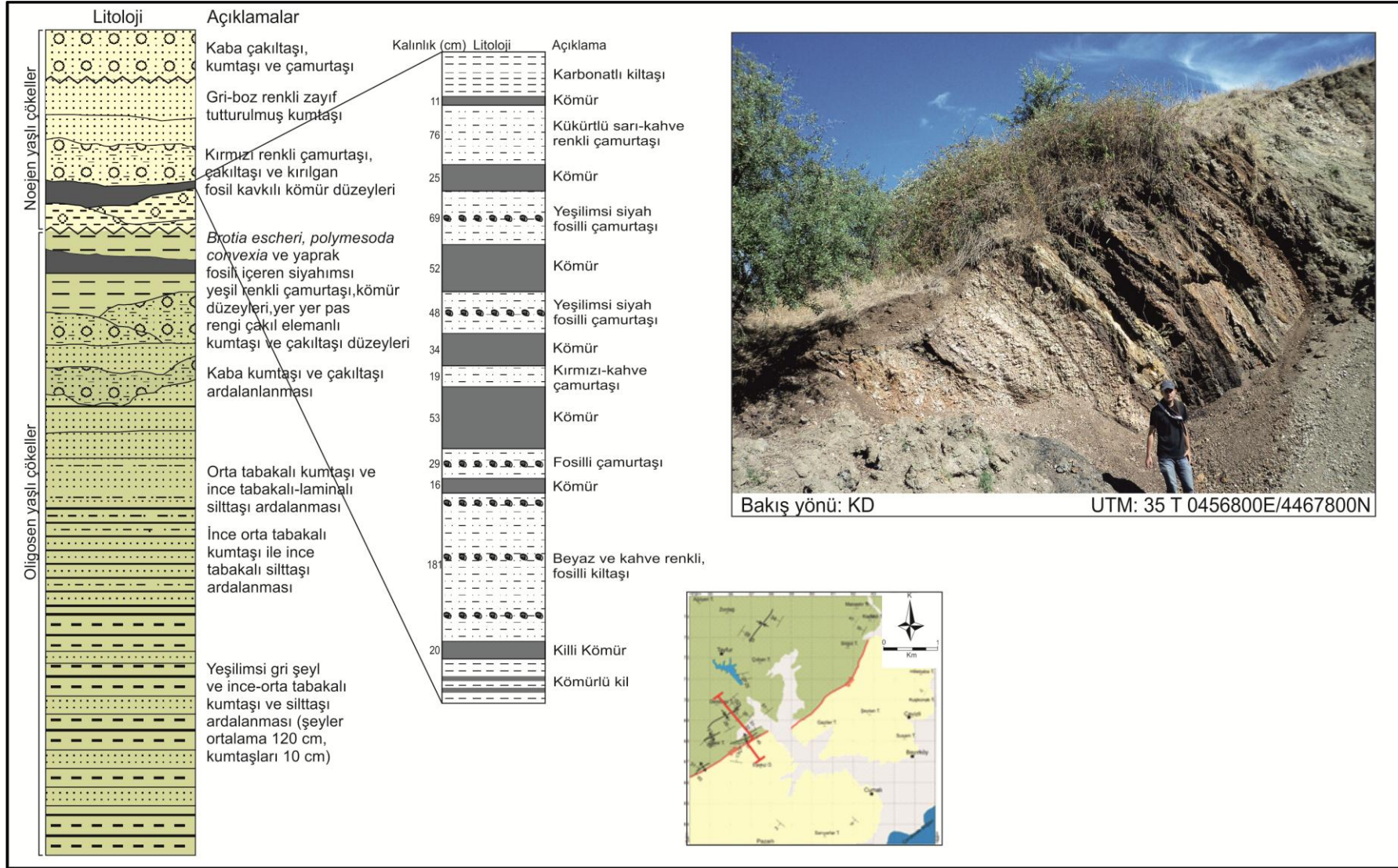
Şekil 4.16. Gazhanedere Formasyonu'na ait polijenik çakıltaşı.



Şekil 4.17. Gazhanedere Formasyonu kırmızı renkli çamurtaşı düzeyleri.



Şekil 4.18. Çakıltaşları içerisinde kamalanarak son bulan çamurtaşı ve karbonat düzeyleri.



Şekil 4.19. Gazhanedere Formasyonu içerisinde gözlenen kömür düzeylerinin stratigrafik konumu.

4.1.8. Kirazlı formasyonu

Tanım ve yayılım: Kirazlı Formasyonu ilk defa Saltık (1974) tarafından adlandırılmıştır. Kirazlı Formasyonu için Önal (1986) Eceabat Formasyonu, Şentürk ve Karaköse (1987) Çanakkale Formasyonu altında Anafartalar üyesi adlandırmasını kullanmışlardır. Sümengen ve Terlemez (1991) birimi, Çanakkale Formasyonu içinde değerlendirmiştir. Temel ve Çiftçi (2002) ise Kirazlı Formasyonu adını kullanmıştır. Birim egemen olarak zayıf tutturulmuş masif kumtaşı ile temsil edilmektedir.

Çalışma alanında Kirazlı Formasyonu Gaziler Tepe ve Eşekçi Dağı'nın kuzey yamaçlarında dar bir şerit şeklinde, ayrıca Cumalı ve Bayır köy civarında ise daha geniş yayılımlı olarak yüzlek vermektedir. Formasyon yaklaşık 15 km²'lik bir alanda gözlenmektedir.

Dokanak ilişkileri: Kirazlı Formasyonu, Gazhanedere Formasyonu'nun menderesli akarsu çökelleri üzerine geçişli ve uyumlu olarak gelmektedir. Üzerine ise genellikle Alçıtepe Formasyonu uyumlu ve geçişli olarak gelir. Sadece Eşekçi Dağı ve Gaziler Tepe'nin kuzey bölümünde üzerinde uyumsuz olarak Conkbayırı Formasyonu bulunmaktadır.

Litoloji: Kirazlı Formasyonu ağırlıklı olarak kumtaşı ve nispeten daha az miktarda çakıltaşı, çamurtaşı ve silttaşı aralanmasından oluşmaktadır. Bu çökellerde zaman ve mekana bağlı olarak birbirleri ile yatay ve düşey yönde geçiş gözlenir.

Formasyon taban seviyelerde, beyazımsı gri ve sarı-bej renkte, orta çakıl (8-16 mm) ile çok ince çakıl (2-4 mm) arasında değişen tane boyuna sahip polijenik bileşenli çakıltaşı ile başlamaktadır. Çakıltaşları üste doğru dereceli tabakalanma gösteren kumtaşlarına geçmektedir (Şekil 4.20).

Birimin önemli bir kısmını oluşturan bu kumtaşları bazı seviyelerde sarı-bej renkli bazı seviyelerde ise beyazımsı-gri renkte yüzlek vermektedir. Kumtaşları genellikle zayıf çimentolu ve yer yer orta derecede tutturulmuştur ve baskın olarak kuvars tanelerinden oluşmaktadır. Taneler çoğunlukla iyi boylanma gösterir. Kumtaşları içerisinde düzlemsel çapraz tabakalanmalar ve sıkı çimentolu kumtaşı ve silttaşı yumruları gözlenmektedir (Şekil 4.22). Çapraz tabakalanmalara göre paleo-akıntı yönü

KB şeklinde belirlenmiştir (Şekil 4.23). Kumtaşları içerisinde gastropod kavkıları ve yer yer karbonat bantları da mevcuttur (Şekil 4.21).

Kalınlık: Formasyonun kalınlığı çalışma alanında yaklaşık 200-300 metre civarındadır.

Fosil içeriği ve yaşı: Birimin yaşı Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından Ostrakod bulgularına dayanılarak Erken-Orta Panoniyen (Geç Miyosen) ve omurgalı fosillerine dayanarak Geç Aragoniyen (Astrasiyen)-Erken Vallasiyen (Geç Miyosen) yaşı öngörülmüştür. Bu çalışmada da birim için Geç Miyosen yaşı benimsenmiştir.

Çökeltme ortamı: Kiraz Formasyonu kumtaşlarının sedimantolojik özellikleri ile sahil yakını (plaj) ortamını (Temel ve Çiftçi 2002) ve yer yer de akarsu ortamını (Şentürk ve Karaköse 1987) yansıtmaktadır.



Şekil 4.20. Kirazlı Formasyonu'na ait derecelenme gösteren çakıltaşı-kumtaşı düzeyleri.



Bakış yönü: KD UTM: 35 T 0465736E/4469758N



Bakış yönü: KD UTM: 35 T 0455765E/4466820N

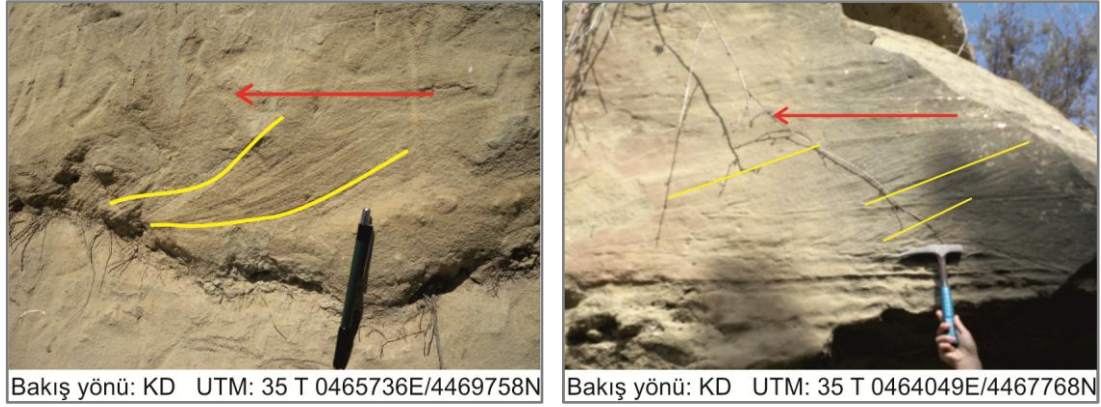
Şekil 4.21. Kirazlı Formasyonu içerisinde gözlenen gastropod kavrıkları ve karbonat bantları.



Bakış yönü: KD

UTM: 35 T 0464049E/4467768N

Şekil 4.22. Kirazlı Formasyonu içerisinde gözlenen sıkı çimentolu kumtaşı ve silttaşı yumruları.



Şekil 4.23. Kirazlı Formasyonu'na ait çapraz tabakalı kumtaşları.

4.1.9. Alçıtepe formasyonu

Tanım ve yayılım: Birim ilk defa Druitt (1961) tarafından Kirazlı Formasyonu üzerine gelen oolitik kireçtaşları için Alçıtepe Birimi olarak değerlendirilmiştir. Önem (1974) tarafından Alçıtepe Üyesi olarak isimlendirilen birim Siyako (1989) tarafından formasyon aşamasına çıkartılmıştır. Şentürk ve Karaköse (1987) birimi Çanakkale Formasyonu içerisinde Bayraktepe Üyesi olarak tanımlarken, Sümengen ve Terlemez (1991) ise Çanakkale Formasyonu içinde değerlendirmiş ve üye olarak ayırmamıştır. Kellong (1973) birimi Kilitbahir Formasyonu olarak incelemiştir. Temel ve Çiftçi (2002) ise Alçıtepe Formasyonu adını kullanmıştır. Bu çalışmada yaygın kullanımı sebebiyle Alçıtepe Formasyonu ismi benimsenmiştir. Birim çalışma alanında karbonatlı kumtaşı, kalkarenit, çakıltaşı, marn ve kireçtaşları ile temsil edilmektedir.

Çalışma alanında Alçıtepe Formasyonu Cumalı Köyü batısında, Bayır Köy kuzeybatısında ve Çakal Tepe civarında yüzlek vermektedir. Birim genellikle topoğrafik olarak yüksek alanlarda gözlenirken yaklaşık 15 km²'lik bir alanı kapsamaktadır.

Dokanak ilişkileri: Alçıtepe Formasyonu Cumalı Köyü batısında, Bayır Köy kuzeybatısında Kirazlı Formasyonu üzerine uyumlu ve tedrici geçişli olarak gelmektedir. Üzerinde ise uyumsuz olarak Conkbayırı Formasyonu bulunmaktadır (Şekil 4.24).

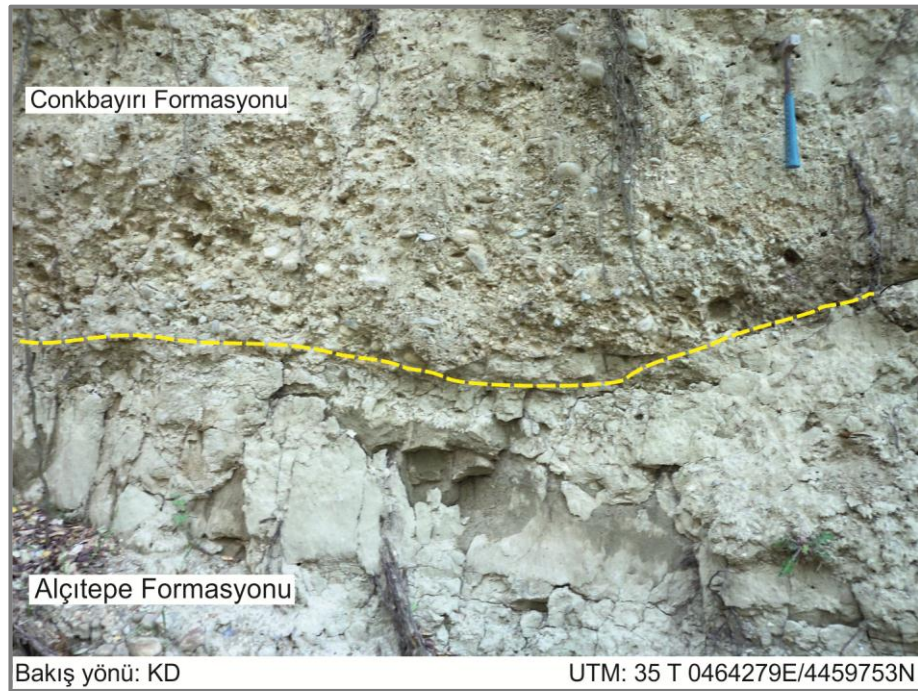
Litoloji: Alçıtepe Formasyonu çalışma alanında karbonatlı kumtaşı, kalkarenit, çakıltaşı, kireçtaşı ve marn çökellerinin düzensiz ardalanmasından oluşmaktadır. Tabanda, Kirazlı Formasyonu'nun kırıntıları üzerinde uyumlu geçişli olarak bej-gri

renkli, orta-kalın tabakalanmalı, karbonatlı kumtaşı ve kireçtaşı ardalanması ile başlamaktadır (Şekil 4.25). Üst seviyeler ise beyazımsı gri renkli ince-orta tabakalanmalı kireçtaşı, kumtaşı ve marn ardalanması şeklinde devam etmektedir.

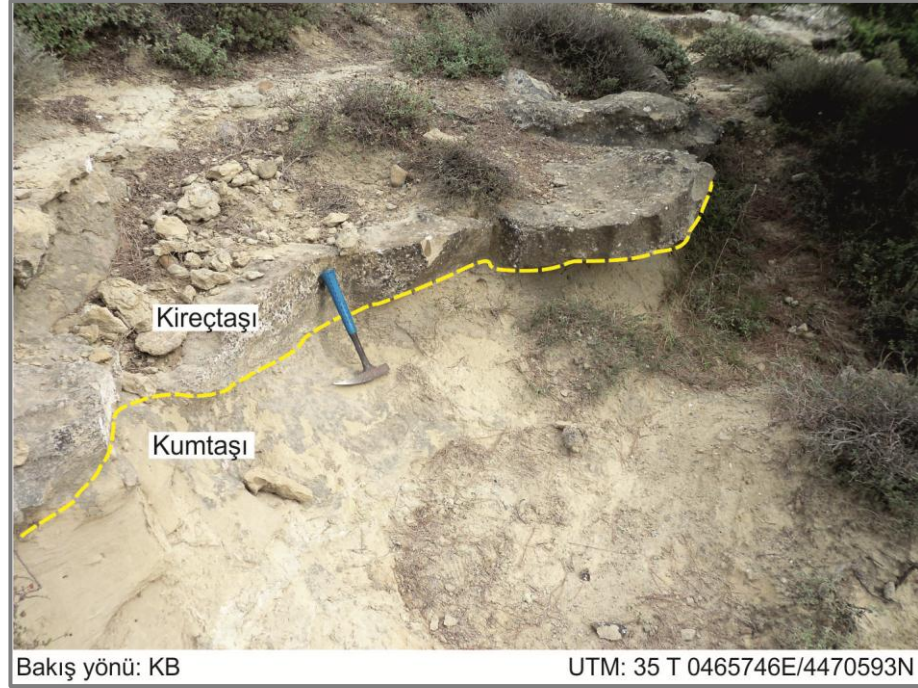
Kalınlık: Alçitepe Formasyonu'nun inceleme alanındaki kalınlığı yaklaşık 120 metredir.

Fosil içeriği ve yaş: Alçitepe Formasyonu bol fosillidir. Formasyon içerdiği ostrakodlara göre Geç Miyosen (Orta Pannoniyen) (Şentürk ve Karaköse 1987, Sümengen vd 1987), lamellibrans ve gastropod faunasına [*Mactra karabugasica* (ANDRUSSOW), *Mactra subcaspia* (ANDRUSSOW), *Psilunio berbestiensis*, *Mactra ososkovi* (ANDRUSSOW), *Capaea vindobenensis* (PFEIFFER), *Hydrobia grandis* (COBALCESCU)] göre Pliyosen yaşındadır (Siyako 2006b). Bu çalışmada Geç Miyosen-Pliyosen yaşı benimsenmiştir.

Çökeltme ortamı: Alçitepe Formasyonu'nun kaya türlerinin özellikleri incelendiğinde formasyonun kıyı çizgisinde gelişen lagün, kıyı ve kıyı ötesi ortamlarda çökeldiği düşünülmektedir (Şentürk ve Karaköse 1987).



Şekil 4.24. Altta Alçitepe Formasyonu'na ait kireçtaşı ve onun üzerine uyumsuzlukla gelen Conkbayırı Formasyonu'na ait kötü boylanmalı çakıltaşı.



Şekil 4.25. Alçıtepe Formasyonu zayıf tutturulmuş kumtaşı ve iyi pekişmiş kireçtaşı araldanması.

4.1.10. Conkbayırı formasyonu

Tanım ve yayılım: Conkbayırı Formasyonu ismi ilk kez Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından kullanılmıştır. Gelibolu Yarımadası'nda formasyon için daha önceki çalışmalarda; Druitt (1961) Gelibolu Formasyonu, Shell (1969) Gazilertepe Formasyonu, Önem (1974) ve Saltık (1974) ise Akyar Formasyonu adını kullanmışlardır. Birim için Siyako (1989) Bayramiç Formasyonu, Temel ve Çiftçi (2002) ise Ergene Formasyonu adını kullanmışlardır. Formasyon ağırlıklı olarak çakıltaşı, kumtaşı ve nispeten daha az oranda silttaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır.

Çalışma alanında birim Cevizli Köyü kuzeyinde Akyar Tepe civarında, Pazarlı Köyü kuzeyinde ve Eşekçi Dağı civarında geniş yüzlekler vermektedir. Formasyon yaklaşık 26 km²'lik bir alanı kapsamaktadır.

Dokanak ilişkileri: Conkbayırı Formasyonu Eşekçi Dağı çevresinde Kirazlı Formasyonu'nun, Çakal Tepe ve Gaziler Tepe civarında ise Alçıtepe Formasyonu'nun üzerine açısız uyumsuzlukla gelmektedir.

Litoloji: Formasyon yanal ve düşey yönde geçişli, düzensiz ardalanmalı çakıltaşı, kaba kumtaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır (Şekil 4.26). Genellikle tabakalanma göstermeyen birimler bazı seviyelerde yanal devamlılığı fazla olmayan tabakalanma göstermektedir. Bazı seviyelerde ise kanal çökeli özelliğindedir (Şekil 4.27). Birim içindeki çakıltaşları kötü boylanmalı, derecelenme göstermeyen, çok kaba-kaba çakıllı, gevşek tutturulmuş polijenik bileşenli çakıllardan oluşmaktadır. Bu çakıltaşları tekne şekilli çapraz tabakalı olup, muhtemelen K-KD dan G-GB ya doğru akan bir nehrin bıraktığı kaba malzeme yığını olarak tanımlanabilir (Önem 1974). Kumtaşları ise gri-boz renkli, az tutturulmuş, kötü boylanmalıdır. Çamurtaşları kırmızı renkli, bazı seviyelerde laminalı-ince tabakalı bazı seviyelerde ise serpinti şeklinde gözlenmektedir.

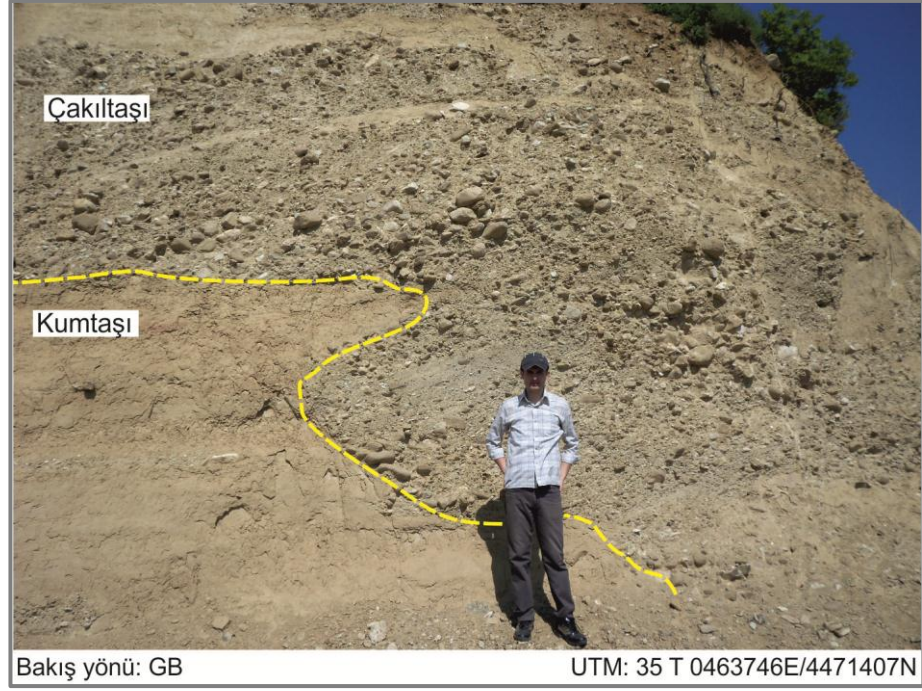
Kalınlık: Conkbayırı Formasyonu'nun kalınlığı inceleme alanında yaklaşık 280 metre civarındadır.

Fosil içeriği ve yaş: İnceleme alanında formasyon içerisinde fosil bulgusuna rastlanılmamıştır. Önal (1986) çamurtaşları içinde buldukları fosillere dayanarak birimin yaşını Geç Pliyosen olarak değerlendirmiştir. Bu çalışmada da Geç Pliyosen yaşı benimsenmiştir.

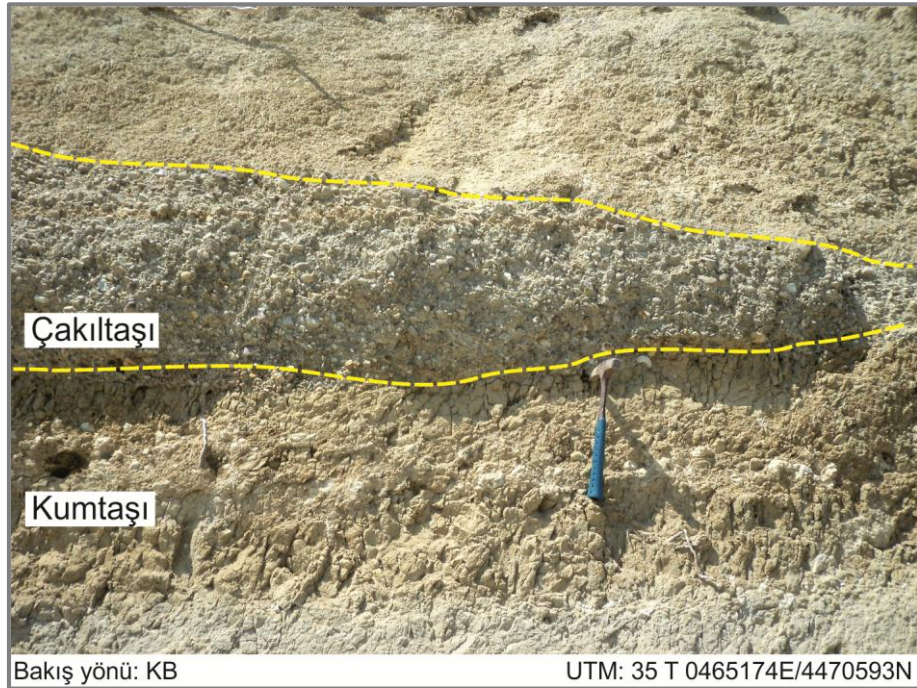
Çökme ortamı: Conkbayırı Formasyonu kaya türlerinin yanal ve düşey yönde geçişlerinin çok ani olması; bir fasiyesin diğer bir fasiyes içinde mercek ve kama şeklinde yer alması; geometrisinin yarım koniler şeklinde olduğunun gözlenmesi; kırıntılarının tane boyu değişimlerinin çok yüksek olması; yelpaze başında kötü boylanmalı ve kaba, tabana doğru ise daha iyi boylanmış ve ince taneli gereçlerin bulunması; çamurtaşlarının yaygın olarak görülmesi ve gereçlerin zaman zaman su yokluğundan etkilenecek oksidasyona açık olması gibi verilere dayanarak alüvyon yelpazesi ortamında çöklediği sonucuna varılmıştır (Şentürk ve Karaköse 1987).

4.1.11. Alüvyon

Kil boyundan, çakıl boyuna kadar değişen boyutta tutturulmamış malzemeyi içeren alüvyonlar, çalışmada alanında 23 km²'lik geniş bir alanı kapsamaktadır. İnceleme alanında Çanakkale Boğazına dökülen Tayfur Dere ve Munipbey Deresi boyunca ve boğaza doğru artan genişlikte alüvyonlar izlenebilmektedir.



Şekil 4.26. Conkbayırı Formasyonu'na ait yanal yönde keskin geçişler gösteren kötü boylanmalı çakıltası-kumtaşı düzeyleri.



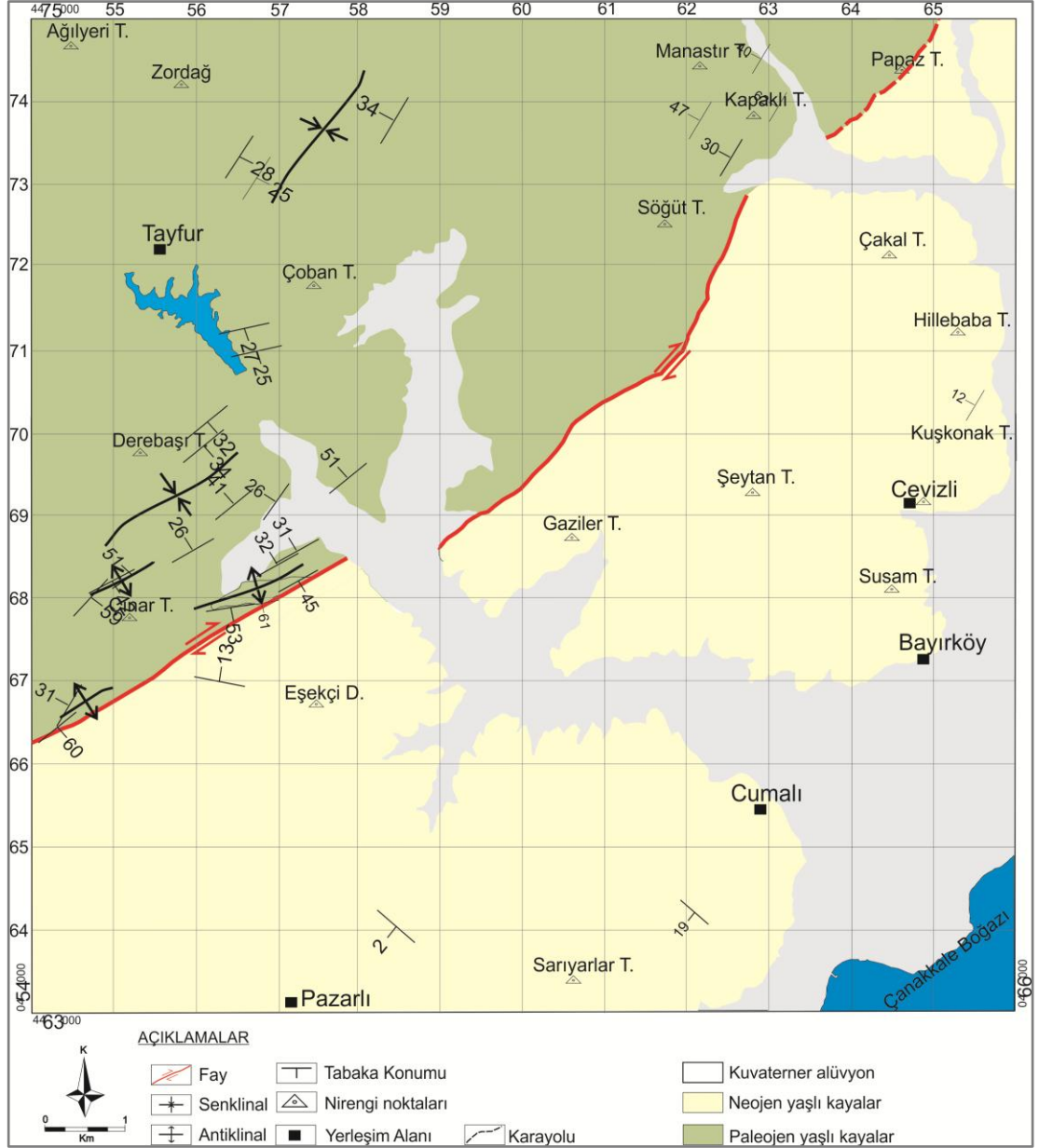
Şekil 4.27. Conkbayırı Formasyonu'na ait kanal çökelleri.

4.2. Yapısal Jeoloji

İnceleme alanının bulunduğu bölge Oligosen sonunda sıkıştırma kuvvetlerinin etkisi ile yükselmiş ve kara haline gelmiştir. Erken-Orta Miyosen'de aşınma dönemi geçirmiştir (Saner 1985, Siyako vd 1989). Bölgede Geç Miyosen'de Kuzey Anadolu Fayı'nın gelişimi ve K-G yönlü gerilmelerin etkisi ile oluşan grabenlerde tektonik kontrollü sedimanter sisteme geçilmiştir (Kesgin ve Varol 2003). İnceleme alanın kuzeyinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın batı uzanımı olan Ganos Fayı bulunmaktadır.

İnceleme alanında gözlenen faylar, Geç Miyosen'den günümüze kadar süren Kuzey Anadolu Fayı'nın yanal atımlı rejimi altında gelişmiştir. İnceleme alanında Paleojen ve Neojen yaşlı birimleri birbirinden ayıran sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay tespit edilmiştir (Şekil 4.28). Bu fay KKD yönünde yarımadanın gidişine ve Ganos Fayı'na paralel olarak uzanmaktadır. İnceleme alanında ayrıca eğim atımlı faylar da gözlenmektedir (Şekil 4.29-30). Ancak fayların sahadaki izlenebilen devamlılığı sınırlıdır. Bunlardan birisi yine Paleojen ve Neojen yaşlı birimlerin sınırında gelişen normal faydır. Fayın düzleminin konumu $K40^0D/76^0KB$ olarak ölçülmüştür (Şekil 4.29).

İnceleme alanında kıvrımlar birbirine paralel olarak gelişmiş antiklinal ve senklinallerden oluşmaktadır. Bu kıvrımlar Paleojen yaşlı birimler içerisinde gelişmişlerdir. Kıvrım eksenlerinin gidişi KD-GB yönündedir (Şekil 4.28). Tabaka konumları ise Paleojen yaşlı birimlerde KB ya da GD ya eğimli olarak bulunurken Neojen yaşlı birimler genellikle yatay ya da yataya yakın konumdadır.



Şekil 4.28. İnceleme alanında gözlenen yapısal unsurlar.



Şekil 4.29. İnceleme alanında gözlenen normal fay düzlemi.



Şekil 4.30. İnceleme alanında gözlenen eğim atımlı fay.

4.3. Kömürlerin Kimyasal (proximate) Analiz Sonuçları

Bu bölümde çalışma sahasındaki iki kömür düzeyinden alınan 4 adet (2 adet Geç Oligosen yaşlı kömürlerden, 2 adet Geç Miyosen yaşlı kömürlerden) örneğin kimyasal (proximate) analiz sonuçları (nem, kül, uçucu madde, toplam kükürt, sabit karbon ve ısı değeri analizleri) değerlendirilmiştir. Kömür örneklerinin kimyasal analiz sonuçları orijinal ve kuru bazda olmak üzere Çizelge 4.1’de sunulmuştur.

Nem analizi: İncelenen örneklerin nem içerikleri %15,63 ile %22,76 arasında değişmektedir (Çizelge 4.1). Nem oranı kömürlerde genellikle kil içeriği ile ilişkilidir. Kil mineralleri suyu bünyelerinde tutarak nem miktarını yükseltirler. Taşkömürleri orijinal bazda, genellikle %10’un altında nem içerirken, linyitler kalitesine bağlı olarak %55'lere kadar ulaşan oranlarda nem içerebilirler. Nem içeriği arttıkça kömürün ısı değeri düşer.

Kül analizi: İncelenen örneklerin kül içerikleri yüksek olup, orijinal bazda %14,93-46,30 arasında, kuru bazda ise %18,94-54,88 arasında değişmektedir (Çizelge 4.1). Bu değerler petrografik analizlerde incelenen mineral madde miktarı (%5-37) ile uyum göstermektedir (Çizelge 4.3). Genellikle kül içeriğinin artmasına bağlı olarak, yanmayan kısım arttığı için ısı değerin düşmesi beklenir. Buna uygun olarak incelenen örneklerde kül içeriği ile ısı değerler ters orantılıdır (Şekil 4.31).

Uçucu madde analizi: Kömürleşme derecesi arttıkça uçucu madde içeriği azalmaktadır (Çizelge 4.2). Yani linyit gibi düşük dereceli kömürlerde uçucu madde miktarları taşkömüründeki uçucu madde miktarına göre daha fazladır (Çizelge 4.2). İncelenen örneklerdeki uçucu madde oranları orijinal bazda %23,43 ile %35,38, kuru bazda ise %27,77 ile %44,59 arasında değişmektedir (Çizelge 4.1).

Isıl değer analizi: Bir kömürün ısı değeri yakılan kömürün belirli bir kütle başına oluşturduğu ısı miktarıdır. Kömür yandığında ısı açığa çıkması, içerdiği organik karbon ve hidrojen bileşiklerinin oksitlenmesiyle meydana gelmektedir. Isıl değer; üst ısı değeri ve alt ısı değeri olarak iki şekilde sunulmaktadır. İncelenen örneklerde alt ısı değeri orijinal bazda 2149 ile 3553 kcal/gr, kuru bazda ise 2610-4509 kcal/gr arasında değişmektedir. Üst ısı değeri ise orijinal bazda 2351-3844 kcal/gr, kuru bazda 2749-4735 kcal/gr arasında değişmektedir. Kömürdeki üst ısı değeri, kül içeriği ve sabit karbon arasındaki ilişkiyi daha iyi görebilmek için bu

değerler grafik üzerinde karşılaştırılmıştır. Şekil 4.31’de görüldüğü gibi üst ısıl değerler ile kül içerikleri arasındaki ilişki beklenildiği gibi negatif doğrusal, Şekil 4.32’de görüldüğü gibi Üst ısıl değer ile sabit karbon miktarı arasında ise pozitif doğrusal bir ilişki oluşmaktadır.

Çizelge 4.1. Kömürlerin kimyasal (proximate) analiz sonuçları.

Orijinal Örnekte									
Örnek No	Nem %	Kül %	Uçucu Madde %	Sabit Karbon %	Toplam Kükürt %	Külde Kükürt %	Yanar Kükürt %	Alt Isıl Değer (Kcal/gr)	Üst Isıl Değer (Kcal/gr)
Kka1	15,7	37,9	29,39	17,01	3,03	0,46	2,57	2698	2931
Kka2	22,76	27,74	30,43	19,07	2,38	0,58	1,8	2552	2820
Kka3	21,27	14,93	35,15	28,75	1,1	0,57	0,53	3553	3844
Kka4	15,63	46,3	23,43	14,64	1,29	0,31	0,98	2149	2351
Kuru Örnekte									
Örnek No	Kül %	Uçucu Madde %	Sabit Karbon %	Toplam Kükürt %	Külde Kükürt %	Yanar Kükürt %	Alt Isıl Değer (Kcal/gr)	Üst Isıl Değer (Kcal/gr)	
Kka1	44,96	34,87	20,17	3,59	0,54	3,05	3244	3419	
Kka2	35,91	39,4	24,69	3,08	0,75	2,33	3373	3560	
Kka3	18,94	44,59	36,47	1,4	0,73	0,67	4509	4735	
Kka4	54,88	27,77	17,35	1,53	0,37	1,16	2610	2749	

Sabit karbon analizi: Kömürdeki; nem, kül ve uçucu maddenin 100’den çıkarılması ile bulunan değerdir. İncelenen numunelerde sabit karbon miktarı orijinal bazda %17,01 ile %28,75 kuru bazda ise %17,35 ile %36,47 arasında değişmektedir (Çizelge 4.1).

Kükürt analizi: Kömürde kükürt inorganik ve organik bileşikler halinde bulunmaktadır. Organik kükürt hidrokarbon yapıya bağlı olarak bulunmaktadır. İnorganik kükürt ise pirit gibi sülfid minerallerinden kaynaklanmaktadır. İncelenen örneklerin toplam kükürt değerleri orijinal bazda %1,10-3,03, kuru bazda ise %1,40-3,59 arasında değişmektedir. Ayrıca incelenen numunelerde Geç Miyosen yaşlı kömür düzeyine ait örneklerin kükürt içerikleri Geç Oligosen yaşlı kömürlere nazaran yanabilir kükürt değerine bağlı olarak daha yüksek çıkmıştır (Çizelge 4.1). Bu değerler

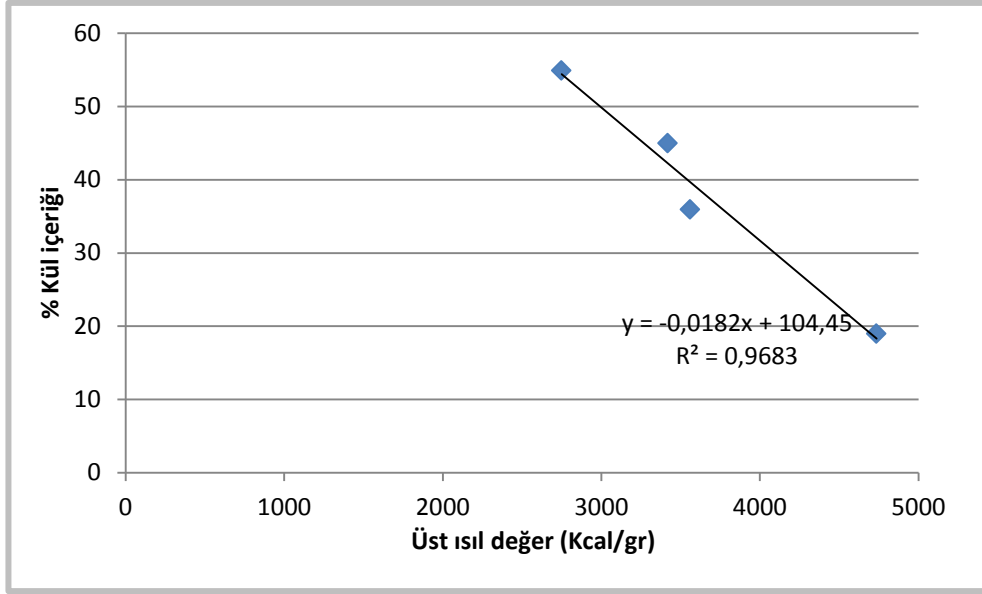
jeokimyasal analizlerdeki toplam kükürt değerleri (%0,62-4,87) ile uyumludur. Bu kükürt değerleri diğer Türkiye kömürlerine (Palmer vd 2004) nazaran yüksektir.

Kükürt bitkisel ve hayvansal proteinlerden büyük ölçüde bakteriyel proteinlerden, nehirlerle ve/veya deniz suyu ile getirilen sülfat iyonlarından sağlanabilir. Kömürlerdeki yüksek kükürt içeriği literatürde çeşitli şekillerde açıklamıştır. Bu açıklamalardan birisi, turba ortamındaki yüksek su tablası ile yüksek pH ve Eh koşullarına bağlı olarak gelişen kükürt oluşumudur (Stach vd 1982). Bu şartlar bakteri aktivesi açısından uygun ortamlardır.

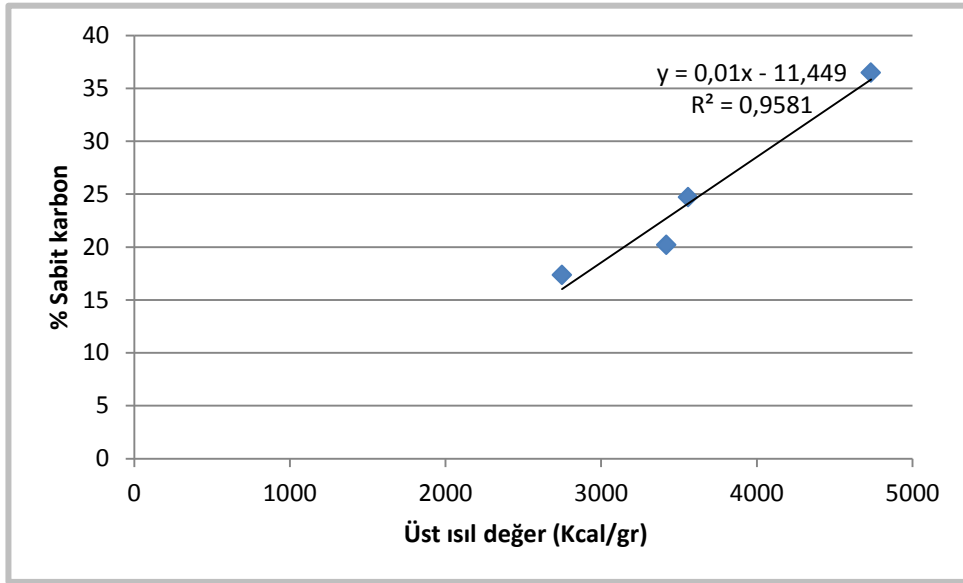
Diğeri ise turbanın depolanma sırasında deniz suyuna maruz kalmasıdır. Deniz suyundaki sülfat iyonları kükürt kaynağıdır (Casagrande vd 1977, Cohen vd 1984, Given ve Miller 1985).

Çizelge 4.2. Çeşitli kömürleşme derecelerinde kömür özellikleri (Tsai 1982).

RANK (Kömürleşme derecesi)	UÇUCU MADDE İÇERİĞİ % Ağırlık, Orjinal-Külsüz	KARBON İÇERİĞİ % Ağırlık, Orjinal-Külsüz	KALORİFİK DEĞER Btu/Lb, Mineral maddesiz	NEM İÇERİĞİ % Ağırlık
1. LİNYİT	69-44	76-62	8300 - 6300	52-30
2. ALT BİTÜMLÜ	52-40	80-71	11500 - 8300	30-12
3. BİTÜMLÜ				
a) Yüksek Uçuculu-B	50-29	86-76	13000 - 10500	15-2
b) Yüksek Uçuculu-C				
c) Yüksek Uçuculu-A	49-31	88-78	14000	5-1
d) Orta Uçuculu	31-22	91-86	14000	5-1
e) Düşük Uçuculu	22-14	91-86	14000	5-1
4. ANTRASİT	14-02	99-91	14000	5-1



Şekil 4.31. Gelibolu kömürlerinden alınan örneklerin kuru bazda kül içeriği ile üst ısıl değeri arasındaki ilişki.



Şekil 4.32. Gelibolu kömürlerinden alınan örneklerin kuru bazda sabit karbon miktarı ile üst ısıl değeri arasındaki ilişki.

4.4. Kömür Petrografisi

4.4.1. Maseral analizi sonuçları ve değerlendirilmesi

Tez çalışması kapsamında iki ayrı kömür düzeyinden alınan toplam 10 adet örnek üzerinde maseral analizi ve hüminit yansıması ölçümleri yapılmıştır. Geç Oligosen yaşlı kömür düzeyinden 6 adet (Pe5-10) ve Geç Miyosen yaşlı kömür düzeyinden ise 4 adet (Pe1-4) örnek alınmıştır. Bu incelemeler ile ortamın özellikleri hakkında bilgiler elde edilmeye çalışılmıştır.

İncelenen kömür örneklerinin hacimce maseral dağılımları yüzde olarak Çizelge 4.3'te ve maseral gruplarının üçgen diyagramdaki konumları Şekil 4.33'te sunulmuştur. Ayrıca maserallerin fotoğrafları Şekil 4.34-41'de verilmiştir.

Her iki kömür düzeyine ait örneklerin tamamı hüminit maseral grubunca zengin olup (%46-78), egemen maseral gelinitlerdir (%31-65). İneritit (%4-8) ve liptinit (%2-9) maseral grupları hüminit grubuna göre daha düşük miktardadır (Şekil 4.33, Çizelge 4.3). Mineral maddeyi ise pirit ve diğer mineraller (kalsit, kil mineralleri ve kuvars) oluşturmaktadır.

Maseral analizi sırasında görülen en önemli özellikler ve bunların ortamsal yorumu aşağıda tartışılmıştır.

İncelenen kömürlerde en yaygın bulunan maseral grubu hüminittir ve bu grup daha çok hümkolinit maseral alt grubundan oluşmaktadır. Gelinit hem Geç Oligosen hem de Geç Miyosen yaşlı kömürlerin en önemli bileşenlerini oluşturmaktadır (Çizelge 4.3). Gelinitler, hüminit maseral grubunda hücreli yapı göstermeyen jelleşmiş özellikteki maserallerdir (Şekil 4.34-a, Şekil 4.35-b, Şekil 4.37-d, Şekil 4.40-d, Şekil 4.41-b) ve düşük-rank kömürlerin en yaygın maseralleridir (Sýkorová vd 2005). Gelinit içeriği genellikle fasiyes koşullarına bağlıdır ve limno-telmatik turba ortamlarında (Roselt 1969) veya ıslak çayır bataklığından (wet grasslands) oluşan turbalarda ya da sudaki kalsiyum iyonu konsantrasyonunun yüksek olduğu turbalarda gelinit maseralleri yüksek miktarda oluşmaktadır (Taylor vd 1998). Genel olarak gelinit maserali organik maddelerin dokularının bozulduğuna, oluşumu esnasında pH değerlerinin nötr değerlere yaklaştığına işaret etmektedir (Flores 2002, Stach vd 1982).

Hümokolinit alt grubunda gelinitten başka korpohüminit maserali çok düşük oranda (%1) bulunur ya da hiç bulunmaz (Çizelge 4.3) (Şekil 4.41-d). Korpohüminit linyitlerde ve turbalarda düzenli olarak bulunan ancak bol olmayan bir maseral çeşididir. Özellikle mantar ve ağaç dokularının içinde hücre dolgusu olarak bulunurlar (Soos 1964).

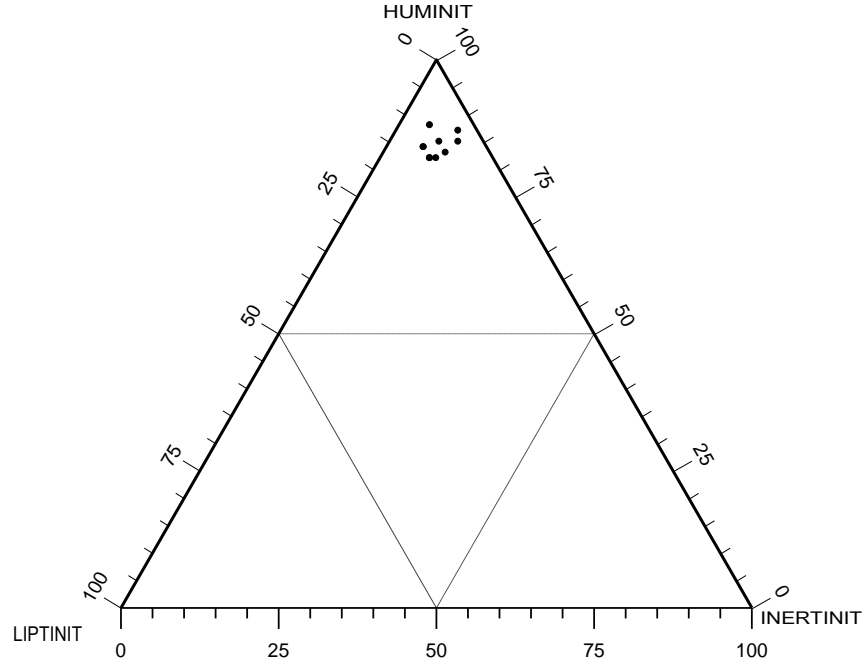
Telohüminit alt grubu, hücre dokusu gösteren hüminit maserallerini kapsamaktadır. İncelenen örneklerde bu gruba ait maserallerden tekstinit (%1-4), teksto-ülminit (%0-5) ve eu-ülminit (%3-8) maseralleri bulunmaktadır (Çizelge 4.3). Tekstinit maserali jelleşmemiş hücre dokularından oluşmaktadır (Şekil 4.35-d). Teksto-ülminit maseralinde hücre dokuları kaybolmaya başlamıştır (Şekil 4.40-c). Eu-ülminit ise hücre dokularının preslenmiş halidir (Şekil 4.36-c, Şekil 4.37-d, Şekil 4.39-c-d, Şekil 4.40-a-d).

Linyitlerde tekstinit miktarı genellikle jelleşme derecesine ve kömürleşme derecesine (rank) bağlıdır. Eu-ülminit, teksto-ülminit ve tekstinit maserallerinin yüksek oluşu kömürlerin sık sık su seviyesinin üzerinde kalan bir ortamda çökeldiğini işaret etmektedir (Diessel 1986, Toprak 1996).

Detrohüminit alt grubu ise densinit (Şekil 4.35-c, Şekil 4.37-a, Şekil 4.38-c-d, Şekil 4.39-a) ve attrinit (Şekil 4.34-c, Şekil 4.38-c, Şekil 4.39-a) maserallerinden oluşmaktadır. Bu maseraller kırıntı şeklindeki hüminit maserallerini temsil etmektedirler. Bütün örneklerde densinit maserali (%2-8) attrinit maseraline (%0-4) oranla daha fazla gözlenmektedir (Çizelge 4.3) ve ayrıca kırıntılı maseral içeriği Geç Oligosen yaşlı kömürlerde daha fazladır. Kırıntılı maseral içeriği, dokuların seyrek oluşu ve yüksek mineral madde içeriği, ortamda muhtemel taşınma ve sıkışma etkisinin olduğunu düşündürmektedir (Stach vd 1982, Ward 1984, Kavak ve Toprak 2011).

İncelenen örneklerde en yaygın bulunan liptinit maserali sporinit (%2-5) ve az miktarda kütinit (%0-3), alginit (%0-4) ve rezinit (%0-1) maseralleri de gözlenmektedir (Çizelge 4.3). Sporinitler genellikle ince uzun, eğimlenmiş, koyu gri kütleler halinde gözlenmektedir (Şekil 4.38-b, Şekil 4.39-c, Şekil 4.41-b). Mikrosporlar çoğunlukta olmasına karşın makrosporlar da gözlenmektedir (Şekil 4.39-c, Şekil 4.41-b). Kütinitlerin dokuları bazı örneklerde çok iyi gözlenebilmektedir (Şekil 4.36-b-c, Şekil 4.37-a, Şekil 4.38-b, Şekil 4.40-d). Kütinitlerin bitkilerin kütiküllerinden oluştuğu

düşünülmektedir (Teichmüller 1989, Taylor vd 1998). Alginit maserali ise farklı morfolojisi, karakteristik düşük yansıma ve flüoresans özelliği ile tanınabilmektedir (Şekil 4.35-a-c, Şekil 4.36-d, Şekil 4.38-a, Şekil 4.41-a-c).



Şekil 4.33. Kömür örneklerinin maseral dağılımı.

İncelenen örneklerde en fazla gözlenen inertinit maserali makrinittir ve diğer inertinitlere göre daha yaygın ve geniş olmasından başka farklı bir özelliği yoktur. Genellikle hüminit maseralleri içinde gözlenmektedir (Şekil 4.36-d, Şekil 4.37-c). Makrinitten başka füzinit (Şekil 4.36-b, Şekil 4.37-c) ve funginit (Şekil 4.34-b, Şekil 4.36-a, Şekil 4.37-a-d, Şekil 4.38-a-c, Şekil 4.39-a) maseralleri de bazı örneklerde tanımlanabilmiştir. Geç Oligosen yaşlı kömür örneklerinde funginit maserali Geç Miyosen yaşlı kömür örneklerine nazaran daha fazla bulunmaktadır. Funginitler, Toprak'da (2009) açıklandığı gibi daha ziyade killi ortamlarda daha fazla bulunmaktadır (Şekil 4.34-b, Şekil 4.36-a, Şekil 4.39-a) ve boşluklarında genellikle inorganik materyaller (pirit, kil vb.) içermektedir. Wüst vd'ne (2001) göre funginitler turba ortamında zaman zaman aerobik koşulların geliştiğine işaret etmektedir. Genel olarak inertinit grubuna ait maserallerin bulunması turba oluşumu sırasında turbanın zaman zaman kurduğunu ve bitkisel malzemenin aerobik ortamla yani serbest hava ile temas ettiğini göstermektedir.

Türkiye kömürlerin petrografik bileşenleri Toprak'da (2009) olduğu gibi genellikle benzer özellikler göstermekte ve görsel oluşum izlenimi vermektedir.

4.4.2. Mineral madde içeriği

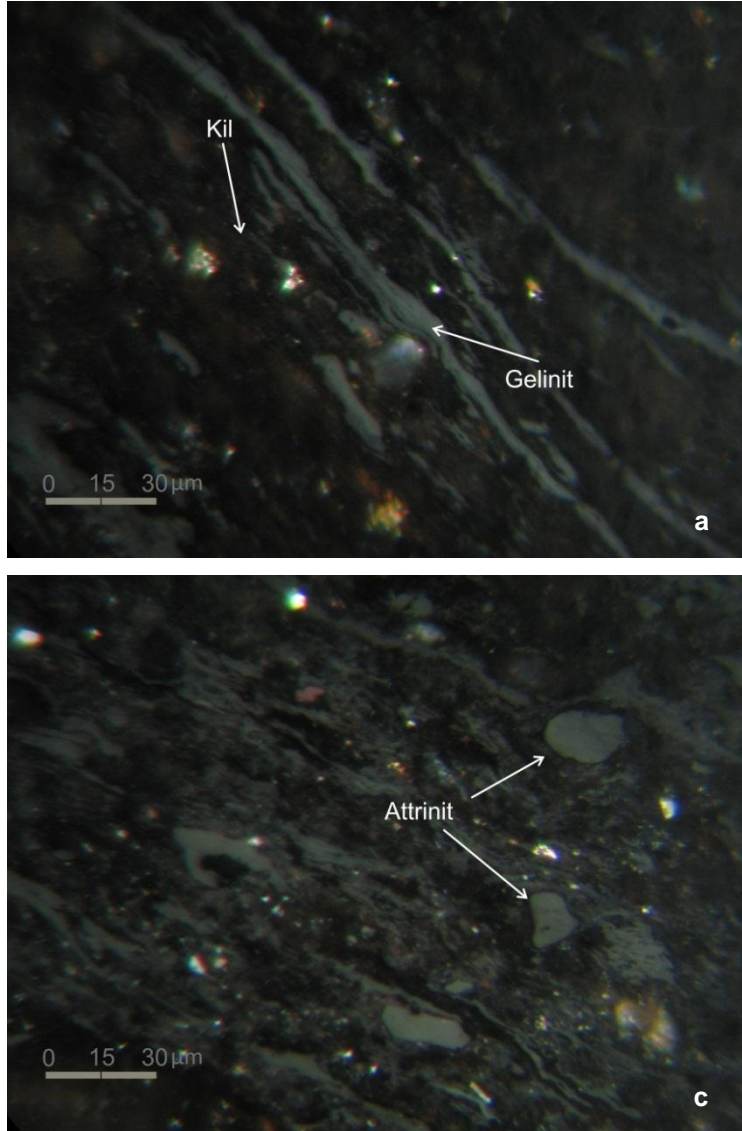
Bu tez çalışmasında pirit ve diğer mineraller (kil mineralleri, kuvars, kalsit vb.) mineral madde olarak tanımlanmıştır. İncelenen kömürlerde inorganik madde oranı %6-46 arasında değişmektedir (Çizelge 4.3). Çalışma alanındaki kömürler de diğer Türkiye kömürlerinde olduğu gibi (%20-30) (Toprak 2009) yüksek mineral içeriğine sahiptir. İncelenen örneklerde kil minerali oranı yüksektir ve bu da turba gelişimi sırasında organik maddece zengin düzeylerin yerini zaman zaman inorganik maddelerin aldığı göstermektedir. Kil mineralinin artışı kömürlerin daha fazla nem tutmasına neden olmaktadır. Bu durum kimyasal analiz sonuçları ile de örtüşmektedir (Çizelge 4.1).

İncelenen kömürlerde pirit içeriği %1-9 arasında değişmektedir (Çizelge 4.3). Genellikle framboidal piritler (Şekil 4.35-b-d, Şekil 4.38-a) baskınken, çatlak dolgusu ve euhedral (öz şekilli) pirit oluşumları da belirlenmiştir. Piritlerin çoğu organik madde ile ilişkili olarak turba oluşumu sırasında ya da hemen sonrasında sülfat mineralizasyonu ile oluşmaktadır. Kükürt, bitkilerin proteinlerinden kaynaklanır ya da sülfat iyonu olarak deniz suyu veya akarsu ile turbaya taşınır. Bakteriler sülfat iyonlarını indirgeyerek pirit ve makrasit minerallerinin oluşumuna katkı sağlamaktadır (Stach vd 1982). Maseral içeriğine bağlı olarak her iki kömür düzeyinin geliştiği turba, bakteri aktivesi açısından uygun ortamlardır. Bu da özellikle sinjenetik framboidal piritlerin oluşmasına neden olmuştur.

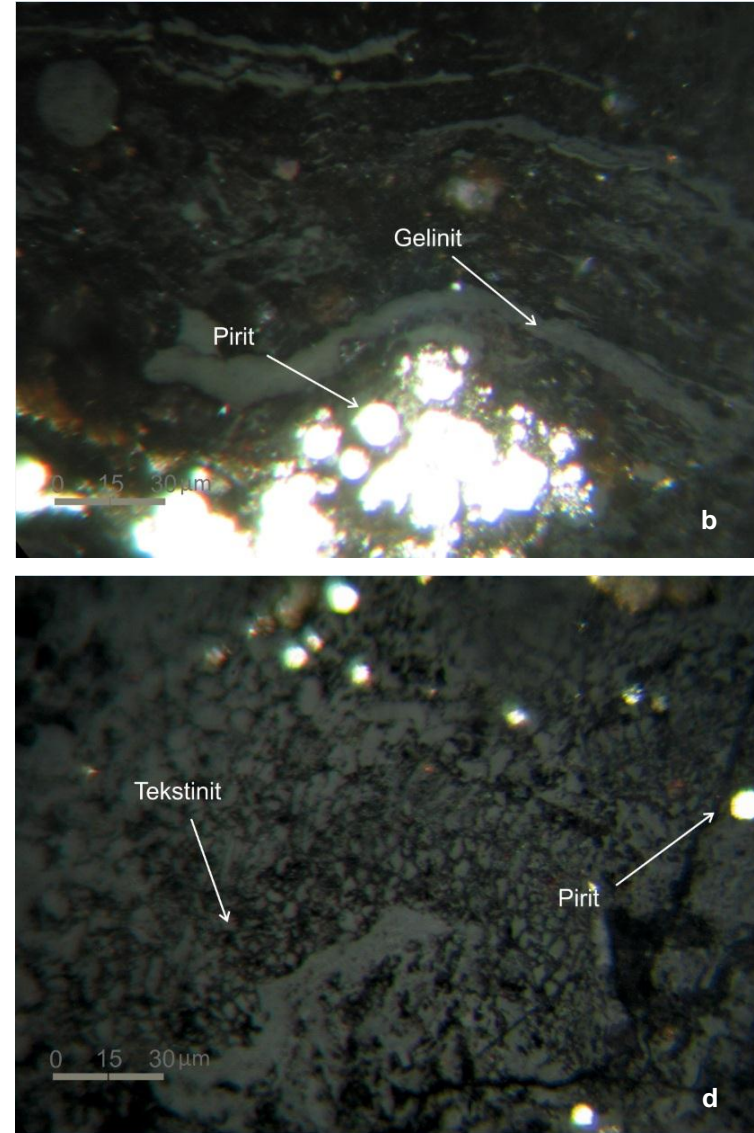
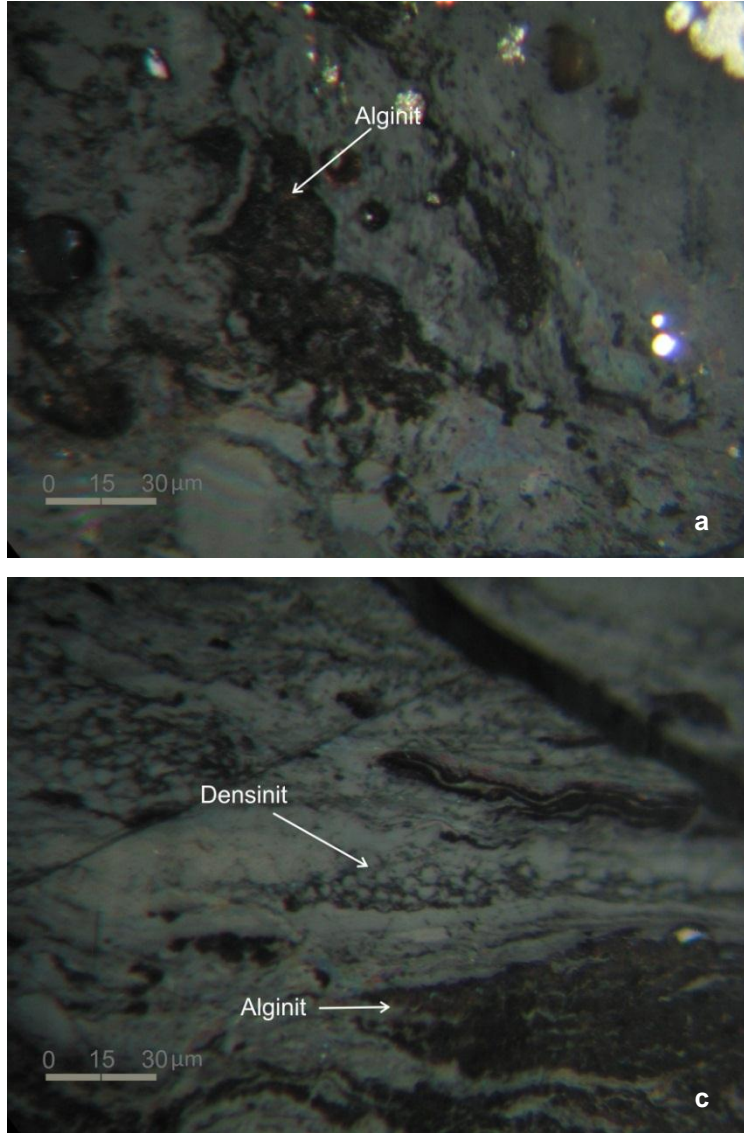
Çizelge 4.3. Gelibolu kömürlerinin maseral dağılımları ve hüminit yansımaya değerleri (%Rmax).

Örnek no	Rmax %	HÜMİNİT								LİPTİNİT					İNERTİNİT				PİRİT			ING (Kİ1+QZ+KA)	
		THUM		DETHUM		HKOL		TOP HUM	Sp	Alg	Rz	Kt	TOP LIP	Mk	Fz	Fg	TOP INER	Fr	Eu	Çt.	TOP PİR		
		Tx	Tul	Eul	Den	At	Gel																Kr
Pe1	0,552	1	2	8	2	0	65	0	78	4	0	0	2	6	6	1	0	7	3	1	0	4	5
Pe2	0,564	2	3	4	5	0	31	1	46	2	0	0	0	2	5	1	0	6	6	2	1	9	37
Pe3	0,514	4	2	4	5	2	49	1	67	3	2	0	3	8	5	1	1	7	3	1	0	4	14
Pe4	0,502	1	1	3	3	1	58	0	67	2	4	1	1	8	4	2	1	7	4	2	1	7	11
Pe5	0,504	1	0	6	3	1	65	1	76	2	1	0	0	3	6	0	2	8	2	1	0	3	10
Pe6	0,512	2	5	8	8	4	51	0	78	3	1	1	1	6	3	1	1	5	2	0	1	3	8
Pe7	0,535	3	4	5	4	0	55	1	72	5	2	0	2	9	4	1	0	5	2	0	0	2	12
Pe8	0,524	2	2	6	4	0	64	0	78	5	2	0	1	8	6	1	1	8	1	0	0	1	5
Pe9	0,511	1	2	5	5	1	36	0	50	2	1	0	1	4	4	1	1	6	3	1	0	4	36
Pe10	0,554	2	3	4	3	0	44	0	56	4	2	1	0	7	3	1	0	4	4	1	0	5	28

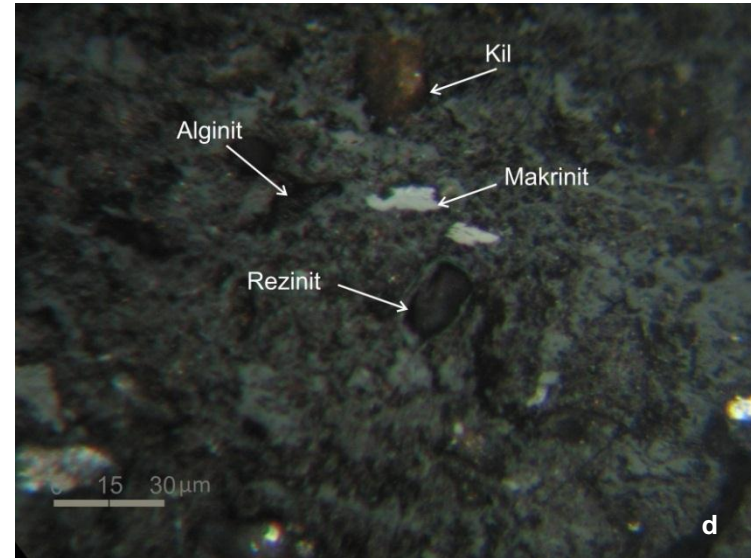
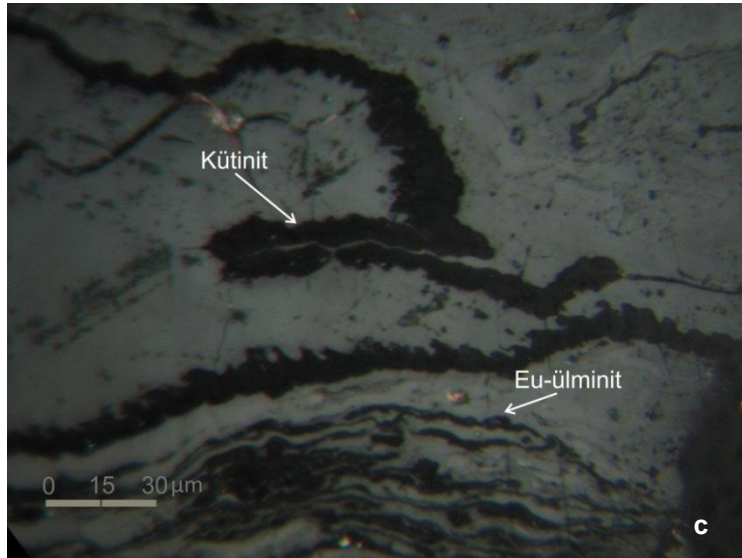
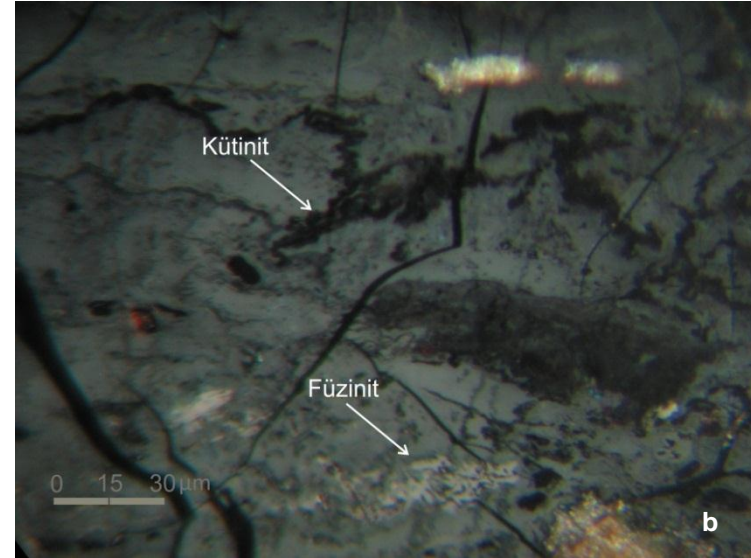
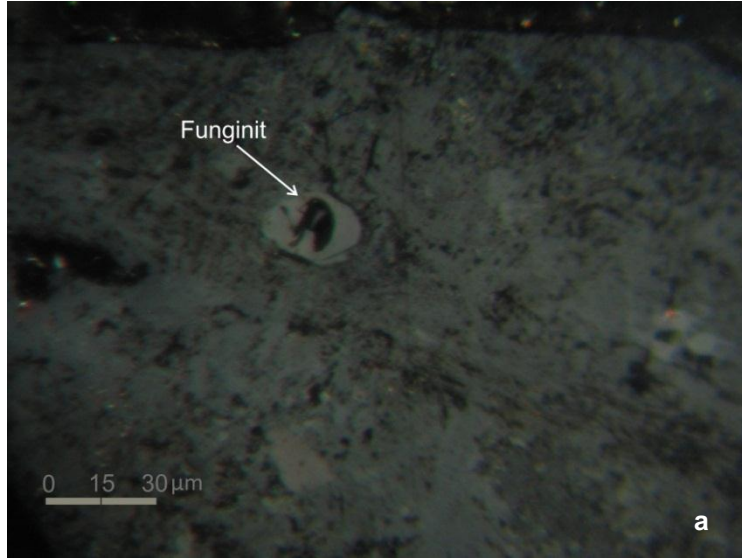
THUM-Telohüminit; DETHUM-Detrohüminit; HKOL-Hümokolinit; TOP-Toplam; HUM-hüminit; LIP-Liptinit; INER-İnertinit;
 Qz-Kuvars; Ka-Kalsit; Tx-Tekstinit; Tul-Teksto-ülminit; Eul-Eu-ülminit; At-Attrinit; Den-Densinit; Gel-Gelinit; Kr-Korpohüminit;
 Sp-Sporinit; Alg-Alginit; Rz-Rezinit; Kt-Kütinit; Fz-Füzinit; Mk-Makrinit; Fg-Funginit; Fr-Framboidal; Eu-Öz şekilli kristal;
 Çt-çatlak dolgusu, PİR- Pirit, ING- İnorganik



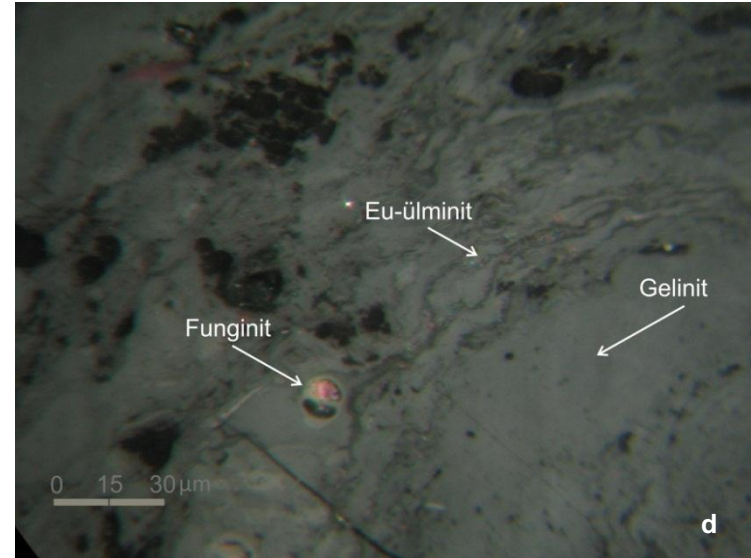
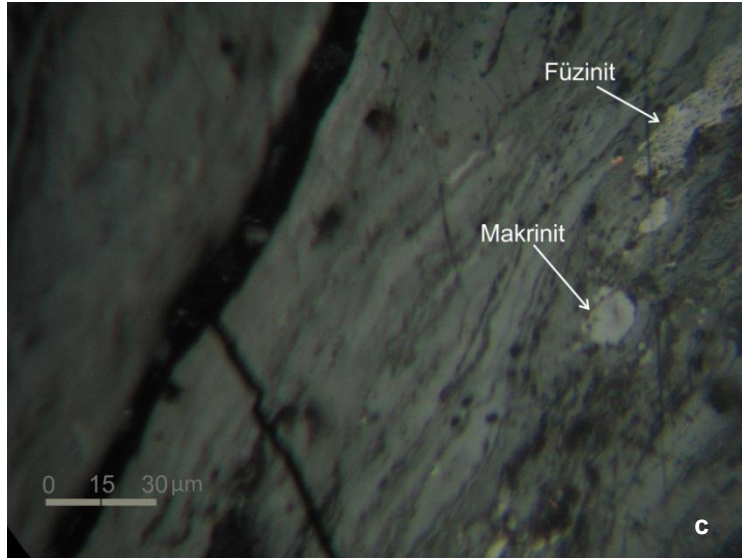
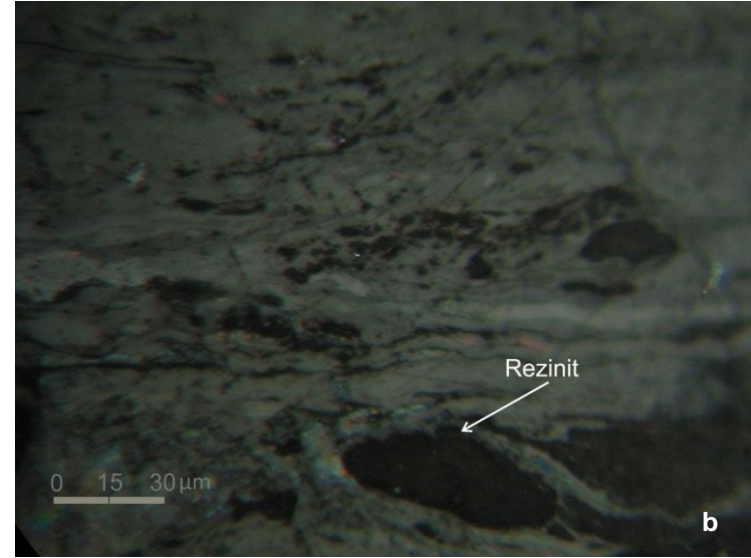
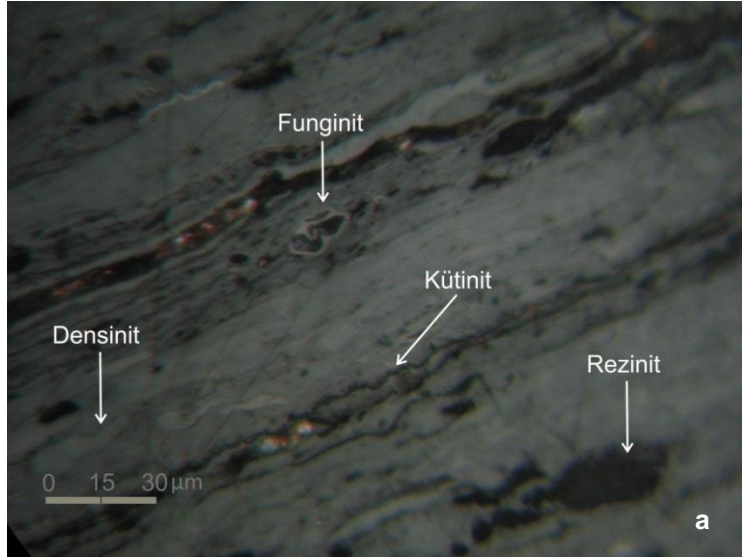
Şekil 4.34. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Kil mineralleri ve gelinit maserali. b) Kil mineralleri ve funginit maserali. c) Attrinit maserali. d) Füzinit maserali.



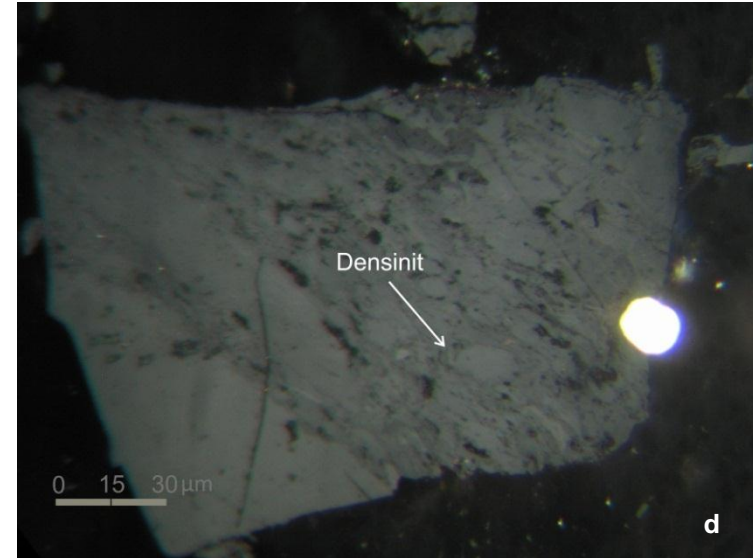
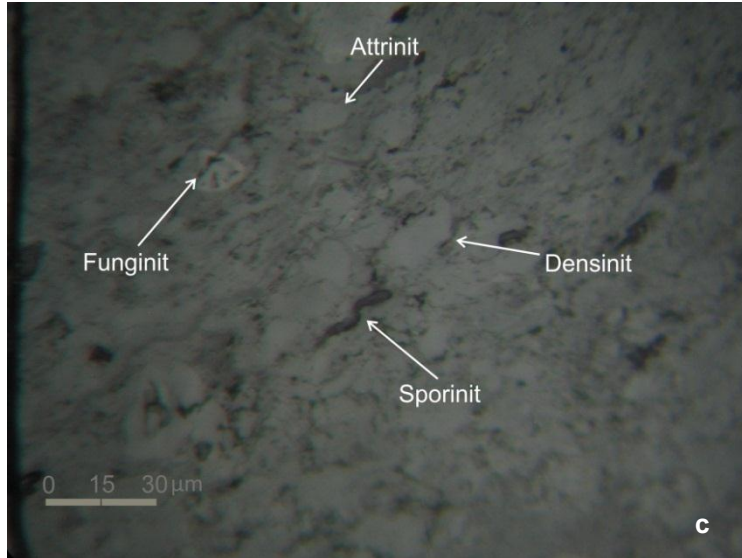
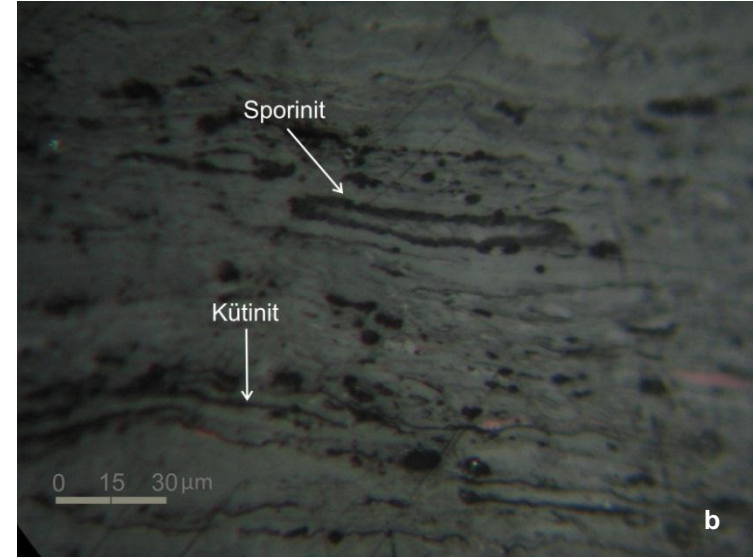
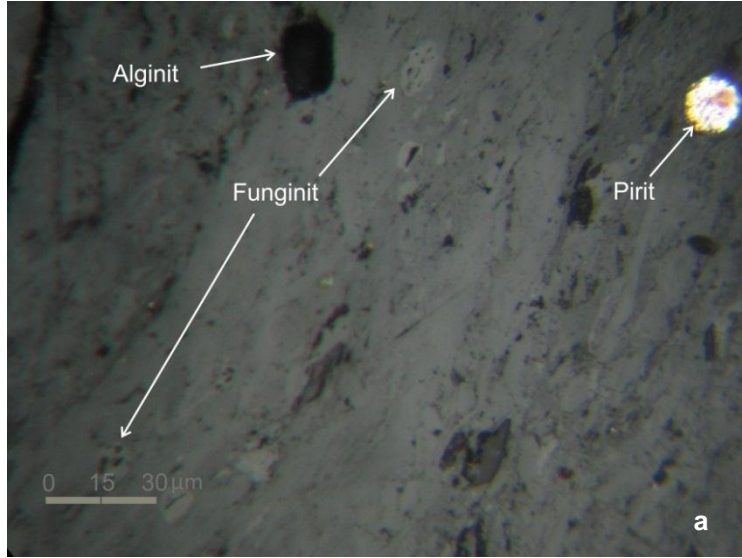
Şekil 4.35. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Alginit maserali. b) Framboidal piritler ve gelinit maserali. c) Densinit ve alginit maserali. d) Tekstinit maserali ve framboidal piritler.



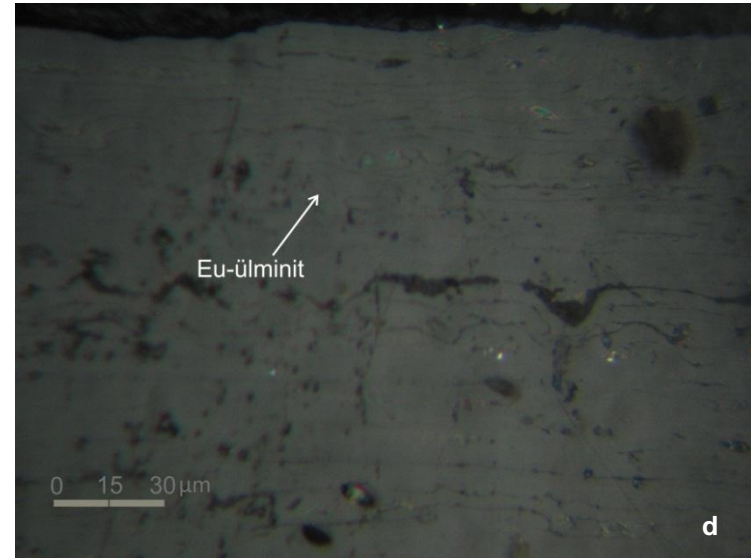
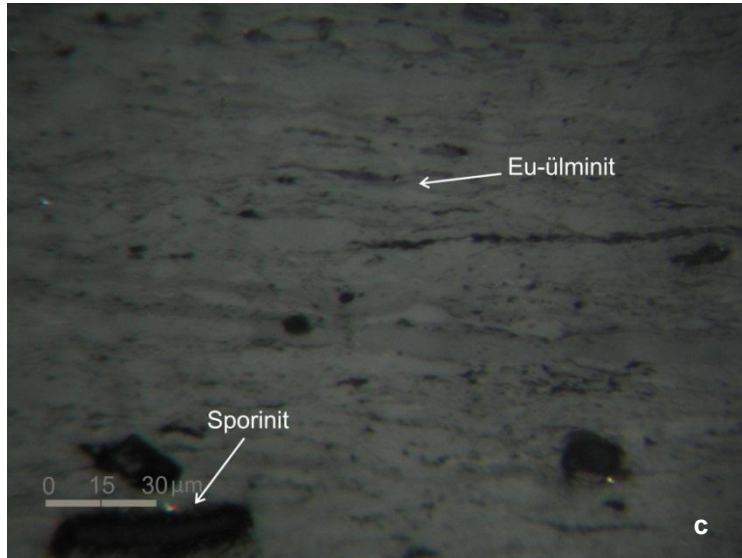
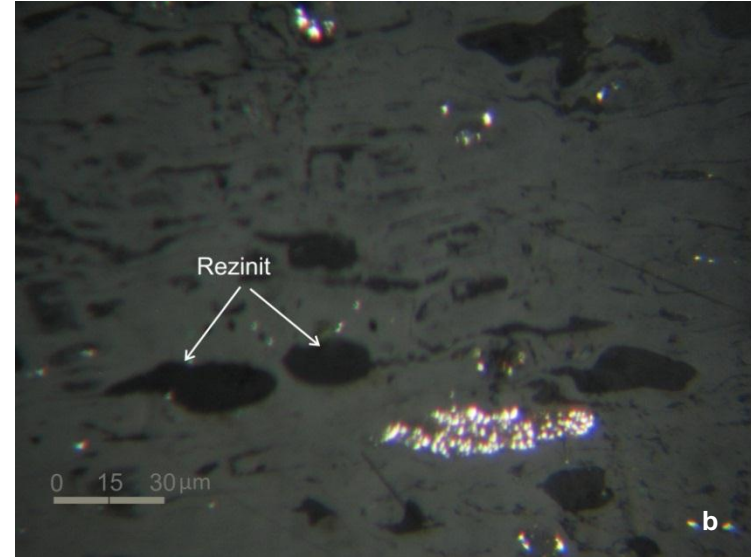
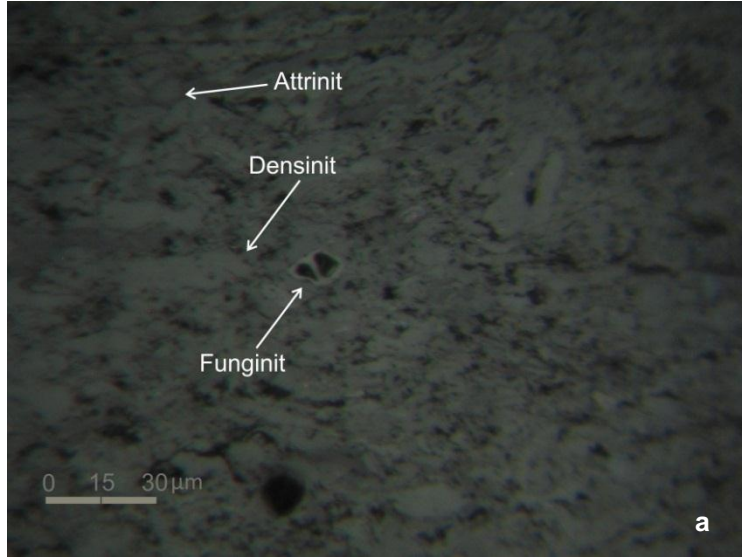
Şekil 4.36. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Funginit maseralı. b) Kütinit ve füzinıt maseralleri. c) Kütinit ve eu-ülminıt maseralleri d) Makrinit, rezinit, alginıt maseralleri ve kil mineralleri.



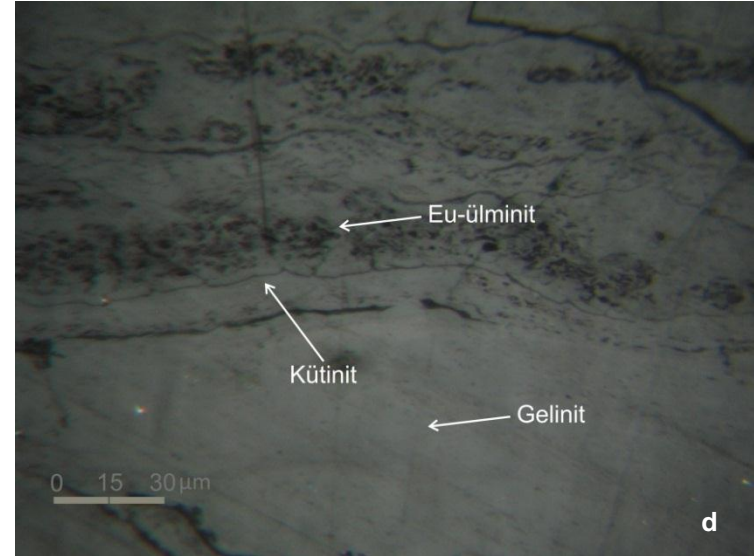
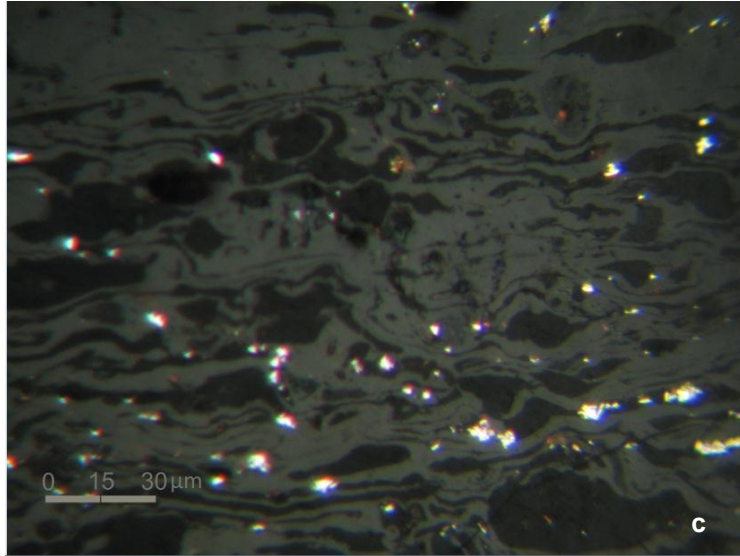
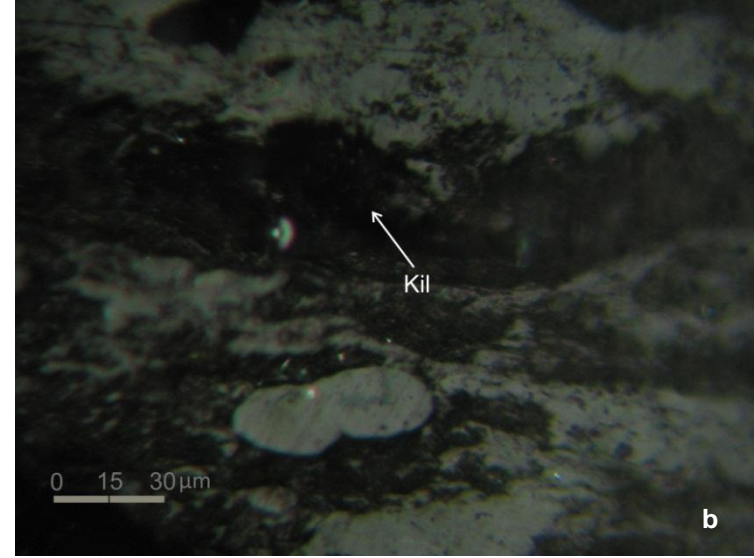
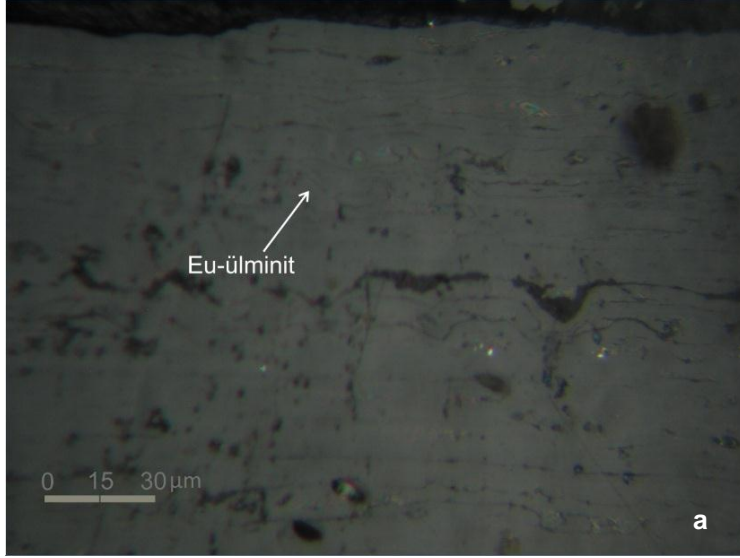
Şekil 4.37. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Funginit, densinit, kütinit, rezinit maseralleri. b) Rezinit maserali. c) Füzinit ve makrinit maseralleri. d) Funginit, gelinit ve eu-ülminit maseralleri.



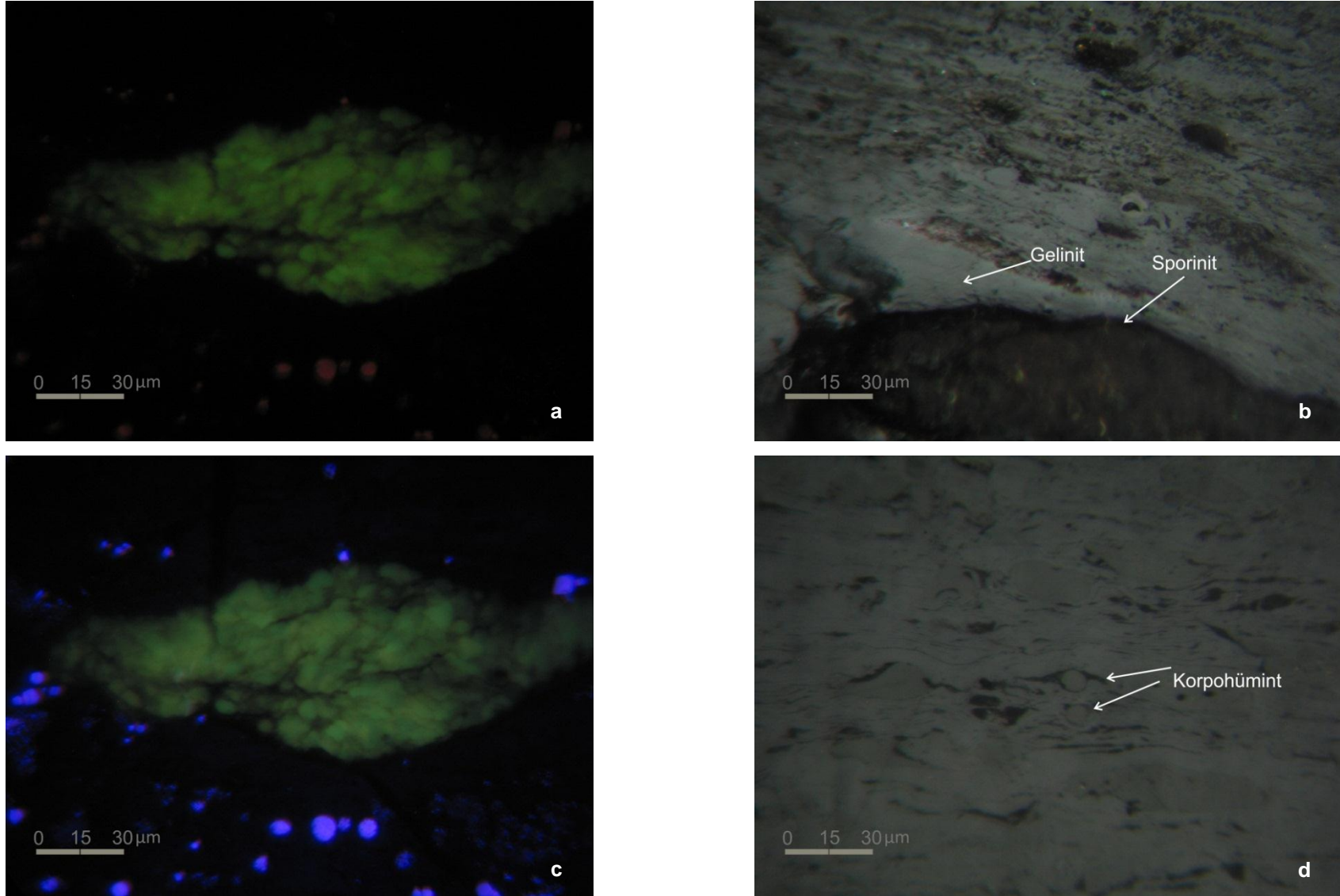
Şekil 4.38. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Alginit, funginit maseralleri ve pirit minerali. b) Sporinit ve kütinit maseralleri. c) Funginit, attrinit, sporinit ve densinit maseralleri. d) Densinit maserali.



Şekil 4.39. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Attrinit, densinit, funginit maseralları. b) Rezinit maseralı. c) Eu-ülminit ve sporinit maseralları. d) Eu-ülminit maseralı.



Şekil 4.40. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Eu-ülminit maserali. b) Kil mineralleri. c) Teksto-ülminit maserali. d) Eu-ülminit, kütinit, gelinit maseralleri.



Şekil 4.41. Kömürlerin optik mikroskop görüntüleri. a) Alginit maseralinin kırmızı ışık altında görünümü. b) Gelinit ve sporinit maseralleri. c) Alginit maseralinin mavi ışık altında görünümü. d) Korpohüminit maserali.

4.4.3. Hüminit yansımaya ölçümü sonuçları

Hüminit/vitrinit grubu maseralleri, artan kömürleşme derecesine bağlı olarak düzenli değişim gösterdikleri için yansımaya ölçümlerinde bu maseraller kullanılmaktadır.

Kömürlerin yansımaya (R_{max}) değerleri, genelde kömürlerin inorganik madde, nem, uçucu madde içerikleri ne olursa olsun, doğrudan doğruya onların kömürleşme dereceleri hakkında bilgiler sunmaktadırlar (Çizelge 4.4). Ayrıca yansımaya değerleri ile kömürün maruz kaldığı en yüksek ısı değeri de bulunabilir. Jeotermik gradyana bağlı olarak kömürler derine gömüldükçe daha yüksek sıcaklıklara maruz kalır ve bu da kömürün daha yüksek yansımaya değerleri vermesini sağlamaktadır. Çizelge 4.5'te görüldüğü gibi kömürlerde ölçülen yansımaya (R_{max}) değerleri o ortamın geçmişten günümüze kadar geçirmiş olduğu en yüksek ısısal değerleri direkt olarak vermektedir.

Kömürlerden alınan örneklere ait hüminit yansımaya değerleri (R_{max}) %0,502 ile 0,554 arasında değişmektedir (Çizelge 4.4). Bu değerler ASTM (American Society for Testing and Materials) (1983) sınıflama sistemine göre alt bitümlü kömüre karşılık gelmektedir. Boggs'a (1987) göre bu yansımaya değerleri Gelibolu kömürlerinin 100°C ile 125°C arasındaki sıcaklıklara maruz kaldığını göstermektedir (Çizelge 4.5).

Çizelge 4.4. Kömürlerdeki yansımaya değerleri ve kömürleşme dereceleri.

Örnek no	R_{max} %	R_{mean} %	R_{min} %	St. D. %	Kömürleşme Derecesi
Pe1	0,552	0,47	0,4	0,016	Alt Bitümlü Kömür
Pe2	0,564	0,476	0,384	0,02	Alt Bitümlü Kömür
Pe3	0,514	0,452	0,356	0,019	Alt Bitümlü Kömür
Pe4	0,502	0,468	0,35	0,011	Alt Bitümlü Kömür
Pe5	0,504	0,435	0,353	0,017	Alt Bitümlü Kömür
Pe6	0,512	0,463	0,342	0,02	Alt Bitümlü Kömür
Pe7	0,535	0,501	0,39	0,018	Alt Bitümlü Kömür
Pe8	0,524	0,472	0,384	0,019	Alt Bitümlü Kömür
Pe9	0,511	0,424	0,376	0,01	Alt Bitümlü Kömür
Pe10	0,554	0,476	0,381	0,013	Alt Bitümlü Kömür

Çizelge 4.5. Bazı kömürlerin yansıma (Rmax) değerlerine karşılık gelen paleo- sıcaklık değerleri ve kömürleşme dereceleri (Boggs 1987).

Yansıma Rmax (%)	Paleo - sıcaklık (°C)	Karşılık geldiği kömürleşme derecesi
<0,48	<100	Alt bitümlü kömür
0,59	125	Alt bitümlü kömür
0,72	145	Yüksek uçucu maddeli taşkömürü
0,86	165	Yüksek uçucu maddeli taşkömürü
1	180	Yüksek uçucu maddeli taşkömürü
1,16	195	Orta uçucu maddeli taşkömürü
1,42	210	Orta uçucu maddeli taşkömürü
1,5	220	Az uçucu maddeli taş kömürü
1,7	230	Az uçucu maddeli taş kömürü
1,92	235	Az uçucu maddeli taş kömürü
2,14	240	Semi antrasit

4.4.4. Maserallerin ortam yorumunda kullanılması

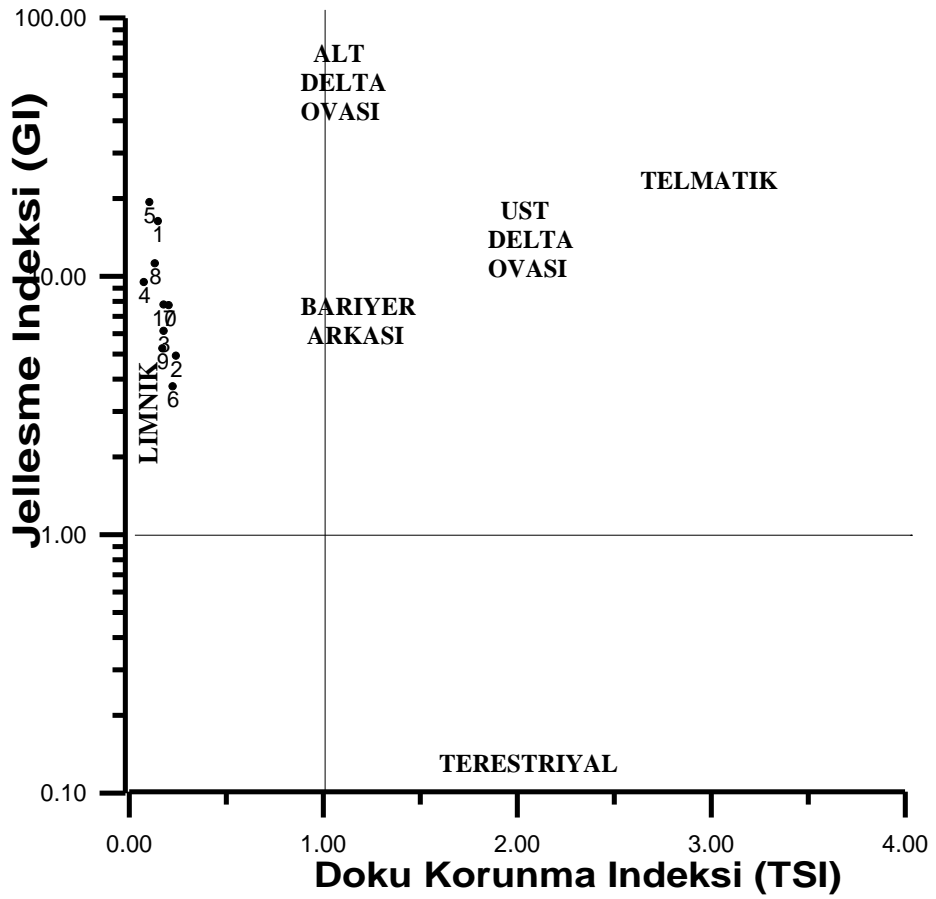
Organik maddelerin birikebileceği bataklık ortamlarının (delta, göl, lagün ve akarsu taşma ovaları) kendine özgü fiziksel ve kimyasal şartları mevcuttur. Bu ortamlara bağlı olarak da kömürü oluşturan maddeler (Maserale, mikrolitotip ve inorganik madde) değişik bileşim ve içeriğe sahip olurlar.

Kömürlerin mikroskopik gözlemleri sonucu bazı değerlerden mantıksal çeşitli parametreler (indisler) geliştirilmiş, bu parametreler ile ortamın özellikleri hakkında bilgiler elde edilmeye çalışılmıştır. Bu parametreler, daha çok yapılan petrografik analizlerde, oranları belirlenen bazı maserale ve bazen de mikrolitotiplerden türetilmiş değerlerdir. Bu parametreler oksidasyon, jelleşme değeri, vejetasyon girdisi, çökelim ortam koşulları gibi bazı önemli ipuçları vermektedirler. Bu parametrelere bağlı olarak, bazı abak ve grafikler geliştirilmiştir. Bunlardan düşük kömürleşme derecesine sahip kömürler için en çok kullanılan ve en pratik olanı Diessel'in (1986) geliştirmiş olduğu kömür bileşenlerinin doku göstermesi ve dokularının korunması temeline dayandırılarak yapılmış olan çalışmadır. Jelleşme indeksi (GI) ve doku korunma indeksi (TPI) aşağıdaki şekilde hesaplanmaktadır.

$$G.I = \frac{(\text{Teksto-ülminit ve detrohüminitler hariç}) \text{ Tüm Hüminitler} + \text{Makrinit}}{\text{Semifüzinit} + \text{Füzinit} + \text{İnertodetrinit} + \text{Tekstoülminit} + \text{Detrohüminit}}$$

$$T.P.I. = \frac{\text{Hümotelinit} + \text{Korpohüminit (in-situ)} + \text{Füzinit} + \text{Semifüzinit}}{\text{Gelinit} + \text{Makrinit} + \text{Hümodetrinit}}$$

Şekil 4.42' de görüldüğü gibi bütün örnekler su seviyesinin üzerindeki limnik ortam koşullarında çökelmiştir.



Şekil 4.42. İncelenen kömür örneklerinin doku koruma indeksi-jelleşme indeksi diyagramındaki konumu.

4.5. Palinolojik Sonuçlar

Tez kapsamında iki kömür düzeyine ait 10 adet örnek üzerinde palinolojik analizler yapılmıştır. İncelenen bu örneklerden 5 tanesi palinolojik sayım için uygundur (Çizelge 4.6). Örneklerden bazılarının sporomorf yüzdesi düşüktür. Bu yüzden örneklerde sayılan bireyler 45 ile 233 arasında değişmektedir. Sayım sonuçları yüzde değerlerine dönüştürülmüştür (Çizelge 4.6).

5 adet örneğin palinolojik sayım sonuçları farklılıklar göstermektedir. Bunlardan Geç Oligosen yaşlı kömürlere ait olan PA8, PA9 ve PA10 numaralı örneklerin sporomorf içerikleri ve yüzdeleri birbirine benzemekte, buna karşılık Geç Miyosen yaşlı PA2 ve PA5 numaralı örneklerin içerikleri yukarıdaki örneklerin içeriğinden farklılıklar sunmakta ancak yüzdeleri ve içerikleri birbirlerine benzemektedir. Bundan dolayı PA8, PA9 ve PA10 örnekleri bir sporomorf topluluğunu (Levha 3), PA2 ve PA5 örnekleri ise ayrı bir sporomorf topluluğunu (levha 4) belirtmektedir. Bu iki sporomorf topluluğu resmi olmayacak şekilde birbirlerinden ayrılmıştır (Sporomorf Topluluğu A ve B) ve ayrıntılı sonuçları aşağıda özetlenmektedir.

4.5.1. Sporomorf topluluğu A (Örnekler: PA8, PA9 ve PA10)

Örneklerin üçünü bir bütün olarak göz önünde bulundurduğumuzda spor türleri yok denecek kadar azdır (Çizelge 4.6, Şekil 4.43). Ayrıca beslenme alanındaki yüksek topoğrafyayı belirten kozalaklı bitkilerin (Gymnospermler) yüzdesi de çok düşüktür. Toplulukta genellikle kapalı tohumlu bitkiler (Angiospermler) baskındır. Bunlardan *Alnus*, Myricaceae, *Calamus* ve *Castanea* yüzdeleri yüksektir. *Alnus* yüzdesi %58'lere kadar çıkmaktadır. Myricaceae %41 oranında PA9 numaralı örnekte gözlenmektedir (Çizelge 4.6). *Calamus* ortalama %10 civarındadır ve en yüksek değerine (%13,3) PA9 numaralı örnekte ulaşmaktadır. *Castanea* ortalama %7 civarında olup en yüksek değeri %10'dur. Ayrıca örneklerde düşük miktarlarda Taxodiaceae, *Engelhardia*, *Pterocarya*, Fagaceae, Cyrillaceae ve tanımlanamayan *Tricolporopollenites sp.* formları da gözlenmektedir.

Örnekler biyostratigrafik açıdan değerlendirildiğinde, Türkiye Oligosen'i için karakteristik olan *Calamus* formunun yüzdelerinin yüksek olması yaş açısından önemli veri sağlamaktadır. Nakoman (1966) formu Trakya havzasından kaydetmiş ve Erken Tersiyer yaşlı olduğunu belirtmiştir. Akyol (1971) formu Erken Oligosen yaşlı Şile

kömürlerinden kaydetmiştir. *Calamus* formunun biyostratigrafisine yönelik ayrıntılı çalışmayı Ediger vd (1990) yapmışlardır. Araştırmacılar formun Eosen-Oligosen yaşlı tortullarda sıklıkla gözlendiğini, Trakya havzasındaki Geç Oligosen (Şattiyen) yaşlı tortullarda ise bir bolluk zonu oluşturduğunu belirtmektedirler. Güneybatı Anadolu'da yüzlek veren kömürlü Oligosen yaşlı tortulların palinolojisi Akgün ve Sözbilir (2001), Akkiraz ve Akgün (2005) ve Akkiraz vd (2011) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Akgün ve Sözbilir (2001), Kale-Tavas havzasında, *Calamus* formunu yine yüksek yüzdelerde kaydetmişler ve bu yüksek bolluktaki tortulları Geç Oligosen (Şattiyen) olarak yaşlandırmışlardır. Akkiraz ve Akgün (2005) ve Akkiraz vd (2011), Çardak-Tokça ve İncesu havzalarında gerçekleştirdikleri çalışmalarda, *Calamus* formunu kaydetmişler ancak Ediger vd'nin (1990) belirttiği bolluğu söz konusu havzalarda gözlemleyememişlerdir.

Yukarıdaki araştırmacıların verilerine dayanarak, *Calamus* formunun örneklerimizde yüksek yüzdelerle gözlenmesi, tortullaşmanın Geç Oligosen'de gerçekleştiğini göstermektedir.

Paleo-vejetasyon (eski bitki örtüsü) göz önünde bulundurulduğunda, Geç Oligosen süresince karasal koşullarda bir çökme gerçekleşmiştir. Irmak kenarı bitki örtüsünün zenginliği *Alnus* formunun yüksek yüzdesi ile açıklanabilir. Myricaceae ve *Calamus* formlarının yüksek yüzdeli olması bataklık ormanının varlığını belirtir. Sporların az oranda gözlenmesi orman altı örtüsünün çok az olduğunu tanımlar. Konifer (Çamgiller) ortamı bitki örtüsünün az oranda gözlenmesi, çökme süresince düşük bir topoğrafyanın varlığını ya da yüksek dağların çok uzaklarda olduğunu göstermektedir.

4.5.2. Sporomorf topluluğu B (Örnekler: PA2 ve PA5)

İki adet örneğe dayalı ayrıtılan topluluk, "Sporomorf Topluluğu A" ya göre belirgin farklılıklar sunmaktadır. Spor ve Gymnosperm (Açık Tohumlu) yüzdesi Angiospermlere göre düşüktür. Ancak spor yüzdesi "Sporomorf Topluluğu A"ya göre daha yüksektir (Çizelge 4.6, Şekil 4.43). Sporlardan Polypodiaceae formu yüksek yüzdelidir ve PA5 numaralı örnekte %29'a kadar çıkmaktadır. Kozalaklı bitkilerin (Gymnospermler) yüzdesi düşüktür. Angiospermlerden Poaceae, Myricaceae, *Engelhardia*, *Carya*, Oleaceae, Cyrtaceae yüzdeleri yüksektir. Poaceae yüzdesi

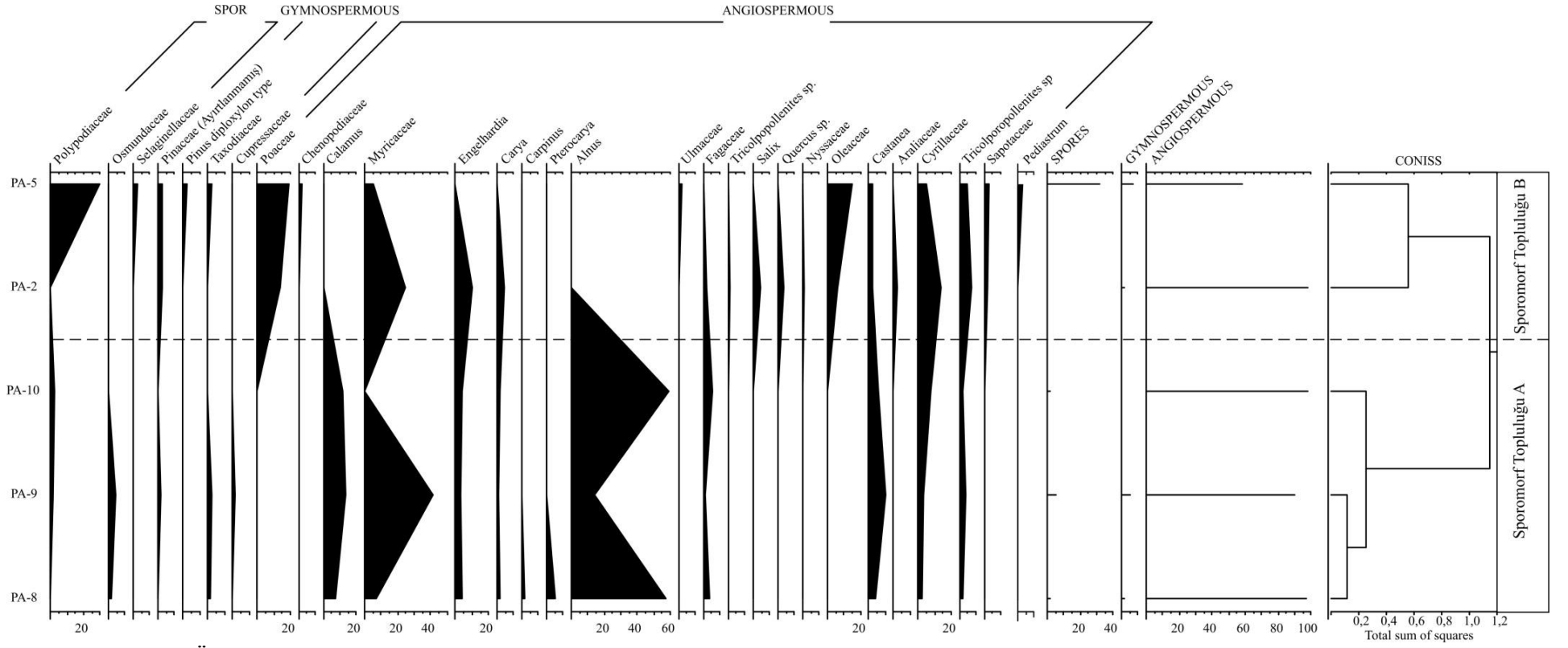
ortalama %16'ya kadar olup PA5 numaralı örnekte %20'ye kadar çıkmaktadır. Oleaceae yüzdesi ortalama %10 civarındadır. PA5 numaralı örnekte %15'e kadar çıkmaktadır. Cyrillaceae yüzdesi PA2 numaralı örnekte %14'e kadar ulaşır. *Myricaceae* yüzdesi PA-2 örneğinde %24 civarındadır. *Engelhardia* yüzdesi PA2 numaralı örnekte %10'a kadar çıkabilmektedir. Ayrıca toplulukta düşük yüzdelerle *Quercus*, *Salix*, *Chenopodiaceae* ve *Sapotaceae* formları da gözlenmektedir.

Örnekleri biyostratigrafik açıdan değerlendirdiğimizde, elde edilen formların genellikle Miyosen yaşlı tortullarda yaygın olarak bulunduğunu söyleyebiliriz. Örneklerde dikkat çekici nokta, formların büyük bir çoğunluğunun Miyosen'de bol oranda bulunmasıdır ve açık alan bitkileri (open vegetation) dediğimiz otsullardan Poaceae formunun göreceli olarak yüksek yüzdesi biyostratigrafi açısından kullanılabilir. Bu forma aynı zamanda yine düşük yüzdeli diğer bir otsul form olan *Chenopodiaceae* eşlik etmektedir. Bu otsulların Geç Miyosen'de baskın olduğu şimdiye kadar yapılmış çalışmalardan bilinmektedir (Akgün vd 2000, Ivanov vd 2002, Moreno vd 2007, Akgün vd 2007). Örneklerde otsul yüzdesinin fazla olması çökelinin yaşının Orta Miyosen sonu ya da Geç Miyosen başlangıcı olabileceğini işaret etmektedir.

Elde edilen palinolojik veriler, çökelinin gölsel (tatlı su) ortamda gerçekleştiğini ve beslenme alanında karışık orman topluluğu elemanlarının baskın olduğunu göstermektedir. Tatlı su ortamının varlığı, bir alg olan *Pediastrum*'un düşük yüzdesiyle desteklenmektedir (Şekil 4.43).

Çizelge 4.6. Örneklerden elde edilen palinolojik sayım tablosu (% olarak verilmiştir).

TAKSA		ÖRNEKLER				
		PA8	PA9	PA10	PA2	PA5
SPORLAR	Osmundaceae	1,9	3,9	0,0	0,0	0,0
	Polypodiaceae	0,0	1,3	2,0	0,0	29,3
	Selaginellaceae	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4
GYMNOSPERMOUS	Taxodiaceae	1,9	2,1	0,0	0,0	2,4
	Cupressaceae	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0
	Ayrılanmamış Pinaceae	0,0	1,3	0,0	2,1	2,4
	<i>Pinus diploxylon</i> type	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4
ANGIOSPERMOUS	Poaceae	0,0	0,0	0,0	13,7	19,5
	Chenopodiaceae	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4
	<i>Calamus</i>	7,4	13,3	11,8	0,0	0,0
	Myricaceae	7,4	41,2	0,0	24,2	4,9
	<i>Engelhardia</i>	3,7	3,0	3,9	10,5	0,0
	<i>Carya</i>	1,9	0,9	2,0	4,2	0,0
	<i>Carpinus</i>	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	<i>Pterocarya</i>	5,6	0,0	0,0	0,0	0,0
	<i>Alnus</i>	57,4	13,7	58,8	0,0	0,0
	Ulmaceae	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4
	Fagaceae	3,7	0,9	5,9	2,1	0,0
	<i>Tricolpopollenites sp.</i>	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0
	<i>Salix</i>	0,0	0,0	0,0	4,2	0,0
	<i>Quercus sp.</i>	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0
	Nyssaceae	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0
	Oleaceae	0,0	0,0	0,0	6,3	14,6
	<i>Castanea</i>	3,7	9,9	5,9	2,1	2,4
	Araliaceae	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0
	Cyrtillaceae	1,9	3,0	7,8	13,7	4,9
	<i>Tricolporopollenites sp.</i>	1,9	3,9	2,0	7,4	4,9
	Sapotaceae	0,0	0,0	0,0	2,1	2,4
<i>Pediastrum</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4	
TOPLAM		100	100	100	100	100



Şekil 4.43. Örneklerden elden edilen polen diyagramı.

4.6. Paleo-iklim

Palinolojik çalışmalar sonucunda elde edilen formların iklimsel verileri için “Coexistence Approach Analizi” uygulanmıştır. Her bir örnek için elde edilen iklimsel değerler Çizelge 4.7’de verilmiştir.

Geç Oligosen örneklerinden saptanan iklimsel değerler için yıllık ortalama sıcaklık değerleri genellikle 15.6-21.1°C, kış sıcaklığı 5.0-13.3°C, yaz sıcaklığı 24.7-28.1°C arasında ve yıllık yağış miktarı 1000 mm. üzerinde olup, tüm bu değerler çökelinin sıcak nemli iklim şartlarında gerçekleştiğini göstermektedir. Geç Miyosen örneklerinde ise yıllık ortalama sıcaklık değerleri 15.6 -21.3°C, kış sıcaklığı 5.0-13.3°C, yaz sıcaklığı 23.6-27.9°C arasında ve yıllık yağış miktarı ise 1000 mm’nin altına düşmektedir. Bu da Geç Miyosen’deki kuraklıkla ilgili olabilir. En nemli ayın yağış miktarına baktığımızda, farklı iki aralık (109-180 mm ve 204-329 mm) elde edilmiştir. Bu değişim beslenme alanındaki farklı topoğrafyadaki farklı bitki gruplarının varlığını göstermektedir.

Çizelge 4.7. “Coexistence Approach” yönteminden elde edilen iklimsel sonuçlar.

İKLİMSEL PARAMETRELER	GEÇ OLİGOSEN			GEÇ MİYOSEN	
	PA8	PA9	PA10	PA2	PA5
Yıllık ortalama sıcaklık(°C)	15.6-21.1 °C	15.6-21.3 °C	15.6-21.3 °C	15.6 -21.3 °C	13.6-24.2 °C
En soğuk ayın sıcaklığı (°C)	5.0-13.3 °C	5.0-13.3 °C	5.0-13.3 °C	5.0- 13.3 °C	3.7-16.7 °C
En sıcak ayın sıcaklığı (°C)	24.7-28.1 °C	24.7-28.1 °C	24.7-28.1 °C	24.7-27.9 °C	23.6- 28.1 °C
Yıllık yağış miktarı (mm)	1096-1355 mm	1096-1529 mm	1096-1613 mm	823- 1613 mm	803-1520 mm
En nemli ayın yağış miktarı (mm)	204-245 mm	204-245 mm	204-329 mm	109-180 mm 204-328 mm	109-245 mm
En kurak ayın yağış miktarı (mm)	8-55 mm	8-55 mm	8-55 mm	8-88 mm	3-67mm
En sıcak ayın yağış miktarı (mm)	99-163 mm	99-163 mm	99-163 mm	99-163 mm	99-221mm

4.7. Jeokimyasal Analiz Sonuçları ve Değerlendirilmesi

Bu bölümde, tez kapsamında yöntemler bölümünde de açıklandığı gibi ICP-MS ve ICP-AES yardımıyla iki kömür düzeyinden alınan kömür ve kömürlerin arasından alınan killerin iz element içerikleri ve majör oksitleri belirlenmiş ve değerlendirilmiştir.

4.7.1. Örneklerin majör oksit ve X-ışınları analizi sonuçları

İncelenen örneklerdeki majör element (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , Cr_2O_3) değerleri Çizelge 4.8 ve Çizelge 4.9’ da sunulmuştur. 13 tanesi kömürlü seviyelerden 7 tanesi ise kömürlü düzeylerin arasındaki killi kesimlerden alınmıştır. Ayrıca killi kesimlerden alınan 5 adet kil örneğinin XRD analizi sonuçları da bu bölümde değerlendirilmiştir.

Kömür ve kil örneklerinde Si, Al, Fe ve Ca oksitlerin dışındaki majör elementlerin oksit değerleri genellikle %1’in altındadır (Çizelge 4.8). Geç Oligosen yaşlı kömür düzeyinden alınan örneklerde (Kim8-13) SiO_2 ve Al_2O_3 değerleri daha yüksektir. Bu iki elementin oksit değerlerinin yüksek oluşu muhtemelen kuvars ve kil minerallerine bağlıdır. Bu görüşe uygun olarak XRD analizleri sonucunda kuvars, kalsit, montmorillonit, nontronit, kaolinit, illit, magnetit, kristobalit, jips, muskovit ve albit mineralleri saptanmıştır (Şekil 4.46-48).

CaO değerleri, Geç Miyosen yaşlı kömür düzeyinin arasından alınan kil örneklerinde Geç Oligosen yaşlı örneklere nazaran yüksek değerlere sahiptir ve CaO değeri kalsit ve jips minerallerin varlığına işaret etmektedir. Geç Miyosen yaşlı kömür düzeyinden alınan örneklerin XRD analizlerinde bu duruma uygun olarak kalsit ve jips mineralleri saptanmıştır (Şekil 4.46-47).

Kömür örneklerdeki Fe_2O_3 değerleri %1,37 ile %5,27 arasında değişmektedir. Fe içeriğini ve toplam kükürt değerlerini etkileyen minerallerin pirit ve siderit mineralleri olduğu düşünülmektedir. Akdeniz’in çevresindeki Tersiyer linyitlerde Fe-pirit ilişkisi genellikle gözlenen bir durumdur (Querol vd 1996) ancak incelenen örneklerde Fe ile toplam kükürt arasındaki ilişki (Şekil 4.44) nispeten düşüktür. Bu durum organik kükürdün varlığına işaret etmektedir.

Kömür örneklerinde TiO_2 değerleri %0,03 ile %0,44 arasında değişmektedir (Çizelge 4.8). Titanyum, kömürlerde farklı formlarda bulunabilir, killerin içyapısında

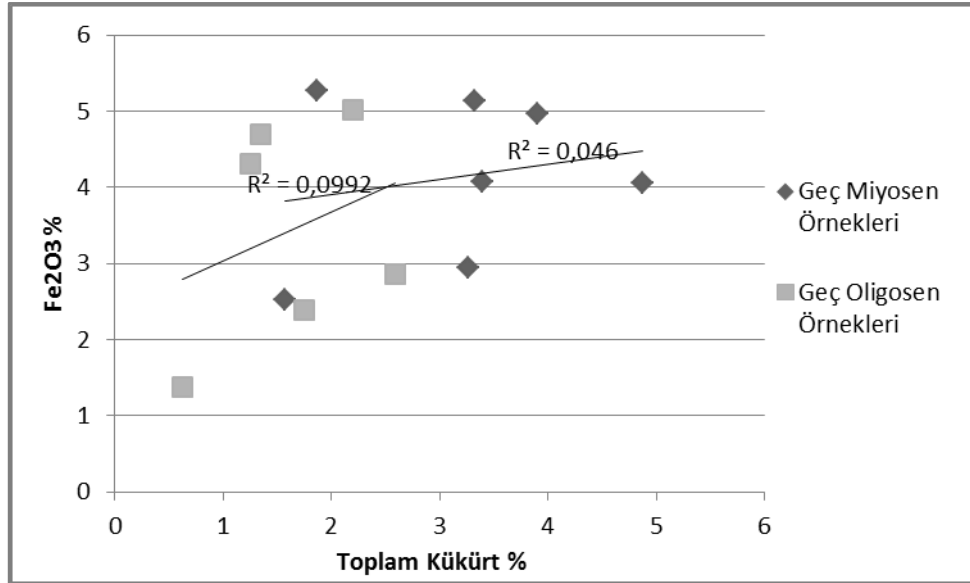
bulunabildiği gibi değişik TiO_2 (FeTi oksit mineralleri gibi) mineralleri şeklinde de bulunabilmektedir (Karayığit ve Whataley 1997, Karayığit vd 2000). Ti elementinin Al, K ve F elementleri ile olan ilişkisi Şekil 4.45'te incelenmiştir. Buna göre bu elementler yüksek korelasyon değerlerine sahiptir. Titanyumun diğer elementlerle arasındaki ilişkiye dayanarak, titanyumun ortama yüksek olasılıkla kil mineralleri ile taşındığını söyleyebiliriz. Fe ile olan korelasyonunun nispeten düşük olmasının nedeni ise muhtemelen pirit ve siderit gibi diğer demir minerallerinin varlığına bağlıdır.

Çizelge 4.8. Kömür örneklerinin % olarak majör oksit değerleri.

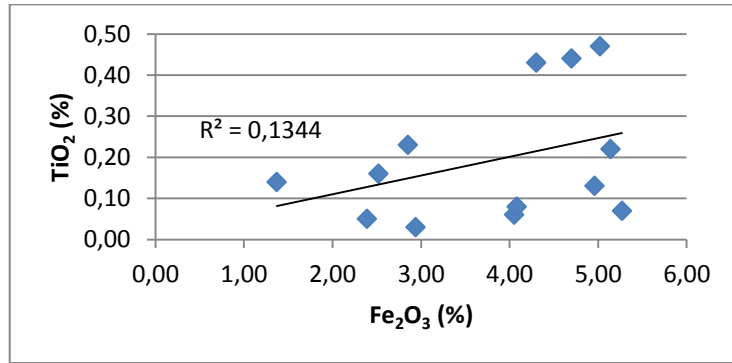
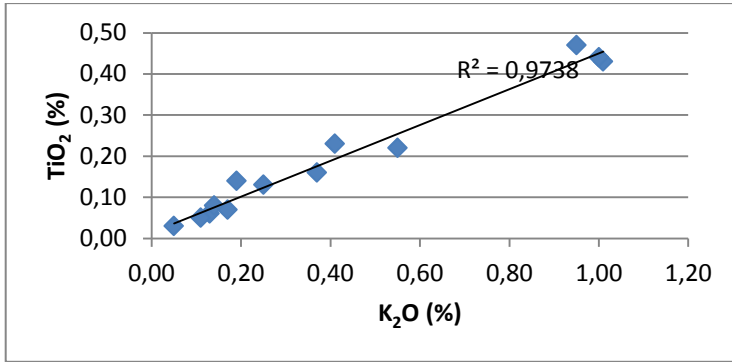
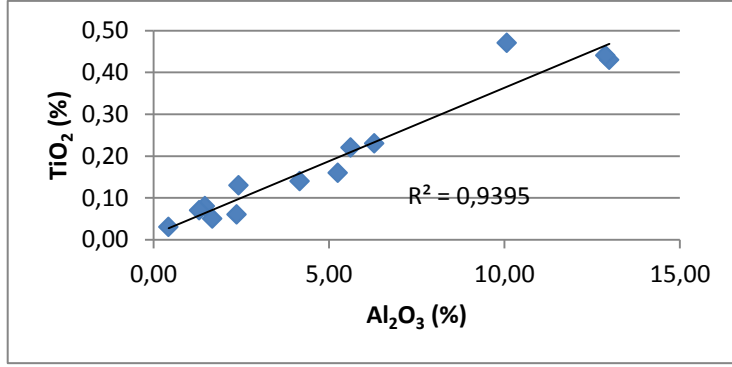
Örnek no	Geç Miyosen Örnekleri							Geç Oligosen Örnekleri					
	Kim1	Kim2	Kim3	Kim4	Kim5	Kim6	Kim7	Kim8	Kim9	Kim10	Kim11	Kim12	Kim13
SiO₂	1,24	4,11	4,63	8,12	4,12	11,32	15,63	26,51	30,58	15,89	3,32	8,41	26,83
Al₂O₃	0,43	2,37	1,47	2,42	1,30	5,25	5,62	12,99	10,07	6,29	1,68	4,17	12,88
Fe₂O₃	2,94	4,05	4,08	4,96	5,27	2,52	5,14	4,30	5,02	2,85	2,39	1,37	4,70
MgO	0,05	0,20	0,14	0,25	0,29	0,77	1,16	1,99	1,01	0,65	0,35	1,27	1,96
CaO	0,59	3,06	1,57	2,10	6,53	0,59	3,12	0,67	0,92	1,89	0,52	1,48	0,62
Na₂O	0,01	0,03	0,04	0,05	0,05	0,09	0,11	0,23	0,23	0,05	0,04	0,08	0,22
K₂O	0,05	0,13	0,14	0,25	0,17	0,37	0,55	1,01	0,95	0,41	0,11	0,19	1,00
TiO₂	0,03	0,06	0,08	0,13	0,07	0,16	0,22	0,43	0,47	0,23	0,05	0,14	0,44
P₂O₅	0,05	0,18	0,06	0,03	0,38	0,02	0,05	0,09	0,08	0,03	<0,01	<0,01	0,05
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
Cr₂O₃	0,003	0,004	0,003	0,007	0,005	0,005	0,006	0,025	0,013	0,005	0,003	0,005	0,024
LOI	94,6	84,0	87,7	79,9	77,8	78,8	68,2	51,6	50,6	71,6	91,5	82,7	51,1
Toplam	99,97	98,18	99,95	98,25	96,03	99,90	99,86	99,85	99,91	99,92	99,93	99,88	99,87
TOT/C	60,01	53,35	53,38	46,22	42,03	55,04	39,85	31,95	28,98	43,04	65,20	51,82	30,08
TOT/S	3,26	4,87	3,39	3,90	1,86	1,57	3,32	1,25	2,20	2,59	1,75	0,62	1,35

Çizelge 4.9. Kömür düzeylerinin arasından alınan killi örneklerin % olarak majör oksit değerleri.

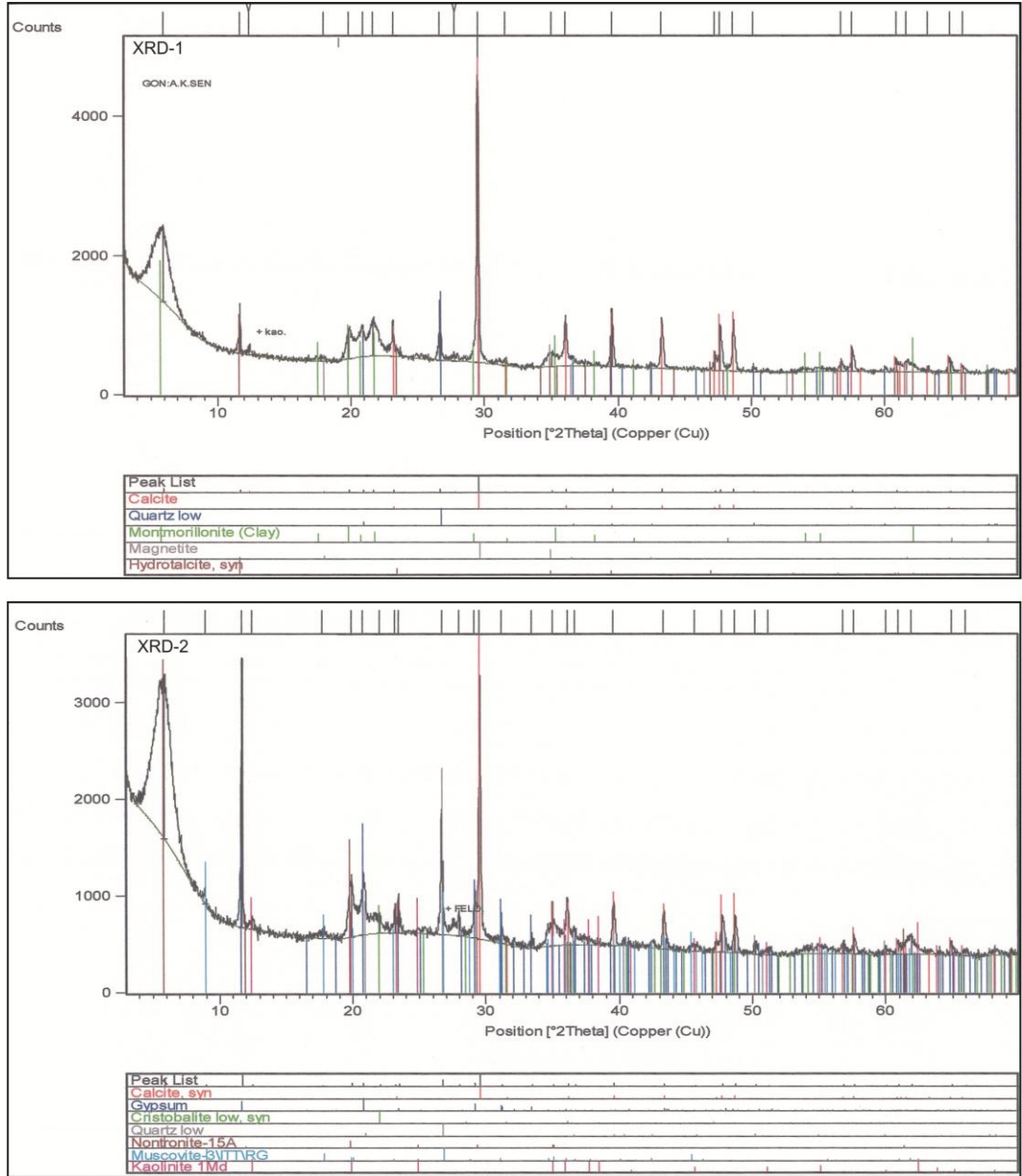
Örnek No	Geç Miyosen Örnekleri					Geç Oligosen Örnekleri	
	Kim14	Kim15	Kim16	Kim17	Kim18	Kim19	Kim20
SiO ₂	31,71	35,64	40,00	43,35	20,73	71,60	53,49
Al ₂ O ₃	9,14	12,47	11,65	12,13	5,90	12,38	13,25
Fe ₂ O ₃	4,16	5,30	4,26	6,06	2,35	2,97	9,45
MgO	1,72	1,29	1,90	1,38	2,35	1,76	3,02
CaO	22,94	9,92	15,25	7,93	31,71	0,78	5,10
Na ₂ O	0,32	0,17	0,25	0,23	0,10	1,65	1,19
K ₂ O	1,05	1,04	1,21	1,22	0,55	1,59	1,81
TiO ₂	0,49	0,52	0,52	0,50	0,23	0,66	0,77
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,10	0,11	0,18	0,07	0,16
MnO	0,09	0,02	0,07	0,04	0,19	0,04	0,23
Cr ₂ O ₃	0,012	0,013	0,013	0,013	0,007	0,124	0,036
LOI	28,1	25,0	24,6	26,9	35,5	6,2	11,3
Toplam	99,87	91,53	99,85	99,87	99,79	99,85	99,82
TOT/C	8,73	4,30	6,04	9,13	11,29	0,22	1,22
TOT/S	0,50	4,98	0,54	1,24	0,11	<0.02	<0.02



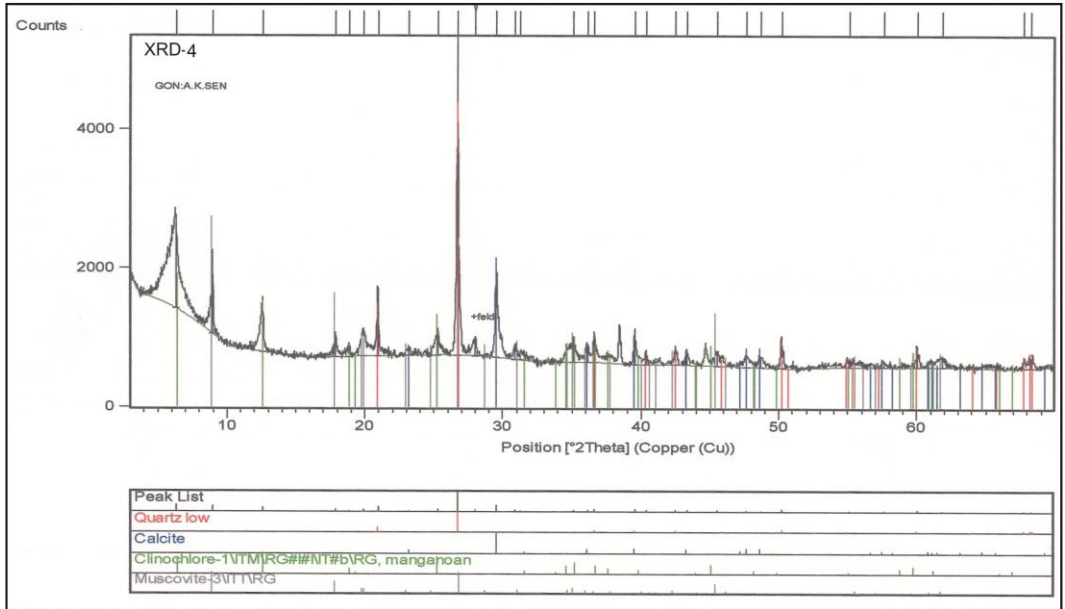
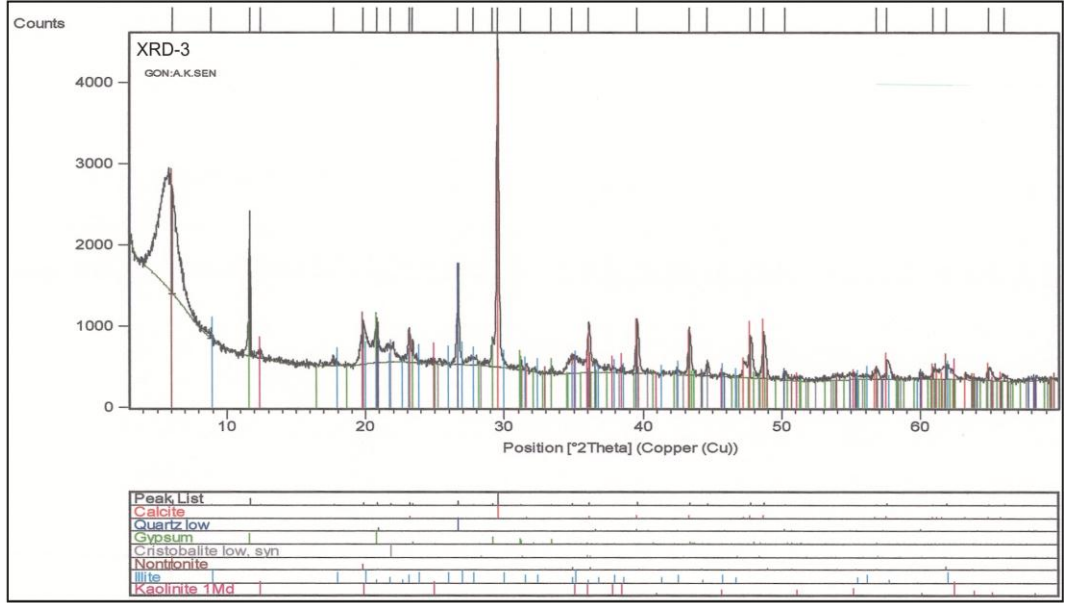
Şekil 4.44. Fe₂O₃ ile toplam kükürt arasındaki ilişki.



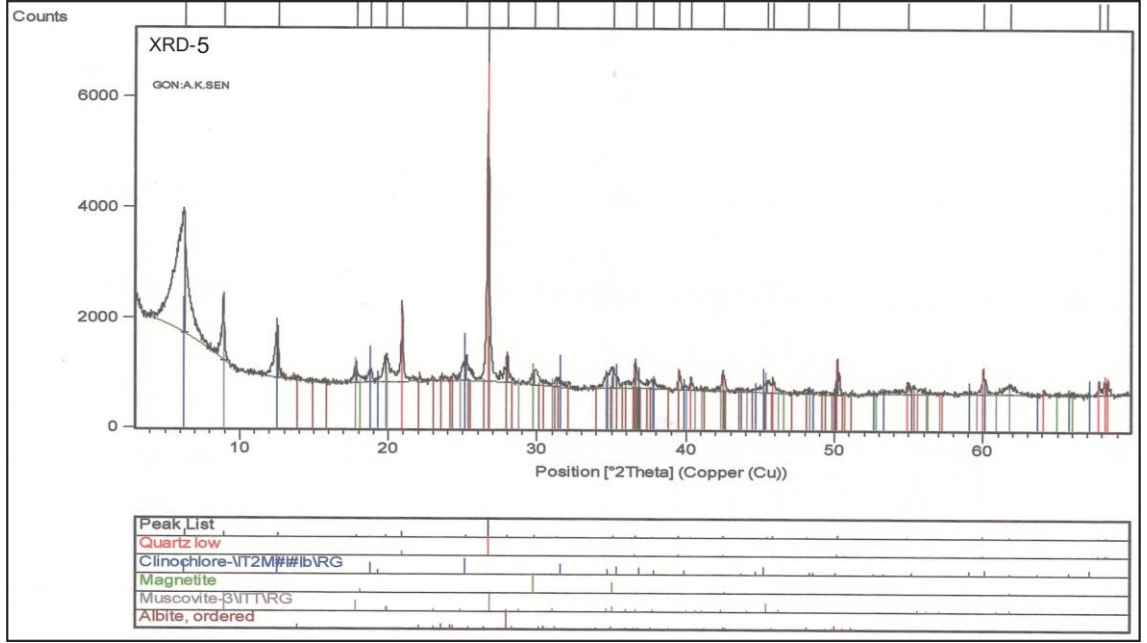
Şekil 4.45. Ti elementinin Al, K ve Fe ile ilişkisi.



Şekil 4.46. Kömür düzeylerinin arasından alınan kil örneklerinin XRD analizi sonuçları (XRD1-2).



Şekil 4.47. Kömür düzeylerinin arasından alınan kil örneklerinin XRD analizi sonuçları (XRD3-4).



Şekil 4.48. Kömür düzeylerinin arasından alınan kil örneklerinin XRD analizi sonuçları (XRD5).

4.7.2. İz element analizi sonuçları ve değerlendirilmesi

Tez kapsamında iki kömür düzeyine ait toplam 13 kömür (Kim1-13) örneğinde iz element analizi yapılmıştır. Bu analizler sonucunda toplam 48 iz elementin (As, Ag, Au, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cs, Cu, Ga, Hf, Hg, Mo, Nb, Rb, Pb, Sb, Se, Sn, Sc, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Zn, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Ni, Sm, Eu, Gd, Tb, Zn, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb ve Lu) konsantrasyonları belirlenmiştir ve Çizelge 4.10’da sunulmuştur. Kömürlerin iz element konsantrasyonları için yapılan değerlendirmeler aşağıda özetlenmiştir.

Kömürde ağırlıkça %1’den daha az bulunan elementler iz element olarak tanımlanmaktadır ve ppm birimi ile ifade edilmektedir (Swaine 1990). Kömür kalite parametreleri arasında iz elementler çevresel, ekonomik, teknolojik ve insan sağlığı açısından ciddi etkiye sahiptir (Swaine ve Goodrazi 1995). Bu iz elementlerden bazıları (As, Be, Cd, Co, Cr, Hg, Mn, Ni, Pb, Sb, Sb, Se, Th, Tl ve U) “U.S clean air act amendments of 1990” tarafından potansiyel hava kirletici elementler (HAPs) olarak tanımlanmıştır.

Element zenginleşmelerini belirleyebilmek için çevre açısından kritik öneme sahip bazı iz elementlerin sınır değerleri ile ortalama değerleri dünya kömürleri (Swaine

1990, Ketris ve Yudovich 2009) ve Türkiye kömürleri (Palmer vd 2004) ile karşılaştırılmıştır. Buna göre Be ve V elementleri Türkiye kömürleri sınır değerlerinin (Palmer vd 2004) üzerindedir. As, Mo, Ni, Th, U ve V elementlerinin sınır değerleri dünya sınır değerlerinin (Swaine 1990) üzerindedir. Son olarak da As, Be, Ba, Mo, Ni, Rb, Th, U, V, Zn elementlerinin klark değerleri dünya kömürleri klark değerlerinin (Ketris and Yudovich 2009) üzerindedir (Çizelge 4.11).

İki kömür düzeyine (Geç Oligosen-Geç Miyosen) ait element konsantrasyonları genellikle benzerdir ancak bazı elementler farklılık göstermektedir. As, U, Mo ve W değerleri Geç Miyosen yaşlı kömür düzeyinden alınan örneklerde yüksek değerlere sahipken Zn, Ni, Y, Cs, Rb değerleri ise Geç Oligosen yaşlı kömür düzeyinden alınan örneklerde daha yüksek değerlere sahiptir.

Arsenik konsantrasyonu, incelenen numunelerde 1,9-387 ppm arasındadır ve ortalama 87,7 ppm'dir. Bu değerler Türkiye kömürleri (Palmer vd 2004) ile karşılaştırıldığında sınır değerler içinde kalırken dünya ortalamasının (Ketris ve Yudovich 2009) çok üstündedir.

Türkiye linyitleri üzerindeki son çalışmalara göre (Karayiğit vd 1999, Querol vd 1999, Karayiğit vd 2000) Mo ve U elementleri göreceli bir zenginleşme göstermektedir. Bu elementler muhtemelen alkalın paleo-ortam ile ilişkilidir ve bu ortamlarda U, Mo ve W zenginleşmesi ile karakterize edilen özel iz element trendi gelişir. Bunlar tipik olarak çok alkaline koşullara uymaktadır (Faure 1992). Buna göre Geç Miyosen yaşlı kömür düzeyinden alınan örneklerde bu elementlerin konsantrasyonlarının daha yüksek olması, Geç Oligosen yaşlı kömürlere nazaran daha alkalın koşullarda oluştuğuna işaret etmektedir.

Çizelge 4.10. Kömür örneklerinin iz element konsantrasyonları (Au ppb olarak, diğer elementler ppm olarak verilmiştir).

Örnek no	Geç Miyosen Örnekleri							Geç Oligosen Örnekleri						
	Kim1	Kim2	Kim3	Kim4	Kim5	Kim6	Kim7	Kim8	Kim9	Kim10	Kim11	Kim12	Kim13	Ort.
Ba	37	142	111	254	171	423	175	189	177	228	259	366	190	209
Be	<1	2	<1	<1	<1	4	3	3	2	1	4	4	2	3
Co	2,3	9,1	5,4	5,8	1,9	12,0	8,1	14,3	15,0	5,1	12,3	9,2	12,8	9
Cs	0,2	0,9	0,6	1,3	0,7	2,7	3,0	6,4	7,7	3,3	0,7	1,3	6,6	3
Ga	1,7	2,6	3,0	3,9	2,7	8,2	6,6	15,4	12,1	6,7	4,4	6,6	13,8	7
Hf	0,3	0,7	0,6	1,2	0,7	1,3	1,8	2,9	2,5	1,5	0,4	1,5	2,9	1
Nb	1,8	1,8	3,2	5,7	5,1	3,0	4,1	8,0	6,7	3,7	1,3	2,7	7,1	4
Rb	2,2	8,0	7,4	15,4	9,4	23,2	32,0	78,8	61,8	31,2	6,5	12,3	77,7	28
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	2	1	<1	<1	<1	2	2
Sr	18,5	95,4	90,2	89,3	349,0	107,5	376,8	231,2	89,5	103,3	91,1	275,2	190,4	162,1
Ta	<0.1	<0.1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,5	0,5	0,2	<0.1	0,2	0,5	0,3
Th	1,7	2,9	3,8	10,4	4,7	5,2	8,8	12,2	9,9	9,5	2,3	5,0	12,6	6,8
U	2,4	4,8	4,5	12,8	45,2	1,7	13,9	10,8	2,2	7,1	0,7	1,7	8,9	9,0
V	42	63	72	87	63	26	126	146	77	88	11	19	126	73
W	3,3	1,9	3,6	5,7	7,4	1,6	1,9	1,4	2,7	2,1	1,8	1,9	1,3	2,8
Zr	11,6	25,6	32,2	60,3	40,1	46,7	66,2	104,1	80,0	47,0	15,6	49,2	99,7	52,2
Y	4,7	12,5	5,1	5,8	5,8	23,6	13,7	26,6	12,5	11,8	24,3	23,8	21,0	14,7
La	2,6	9,0	7,2	8,4	7,8	13,0	15,9	22,4	15,6	19,6	5,7	10,1	19,8	12,1
Ce	9,2	24,9	18,8	25,0	25,1	25,2	32,2	47,7	31,7	41,5	12,2	20,0	41,4	27,3
Pr	1,67	3,25	2,26	3,81	3,66	2,86	3,53	5,56	3,74	4,79	1,53	2,32	4,61	3,35
Nd	8,0	13,9	9,2	17,5	15,8	12,2	13,7	22,4	15,5	17,8	6,7	10,0	18,1	13,9
Sm	1,97	2,73	1,96	3,59	3,46	2,30	2,53	4,68	3,14	3,12	1,70	2,19	3,69	2,85
Eu	0,46	0,64	0,43	0,76	0,80	0,60	0,56	1,10	0,69	0,69	0,53	0,56	0,82	0,66
Gd	1,42	2,45	1,54	2,18	2,49	2,47	2,31	4,56	2,45	2,68	2,35	2,67	3,56	2,55
Tb	0,23	0,40	0,24	0,34	0,35	0,45	0,41	0,77	0,43	0,42	0,42	0,46	0,58	0,42
Dy	1,28	2,19	1,44	1,71	1,86	2,70	2,46	4,37	2,38	2,35	2,62	2,67	3,45	2,42
Ho	0,26	0,42	0,26	0,35	0,34	0,65	0,52	0,92	0,48	0,47	0,61	0,61	0,70	0,51
Er	0,76	1,16	0,74	1,03	0,90	2,07	1,78	2,58	1,51	1,30	1,75	1,90	2,06	1,50
Tm	0,13	0,19	0,13	0,17	0,15	0,31	0,29	0,39	0,25	0,20	0,24	0,29	0,33	0,24
Yb	0,95	1,10	0,91	1,27	1,11	1,70	1,76	2,35	1,66	1,26	1,41	1,65	2,10	1,48
Lu	0,15	0,17	0,14	0,22	0,18	0,29	0,29	0,40	0,27	0,19	0,22	0,29	0,32	0,24
Mo	5,8	5,2	8,6	26,0	17,6	0,5	13,0	2,1	2,7	2,8	0,3	0,6	1,9	6,7
Cu	6,8	8,3	11,9	22,2	17,9	9,3	19,4	45,7	30,3	18,1	4,0	6,2	44,2	18,8
Pb	1,4	4,4	5,2	7,2	4,7	7,7	11,7	18,2	14,1	11,3	4,0	6,8	18,5	8,9
Zn	6	35	5	7	4	53	22	101	78	15	51	37	98	39
Ni	40,5	102,1	36,6	41,0	17,5	84,5	103,7	166,8	60,6	47,1	96,3	174,3	155,9	86,7
As	128,9	74,4	94,2	387,8	247,1	6,6	85,2	6,9	58,9	33,1	6,7	1,9	8,4	87,7
Cd	0,2	0,3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	0,4	0,4	0,2	<0.1	0,2	0,4	0,3
Sb	0,6	0,5	0,6	1,4	1,5	0,1	0,6	0,5	0,4	0,4	0,1	0,2	0,4	0,6
Bi	<0.1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,2	0,1	0,1	0,4	0,2
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,4	0,1
Au	2,7	1,7	0,7	2,7	<0.5	1,5	2,8	1,5	1,9	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1,9
Hg	0,04	0,05	0,07	0,07	0,05	0,09	0,08	0,10	0,06	0,04	0,08	0,03	0,09	0,07
Tl	<0.1	<0.1	0,2	0,3	0,1	<0.1	0,4	0,1	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,2
Se	0,7	1,3	1,8	4,9	3,1	0,9	2,3	1,7	0,9	1,7	0,7	0,6	1,7	1,7
Sc	4	3	5	9	7	4	8	14	12	6	3	4	14	7

Çizelge 4.11. Potansiyel hava kirletici elementlerden bazılarının Türkiye ve dünya kömürleri ile karşılaştırılması.

Elementler	Gelibolu kömürleri sınır değerleri	Türkiye kömürleri sınır değerleri (Palmer vd 2004)	Dünya kömürleri sınır değerleri (Swaine 1990)	Bütün kömürler için klark değerleri (Ketris ve Yudovich 2009)
As	1,9 - 378,8	1,8-620	0,5 - 80	8,3
Ba	37 - 423	15-590	20 - 1000	150
Be	<1 - 4	0,15-0,63	0,1 - 15	1,6
Cd	0,1 - 0,4		0,1 - 3	0,22
Cu	4,0 - 44,2	1,5-100	0,5 - 50	16
Co	1,9 - 15	0,87-51	0,5 - 30	5,1
Hg	0,03 - 0,1	0,03-0,66	0,2 - 1	0,1
Mo	0,5 - 17,6	0,43-69	0,1 - 10	2,2
Ni	17,5 - 174,3	3,1-1600	0,5 - 50	13
Pb	1,4 - 18,5	0,95-58	2,0 - 80	7,8
Sb	0,1 - 1,5	0,12-41	0,05 - 10	0,9
Se	0,7 - 4,9	0,045-24	0,2 - 10	1,3
Sn	<1 - 2		1,0 - 10	1,1
Th	1,7 - 12,6		0,5 - 10	3,3
Tl	<0,1 - 0,4		<0,2 - 1	0,63
U	0,7 -45,2	5,5-270	0,5 - 10	2,4
V	11-146	0,32-140	2,0 - 100	25
Zn	4 - 101	5,8-260	5 - 300	23

5. SONUÇLAR

1) Bu incelemede, Gelibolu Yarımadası'nın orta kesimini kapsayan ve 1/25000 ölçekli Çanakale H16b2-b3 ve H17a1-a4 paftalarının içerisinde kalan 144 km²'lik alanın ayrıntılı jeoloji haritası yapılmıştır.

2) İnceleme alanında, Eosen'den Pliyosen'e kadar devam eden denizel ve karasal ortamların ürünü çökeller yer alır. Bu çökel istif kuzeybatıdan güneydoğuya doğru gençleşmektedir. Paleojen yaşlı birimler inceleme alanının kuzeybatısında Neojen yaşlı birimler ise güneydoğusunda yer almaktadır.

3) Tersiyer çökel istif içerisinde transgresyon ve regresyonlara bağlı olarak gelişmiş olan kıyı ortamlarında (lagün, gel-git düzlüğü bataklıkları ve gölsel alanlar) organik çökeller gelişmiştir. Bu organik çökeller çalışma alanında kalınlığı 10 cm ile 55 cm arasında değişen farklı yaştaki iki kömür düzeyi ile temsil edilmektedir. Bunlardan birisi; paleontolojik, stratigrafik ve palinolojik verilere göre Geç Oligosen yaşındadır ve delta düzlüğünde gelişen bataklıklarda oluşmuştur. Diğeri ise Geç Miyosen yaşındadır ve çökelim muhtemelen tatlı su ortam koşullarında gelişmiştir. Bu bataklıklardaki kömürleşmeler zaman zaman killi seviyeler ile kesilmiştir. Bu kesilmeler, muhtemelen havzada gelişen subsidanslara ya da su baskınlarına bağlı olarak gelişmiştir.

4) İki kömür düzeyi farklı yaşta olmasına karşın petrografik bileşenler karşılaştırıldığında önemli farklılıklar gözlenmemektedir. Kömürler, petrografik değerlendirme sonuçlarına göre hüminit grubu maseraller bakımından zengin, buna karşın liptinit ve inertinitçe fakirdir. Hüminit maseral grubunda gelinitler egemendir. Genel olarak gelinit maserali organik maddelerin dokularının bozulduğuna, oluşumu esnasında pH değerlerinin nötr değerlere yaklaştığına işaret etmektedir. Bu koşullar bakteri faaliyetleri açısından uygun ortamlardır ve bu bakteriler pirit oluşumuna katkı sağlamıştır. Gelibolu kömürlerinde gelinitten başka hücre yapısı gösteren tekstinit, teksto-ülminit ve eu-ülminit maseralleri ile kırıntılı maserallerden densinit ve attrinit maseralleri de gözlenmiştir. Kömürlerde en yaygın bulunan liptinit maserali sporinittir ve az miktarda kütinit, alginit ve rezinit maseralleri de belirlenmiştir. En fazla gözlenen inertinit maserali makrinittir ve genellikle hüminit maseralleri içinde gözlenmektedir. Makrinitten başka füzinit ve funginit maseralleri de bazı örneklerde tanımlanabilmiştir.

5) Çalışma alanındaki kömürler de diğer Türkiye kömürlerinde olduğu gibi yüksek mineral madde içeriğine (%5-37) sahiptir. Kömürlerin hüminit yansıma değerleri %0,502 ile 0,564 arasında değişmektedir. Bu değerler ASTM (American Society for Testing and Materials) (1983) sınıflama sistemine göre alt bitümlü kömüre karşılık gelmektedir. Diessel (1986) tarafından geliştirilen kömür petrografisine dayalı abak (jelleşme indeksi-doku korunma indeksi) hesaplamaları sonucu tüm kömürlerin su seviyesinin üzerindeki limnik ortamda çökelediğine işaret etmektedir.

6) Palinolojik değerlendirmelere göre iki kömür düzeyine ait örneklerin palinolojik sayım sonuçları farklılıklar göstermektedir. Bu farklılığa bağlı olarak örnekler iki ayrı sporomorf topluluğuna (Sporomorf topluluğu A ve B) ayrılmıştır. Sporomorf topluluğu A ve B'de genellikle Angiospermiler (kapalı tohumlu bitkiler) baskındır ancak farklı formlar ayırt edilmiştir. Beslenme alanındaki yüksek topoğrafyayı belirten Gymnospermiler (kozalıklı bitkiler) bütün örneklerde çok düşük yüzdelere sahiptir. Sporlar ise Sporomorf Topluluğu B'de daha yüksektir. Sporomorf Topluluğu A'dan elde edilen palinolojik verilere göre Geç Oligosen süresince karasal koşullarda çökelim gerçekleşmiştir. Sporomorf Topluluğu B ise çökelinin tatlı su ortam koşullarında gerçekleştiğini işaret etmektedir.

7) Geç Oligosen örneklerinden saptanan iklimsel değerler için yıllık ortalama sıcaklık değerleri genellikle 15.6-21.1°C, kış sıcaklığı 5.0-13.3°C, yaz sıcaklığı 24.7-28.1°C arasında ve yıllık yağış miktarı 1000 mm'nin üzerinde olup, tüm bu değerler çökelinin sıcak ve nemli iklim şartlarında gerçekleştiğini göstermektedir. Geç Miyosen örneklerinde ise yıllık ortalama sıcaklık değerleri 15.6-21.3°C, kış sıcaklığı 5.0-13.3°C, yaz sıcaklığı 23.6-27.9°C arasında ve yıllık yağış miktarı 1000 mm'nin altına düşmektedir. Bu da Geç Miyosen'de oluşan kuraklıkla ilgili olabilir.

8) Kömür ve kil örneklerinde yapılan jeokimyasal analiz sonuçlarına göre Si, Al, Fe ve Ca oksitlerin dışındaki majör elementlerin oksit değerleri genellikle %1'in altındadır. İki kömür düzeyine ait iz element konsantrasyonları genellikle aynıdır ancak bazı elementler farklılık göstermektedir. As, U, Mo ve W değerleri Geç Miyosen yaşlı kömür düzeyinden alınan örneklerde yüksek değerlere sahipken Zn, Ni, Y, Cs, Rb değerleri ise Geç Oligosen yaşlı kömür düzeyinden alınan örneklerde daha yüksek değerlere sahiptir. Potansiyel hava kirletici elementlerden As, Mo, Ni, Th, U ve V iz

elementlerinin sınır değerleri dünya kömürlerinin sınır değerlerinin (Swaine 1990) üzerindedir.

9) İki kömür düzeyinden alınan kömür örnekleri üzerinde kimyasal (proximate) analizler gerçekleştirilmiştir. Orijinal bazda ve kuru bazda gerçekleştirilen bu analizler neticesinde nem içeriği %15-22,76 arasında, kül içeriği kuru bazda %18,94-54,88 arasında, uçucu madde içeriği kuru bazda %27,77-44,59 arasında değişmektedir. İki kömür düzeyi arasında nem içeriği, kül içeriği ve uçucu madde içeriği açısından önemli bir farklılık gözlenmemiştir. İncelenen örneklerde alt ısıl değer orijinal bazda 2149 ile 3553 kcal/gr, kuru bazda ise 2610-4509 kcal/gr arasında değişmektedir. Üst ısıl değer ise orijinal bazda 2351-3844 kcal/gr, kuru bazda 2749-4735 kcal/gr arasında değişmektedir. İncelenen örneklerin toplam kükürt değerleri orijinal bazda %1,10 ile 3,03 kuru bazda ise %1,40-3,59 arasında değişmektedir.

KAYNAKLAR

- AKGÜN, F. KAYA, T. FORSTEN, A. and ATALAY, Z. 2000. Biostratigraphic data (Mammalia and Palynology) from the Upper Miocene İncesu Formation at Düzyayla (Hafik Sivas, Central Anatolia). *Turkish Journal of Earth Sciences*. 9, 57–67.
- AKGÜN, F. and SÖZBİLİR, H. 2001. A palynostratigraphic approach to the SW Anatolian Molasse Basin. Kale- Tavas and Denizli Molasse. *Geodinamica Acta* 14, 71 – 93.
- AKGÜN, F. KAYSERİ, M.S. and AKKİRAZ, M.S. 2007. Paleoclimatic evolution and vegetational changes during the Late Oligocene–Miocene period in Western and Central Anatolia (Turkey). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 253, 56–90.
- AKKİRAZ, M. S. and AKGÜN, F. 2005. Palynology and age of the Early Oligocene units in Çardak–Tokça basin, southwest Anatolia: *paleoecological implications*. *Geobios*. 38, 283–299.
- AKKİRAZ, M. S. AKGÜN, F. and ÖRÇEN, S. 2011. Stratigraphy and palaeoenvironment of the Lower-“middle” Oligocene units in the northern part of the Western Taurides (İncesu area, Isparta, Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 452-474.
- AKYOL, E. 1971. Microflore de l’Oligocène inférieur récoltée dans un sondage pres d’Avcıkoru, Şile-İstanbul. *Pollen et Spores* 13,117 – 133.
- ASTM (AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS). 1983. Annual book of ASTM standards, Gaseous Fuels; Coal and Coke (D – 388, D - 2798–79, D - 3172–73, D –2799 - 72, D –3174 - 82, D - 3175–82): 1916 Race Street, Philadelphia, PA.
- ASTM (AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS).1991. Annual book of ASTM standarts. Gaseous Fuels; Coal and Coke. 1916 Race Street, Philadelphia, PA19103, 05.05, 520 p.

- ATALAY, Z. 2002. Trakya Bölgesindeki Linyitli formasyonların (Danişmen ve Ağaçlı Formasyonları) Stratigrafisi, Fasiyes ve Çökme Ortamı Özellikleri. *Cumhuriyet Ünv. Müh. Fak. Der. C.19, S. 1, s, 61-80.*
- ATALIK, E. 1992. Depositional systems of the Osmancık formation in the Thrace Basin. Doktora Tezi Orta Doğu Teknik Üniversitesi. 343 s. (yayınlanmamış).
- BÁLDÍ, T. 1973. Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian) studies in stratigrafi, paleoecology, paleogeography and systematics. s. 393. 51 levha.
- BATI, Z. ERK, S. ve AKÇA, N. 1993. Trakya Havzası Tersiyer birimlerinin palinomorf, foraminifer ve nannoplankton biyostratigrafisi. TPAO Araştırma Grubu Arşivi teknik rapor. 1947, 92 s. (yayınlanmamış).
- BATI, Z. ALIŞAN, C. EDİGER, V. TEYMUR, S. AKÇA, N. SANCAY, H. ERTUĞ, K. KİRİCİ, S. ERENLER, M. ve AKÖZ, Ö. 2002. Kuzey Trakya Havzası'nın Palinomorf, Foraminifer ve Nannoplankton Biyostratigrafisi, Türkiye Stratigrafi Komitesi Çalıştayı (Trakya Bölgesi'nin Litostratigrafi Adlamaları) Özleri. s. 14.
- BOGGS, S. JR. 1987. Principles of Sedimentology and Stratigraphy, Macmillan Publishing Co. New York.
- CAMERON, A.R. KALKREUTH, W.D. and KOUKOUZAS, C. 1984. The Petrology of Greek Brown Coals. *International Journal of Coal Geology. 4, 173 – 207.*
- CASAGRANDE, D. SIEFERT, L. BERSCHINSKI, C. ve SUTTON, N.1977. Sulfur in Peat Forming Systems of Okefenokee Swamp and Florida Everglades: Origins of Sulfur in Coals. *Geochim. Cosmochim. Acta. 41, 161-167.*
- COHEN, A. D. SPACKMAN , W. and DOLSEN, P. 1984. Occurrence and Distribution of Sulfur in Peat Forming Environments of Southern Florida. *International Journal of Coal Geology. 4, 73-96.*
- DIESSEL, C.F.K. 1986. On the correlation between coal facies and depositional environments. Advances in the Study of the Sydney Basin: Proceedings of the 20th Newcastle Symposium. Newcastle, N.S.W. The University of Newcastle, Publication. vol. 246, pp. 19–22.

- DRUITT, C.E. 1961. Report on the petroleum prospects of Thrace, Turkey. Turkish Gulf Oil Co. TPAO Arama Grubu Arşivi, teknik rapor. 1427. (yayınlanmamış).
- DVORNIKOV, A.G. 1981. Forms of mercury occurrence in coals of the Donets Basin. Dokl. Akad. Nauk SSSR, vol. 257, 1214-1216; CA, 95, 135456.
- EDİGER, V. ve ALIŞAN, C. 1989. Tertiary fungal and algal palynomorph biostratigraphy of the northern Thrace basin. Turkey. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 58, 139-161.
- EDİGER, V. Ş. BATI, Z. and ALIŞAN, C. 1990. Paleopalynology and Paleoecology of Calamus like Disulcate Pollen Grains. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 62, 97 – 105.
- ELMAS, A. ve MERİÇ, E. 1996. Geç Miyosen'den günümüze Marmara-Akdeniz bağlantısı ve bunu denetleyen tektonizma. *TPJD Bülteni*. Cilt 8, Sayı 1, Sayfa 113 – 129.
- ERCAN, T. SATIR, M. STEINITZ, G. DORA, A. SARIFAKIOGLU, E. ADIS, C. WALTER, H.J. YILDIRIM, T. 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki KB Anadolu Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *Min. Res. Expl. Inst. Turkey Bull.* 117, 55–86.
- FAURE, G. 1992. Principles and Applications of Inorganic Geochemistry. *Maxwell McMillan International Eds.* 626 p.
- FINKELMAN, R.B. 1994. Modes of occurrence of potentially hazardous elements in coal: levels of confidence. *Fuel Processing Technology*. vol. 39, pp. 21-34.
- FLORES, D. 2002. Organic facies and depositional palaeoenvironment of lignites from Rio Maior Basin (Portugal). *International Journal of Coal Geology*. 48 (2002) 181– 195.
- GARCIA, A.B. and MARINEZ-TARAZONA, M.R. 1993. Removal of Trace elements from Spanish coals by Flotation. *Fuel*. vol. 72, no. 3, pp. 329-335.

- GIVEN, P. H. ve MILLER, R. N. 1985. Distribution of Forms of Sulfur in Peat from Saline Environments in the Florida Everglades. *International Journal of Coal Geology*, 5, 397-409.
- GLUSKOTER, H.J. RUCH, R.R. MILLER, W.G. CAHILL, R.A. DREHER, G.B. and KUHN, J.K. 1977. Trace elements in coal: occurrence and distribution. Illinois, 11. State Geol. Surv. Circ. 499,154.
- HOLMES, A.W. 1961. A stratigrafic review of Thrace, TPAO (Unpublished).
- I.C.C.P. 1994. The new inertinite classification system, International Commite for Coal and Organic Petrology. *Fuel* 80 (2001) 459–471.
- IVANOV, D. ASHRAF, A.R. MOSBRUGGER, V. and PALMAREV, E. 2002. Palynological evidence for Miocene climate change in the Forecarpathian Basin (Central Paratethys, NW Bulgaria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.178, 19–37.
- MORENO-JIMÉNEZ, G. POPESCU, S.M. IVANOV, D. and SUC, J.P. 2007. Neogene flora, vegetation and climate dynamics in southeastern Europe and the northeastern Mediterranean, 503–516. In williams, m. haywood, a. m. gregory, f. j. schmidt, d. n. (eds), *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. The Micropalaeontological Society, Special Publications. *The Geological Society*.
- KARAYİĞİT, A.I. and WHATELEY, M.K.G. 1997. Properties of a lacustrine subbituminous (kl) seam, with special reference to the contact metamorphism, Soma-Turkey. *Int. J. Coal Geol.* 34, 131–155.
- KARAYİĞİT, A.I. SPEARS, D.A. and BOOTH, C.A. 1999. Antimony and arsenic anomalies in the coal seams from the Gökler Coalfield, Gediz, Turkey. *Int. J. Coal Geol.* 44, 169–184.
- KARAYİĞİT, A.I. GAYER, R.A. QUEROL, X. ONACAK, T. 2000. Contents of major and trace elements in feed coals from Turkish coal-fired power plants. *Int. J. Coal Geol.* 44, 169–184.

- KASAR, S. BÜRKAN, K.A. SİYAKO, M ve PECİR, O. 1983, Tekirdağ-Şarköy-Keşan-Enez Bölgesinin Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları. TPAO Rap., no. 1771.
- KAVAK, O. ve TOPRAK, S. 2011. Gölbaşı Harmanlı (Adıyaman) Kömürlerinin Organik Jeokimyasal ve Petrografik Özellikleri. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi* 35 (1).
- KELLOG, H.E. 1973. Geology and petroleum prospects of the Gulf of Saroz and vicinity, SW Thrace. Ashland Oil of Turkey (Unpublished).
- KESGİN, Y. ve VAROL, B. 2003. Gökçeada ve Bozcaada'nın Tersiyer jeolojisi (Çanakkale). Türkiye. Maden Tetkik ve Arama Dergisi. 126, 49-68.
- KESKİN, C. 1974. The stratigraphy of the northern Ergene Basin (Thrace). Proceedings of the Second Petroleum Congress of Turkish Petroleum Geologists. pp.137-163, Ankara.
- KETRIS, M.P. and YUDOVICH, Y.E. 2009. Estimations of Clarks for carbonaceous biolithes: world average for trace element contents in black shales and coals. *Int. J. Coal Geol.* 78, 135–148.
- KOPP, K.O.1964. Geologie Thrakiens II: Die insel und der chersones: N. Jb. Geol. Pae Abh.119,172-214.
- KOPP, K.O. PAVONI, N. ve SCHINDLER, C. 1969. Geologie Thrakiens IV: Das Ergene-Becken. Beih zum Geol. Jahrb., Heft 76, 136 s., Hannover.
- LEBKÜCHNER, R.F. 1974. Orta Trakya Oligoseni'nin jeolojisi hakkında. *MTA Dergisi.* 83, 1-29, Ankara.
- MOSBRUGGER, V. and UTESCHER, T. 1997. The coexistence approach - a method for quantitative reconstruction of Tertiary terrestrial palaeoclimate using plant fossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* .134, 61–86.
- MUKHERJEE, K.N. DUTTA, N.R. CHANDRA, D. PANDALAI, H.S. and SINGH, M.P. 1988. Statistical Approach to the study of the distribution of trace elements and their organic/inorganic affinity in Lower Gondawana Coals of India. *International Journal of Coal Geology.* vol. 10, no. 1 99-108.

- N.V. SHELL, T. 1969. AR/NTS/837, 838 ve 839 hak sıra no'lu arama ruhsatlarına ait terk raporu. TPAO Arama Grubu Arşivi teknik rapor. 1468. (yayınlanmamış).
- NAKOMAN, E. 1966. Contribution á l'étude palynologique des formations tertiaires du bassin de Thrace. Annales de la Société Géologique du Nord 86, 65 – 107.
- OKAY, A.I. SİYAKO, M. ve BÜRKAN, K.A. 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. *TPAG Bull.* 2 1 , 83–121.
- OKAY, A.I. and GÖRÜR, N. 1995. Time and space relations in the formation of the West Black Sea and Thrace Basin. Symp. Geology of the Thrace Basin. May 30–June 3, pp. 9–10 (abstr.).
- ÖNAL, M. ve Yılmaz, H. 1983. Gelibolu yarımadasında iki farklı yaşta fliş fasiyesindeki kil mineralleri ve gömülme derinliğine ait bazı ipuçları. *Jeoloji Müh. Derg.* 18,23-30.
- ÖNAL, M. 1986. Gelibolu Yarımadası orta bölümünün çökeltme ortamları ve tektoniği KB Anadolu, Türkiye. *İst.Üniv. Yerbilimleri Dergisi.* c.5, s.1-2, 21-38.
- ÖNEM, Y. 1974. Gelibolu ve Çanakkale Dolaylarının Jeolojisi: TPAO Rap. 877 (yayımlanmamış).
- PALMER, C. A. TUNCALI, E. DENNEN, K.O. COBURN, C.T. and FINKELMAN, R.B. 2004. Characterization of Turkish coals: a nationwide perspective. *Int. J. Coal Geol.*, 60, 85–115.
- PEHLİVAN, R. ve YILMAZ, O. 2005. Hidrojeokimya. İstanbul Üniversitesi yayımları ders kitabı. İ.Ü. yayın no: 4573, fakülte yayın no: 112, ISBN no: 975-404-750-2. 160 s.
- PERİNÇEK, D. 1987. Seismic Characteristics of The Wrench Fault Zone in The Thrace Basin. In: Proceedings of 7th Turkish Petroleum Congress.11–21.
- QUEROL, X. CABRERA, L. PICKEL, W. LOPEZ-SOLER, A. HAGEMANN, H.W. and FERNANDEZ-TURIEL, J.L. 1996. Geological controls on the coal quality of the Mequinenza subbituminous coal deposit, north-east Spain. *Int. J. Coal Geol.* 29, 67–91.

- QUEROL, X. ALASTUEY, A. LOPEZ-SOLER, A. PLANA, F. ZHENG, R. ZHAO, J. and ZHUANG, X. 1999. Geological controls on the quality of coals from the West Shandong mining district, Eastern China. *Int. J. Coal Geol.* 42, 63–88.
- RAASK, E. 1985. The Mode of Occurance and Concentration of Trace Elements in Coal. *Progress in Energy Combustion Science.* vol. 11, pp. 97-118.
- RIMMER S.A. 1991. Distributions and associations of selected trace elements in the Lower Kittanning seam, western Pennsylvania, USA. *International Journal of Coal Geology.* vol. 17, no. 3-4, pp. 189-212.
- ROSELT, G. 1969. Zum Problem der Vergelung der Kohlen. *Freib. Forsch. C* 242, 13–28.
- SALTIK, O. 1974. Şarköy-Mürefte sahalarının jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO rap. 879, 30 s. (yayınlanmamış).
- SALTIK, O. 1975. I. Bölge Malkara-Tekirdağ-Işıklardağ sahalarının jeoloji ve petrol olanakları. TPAO Rap. 918, Ankara (yayınlanmamış).
- SANER, S. 1985. Saros Körfezi dolayının çökme istifleri ve tektonik yerleşimi, Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni.*, 28, s 1-10.
- SCOTT, A.C. 2002. Coal petrology and the origin of coal macerals: a way ahead? *International Journal of Coal Geology.* 50, 119–134.
- SCOTT, A.C. and GLASSPOOL, I.J. 2007. Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals. *International Journal of Coal Geology.* 70 (2007) 53–66.
- SFONDRINI, G. 1961. Surface geological report on AR/TGD/1/338 and 537 (Eceabat Çanakkale areas): Turkish Gulf Oil Co. Report (unpublished).
- SİYAKO, M. BURKAN, K.A. ve OKAY A.I. 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaı Tersiye Jeolojisi ve Hidrokarbon olanakları. *Turkish Association of Petroleum Geologist Bulletin.* 1. 183–199.
- SİYAKO, M. 2006a. Trakya Havzası'nın "Linyitli Kumtaşları". *MTA Dergisi.* 132, 63-73.

- SİYAKO, M. 2006b. Trakya Bölgesi Litostratigrafi Birimleri. *Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi-2*.
- SİYAKO, M. and HUVAZ, O. 2007. Eocene Stratigraphic evolution of the Thrace Basin. *Turkey Sedimentary Geology*. 198, 75-91.
- SOOS, L. 1964. Kohlenpetrographische und Kohlenchemische Untersuchungen des Melanoresinitis. *Acta Geol. Hung.* 8, 3-18.
- STACH, E. MACKOWSKY, M.TH. TEICHMÜLLER, M. TAYLOR, G.H. CHANDRA, D. and TEICHMÜLLER, R.1982. Stach's Textbook of Coal Petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- SÜMENGİN, M. TERLEMEZ, İ. ŞENTÜRK, K. KARAKÖSE, C. ERKAN, E.N. ÜNAY, E. GÜRBÜZ, M. ve ATALAY, Z. 1987. Gelibolu Yarımadası ve güneybatı Trakya Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve tektoniği. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü teknik rapor. 8218 (yayınlanmamış).
- SÜMENGİN, M. ve TERLEMEZ, İ. 1991. Güneybatı Trakya yöresi Eosen çökellerinin stratigrafisi. *MTA Dergisi*. 113, 17-30.
- SWAINE, D.J. 1990. Trace Elements in Coal. Butterworths, London. 290 pp.
- SWAINE, D.J. and GOODARZI, F. (EDS.) 1995. Environmental aspect of trace elements in coal. Kluwer Academic Publishers, the Netherlands. 312 pp.
- SYKES, R. FOWLER, M.G. and PRATT, F.K. 1994. A Plant tissue origin for ulminites A and B in saskatchewan lignites and implication for Ro. *Energy Fuels*. 8, 1402– 1416.
- SÝKOROVÁ, I. PICKEL, W. CHRISTANIS, K. WOLF, M. TAYLOR, G.H. and FLORES, D. 2005. Classification of huminite – ICCP System 1994. *Int. J. of Coal Geology*. 62, 85–106.
- ŞENGÖR, A.M.C. and YILMAZ, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*. 75, 181-241.

- ŞENGÖR, A.M.C. 1995. Kuzey Anadolu Fayı'nın keşfi hakkında. *Cumhuriyet Bilim Teknik*. 458, 6–8.
- ŞENGÜLER, İ. TOPRAK, S. KARA, H. ÖNER, A. TUNCALI, E. ve KIR, N. 2000. Güney Trakya Bölgesindeki Kömürlerin Petrografik İncelemesi ve Ortamsal Yorumu. Türkiye 12. Kömür Kongresi Bildiriler Kitabı. 23-26 May 2000 Zonguldak-Kdz. Ereğli, Türkiye.
- ŞENOL, M. 1980. Keşan (Edirne) ve Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) Yörelerinde Oligosen Yaşlı Birimlerin Çökel Ortamları ve Linyit Oluşumları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*. C. 23, 133-140.
- ŞENTÜRK, K. ve OKAY, A.I. 1984. Blueschists discovered east of Saros Bay in Thrace. *MTA Ens. Bül.* 97/98, 68-72.
- ŞENTÜRK, K.ve KARAKÖSE, C. 1987. Çanakkale Boğazı ve Dolayının Jeolojisi, *Maden Tetkik Arama Raporu, Rap. No. 9333, 207 s. Ankara.*
- TAPIRDAMAZ, C. ve YALTIRAK, C. 1997. Trakya'da Senozoyik volkaniklerinin paleomanyetik özellikleri ve bölgenin tektonik evrimi. *Bull. Miner. Res. Explor., Turkey*. 119, 27–42.
- TAYLOR, G.H. TEICHMÜLLER, M. DAVIS, A. DIESSEL, C.F.K. LITTKER, R. and ROBERT, P. 1998. Organic Petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin. 704 pp.
- TEICHMÜLLER, M. 1989. The genesis of coal from the viewpoint of coal petrology. *Int. J. Coal Geol.* 12 (1–4), 1–87.
- TEMEL, O.R. ve ÇİFTÇİ, B.N. 2002, Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer çökellerinin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*. 14/2, 17-42.
- TOKER, V. ve ERKAN, E. 1983. Gelibolu Yarımadası Eosen Formasyonları Nannoplankton Biyostratigrafisi. *MTA Dergisi*. 101/102, 72-92.
- TOPRAK, S. 1996. Alpagut-Dodurga Bölgesi Çevresindeki Kömürlerin Oluşum Ortamları ve Özelliklerinin Belirlenmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Ankara.

- TOPRAK, S. 2009. Petrographic properties of major coal seams in Turkey, and their formation. *Int. J. Coal Geol.* 78, 263–275.
- TSAI, S.C. 1982. Fundamentals of Coal Beneficiation and Utilization, Elsevier, New York.
- TUNOĞLU, C. ve ÜNAL, A. 2001. Pannonian-Pontian Ostracoda Fauna of Gelibolu Neogene Basin (NW Turkey), H.Ü. Yerbilimleri Uyg. ve Araş. Merk. Bülteni, S. 23, s. 167-187, Ankara.
- TÜRK, S. 2005. Tekirdağ-Gaziköy Çevresinde Yer Alan Gaziköy ve Keşan Formasyonlarının İncelenmesi. İstanbul Üniversitesi, Yüksek Lisans Tezi. 93 s.
- UMUT, M. İMİK, M. KURT, Z. ÖZCAN, İ. SARIKAYA, H. ve SARAÇ, G. 1983. Tekirdağ, Silivri (İstanbul), Pınarhisar alanının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, teknik rapor, 7349 (yayınlanmamış).
- UMUT, M. ATEŞ, M. KARABIYIKOĞLU M. ve SARAÇ, G. 1984. Edirne İli-Kırklareli İli-Lüleburgaz (Kırklareli İli)- Uzunköprü (Edirne İli) civarının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü teknik rapor. 7604, 42 s (yayınlanmamış).
- USA.1990. Provisions for attainment and maintenance of national ambient air quality standards, 101st congress, 2nd Session, 104, Part 4. Statutes at Large, Public Law 101–549, pp. 2353–3358.
- ÜNAL, O.T. 1967. Trakya jeolojisi ve petrol imkanları. TPAO Rap. No. 391, Ankara (yayınlanmamış).
- VAROL, B. BAYKAL, M. and AYYILDIZ, T. 2009. Sedimentological- Stratigraphical Evolution Of Tertiary Carbonates (Soğucak Formation) Of Thrace Basin (Bozcaada - Kıyıköy). *Mineral Res. Exp. Bull.* 139, 1-15.
- WARD, C.R. 1984. Coal geology and coal technology, Blackwell Scientific Publications, Melbourne, p. 345.
- WARD, C.R. 2002. Analysis and significance of mineral matter in coal seams. *International Journal of Coal Geology.* 50, 135-168.

- WENZ, W. 1942. Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdäl-gebiete s. 293. Frankfurt.
- WÜST, R.A.J. HAWKE, M.I. and BUSTIN, M.R. 2001. Comparing maceral ratios from tropical peatlands with assumptions from coal studies: do classic coal petrographic interpretation methods have to be discarded? *Int. J. Coal Geol.* 48 (1–2), 115–132.
- YALTIRAK, C. 1995. Gaziköy-Mürefte (Tekirdağ) arasının sedimenter ve tektonik özellikleri (Sedimentary and tectonic characteristics of the area between Gaziköy and Mürefte (Tekirdağ, Turkey). *Turkish Assoc Petrol Geol Bull* 6: 93-112.
- YALTIRAK, C. 1996. Tectonic history of the Ganos Fault System (in Turkish, with English abstr.) *Turk. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 8 (1), 137–156.
- YILMAZ, Y. GENÇ, Ş.C. GÜRER, F. BOZCU, M. YILMAZ, K. KARACIK, Z. ALTUNKAYNAK, Ş. ve ELMAS, A. 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Bozkurt, E. , Winchester, J.A. and Piper, J.D.A. (eds.), Geological Society, London, Special Publication, 173, pp.353-384.

EKLER

EK-1. LEVHALAR

Herbir resmin hangi örneğe ait olduğu açıklanmaktadır. Levha 1-3 Geç Oligosen Levha 2-4 ise Miyosen yaşlı örneklerinden elde edilmiştir.

LEVHA 1

Brotia escheri (BRONGIART) (1-4) ve *Polymesoda convexa* (BRONGIART) (5-12) fosilleri.

LEVHA 2

Bilumus sp. (1-4) ve *Melanopsis sp.* (5-12) fosilleri.

LEVHA 3

1-3. *Calamus* 1. ve 2. Örnek: PA9; 3. Örnek: PA10

4-6. Myricaceae Örnek: PA9

7. *Engelhardia* Örnek: PA9

8. *Carya* Örnek: PA9

9-11. *Alnus* 9. Örnek: PA10; 10. ve 11. Örnek: PA8

12. *Tricolporopollenites sp.* Örnek: PA9

13. Fagaceae Örnek: PA8

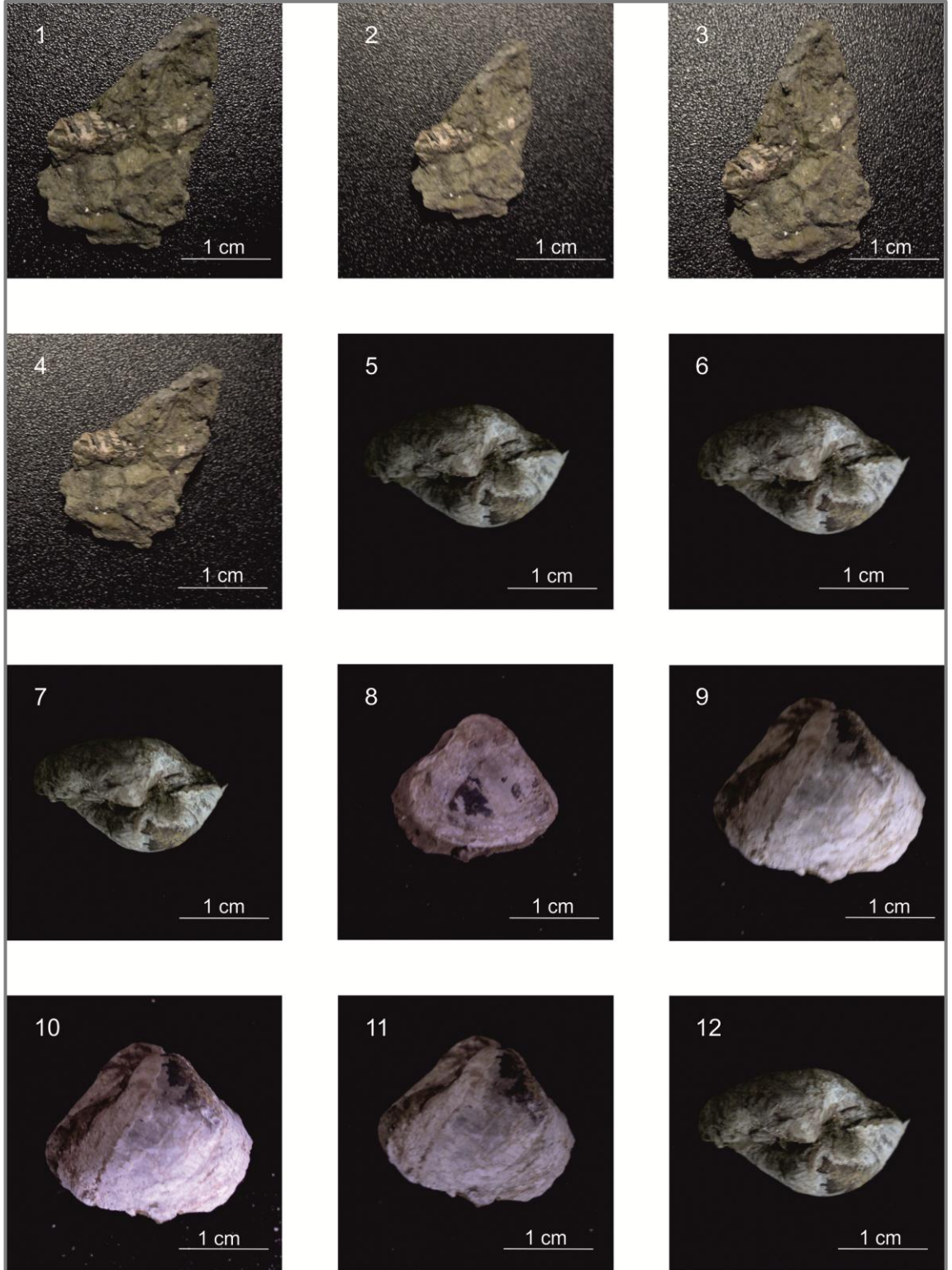
14,15. *Castanea* 14. Örnek: PA10; 15. Örnek: PA9

16. Cyrillaceae Örnek: PA10

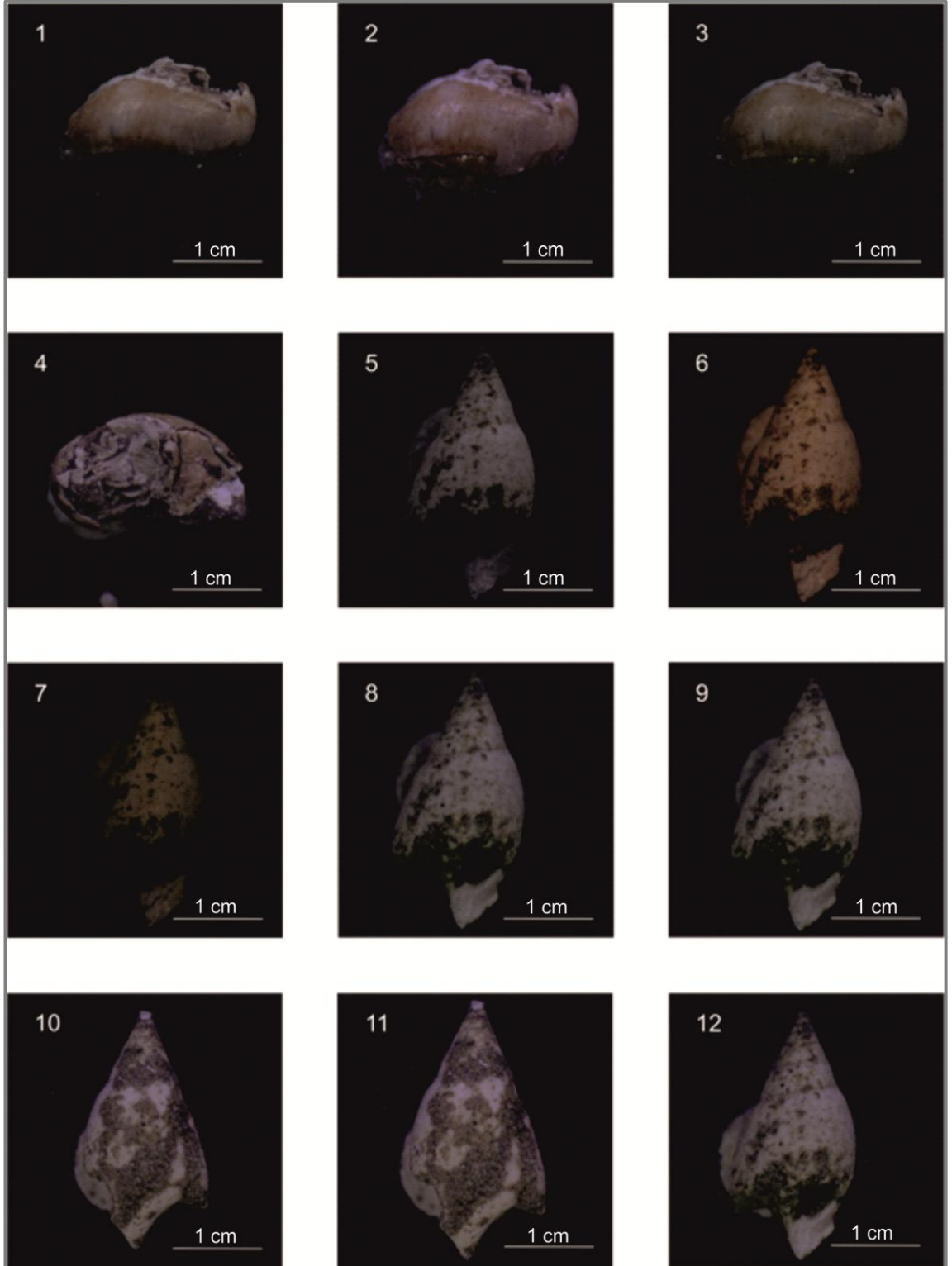
LEVHA 4

- 1-2. Polypodiaceae Örnek: PA5
3. Taxodiaceae Örnek: PA5
4. *Pinus diploxylon* tip Örnek: PA5
5. Ayırtlanmamış Pinaceae Örnek: PA2
- 6-8. Poaceae 6. Örnek: PA2; 7. ve 8. Örnek: PA5
9. Myricaceae Örnek: PA2
10. *Carya* Örnek: PA5
11. *Engelhardia* Örnek: PA5
12. *Ulmaceae* Örnek: PA5
13. *Salix* Örnek: PA2
14. Oleaceae Örnek: PA2
15. Nyssaceae Örnek: PA2
16. Araliaceae Örnek: PA2
17. Sapotaceae Örnek: PA5

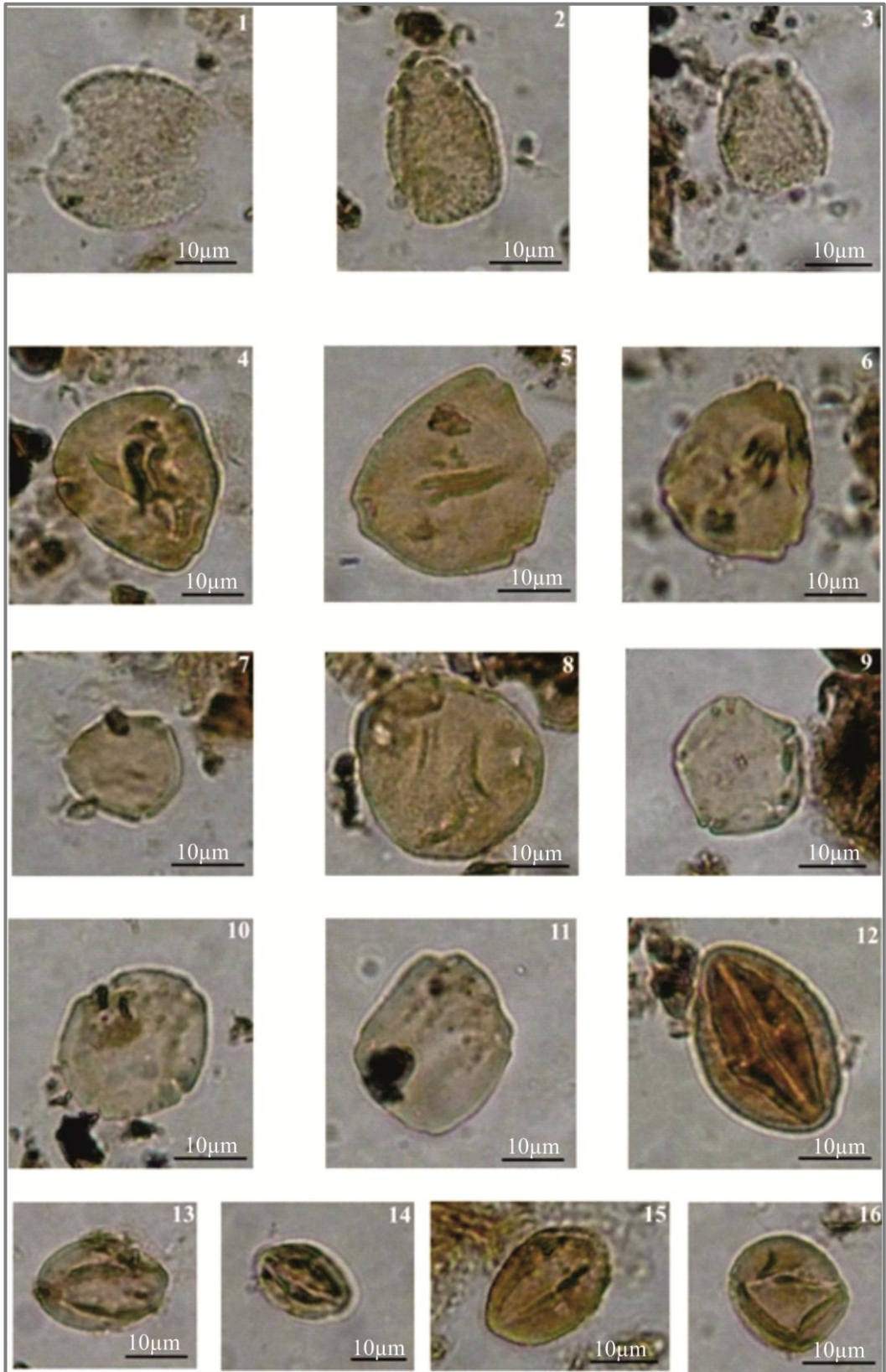
LEVHA 1



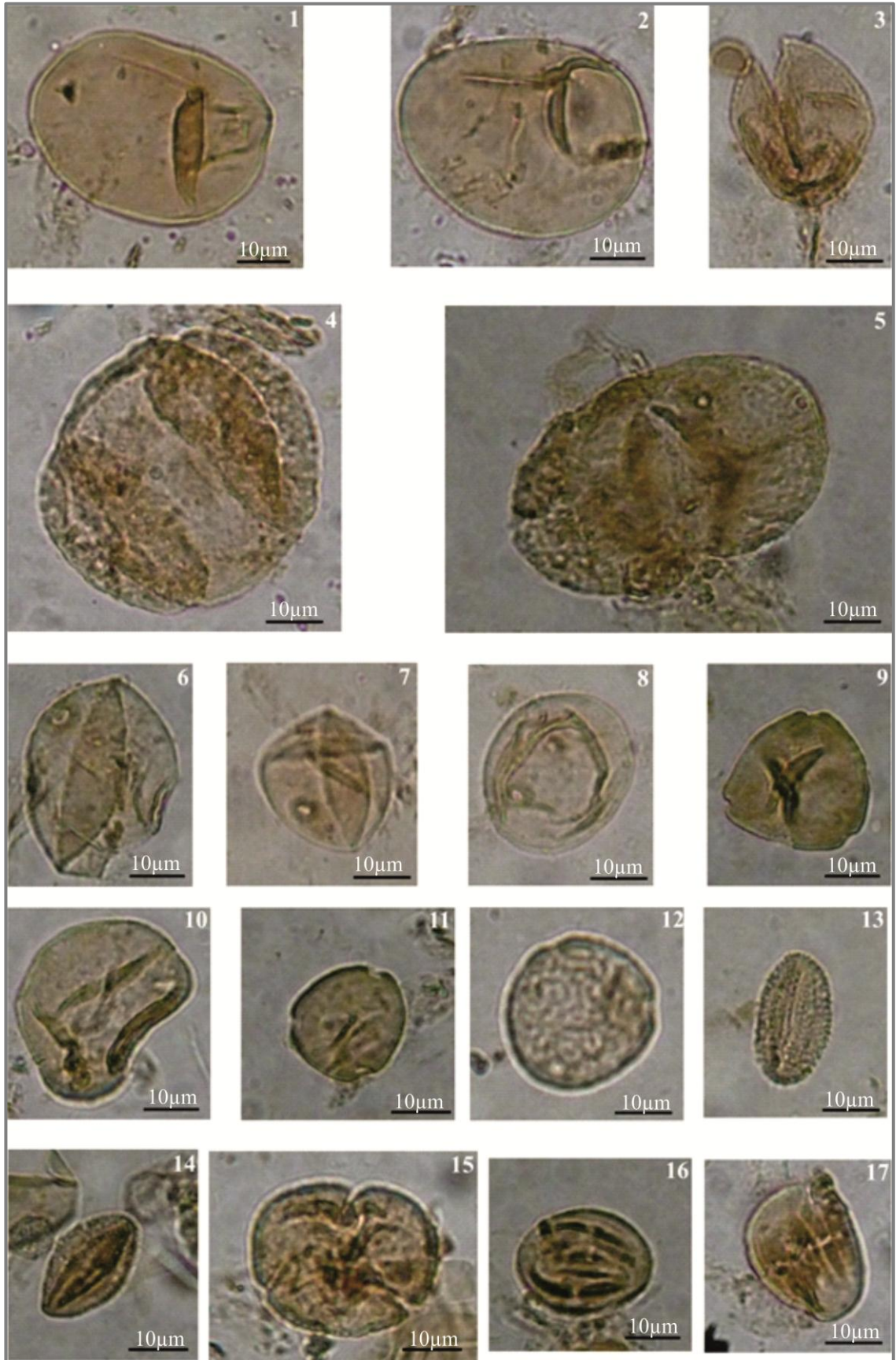
LEVHA 2



LEVHA 3



LEVHA 4



ÖZGEÇMİŞ

Ferdi DEMİRTAŞ 1986 yılında İzmit'te doğdu. İlk, orta, lise öğrenimini İzmit'te tamamladı. 2005 yılında girdiği Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 2009 yılında Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. Eylül 2009 yılında Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans öğrenimine başladı ve 2011 Eylül döneminde Akdeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'na geçiş yaptı. Eylül 2011 yılından beri Akdeniz Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak görev yapmaktadır.