

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
YÜKSEK LİSANS TEZİ

KÜÇÜKKUYU FORMASYONUNUN
(EDREMİT KÖRFEZİ GÜNEYİ) PETROL
ANA KAYA ÖZELLİKLERİ VE
ÇÖKELME KOŞULLARININ İNCELENMESİ

Çağlar AYTEPE

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Tezin Sunulduğu Tarih: 30.04.2010

Tez Danışmanı:

Yrd. Doç. Dr. Ayşe BOZCU

ÇANAKKALE

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ÇAĞLAR AYTEPE tarafından YRD. DOÇ. DR. AYŞE BOZCU yönetiminde hazırlanan “KÜÇÜKKUYU FORMASYONUNUN (EDREMİT KÖRFEZİ GÜNEYİ) PETROL ANA KAYA ÖZELLİKLERİ VE ÇÖKELME KOŞULLARININ İNCELENMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Yrd. Doç. Dr. Ayşe BOZCU

Yönetici

Prof. Dr. Doğan Perinçek

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Jüri Üyesi

Sıra No:.....

Tez Savunma Tarihi:30/04/2010

Prof. Dr. Ahmet ERDEM

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

Hazırlanan bu Yüksek Lisans Tezi Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) tarafından 2009/22. nolu projeden desteklenmiştir.

İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI

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

Çağlar AYTEPE

TEŞEKKÜR

Ç.O.M.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Programı Tezi kapsamında hazırlanan bu çalışmada, ders aşaması, tez konusu seçimi ve tezin tezin hazırlanıp sonuçlandırılmasında beni yönlendiren değerli danışman hocam sayın Yrd. Doç. Dr. Ayşe BOZCU'ya;

Gerek arazi çalışmalarında, gerekse Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve temel jeolojik konularda danışabildiğim değerli hocam sayın Yrd. Doç.Dr. Mustafa BOZCU'ya;

Bölümümüz araştırma görevlilerinden ince kesitlerin değerlendirilmesinde birlikte çalıştığım Sayın Oya TÜRKDÖNMEZ' e, harita çalışmalarının sayısallaştırma aşamasında bana yol gösteren Sayın Mustafa AVCIOĞLU ve İ.Onur TUNÇ'a;

Arazi çalışmaları ve tez yazım aşamalarındaki destekleri için sevgili arkadaşlarım Jeoloji Yüksek Mühendisleri Tamer TAŞDELEN, Cüneyt BİRCAN ve Yasemin KIRAN'a;

"Küçükkuyu Formasyonunun (Edremit Körfezi Güneyi) Petrol Ana Kaya Özellikleri ve Çökelme Koşullarının İncelenmesi" proje adı altında, 2009/22 nolu proje kapsamında yüksek lisans tezimin gerçekleştirilebilmesi için gerekli araştırma olanaklarını sağlayan Ç.O.M.Ü Bilimsel Araştırma Projeleri Daire Başkanlığı (BAP) çalışanlarına;

Her koşulda beni yalnız bırakmayan aileme katkı ve desteklerinden dolayı teşekkür ederim.

Çağlar AYTEPE

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

AG	Ağacık Ö.S.K.
BY	Bakış yönü
CC	Carbon Content (Karbon İçeriği)
CPI	Carbon preference Index (Karbon Tercih İndeksi)
E.G.A.	Ege Genişleme Alanı
Hi	Hisar Ö.S.K.
KAFS	Kuzey Anadolu Fay Sistemi
KRC	Kırcalar Ö.S.K.
MA	Milyon yıl
NSO	Azot,Sülfür ve Oksijen içeren bileşenler
OI	Oksijen İndeksi
Ö.S.K	Ölçülü Stratigrafik Kesit
Ph	Fitan (Phytane)
PI	Production Index (Üretim İndeksi)
PI-Qd	Dededağ Bazaltı
Pr	Pristan (Pristane)
Ppm	Parts per million
Ro	Vitrinit Yansıması Değeri
RC	Residual Carbon (Artık Karbon)
S1	Serbest Hidrokarbonlar
S2	Kaynak kayanın aktüel potansiyeli
S3	Oksijenli bileşenler
S4	Artık, okside olmuş karbon
SCI	Spore Color Index (Spor Renk İndeksi)
SRB	Şarköy Batı Ö.S.K.
SRD	Şarköy Doğu Ö.S.K.
Tk	Kozak Granitleri

Tkü	Küçükkuyu Formasyonu
Tküa	Küçükkuyu Formasyonu Arıklı Tüf Üyesi
Tkük	Küçükkuyu Formasyonu Kızılyar Üyesi
Tmax	Termal olgunluk (°C)
Tm	Mutlu Formasyonu
TOC	Total Organic Carbon (Toplam Organik Karbon)
TPAO	Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
Trk	Karakaya Karmaşığı
Ty	Yürekli Dasiti
Tyu	Yuntdağ Volkanitleri
Tyua	Yuntdağ Volkanitleri Andezit Üyesi
Tyut	Yuntdağ Volkanitleri Tüf Üyesi
ULB	Ulubeyler Ö.S.K.
Qa	Alüvyon
XRD	X-Ray Diffraction

ÖZET

KÜÇÜKKUYU FORMASYONUNUN (EDREMIT KÖRFEZİ GÜNEYİ) PETROL ANA KAYA ÖZELLİKLERİ VE ÇÖKELME KOŞULLARININ İNCELENMESİ

Çağlar AYTEPE

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Ayşe BOZCU

30/04/2010, 115

Edremit Körfezi'nin güneyinde yer alan çalışma alanı 1/25.000 ölçekli Ayvalık J17-b1, b2, b3, b4 paftalarında yer alır ve yaklaşık 250 km² 'lik bir alanı kapsamaktadır. Bu alan Kuzeybatı Anadolu'da, Ege Bölgesi'nde yer alır. Kuzeyde Biga Yarımadası, doğuda Madra Dağı, güneyde Altınova ve batıda Ege Denizi ile sınırlandırılmıştır.

Bu çalışmada Edremit Körfezi'nin güneyinde yüzlek veren Alt-Orta Miyosen yaşlı Küçükkuyu Formasyonu'nun yayılımı, stratigrafisi ve ana kaya olabilme özellikleri belirlenmiştir. Çalışma alanında Küçükkuyu Formasyonu'nun ana litolojisini oluşturan şeyller organik maddece zengin olup, ince tabakalı ve laminalıdır. Bu düzeyler genel olarak yeşilimsi gri-kahverengimsi gri olarak gözlenmesine karşın organik maddece zengin düzeylerde koyu gri-siyah olarak izlenmektedir.

Küçükkuyu Formasyonu'nun Edremit Körfezi Güneyindeki yüzeylemelerinden derlenen şeyl örneklerinden organik jeokimyasal analizler yapılmıştır. Rock Eval Piroliz Analizi sonucu Toplam Organik Karbon (TOC) değerleri % 0,57-3,1 arasında olup, formasyon iyi bir ana kayayı temsil eder. HI değerleri 712 mg HC/g TOC değerlerine kadar ulaşmaktadır. Kerojen tipi olarak II. Tip kerojen hakimdir. Bu da formasyonun daha çok petrol, az oranda da gaz türetebileceğini gösterir. T_{max} (°C) değerleri 423- 442 arasında değişkenlik sunmakta olup, genel ortalama katajenez evreyi işaret etmektedir. Vitrinit yansıma (R_o, %) değeri ölçülebilen sadece 1 örnek olgunlaşma başlangıcını gösterir. Gaz kromatogramlarından elde edilen Pristane/ Phytane (Pr/ Ph) oranlarına göre 5 örnekten 3'ü oksik ortamı (Pr/Ph oranı >1), 2'si de anoksik ortamı (Pr/Ph oranı 1<) gösterir. Karbon

Tercih İndeksi (CPI) 0,95-3,96 değerleri arasında, organik maddenin erken olgun ve yer yer olgunlaşmamış olduğunu göstermektedir. Genel anlamda Küçükkuşu Formasyonu içerisinde organik maddece zengin kesimler anoksik çökeltme koşullarında ve görsel bir ortamda çökelmişlerdir.

Anahtar sözcükler: Edremit Körfezi, Küçükkuşu, bitümlü şeyl, ana kaya

ABSTRACT

AN INVESTIGATION OF PETROLEUM SOURCE ROCK CHARACTERISTICS AND DEPOSITIONAL CONDITIONS OF KÜÇÜKKUYU FORMATION (SOUTH OF EDREMIT GULF)

Çağlar AYTEPE

Çanakkale Onsekiz Mart University

Graduate School of Science and Engineering

Chair for Geological Engineering Thesis of Master of Science

Advisor: Assist. Prof. Dr. Ayşe BOZCU

30/04/2010, 115

The study area is located in the southern part of Edremit Gulf. This area is replace in AYVALIK J17-b1, b2, b3, b4 section of the 1/25000 scaled map. The study area formed around 250 km² that comprised southern of Edremit Gulf, NW Anatolia. It's limited in the north-side Kazdağ mountain range, northern of Biga Peninsula, in the south-side Altınova, in the west side Aegean Sea, in the east-side Madra Mountain.

In this study, Küçükkuyu Formation which has widespread outcrops in the southern of Edremit Gulf is investigated stratigraphical and source rocks features. Küçükkuyu Formation is composed predominantly of bituminous shales and carbonaceous siltstones that intercalate with mudstones and sandstones. Shales are observed dark-grey and black colored in organic matter-rich levels.

Result of the Organic geochemical analysis collected from organic matter-rich levels, Rock-Eval Pyrolysis TOC values are between 0,57-3,1%, HI values extent 712 mgHC/gTOC, T_{max} (°C) values are between 423-442 °C. Analysis results are generally beginning of the katagenesis and predominantly type II organic matter. Over the 0,5% TOC values indicate petroleum potential.

Gas Chromatography Analysis for 5 samples indicate that Pr/Ph ratio are between 0,6-1,58. For 3 samples ratio indicate oxic (Pr/Ph>1), 2 samples indicate anoxic subsidence conditions (Pr/Ph<1). CPI values range from 0,95 to 3,96 and falls on and off immature area. For vitrinit reflection, there aren't value detected except 1 sample that indicate

marginal mature of organic matter. Eventually, source rock falls within or slightly towards to immature area of the oil window and generally anoxic-lake environment conditions.

Keywords: Edremit Gulf, Küçükkuyu, black shale, source rock.

İÇERİK

Sayfa No

TEZ SINAV SONUÇ BELGESİ.....	ii
İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI.....	iii
TEŞEKKÜR.....	iv
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	v
ÖZET.....	vii
ABSTRACT.....	ix
İÇERİK.....	xi
BÖLÜM 1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışma Alanı.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	3
1.3. Çalışma Bölgesinin Tanıtımı.....	4
1.3.1. Çalışma sahasına ulaşım.....	4
1.3.2. Çalışma sahasının morfolojik özellikleri.....	5
1.3.3. İklim.....	6
1.3.4. Bitki örtüsü.....	8
1.3.5. Sıcaklık.....	8
1.3.6. Yağış.....	8
1.3.7. Rüzgar.....	9
1.3.8. Akarsular.....	9
BÖLÜM 2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	10
2.1. Önceki Çalışmalar.....	10
BÖLÜM 3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	14
3.1. Arazi Öncesi Büro Çalışmaları.....	14
3.2. Arazi Çalışmaları.....	14
3.3. Arazi Sonrası Büro Çalışmaları.....	14
3.4. Laboratuvar Çalışmaları.....	15
3.5. Organik Jeokimyasal Analizler.....	15
3.5.1. Kaynak kaya analizleri.....	16
3.5.2. Petrol ve bitüm analizleri.....	17
3.5.3. Gaz analizleri.....	18
3.6. Organik Petrografik Analizler.....	19
3.6.1. Altan aydınlatmalı mikroskopta analizler.....	19

3.6.2. Üstten aydınlatmalı mikroskopta analizler.....	20
3.7. Uygulanan Analiz Yöntemleri.....	20
3.7.1. Rock-Eval (6) cihazı.....	21
3.7.2. Gaz kromatografi analizi (GC).....	27
3.7.3. Karbon izotop (¹³ C/ ¹² C) analizleri.....	29
3.7.4. Vitrinit yansıması ölçümü analizi (Ro).....	31
BÖLÜM 4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA.....	32
4.1. Bölgesel Jeoloji.....	32
4.2. Tektonik Evrim.....	34
4.3. Çalışma Alanının Jeolojisi.....	36
4.3.1. Temel Kayaçlar.....	41
4.3.1.1. Karakaya Karmaşığı (Trk).....	41
4.3.2. Tersiyer yaşlı kayaçlar.....	42
4.3.2.1. Kozak Granitleri (Tk).....	43
4.3.2.2. Yürekli Dasiti (Ty).....	44
4.3.2.3. Yuntdağ Volkanitleri (Tyu).....	44
4.3.2.4. Küçükkuşu Formasyonu (Tkü).....	47
4.3.2.4.a Kızılyar konglomerası Üyesi (Tkük).....	49
4.3.2.4.b Arıklı Tüf Üyesi (Tküa).....	68
4.3.2.5. Mutlu Formasyonu (Tm).....	77
4.3.2.6. Dededağ Bazaltı (Pl-Qd).....	81
4.3.2.7. Alüvyon (Qa).....	81
4.4. Yapısal Jeoloji.....	81
4.4.1. Çalışma alanının yapısal özellikleri.....	81
4.4.2. Edremit Grabenini oluşturan faylar.....	84
4.4.2.1.a Edremit Fayı.....	84
4.4.2.1.b Burhaniye Fayı.....	85
4.4.2.1.c Altınova Fayı.....	85
4.5. Ana Kaya Analiz Sonuçları ve Yorumu.....	85
4.6. Ana Kaya İçindeki Organik Madde Miktarı.....	88
4.6.1. İnceleme alanında organik madde miktarının değerlendirilmesi.....	90
4.6.1.1. Rock-Eval piroliz analizi yöntemi sonuçlarına göre organik madde miktarı (Rock-Eval 6).....	90

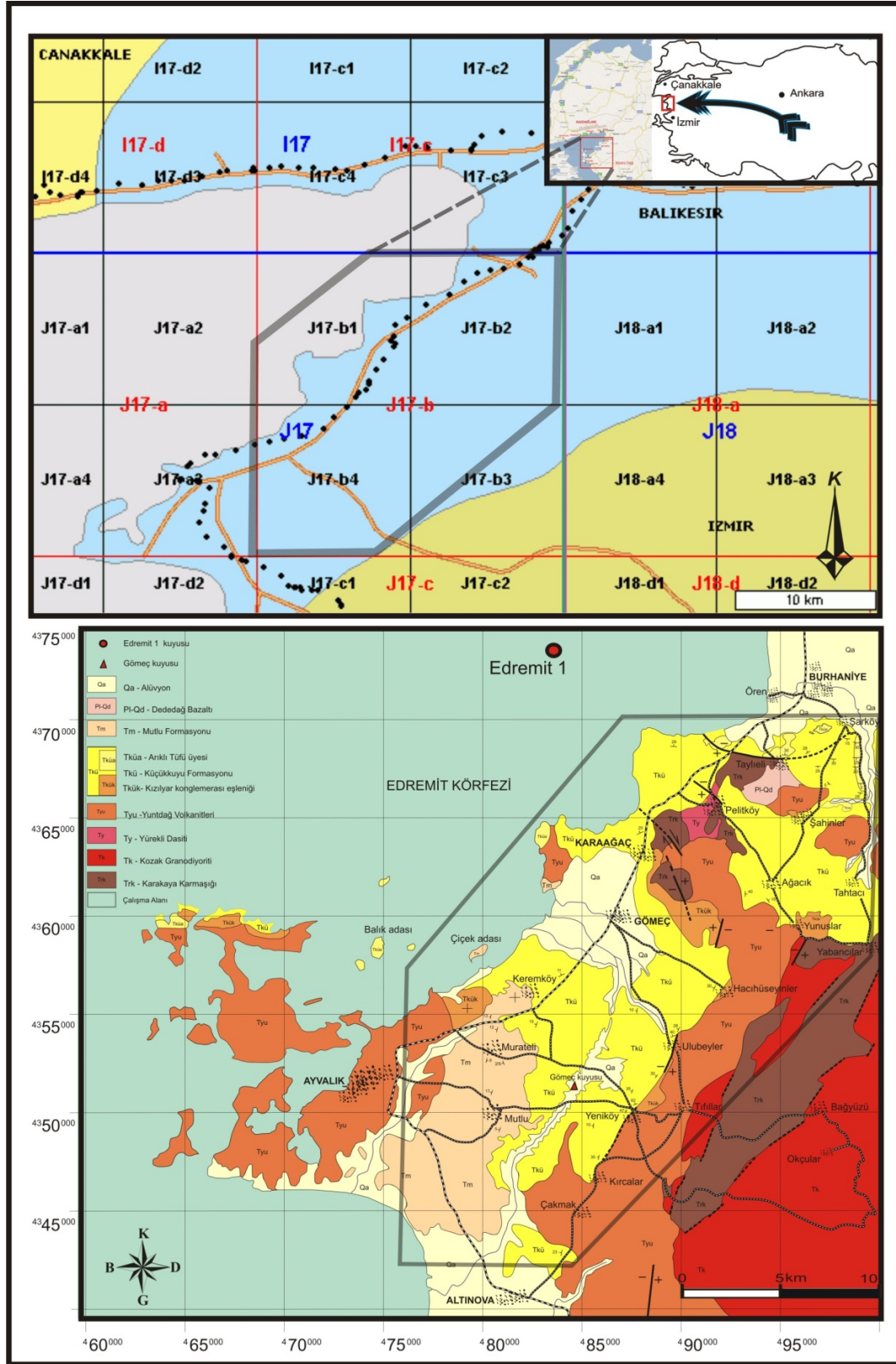
4.7. Kaya İçindeki Organik Madde Tipi	91
4.7.1. İnceleme alanında organik madde tipinin değerlendirilmesi	92
4.7.1.1. Rock-Eval piroliz analizi yöntemine sonuçlarına göre organik madde tipi (Rock-Eval 6)	92
4.7.1.1.a S₂/S₃ oranı	94
4.7.1.2. Gaz kromatografisi yöntemi sonuçlarına göre organik madde tipi .	94
4.8. Ana Kaya İçindeki Organik Maddenin Olgunluk Derecesi	96
4.8.1. İnceleme alanında organik madde olgunluğunun değerlendirilmesi	97
4.8.1.1. Rock-Eval piroliz analizi yöntemi sonuçlarına göre organik maddenin olgunluk derecesi (Rock-Eval 6)	97
4.8.1.2. Gaz Kromatografisi yöntemi sonuçlarına göre organik maddenin olgunluk derecesi (GC)	99
4.8.2. Vitrinit yansıması ölçümü analizi (Ro) sonuçlarına göre organik maddenin olgunluk derecesi	100
4.9. Organik Maddenin Çökme Ortamı	101
4.9.1. Gaz Kromatografisi yöntemi analiz sonuçlarına göre organik maddenin çökme ortamı (GC)	101
4.9.2. Karbon izotop (¹³C/¹²C) analiz sonuçlarına göre organik maddenin çökme ortamı	102
BÖLÜM 5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	103
KAYNAKLAR	105
Ekler	I
Çizelgeler	V
Şekiller	VI
Özgeçmiş	X

BÖLÜM 1. GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanı

Çalışma alanı, Kuzeybatı Anadolu'da, Edremit Körfezi'nin güneyinde, Balıkesir ili sınırları içinde yer alır. İnceleme alanı kuzeyde Burhaniye, güneyde Altınova, batıda Ege Denizi, doğuda ise Madra Dağı (1344m) ile sınırlıdır. Çalışma alanındaki önemli yerleşim alanları Ayvalık İlçesi, Burhaniye İlçesi, Edremit İlçesi, Gömeç İlçesi, Burhaniye İlçe'sine bağlı Karaağaç Beldesi ve Ayvalık İlçe'sine bağlı Altınova Beldesi'dir.

Edremit Körfezi'nin güneyini temsil eden çalışma alanı 1 / 25.000 ölçekli Ayvalık J17-b1, b2, b3, b4 paftaları içerisinde yer alır ve yaklaşık 250 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. İnceleme alanında araştırma kapsamına yönelik birimler kuzey 4345000-4372000, doğu 0475000-0500000 UTM (WGS84, zone 35) Grid Koordinatları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma alanı basitleştirilmiş jeoloji ve yer bulduru haritası (Akyürek ve Soysal, 1983; Çiftçi ve ark., 2004 'dan revize edilmiştir).

1.2. Çalışmanın Amacı

“Küçükkuyu Formasyonu’nun (Edremit Körfezi Güneyi) Petrol Ana Kaya Özellikleri ve Çökelme Koşullarının İncelenmesi” adlı bu çalışma 2008-2009 yılları arasında gerçekleştirilmiştir. Bölgedeki birimlerin jeolojik, sedimentolojik ve yapısal özellikleri bir çok araştırmacı tarafından yapılan incelemelere konu olmuştur. Petrol jeolojisi bakımından da buradaki birimlerin litolojik özellikleri kalınlığı ve yapısal özellikleri ilgi çekici bulunmuş ve bölgede petrol potansiyeli bakımından çeşitli araştırmalar gerçekleştirilmiştir (Saka, 1979; Siyako ve ark., 1989; Kesgin, 2002; Çiftçi ve ark., 2004). Bölgenin genelinde bu konuda çalışmalar olmakla birlikte petrol ana kayası olması muhtemel Küçükkuyu Formasyonu’nun tortullarının, özellikle Edremit Körfezi güneyinde, yayılımı, ana kaya karakterizasyonunun belirlenmesi ve değerlendirilmesi hedeflenmiştir.

Bu çalışmanın amacı kapsamında Edremit Körfezi güneyinde yer alan Alt-Orta Miyosen yaşlı Küçükkuyu Formasyonu’nu oluşturan tortulların araştırılması ve değerlendirilmesi gerekmektedir. Bu çalışma ile Edremit Körfezi güneyinde yaygın olarak gözlenen Küçükkuyu Formasyonu’nun yayılımı ortaya çıkarılmıştır. Formasyonun kendi içerisindeki litolojik değişimleri alt-üst dokanak ilişkileri gözlenmiş ve tip kesit veren yerleri belirlenmiştir. Hazırlanan 7 adet ölçülü stratigrafik kesitlerdeki (Ö.S.K.) organik maddece zengin düzeylerden örnekler alınmıştır. Alınan örneklerin organik jeokimyasal analizleri yapılarak petrol ana kaya özellikleri belirlenmiştir.

Jeolojik, stratigrafik çalışmalara ve jeokimyasal analiz sonuçlarına göre petrol ve gaz rezervleri, belirli bazı ana kayalarla ilişkilendirilmektedir. Yapılan çalışmalarla organik kayaçların organik madde miktarları, içerdikleri organik maddenin tipi, organik maddenin olgunlaşma derecesi ve petrol üretilip üretmeyecekleri belirlenmiştir. Bu kapsamda jeokimyasal analizlerle Küçükkuyu Formasyonunun ana kaya özellikleri ile çökelme ortamı ve koşulları belirlenerek, bölgedeki ekonomik olabilecek alanlar hakkında bilgi edinilmiştir.

Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) ve Maden Tetkik Arama (MTA) Genel Müdürlükleri tarafından Edremit Körfezi civarını da içine alan ve daha geniş sahalarda çeşitli amaçlara yönelik birçok jeoloji çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmaların

çoğunun yayınlanmamış olduğu ve yayınlanmış çalışmalarda ise çalışma alanındaki aynı litolojik özelliğe sahip birimlerin 1 /100.000 ölçekli Ayvalık G-3 paftası jeoloji haritası (Akyürek ve Soysal, 1983), 1 /100.000 ölçekli Edremit Körfezi kuzey ve güney alanlarını içeren bölgenin jeoloji haritası, (Çiftçi ve ark., 2004) tarafından yapılan jeolojik harita çalışmalarında inceleme alanındaki birimler için farklı adlamalar kullanılmıştır. Bu tez çalışmasında arazideki litostratigrafik adlamalar tekrar gözden geçirilip, önceki çalışmalara bağlı kalınarak düzenli bir bütünlük sağlayacak şekilde sunulmasına hassasiyet gösterilmiştir.

1.3. Çalışma Bölgesinin Tanıtımı

1.3.1. Çalışma sahasına ulaşım

İnceleme sahası AYVALIK J17 paftası içerisinde yer almaktadır. Çalışma alanına Çanakkale'den ulaşım Çanakkale - İzmir E-24 karayolu üzerinden ve bu yol üzerindeki bağlantılar ile sağlanmaktadır. İnceleme alanının kuzeyinde Çanakkale iline 142 km, İzmir iline 190 km mesafede bulunan Burhaniye yer almaktadır. Burhaniye'den Gömeç 18 km, Ayvalık: 34 km, Edremit: 13 km, Assos (Behramkale): 105 km, Bergama: 82 km uzaklıkta bulunur. Çalışma sahasının kuzey ve kuzeydoğu kesimlerine ulaşım Burhaniye'den Şarköy, Hisar, Şahinler, Yabancılar köylerine bağlı stabilize yollar kullanılarak sağlanmıştır. Burhaniye – Gömeç yol aralığında Taylıeli ve Pelitköy'e ulaşım Çanakkale - İzmir E-24 karayolundaki yol ayrımlarından sağlanmıştır. Çalışma sahasında Çanakkale'den 160 km mesafede Gömeç yer almaktadır. Çalışma sahasının orta kesimlerine ulaşım Gömeç'ten Kuyualanı, Hacıoğlu, Hacıhüseyinler, Ulubeyler köylerine bağlı stabil yollar kullanılarak sağlanmıştır. Çalışma sahasında güney ve güneybatı kesimlere ulaşım Çanakkale-İzmir E-24 karayoluna bağlı Çanakkale'den 152 km mesafede bulunan Kozak yolu üzerinden ve bu yola bağlanan Yeniköy, Tıfillar, Türközü, Çakmakköy, Kırcalar köylerine bağlı stabil yollar kullanılarak sağlanmıştır. Ayrıca çalışma sahasında güneybatı kesimlere ulaşım Çanakkale-İzmir E-24 Çanakkale'den 160 ve 165'inci kilometrelerinde yer alan Murateli ve Mutlu Köy yolu 196'ncı km de ise Altınova-Çakmakköy ve Kırcalar yol ayrımlarından sağlanmıştır. Ulaşım dağlık kesimlerde ise patikalarla sağlanmaktadır (Şekil 2).

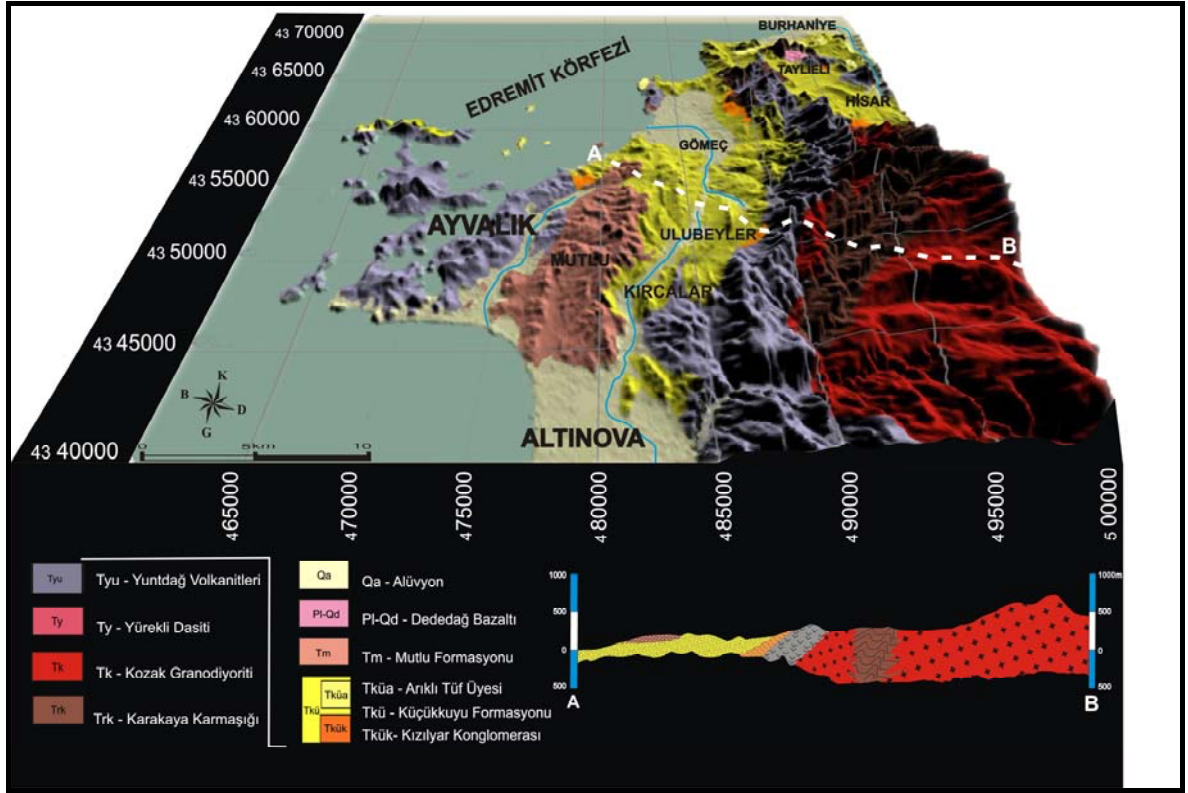


Şekil 2. Çalışma sahasına ulaşım.

1.3.2. Çalışma sahasının morfolojik özellikleri

Çalışma alanında kuzeybatıdan güneydoğuya doğru yükselti artmaktadır. Genel olarak kuzey-kuzeydoğu doğrultulu yükseltiler ve bunlara paralel ve dik yönde gelişmiş vadi ve dereler bulunmaktadır. Kuzey kesimler genel olarak ovalardan oluşmaktadır. Bununla beraber çalışma alanının güneyinde de ovalar mevcuttur. Doğu kesimlerde ise dağlık alanlar bulunmaktadır.

Bölgede Alt Miyosen'den Alt Pliyosene kadar gerçekleşmiş volkanik etkinlik sonucu ve bölgeyi etkileyen Kuzey Anadolu Fay Sistemi morfolojinin bugünkü konumunu almasını etkili olmuştur (Şekil 3).

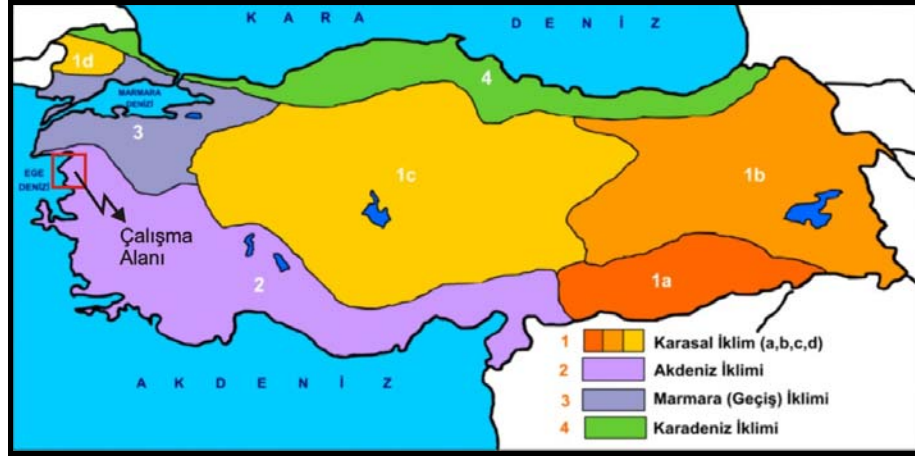


Şekil 3. Çalışma sahası morfoloji haritası, (Akyürek ve Soysal, 1983; Çiftçi ve ark., 2004' dan revize edilen haritalar sayısallaştırılmıştır).

Çalışma alanında: Boz T. (246), Çamlık T. (286m), Çamlı T. (226m), Çatal T. (291m), Değirmen T. (164m), Dinlence T. (129m), Eriklice T. (162m), Erenler T. (282m), Hisar T. (204m), Kara T. (896m), Sarıçam T. (272m), Zeytin T. (227m) yükseltileri; Bozalan, Dedemezarı, Dolman, Karayüzoğlu, Kızılcabayır, Konaküstü, Pekmezlik, Tiravlı, Tütünyeri sırtları, Akçalar, Asmalı, Bahçe, Çınarlı, Esirik, Horozlu, İnkaya, Kargalı, Karınca, Mezarlık Dereleri ve Madra Çayı önemli yeryüzü şekillerini oluşturur.

1.3.3. İklim

Türkiye ılıman kuşak ile subtropikal kuşak arasında yer alır. Türkiye'nin üç tarafının denizlerle çevrili olması, dağların uzanışı ve yeryüzü şekillerinin çeşitlilik göstermesi, farklı özellikte iklim tiplerinin doğmasına yol açmıştır (Şekil 4). Yurdumuzun kıyı bölgelerinde denizlerin etkisiyle daha ılıman iklim özellikleri görülür (Atalay, 1997).



Şekil 4. Türkiye iklim bölgeleri (Atalay, 1997).

Edremit Körfezi'nde, Akdeniz ve Karadeniz iklimlerinin geçiş iklimi hüküm sürmektedir. İç kesimlerde ise Marmara iklimi geçerlidir. Birbirine geçiş gösteren bu iklim özellikleri Marmara (Geçiş) iklimi olarak değerlendirilmiştir.

Söylemezoğlu (1997)'na göre, Edremit Körfezi'nde genel olarak kış ayları ılık ve yağışlı, yaz ayları ise ılık ve kuraktır. Edremit'in sahip olduğu iklimsel özellikler bölgenin sosyal ve ekonomik yapısını belirlemiştir. Yaz mevsiminin uzun olması ve kış aylarının fazla sert geçmemesi tarımsal ürünlere de yansımıştır. Bölgedeki iklime paralel olarak zeytin, incir, şeftali, çilek gibi ürünler yetiştirilmektedir (İrtem ve Karaman, 2004).

Marmara (Geçiş) İklimi Marmara Bölgesi'nin kuzey Ege'yi de içine alacak şekilde güney kesiminde görülür. Kışları Akdeniz iklimi kadar ılık değildir, yazları ise Karadeniz iklimi kadar yağışlı değildir. Karasal iklim kadar kışı soğuk, yazı da kurak geçmemektedir. Bu özelliklerden dolayı Marmara iklimi, karasal Karadeniz ve Akdeniz iklimleri arasında bir geçiş özelliği göstermektedir. Buna bağlı olarak doğal bitki örtüsünü alçak kesimlerde Akdeniz kökenli bitkiler, yüksek kesimlerde kuzeye bakan yamaçlarda Karadeniz bitki topluluğu özelliğindeki nemli ormanlar oluşturmaktadır. Soğuk ay olan Ocak ayı ortalama sıcaklığı 4,9 °C, sıcak ay olan Temmuz ayı ortalama sıcaklığı 23,7 °C, yıllık ortalama sıcaklık 14,0 °C dir. Ortalama yıllık toplam yağış 595,2 mm dir ve yağışların çoğu kış mevsimindedir. Yaz yağışlarının yıllık toplam içindeki payı %11,7 dir. Yıllık ortalama nispi nem %73 tür (Şensoy ve ark., 2008).

1.3.4. Bitki örtüsü

İnceleme alanında Akdeniz iklimine özgü bitki topluluğu makiler, karaağaç, meşe, çınar, kayın, kestane, incir ve çalılıklar bulunmaktadır. İç kısımlarda, bozkır görünümlü, cılız otlu, tahıl üretimine elverişli alanlar ile su boylarında her mevsim yeşil kalabilen çayırlara rastlanır. Bu arada sahil kesiminde geniş alanlar zeytin ağaçları ile kaplıdır.

1.3.5. Sıcaklık

Yüceşahin (1997)'e göre, Edremit meteoroloji istasyonunun 29 yıllık (1961–1990) sıcaklık verilerine göre yılın ilk ayı olan Ocak aylık ortalama sıcaklığın en düşük olduğu (7 °C) aydır. Sıcaklığın en düşük olduğu dönem, 10–31 Ocak tarihleri arasındadır. Bu dönemde ortalama en düşük sıcaklık değeri, 3,6 °C' dir. Ocak ayında en düşük sıcaklık değeri – 8, 5 °C ye kadar inmektedir. Aylık ortalama sıcaklığın 26,3 °C olduğu Temmuz ayı en sıcak aydır (İrtem ve Karaman, 2004).

Klimatoloji Şubesi (2008)'ne göre, Türkiye'de ortalama sıcaklıkların Edremit Körfezi ve çevresindeki alansal dağılımı 12,6 ila 18 °C arasında değiştiğini göstermektedir.

1.3.6. Yağış

Edremit Körfezi için yıllık ortalama yağış miktarı 714, 2 mm'dir ve bunun büyük bir kısmı kış aylarına aittir. Yıllara göre, hatta aylara göre çok büyük değişiklik gösteren yağış miktarı tarımsal alanlar üzerinde olumsuz etkilere yol açabilmektedir. Kış mevsiminde en fazla düşen yağış 350 mm, sonbaharda 184,5 mm ve ilkbaharda ise 156,6 mm dir. Yaz mevsiminde ise yağış miktarı sadece 23 mm dir. Yağışlı günlerin sayısı kış mevsimi süresince artmaktadır. Nisan ayından itibaren yağışlı günler hızla azalmakta, yaz aylarında 1-2 gün arasında kalmaktadır (İrtem ve Karaman, 2004).

Klimatoloji Şubesi (2008)' ne göre, Türkiye'de yıllık ortalama yağışın Edremit Körfezi ve çevresindeki alansal dağılımı 451 ile 775 mm arasında değiştiğini göstermektedir.

1.3.7. Rüzgar

Yüceşahin (1997)'e göre, Edremit ilçesi ve çevresinde tüm mevsimlerde hakim rüzgar yönü, doğu olmakla birlikte, mevsim değişimlerinde bölge üzerinde etkili olan basınç merkezlerinin yer değiştirmesi sebebiyle iki ayrı sektörden esen rüzgarlar da zaman zaman etkin olmaktadır. Özellikle Edremit ilçesi ve çevresinde ilkbahar aylarında Batı sektörlü rüzgarlar etkin olmaktadır. 24 yıllık ölçüm sonuçları incelendiğinde doğu sektörlü rüzgarların esme sayıları 1781 iken, batı sektörlü rüzgarlarda bu değer 861'dir (İrtem ve Karaman, 2004).

Yaz döneminde doğu sektörlü rüzgarların esme sayıları 1494'tür. Sonbahar mevsiminde yine hakim rüzgar yönü doğu olmakla birlikte kuzeydoğudan esen rüzgarlar da ikinci derecede rol oynar. Bu dönemde doğudan esen rüzgarların sayısı 152'dir. Kış mevsiminde ise rüzgar yönü kuzeydoğu ve doğudur. Bu dönemde doğudan esen rüzgarların sayısı 1886 olarak belirlenmiştir (İrtem ve Karaman, 2004).

Klimatoloji Şubesi (2008)' ne göre, Türkiye'de 1971–2000 arası ortalama rüzgar hızları Edremit Körfezi ve çevresindeki alansal dağılımı 2,7 ile 6,2 m/s arasında değiştiğini göstermektedir.

1.3.8. Akarsular

Kaz Dağı, Madra Dağı ve çevresinin topoğrafik yapısı itibariyle oluşan vadi ve dereler, bölgenin yağış sularını toparlayarak güneydeki Edremit Körfezine boşaltmaktadırlar (Kazdağı Milli Parkı Master Planı Raporu, 1995). Yapılan araştırmalardan elde edilen bilgilere göre, Ağustos ayının başlarından Eylül ayı ortalarına kadar sular minimum seviyesine düşmekte ve birçok dere kurumaktadır. Bahar aylarında yağmur ve eriyen kar suları ile birlikte su miktarı en üst düzeye ulaşmaktadır (İrtem ve Karaman, 2004).

BÖLÜM 2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

2.1. Önceki Çalışmalar

Bugüne kadar çalışma alanı ve çevresini kapsayan birçok çalışma yapılmıştır. Çalışma alanı, çevresinin jeolojisini ve hidrokarbon olanaklarını, özellikle de Küçükkuşu Formasyonunun petrol jeolojisine yönelik çalışmaların belli başlıları tarih sırasına göre aşağıda özetlenmiştir.

Saka (1979): Edremit Körfezi civarında Neojen tortullarının jeolojisini ve hidrokarbon olanaklarını incelemiştir. Bu alanın Ege Neojen havzasının küçük bir kesimini oluşturduğunu, bölgede sadece Küçükkuşu Formasyonunun petrol jeolojisi yönünden ilginç olduğunu belirtmiştir. Büyük çoğunluğu şeylden oluşan birimin Bahçedere alt kesimlerinde gözlenen aragonit bantları içindeki canlı petrol emareleri, istifin çeşitli düzeylerindeki ince-çok ince laminalı şeyllerin bitümlü ve yanıcı olmasının ana kaya özelliğini güçlendirdiğini belirttiğini rapor etmiştir.

Siyako ve ark. (1989): “Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları” isimli çalışmalarında; önemli yükselme ve aşınma olaylarının gerçekleştiği Tersiyer kayaların Biga ve Gelibolu yarımadalarındaki çökelinin dört zaman aralığında gerçekleştiğini saptanmışlardır. Biga Yarımadası'nın iç kesimlerinde, Erken-Orta Miyosen'deki volkanizma ile eş zamanlı karasal bitümlü şeyl, silttaşı, kumtaşı, tuf ve kömürden oluşan karasal birimlerin çökeldiğini belirtmişlerdir. Küçükkuşu formasyonundaki şeyllerin baskın olduğu kesimlerden alınan örneklerdeki toplam organik karbon içeriklerinin % 0,3–1,27 aralığında değiştiği, buna göre formasyonun bölge için hidrokarbon açısından en ideal ana kaya olduğu belirlenmiştir. Ayrıca şeyllerin çatlaklarını dolduran aragonitlerde petrol emarelerinin varlığı gözlenmiştir. Bölgedeki volkanizmanın organik maddenin olgunluğu bakımından olumsuz yönde etkilediğini belirtmişlerdir.

Okay ve ark. (1996): Biga Yarımadası'ndaki metamorfik kayaçların Karakaya Kompleksi'nin temelini oluşturduğunu bildirmişler ve çalışma alanında yaygın olarak izlenen düşük dereceli metamorfik karbonat istifinin Geç Permiyen-Erken Triyas döneminde Gondwana'nın hemen kenarında gelişmiş olabileceğini vurgulamışlardır.

Ayrıca Ezine çevresinde izlenen ofiyolitik kayaçların tabanından alınan örneklerde Ar40-Ar39 metoduyla yaptıkları yaş tayinlerinden ofiyolit yerleşiminin, Erken Kretase'de (118 My-Aptian) gerçekleştiğini bildirmişlerdir.

Aldanmaz ve ark. (2000): Batı Anadolu bölgesinin Eosen çarpışmasını izleyen dönemde kalınlaşmaya uğradığını ve orojenik olarak çökmeye başladığını belirtmişlerdir. Bununla birlikte çarpışmayla ilişkili olarak meydana gelen volkanizmanın ilk evrelerinde (Erken Miyosen <21 My) bazaltik andezitten riyolit bileşimine değişen lavlar ve piroklastik çökeller meydana geldiği belirtilmiştir. Araştırmacılar, Orta Miyosen'deki volkanizmanın açılma havzalarıyla ilişkili olarak meydana geldiği gibi lav akıntıları ve bazalt-andezit bileşimli dayklar içerdiğini vurgulamışlardır. Bunun yanında Erken-Orta Miyosen kayaçları kalk-alkalin ve şoşonitik karakter gösterdiği bildirilmiştir. Geç Miyosen volkanizması (<11 My) açılma zonları boyunca yüzeye çıkan alkali bazaltlar ve bazanitlerle karakterize olduğu tanımlanmıştır.

Okay ve ark. (2001): Geç Kretase-Erken Eosen döneminde Batı Anadolu'nun dört ana tektonik olaydan etkilendiğini ve bunların da dalma-batma, ofiyolit bindirmesi, yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizması ve kıta-kıta çarpışması olduğunu belirtmişlerdir. Geç Kretase'de Türkiye'nin batı kısmı kuzeyde Pontidler, güneyde Anatolid-Torid platformu olmak üzere iki kıtadan oluştuğu bildirilmiştir.

Yılmaz ve Karacık (2001): Araştırmacılar Kuzeybatı Anadolu'nun Neojen evrimini yeni bir haritalama programı esnasında toplanan jeolojik veriler temelinde dayanarak anlatmışlardır. Bölgede; Paleozoyik-Triyas temel üzerine gelen, Neojen sedimanter ve mağmatik kayalardan elde edilen jeolojik tarihçesini belirlemişleridir. Bölgedeki mağmatik faaliyetin şeyl baskın serinin çökmesi ve Erken Miyosen sırasında gerçekleşen gölsel ortamın hakimiyetinden sonra başladığını ve KKD gidişli kırıklar ve faylar içine enjekte olmuş kalk-alkalin ortaç lavların ve piroklastik kayaların bunlara eşlik ettiğini öne sürmüşlerdir. Araştırmacılar, Alt-Orta Miyosen serilerinin, Orta Miyosen'nin sonunda sıkışma rejimi ile deforme olduğunu ve bunları üzerleyen, Üst Miyosen-Alt Pliyosen serilerinin çökelinin KD-GB gidişli graben havzaları ile sınırlandığını ortaya koymuşlardır. Grabenleri sınırlayan faylar, ana yanal atım yer değiştirmesi olan oblik faylar olduğunu belirten araştırmacılar bölgenin yaklaşık K-G gerilme etkisi altında şekillendiğini öne sürmüşlerdir. Miyosen grabenlerinin oluşumu sırasında gelişen

morfolojik düzensizliklerin ise, gölsel serinin çökeline sonlarına doğru gelişen şiddetli erozyon ile yok olduğunu ortaya koymuşlardır.

Yılmaz ve ark. (2001): Biga Yarımadası'nda iki mağmatik grup ayırt etmişlerdir. Oligosen-Erken Miyosen sırasında oluşan ortaç-felsik kalkalkalin topluluk birinci grubu oluşturmuştur. Diğer mağmatik grup ise Geç Miyosen-Pliyosen sırasında oluşmuştur. Bu evre boyunca alkali bazaltlar meydana gelmiştir. Bunların jeokimyasal olarak rift tipi bazaltlara benzerlik gösterdiklerini belirtmişlerdir. Bu evrede Batı Anadolu'da K-G yönlü açılma rejimi altında D-B uzanımlı grabenler gelişmiştir. Biga Yarımadası'nın güneyinde izlenen bazaltik lavlar, Orta Miyosen'den sonra Ege'de genişleme rejiminin başlamasıyla volkanizmanın karakterinin değişmesi sonucu gelişmiş, manto kökenli alkalin bileşimli volkanizmanın ürünü olarak tanımlanmıştır. Sınırlı alanlarda izlenen bu lavlar Edremit grabeninin açılmasını denetleyen D-B uzanımlı fay kuşaklarından çıktığı belirlenmiştir

Kesgin (2002): “Kuzeydoğu Ege kıyı ve deniz alanlarının Tersiyer jeolojisi ve Sedimentolojisi” isimli doktora tezinde Batı Anadolu'da kara alanlarında Miyosen tektonizmasıyla oluşan graben havzalarını incelemiştir. Bu havzaların Alt Eosen'den başlayarak Pliyosen'e kadar uzanan stratigrafisi ve sedimentoloji incelenerek batı uzanımlarında Ege Denizi'ndeki geometrilerinin ve petrol potansiyellerinin ortaya çıkarılmasını amaçlamıştır. Buna göre Saros Körfezi'nin güneyi ve Gökçeada civarında, Edremit Körfezi'nin Küçükkuyu ilçesi açıklarında ve tüm Çandarlı Körfezi alanlarında uygun petrol potansiyeli alanları saptanmıştır. Edremit bölgesinde Küçükkuyu kesitinin orta seviyelerinden alınan örneklerin organik jeokimyasal değerlendirmesinde TOC, S2 ve HI değerleri ve organik madde tipinin amorf olmasının, örneklerden elde edilen organik madde tipi, Tip- III olup, T_{max} ve vitrinit yansıması değerleri, birimin petrol penceresi içerisine girdiğini göstermektedir. Formasyonun ana kaya potansiyeli taşıdığı, ve kerojen tipine göre gaz türetebilme özelliğine sahip olduğu belirlenmiştir.

Çiftçi ve ark. (2004): Edremit Körfezi Civarının Neojen Stratigrafisi ve Hidrokarbon Sistemi isimli çalışmalarıyla bölgede Küçükkuyu Formasyonuna ait yer yer türbiditik özellikler gösteren şeyl ve kumtaşı litolojilerinin Erken-Orta Miyosen yaşlı ve gölsel çökellerden oluştuğunu belirlemişlerdir. Küçükkuyu Formasyonu içerisindeki şeyller genellikle %0,5 ten yüksek Toplam Organik Karbon (TOC) değerlerine sahip Tip II ve Tip III organik maddenin hakim olduğu olduğu potansiyel ana kaya özelliği taşıyan

birimler olduğunu tespit etmişlerdir. Hidrojen İndeksi (HI) değerleri ise yer yer 600 mg HC/gTOC ulaşmaktadır. Bu değerler bölgedeki Küçükkuyu Formasyonuna ait şeyllerin ana kaya potansiyeline sahip olduğunu ortaya koymuşlardır.

Beccaletto ve Steiner (2005): Yaptıkları detaylı yapısal ve sedimantolojik çalışmalarda, Batı Anadolu için; tektonik rejimdeki kısa bir ara ile ayrılan iki aşamalı genişlemeli evrim önermişlerdir. Birinci aşamanın, düşük açılı bir sıyrılma fayı olan Şelale sıyrılma fayının aktivitesi ile belirgin olduğunu ve muhtemelen yayardı gerilmesi ve/veya orojenik çarpışma ile alakalı olduğunu; fay düzleminin, olmayan Çetmi melanji ve Küçükkuyu Formasyonu'nu birbirinden ayırdığını ve Kazdağ Masifi'nin ilk yükseliminde önemli bir rol oynadığını ve Alt Miyosen taban blokta Kazdağ Masifi'nin milonitize olmuş kayaları ile tavan bloktaki metamorfik sintektonik Küçükkuyu Formasyonu'nun, sıyrılma fayının üzerinde tipik küçük bir sıyrılma-üstü havza olarak dikkati çektiğini savunmuşlardır. Kısa bir sıkışma aşamanın, önceki tüm birimleri kesen Pliyo-Kuvaterner basamak şekilli normal faylar ile belirgin olduğunu, kaba ve gevşek sedimanların, fay aktivitesini takip eden dönemde çökeldiğini ve bu yerel sonuçların, tüm Edremit Grabeni için uygulanabilir olduğu düşünmüşlerdir. Çalışmacılar, graben evriminin, muhtemel kısa bir sıkışma safhası ile ayrılmış ve belirgin yapısal ve sedimantolojik yapılar ile ifade bulan iki aşamalı genişlemeye maruz kaldığı sonucuna ulaşmışlardır.

Önceki çalışmalardan kabaca anlaşılacağı üzere Küçükkuyu Formasyonu'nun bölge için potansiyel ana kaya özelliğine sahip olduğu belirlenmiştir. Körfezin güneyinde yapılan bu çalışmada; Küçükkuyu Formasyonu'nun bu alandaki ana kaya karakterizasyonunu ortaya çıkarmak ve formasyonun bölgedeki ekonomik olabilecek alanlarını tespit etmek büyük önem taşır. Bununla beraber elde edilen yeni bulguların önceki çalışmalarla karşılaştırılması, ortak ve ortak olmayan öneri, veri ve sonuçların tartışılması bilimsel açıdan son derece önemlidir.

BÖLÜM 3.

MATERYAL VE YÖNTEM

Çalışma dört aşamadan oluşmaktadır. Bu aşamalar; arazi öncesi büro çalışmaları, arazi çalışmaları, arazi sonrası büro çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları şeklindedir.

3.1. Arazi Öncesi Büro Çalışmaları

Arazi çalışmalarına başlanılmadan çalışma alanı ile ilgili ön jeolojik bilgiler derlenmiştir. Ayrıca çalışma alanına ait 1/10000 ölçekli Ayvalık J17 paftası ve daha detaylı çalışma amacı ile 1/25 000 ölçekli Ayvalık J17-b1, J17-b2, J17-b3 ve J17-b4, paftalarına ait topografya haritaları elde edilmiştir.

3.2. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları sırasında 1/100 000 ölçekli jeolojik ve topoğrafik haritalar kullanılarak çalışma alanının jeolojisi detaylı olarak incelenmiş ve harita üzerine işlenmiştir. İnceleme sahasında daha önce yapılmış 1 /100.000 ölçekli Ayvalık G-3 paftası jeoloji haritası (Akyürek ve Soysal.,1983), 1 /100.000 ölçekli Edremit Körfezi kuzey ve güney alanlarını içeren bölgenin jeoloji haritası (Çiftçi ve ark., 2004) çalışmalardan faydalanılmıştır. Bölgedeki birimlerin sınırları gözden geçirilerek özellikle Küçükkuşu Formasyonu'nun yüzeyleme verdiği alanlarda çalışma amacına uygun olarak ölçülü dikme kesitler hazırlanmıştır. Bu kesitlerin belirli düzeylerinden örnekler alınmıştır. Organik maddece zengin seviyelerin en yaygın ve sürekli olduğu yerlerden alınan dikme kesitlerde çökelim ortamlarını belirlemek ve hidrokarbon ana kaya potansiyelinin saptanabilmesi amacıyla organik jeokimya, birimlerin litolojik özelliklerini belirleme amacıyla da hazırlanmıştır.

3.3. Arazi Sonrası Büro Çalışmaları

İnceleme sahasında daha önce yapılmış çalışmalardaki 1/100.000 ölçekli Ayvalık G-3 paftası jeoloji haritası (Akyürek ve Soysal, 1983). Edremit Körfezi kuzey ve güney alanlarını içeren bölgenin jeoloji haritası (Çiftçi ve ark., 2004) jeoloji haritaları revize edilerek 1/25000 ve 1/100000 ölçekli jeoloji haritaları oluşturulmuştur. Revize edilen jeoloji haritalarından faydalanılarak arazinin üç boyutlu sayısallaştırılmış jeoloji ve

topografik haritasının oluşturulması ArcGIS, AutoCad, CorelDraw ve Globalmapper programları kullanılarak bilgisayar ortamında gerçekleştirilmiştir.

3.4. Laboratuvar Çalışmaları

Çalışma alanında 7 adet ölçülü dikme kesit alınmıştır. Ölçülü dikme kesitler boyunca alınan örneklerin analizleri çeşitli yöntemler ile gerçekleştirilmiştir. Çalışma amacına yönelik arazide yapılan dikme kesitler ve noktasal alınan örnekler ana kayaların belirlenmesine yönelik parametreleri incelenmek amacı ile derlenmiştir.

Çalışma sahasından derlenen örneklerin jeokimyasal amaçlı analizleri Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Petrol Araştırma Merkezinde yapılmıştır. Petrol jeolojisi çalışmaları sırasında incelenen birimlerin jeolojik zamanlarda petrol üretip üretmediği çeşitli organik laboratuvar analizleriyle değerlendirilebilmektedir. Ana kaya değerlendirmelerinde öncelikle incelenen birimlerin yeterince organik madde içerip içermediği değerlendirilir. Bu değerlendirme rutin olarak Toplam Organik Karbon (TOC) analizi ile gerçekleştirilmektedir. Bu analiz sonucunda yüksek oranda organik karbon içeren örneklerde organik jeokimya ve petrografik analizler yapılarak, organik madde türleri ve olgunlaşmaları ile petrol-gaz türüm potansiyelleri belirlenmektedir.

Ana kayaların ticari miktarda petrol üretmeleri için belirli miktarda organik madde içermeleri gerekmektedir. Tortullar içindeki organik madde miktarının yüzdece (%) ağırlığı olarak belirlenen “Toplam Organik Karbon” (TOC) parametresi ile ifade edilir ve kayanın organik maddece zenginliğinin bir ölçüsüdür. TOC değeri düşük olan kayaları potansiyel ana kaya olabilme koşullarını sağlamazlar, bu nedenle ölçümlerde TOC değeri % 0,5 değerinden düşük çıkarsa diğer organik jeokimya analizlerinin yapılmasına gerek duyulmaz.

3.5. Organik Jeokimyasal Analizler

Organik Jeokimyasal Analiz Yöntemleri üç ayrı grupta toplanır. Bunlar;

- **Ana Kaya Analizleri**
- **Petrol ve Bitüm Analizleri**
- **Gaz Analizleri**

3.5.1. Kaynak kaya analizleri

a. Toplam Organik Karbon Analizi

Toplam organik madde analizi kaya örnekleri içerisindeki organik karbon miktarını bulmak için gerçekleştirilir. Bu analiz LECO karbon analiz cihazı ile yapılmaktadır. Bu analiz için seçilen örnekler toz haline getirilir. Toz halindeki numune HCl asit ile yıkanarak içerisindeki kalsiyum ve magnezyum karbonatları uzaklaştırılmış olur. Bu aşamadan sonra örnekler LECO krozeleri denilen bir bölmeye konularak oksijen yardımı ile cihazın fırın kısmında 700-1600 °C sıcaklıkları arasında 70 saniye süreyle yakılır. Ortaya çıkan CO₂ karbon miktarı bilinen bir standartla kalibre edilmiş dedektörler yardımı ile ölçülerek 1 gr örnekteki karbon yüzdesi dijital voltmetreden direkt olarak ölçülür (TPAO, 1993).

b. Piroliz analizi

Kerojen tipinin, organik maddenin olgunluk düzeyinin ve toplam organik karbonun ölçülmesi için uygulanan analiz yöntemidir. Piroliz analizi OİL SHOW ANALYSER (OSA) veya Rock-Eval piroliz cihazıyla yapılır. Kerojen herhangi bir organik çözücüde çözülmediği için ısısal olarak parçalanır. Isısal olarak parçalanma olayına piroliz denmektedir. Piroliz analizinin çalışma prensibi oksijensiz ortamda helyum gazı atmosferinde öğütülmüş numunelerin belli bir sıcaklık programında ısıtılmasına dayanmaktadır. Piroliz olayı (Bölüm 3.7.1)'de ayrıntılı olarak anlatılmıştır (TPAO, 1993).

c. Özütleme analizi

Bu analiz yöntemi kaya örnekleri içerisindeki serbest halde bulunan hidrokarbonları almak amacıyla yapılmaktadır. Toz haline getirilmiş numuneler tartılarak özel ekstraksiyon krozelerine konulur. Krozeler daha sonra soksilet ekstraksiyon düzeneğine konularak belirli bir ekstraksiyon süresince organik çözücüler yardımı ile içerisindeki bitüm çözücü içerisinde toplanır. Daha sonra çözücü azot yardımı ile uzaklaştırılarak kayaktan özütlenen bitüm elde edilir (TPAO, 1993).

3.5.2. Petrol ve bitüm analizleri

a. İnce tabaka kromatografi analizi

Bu analiz tekniğinin petrol ve bitüm örnekleri içerisindeki hidrokarbon gruplarını yüzde olarak tespit etmek amacı ile kullanılmaktadır. Bu gruplar doymuş hidrokarbonlar, aromatikler ve hetero bileşiklere sahip polarlardır.

Petrol veya bitüm örneği 20 mg/ml konsantrasyonda hazırlanarak silikajel ile kaplanmış rod denilen ince kolonlara enjekte edilir. Burada silikajel hidrokarbonları tutucu rolüyle kendine bağlar. Uygun çözücüler kullanılarak tutucu fazdan kurtularak taşınması sağlanan hidrokarbon grupları ayrılmış olur. Rodlar üzerinde sağlanan ayırma sonucunda FID (Alev İyonlaştırma Dedektörü) dedektörü bu grupların yüzdelere tespit eder (TPAO, 1993).

b. Gaz kromatografisi analizi (GC)

Bu analiz petrol ve bitüm örneklerindeki hidrokarbon bileşiklerinin genel olarak dağılımını göstermek amacı ile yapılmaktadır. Analiz sonucu elde edilen kromatogramlardaki piklerin dağılım ve boyları ve pik yüzey alanlarına bakılarak organik maddenin kökeni, tipi ve olgunluk derecesi bakımından bilgi sağlanmaktadır. Bu analiz Agilent 6850 GC cihazında ASTM D 5307-97 (Reapproved 2002)^{e1} metoduna uygun olarak Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Araştırma Merkezinde yapılmaktadır. Gaz kromatografisi analizi yöntemi (Bölüm 3.7.2)' de detaylı olarak anlatılmıştır (TPAO, 1993).

c. Kolon kromatografisi analizi

Kolon kromatografisi analizi özütlemeye sonucu elde edilen petrol ve bitüm örneklerinden hidrokarbon gruplarını ayırtmaktır. Ayırılan hidrokarbon grupları gaz kromatografisi-kütle spektrometresi için hazırlanmış örnekleri oluşturmaktadır. Hidrokarbon gruplarını elde etmek için laboratuarda üç aşama uygulanır. Bu aşamalar ve elde edilen gruplar aşağıdaki gibidir.

Alümina silikajel kolan ile doymuş ve aromatik hidrokarbonlar birbirinde ayrılır, bakır kolon ile aromatik hidrokarbonların içerisindeki elementler kükürt uzaklaştırılır, alümina kolon ile mono-, tri aromatikler elde edilir. Elde edilen doymuş hidrokarbonlar özel bir moleküler eleme ile dallanmış ve halkalı alkanlar elde edilir (TPAO, 1993).

d. Gaz kromatografisi kütle spektrometresi analizi (GC-MS)

Bu cihazın organik jeokimya kullanım amacı, petrol-petrol, petrol-kaynak kaya denetirmeleri ve organik maddenin olgunluk derecesini belirlemek için veri elde etmektir. Elde edilen veriler moleküler bazda olduklarından dolayı oldukça güvenilirdir. Cihaz gaz kromatografisi ile kütle spektrometresinin bir ara yüz ile birbirine bağlanması şeklinde çalışmaktadır. Hazırlanan örnekler gaz kromatografisi kolon bölümüne verilerek kolon içerisinde bileşenlerine ayrılır. Bileşenler kolon içerisinde helyum gazı vasıtasıyla taşınarak kütle spektrometresine gelir. Bu bölümde oluşturulan elektron demeti ile bombardımana tutulur. Elektronlar kolondan gelen moleküllere çarparak iyonların oluşmasına neden olur. Bunun sonucunda oluşan iyonlaşma ile iyonlar analizör bölümüne girer. Oluşan iyonları ölçmek için değişik tipte iyon analizörleri vardır. Analizörde kütlelerine göre ayrılan iyonlar "electron multiplier" tarafından sayılarak veriler bilgisayara sinyaller halinde ulaşır ve toplam iyon kromatogramları elde edilir. Bu kromatogramlardaki piklerin her biri molekülü temsil etmektedir. Yapılan değerlendirme sonucu petrol ve ekstrakt örneklerin moleküler olarak analizi yapılmış olur (TPAO, 1993).

3.5.3. Gaz analizleri

a. C₁ – C₄ gaz analizi

C₁-C₄ aralığındaki hidrokarbon gazları kantitatif olarak gaz kromatografi cihazında ölçülür. C₁-C₄ aralığında konsantrasyonları bilinen bir gaz standardı ile alet önce kalibre edilir. Kuyulardan teneke kutular içine alınarak hazırlanan örneklerin bu aralıktaki yüzde ppm olarak miktarları ölçülür. Elde edilen parametreler olgunlaşma çalışmalarında kullanılır (TPAO, 1993).

b. C₄ – C₇ gaz analizi

Bu analiz sonucunda petrol ve kaynak kaya korelasyon çalışmalarında kullanılan parametreler elde edilir. C₄-C₇ aralığındaki 28 adet bileşiğin analizleri gaz kromatografi cihazında yapılır. Petrol ve kaya örneği içindeki bu aralıktaki 28 adet bileşiğin miktarları ppm olarak bulunur (TPAO, 1993).

3.6. Organik Petrografik Analizler

Kayalar içindeki katı organik maddenin fiziksel ve optik özelliklerinin incelenmesi amacıyla organik petrografi analizleri yapılır.

3.6.1. Alttan aydınlatmalı mikroskopta analizler

Alttan aydınlatma tekniği ile kerojen slaytlarından SCI (Spor Coloration Index), kerojen tip tanımlaması ve bağıllık bolluklarının (% oran) saptanması ile organik madde kalitesinin test edilmesine (flüoresan özelliği) yönelik çalışmalar yapılır.

SCI analiz tekniği palinomorflarda ısı/derinlik artışına bağlı olarak ortaya çıkan renk değişim evrelerinin tanımlanmasına dayalıdır. Kerojen tip tanımlaması ve bağıllık yüzdelerinin saptanması da SCI analizlerinde olduğu gibi görsel olarak gerçekleştirilir. Organik madde amorf, otsu, odunsu ve kömürsü olarak sınıflanır ve bağıllık oranları tespit edilir.

Flüoresan tekniği mikroskoba monte edilmiş bir flüoresan kaynağından, örnek üzerine gönderilen floresan ışığının yansıtılması özelliğine dayalıdır ve yine görsel olarak test edilen Hidrojence zengin organik maddeler, fakir olanlara göre daha fazla hidrokarbon türetme potansiyeline sahiptirler ve bunlar flüoresan ışık altında açık sarı-turuncu-gri tonlarda renk verir. Bu tip organik maddeler ağırlıklı olarak liptinitlerden (algal-amorf, otsu) oluşur. Dolayısıyla teknik, organik maddenin hidrokarbon oluşturma kapasitesinin test edilmesine yönelik olmakla beraber bir anlamda kerojen tip tayini amacına da hizmet etmektedir.

3.6.2. Üstten aydınlatmalı mikroskopta analizler

Üstten aydınlatmalı mikroskopta ölçümlerden önce yansımaları 0,551 olan safir standart kullanılarak kalibrasyon yapılır. Kalibrasyon ve ölçüm işlemleri kırılma indisi 1,516 olan immersion oil kullanılarak yapılır.

Çalışmalarda kullanılan teknik, vitrinit grubu maserallerin ısı/derinlik artışına bağlı olarak artan oranlarda ışığı yansıtması özelliğine dayalıdır. Örnek üzerine gönderilen ışık demeti, olgunlaşma düzeyinin bir fonksiyonu olarak değişik oranlarda yansıtılır. Yansımaların oranı mikroskoba bağlı elektronik sistemden dijital olarak okunur. Aynı bir örnekte yansıtma liptinitten vitrinite ve son olarak da inertinite doğru artar. Liptinit grubu maseraller en düşük yansıtma sahip, koyu renkli, morfolojileri ile ayırt edilebilen maserallerdir. Vitrinitler gri tonlarda, köşeli-yarı köşeli şekilli ve orta ç yansıtma sahip maserallerdir. İntertinit grubu ise son derece parlak sarımsı-beyaz renkli, köşeli şekle sahip, ve en yüksek yansıtma veren gruptur (TPAO, 1993).

3.7. Uygulanan Analiz Yöntemleri

Çalışma sahasından derlenen numunelere araştırma amacına yönelik olarak çeşitli analiz yöntemleri uygulanmıştır. Bu kapsamda organik jeokimya ve petrografik analiz yöntemlerinden faydalanılmıştır. Petrol Ana Kayasının hidrokarbon potansiyelinin tespit edilmesi için aşağıda verilen tablodaki (Çizelge 1) analiz yöntemleri günümüzde yaygın olarak kullanılmaktadır. İnceleme alanında derlenen numunelerin Ana Kaya potansiyeli hakkında bilgi edinmek amacıyla Rock-Eval (6) Piroliz, Gaz Kromatografisi (GC), Karbon İzotop ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) analizleri gerçekleştirilmiştir.

Çizelge 1. Analiz yöntemleri ve değerlendirilmesi

Kullanılan Yöntemler	Analiz Yöntemi	Organik Madde Miktarı (TOC)	Organik Madde Tipi	Organik Maddenin Olgunluğu	Organik Maddenin Çökelme Ortamı
+	Rock-Eval(6) (Piroliz)	+	+	+	
+	Gaz Kromatografisi		+	+	+
+	Karbon izotop ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$)	Petrol-Petrol, Petrol Ana Kaya Korelasyonu			+
	Vitrinit Yansıması Ölçümü (Ro)			+	

Birimlerin organik madde zenginliğini belirlemek için ölçülü dikme kesitlerden ve noktasal örneklerden elde edilen Toplam Organik Madde Miktarları (TOC) değerlendirilmiştir. Organik maddenin tür ve evriminin, organik madde tipini belirlenmesi amacıyla Rock-Eval Piroliz Analizi yapılmıştır. Ana Kaya potansiyeli bakımından dikkat çeken örnekler için Gaz Kromatografisi analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizlerden elde edilen veriler yardımıyla, incelenen birimlerdeki organik madde miktarları ve türleri (kerojen tipi), olgunlaşma değerleri, petrol-gaz oluşturma potansiyelleri belirlenerek çökelme ortamları hakkında bilgi edinilmiştir. Yapılan incelemeler sonucunda inceleme alanındaki Tersiyer yaşlı birimlerin ana kaya ve organik fasiyes özellikleri hakkında bilgi edinilmiştir.

3.7.1. Rock-Eval (6) cihazı

Organik maddeler oksijensiz ortamda ısıtılmasıyla ortaya çıkan termal (ısısal) parçalanma sürecine piroliz adı verilir.

Ana kayadaki organik madde tür ve evriminin belirlenmesi için, son derece geliştirilen modern laboratuvar analizleri uygulanmaktadır. Söz konusu analizlere Rock-Eval analizleri denmektedir (Espitalie ve ark., 1977). Piroliz analizi toplam organik madde miktarı (TOC), kerojen tipinin ve olgunlaşma düzeyinin belirlenmesi için kullanılan bir tekniktir. Bu analiz Rock-Eval-6 (RE-6) cihazında IFP 160000 (Institut Francais du Petrole) standardı kullanılarak Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Araştırma Merkezinde yapılmaktadır.

Kerojen bir organik çözücünde çözülmediğinden ısısal olarak parçalanır. Bu prensibe dayanarak analiz iki kısımda gerçekleştirilmektedir. İlk kısım piroliz kısmı olup 100 mg öğütülmüş örnek oksijensiz bir ortamda helyum gazı atmosferinde belirli bir sıcaklık programı uygulanarak 600 °C a kadar ısıtılır. Bu ısı kerojen tipine bağlı olarak 850 °C 'ye kadar artırılabilir. İlk kısımda 300 °C deki fırında üç dakikalık zaman içerisinde S1 piki ile kaya içindeki serbest hidrokarbonlar (mg hidrokarbon / g kayaç), dakikada 25 °C lik bir artış ile 300–600 °C arasında ise S2 (mg hidrokarbon / g kayaç) piki ile kerojenin parçalanmasından ortaya çıkan hidrokarbonlar oluşur. Oluşan bu hidrokarbonlar Alev İyonlaştırma Detektörü ile ölçülür. S2 pikinin maksimum olduğu noktadaki sıcaklık, Tmax olup kerojenin olgunlaşma düzeyinin belirlenmesinde kullanılır. 400 °C nin altında ölçülen karbondioksit (S₃CO₂), 500 °C nin altında ölçülen karbon monoksit değeri (S₃CO) ise kayaçtaki organik kökenli karbondioksit miktarını belirtmektedir (Rock Eval (6) Analiz Cihazı).

İkinci kısımda ise hava yardımıyla 400-650 °C değerleri arasında (S₄CO₂), 400 °C değeri üzerinde (S₄CO) kalıntı karbon değerleri ölçülür. Son olarak 600 °C üzerinde mineral karbon (S₅CO₂) değeri ölçülerek işlem tamamlanır (Şekil 5). Yapılan işlemlerden elde edilen veriler sonucunda Çizelge 2' deki değerler hesaplanır.

Çizelge 2. Piroliz sonucu elde edilen veriler

TOC	Toplam Organik Karbon içeriği (% ağırlık)
S1	Serbest hidrokarbonlar (mg HC/g kayaç veya ppm.)
S2	Kaynak kayanın aktüel potansiyeli (mg HC / g kayaç veya ppm.)
S3	Oksijenli bileşenler (mg CO ₂ /g kayaç veya ppm.)
S4	Artık, okside olmuş karbon (mg C/g kayaç)
PC	Pirolize Karbon (% ağırlık)
RC	Kalıntı Karbon = TOC - [0,83(S1+S2) / 10] veya (% ağırlık)
MNIC	(mineral Karbon) = (% ağırlık)
HI	Hidrojen indeksi (HI = S2 x100/TOC); kerojen tipi tayini (mg HC/g TOC)
OI	Oksijen indeksi (OI= S3 x100/TOC); kerojen tipi tayini (mg CO ₂ /g TOC)
PI	Üretim indeksi (PI = S1 / (S1+S2)); kerojen dönüşümü
PY	potansiyel üründür-verimdir (PY = S1+S2) ; kerojen dönüşümü
Tmax	S2 pikinin maksimum olduğu andaki sıcaklık (°C); termal olgunluk

S1 (gram kayaçtaki mg hidrokarbon): Tüm kayaç örneğindeki ısısal olarak alınabilecek serbest HC miktarını göstermektedir (Espitalié ve ark., 1977), (Şekil 5). S1 pik değerleri irdelenirken numunenin yüzeyden alınmış, bozunmuş ve yıkanma etkisine maruz kalmış olması içerdikleri serbest hidrokarbonların uzaklaşmasına neden olabilmektedir. Bu nedenle S1 pik değerleri gerçek değerlerinden düşük veya hemen hemen belirsiz olarak ortaya çıkmaktadır.

S2 (gram kayaçtaki mg hidrokarbon): Ağır serbest hidrokarbonlar ve non-hidrokarbonlar (resin ve asfaltlar) sadece yüksek sıcaklıklarda kırılır ve uçabilir ve S2 piki olarak açığa çıkar (Clementz, 1979). Bu işlem sırasında ayrıca S2 pikinin maksimum sıcaklığı olan T_{max} değeri de ölçülür (Espitalié ve ark., 1977). T_{max} değerleri olgunlaşma değerlendirmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır (Çizelge 3). Eğer S2 piki 0,5'in altında bir değer ise T_{max} değeri genelde güvenilir bir sonuç değildir. T_{max} değeri ayrıca S2 pikinde bulunan serbest ağır hidrokarbonların olmasından etkilenebilir ve oldukça düşük değerler gösterebilir (<400°C) yada işlenmiş organik madde veya tuz iyonizasyonundan dolayı aşırı yüksek (>500°C) değerlerde olabilmektedir (Jarvie ve Tobey, 1999). S2 değeri organik maddenin TOC miktarına, tipine ve geçirdiği ısısal evrime göre farklılık göstermektedir. S2 değeri termal olgunluğu artması ile azalmaktadır.

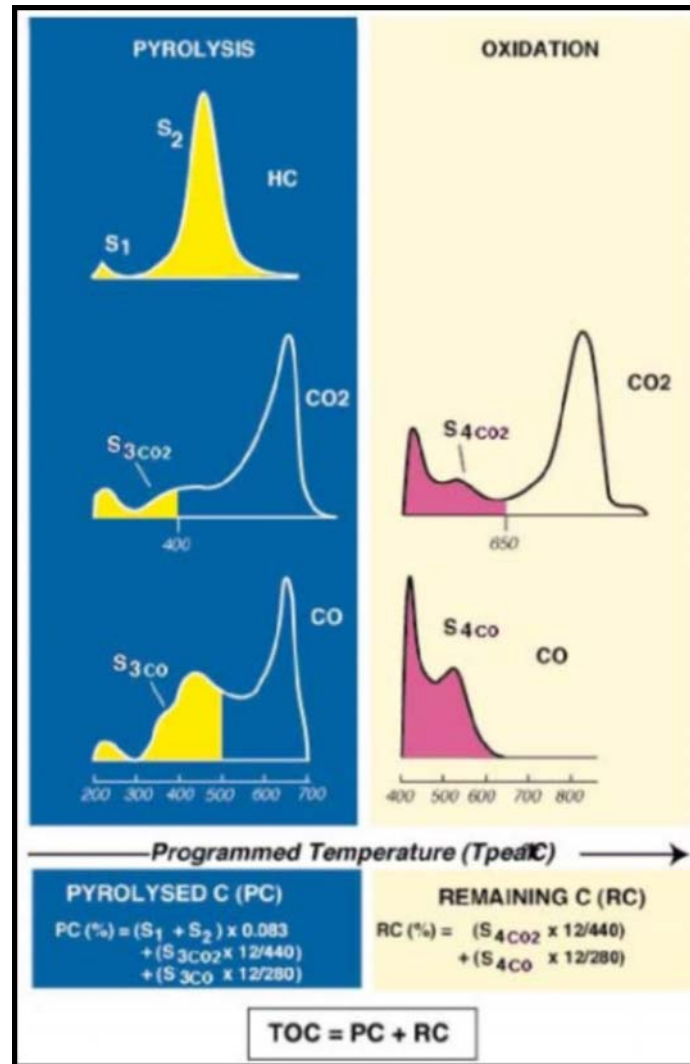
T_{max} değeri ayrıca kerojen tiplerine göre de değişiklik sergilemektedir. Tip I ve Tip II kerojenlerin organik moleküler yapıları Tip III kerojene oranla daha basittir (Çizelge 3), (Espitalié ve ark., 1985).

Çizelge 3. T_{max} ' a göre olgunlaşma değerleri (Espitalié ve ark., 1985)

Tip I	Tip II	Tip III	Olgunlaşma Derecesi
<440	<425 °C	<435 °C	olgunlaşmamış
440-448 °C	425-450 °C	435-465 °C	petrol penceresi
>448	>450 °C	>465 °C	gaz penceresi

S3 (gram kayadaki miligram organik karbondioksit miktarı): Analizi yapılan örneğin içerdiği organik maddenin oksijenli bileşiklerce zenginliğinin ifadesidir (mg CO₂/g kaya). Piroliz sırasında düşük sıcaklıklarda elde edilen pik değeridir (Şekil 5).

S4 (gram kayadaki miligram karbon miktarı): S4 (artık karbon-residual karbon [RC]) değeri, toplam organik karbon miktarını belirlemek için, dönüştürülebilir karbon-convertible karbon (CC) veya piroliz edilen karbon-pyrolysis karbon (PC) miktarına eklenebilir. Kalıntı karbon (RC, mg/g), kerojende bulunan ve hidrokarbon üretme potansiyeli düşük olan karbon miktarını vermektedir (Şekil 5). Toplam organik karbon içindeki RC miktarı kerojen tipine göre sırasıya TipIII>TipII>TipI şeklinde artış göstermektedir (Jarvie and Tobey, 1999).



Şekil 5. Rock-Eval (6) cihazı ile (TOC) değerinin elde edilme yöntemi.

Hidrojen indeksi (HI): mg HC/g kaya olarak kaydedilen S2 pikinin % ağırlık (wt) olarak kaydedilen Toplam Organik Karbon (fTOC %) değerine oranı şeklinde ifade edilmektedir ($S_2 \times 100 / TOC$). Organik maddenin hidrojen içeriği, oluşması muhtemel hidrokarbonun kalitesini kontrol etmektedir, ilerleyen organik olgunlaşma ile HI değerleri

azalmakta, organik madde hidrojen açısından fakirleşmektedir. Genellikle, 200 mg HC/g TOC'nun altındaki hidrojen indeksi değerleri sıvı petrol türetimine yeterli olmayan organik maddeye, 200-500 mg HC/g TOK arasındaki değerleri petrol-gaz türetim özelliğine sahip organik maddeye, 500 mg HC/g TOC'nun üzerindeki değerleri ise sıvı petrol türetim potansiyeline sahip organik maddeye işaret etmektedir (Espitalié ve ark., 1977).

Petters ve Cassa (1994)'ye göre, 50 mg HC/g TOC'nun altındaki hidrojen indeksi değerleri sıvı petrol türetimine yeterli olmayan organik maddeye, 50-200 mg HC/g TOK arasındaki değerleri gaz türetim özelliğine sahip tip III organik maddeye, 200-300 mg HC/g TOC'nun arasındaki değerleri ise karışık petrol-gaz türetim potansiyeline sahip tip II/III organik maddeye, 300-600 mg HC/g TOC'nun arasındaki değerleri ise sıvı petrol türetim potansiyeline sahip tip II organik maddeye, 600 mg HC/g TOC'nun üzerindeki değerleri ise sıvı petrol türetim potansiyeline sahip tip I organik maddeye işaret etmektedir.

Oksijen indeksi (OI): Kerojen içerisindeki oksijen miktarına bağlıdır. S₃ piki değerinin, örneğin toplam organik karbon (% TOC) içeriğine oranının yüzde olarak ifadesidir ve $[(S_3/TOC) \times 100]$ eşitliği ile hesaplanmaktadır (mg CO₂/g TOC). Genellikle S₃ değeri karbonat minerallerinden veya örneğin öğütülmesi işlemiyle oluşabilecek oksidasyondan dolayı diğer Rock-Eval parametreleri kadar güvenilir değildir. Bu değer güvenilir olmadığı durumlarda HI'ne karşı *T_{max}* grafiği kullanılır (Espitalié ve ark., 1977, 1984).

Potansiyel Verim (S₁+S₂): Piroliz analizi ile elde edilen bir diğer parametre potansiyel verimdir. Jenetik potansiyelin veya başka bir deyişle kayaktan türeyebilecek hidrokarbonların toplamının ölçüsüdür (Espitalié ve ark., 1977). Potansiyel verim ile kaynak kaya potansiyeli arasındaki ilişki Çizelge 4'deki gibidir.

Çizelge 4. Potansiyel verim ile kaynak kaya potansiyeli arasındaki ilişki (Espitalié ve ark., 1977)

Potansiyel Verim (S ₁ +S ₂)	
< 2000 ppm	kaynak kaya potansiyeli yok
2000-6000 ppm	orta derecede kaynak kaya potansiyeli
> 6000 ppm	iyi kaynak kaya potansiyeli

Üretim indeksi (PI): Gömülmeye dayalı ısısal evrim sırasında, olgunlaşma öncesindeki toplam hidrokarbon potansiyelinin (S_1+S_2), ne kadarının henüz kayaçtan atılmamış serbest hidrokarbonlara (S_1) dönüşmüş olabileceğinin göstergesidir ve $[S_1/(S_1+S_2)]$ şeklinde hesaplanmaktadır (Espitalié, 1984). PI değeri kayanın içinde hazır halde bulunan sıvı hidrokarbon oranını göstermektedir ve kaynak kayacın olgunlaşması ile beraber artmaktadır (Çizelge 5). Espitalié (1984)'ye göre üretim indeksi değer aralıkları ve karşılık geldiği olgunlaşma seviyeleri aşağıdaki gibidir;

Çizelge 5. Üretim indeksi değer aralıkları ve karşılık geldiği olgunlaşma seviyeleri (Espitalié., 1984).

(PI) Üretim indeksi: $[S_1/(S_1+S_2)]$	
0-0.08	olgunlaşmamış
0.08-0.50	petrol penceresi
> 0.50	gaz penceresi

Bu kapsamda elde edilen veriler kullanılarak Organik Madde Miktarı (TOC), Organik Maddenin Tipi (kerojen tipi), Termal Olgunluk (T_{max}), Üretim indeksi değeri (PI) potansiyel ürün (PY), Hidrojen İndeksi ve Oksijen İndeksi belirlenerek ana kaya potansiyeli oluşturan kayacın jeokimyasal özellikleri oraya çıkarılmıştır.

S1 ve S2 pik değerleri: Sedimanlar içerisindeki organik madde bitümen (organik çözücülerde çözünebilen organik madde), kerojen (organik çözücülerde çözünemeyen organik madde) ve rezidüel (kalıntı) organik madde olarak üçe ayrılmaktadır. Bitümen ve kerojen arasındaki çözünürlük farkı organik moleküllerin boyutları ile doğrudan ilişkilidir (Demirel, 2002).

Bitümen; C1-C40 arasında değişen serbest hidrokarbonlar, ağır hidrokarbonlar ve NSO gruplu resin ve asfaltlenleri içerir. Doğada, kerojen ilerleyen termal süreçlere bağlı olarak parçalanır. Tip I ve Tip II Kerojen hidrojen zengin hidrokarbonları oluşturur. Kayaç içerisinde kalan kerojen ise hidrojen zengin olarak fakirleşir ve bir alt grafitik fazda yoğunlaşır. Böylece kerojenin başlangıçtaki elementer bileşimine bakılarak kerojen tipi ve hidrokarbon türetme yeteneği tespit edilebilir (Demirel, 2002).

Kayaç örneği içerisindeki serbest hidrokarbonlar ve termal olarak elde edilebilen, gaz kromatografi analizlerine göre C75+'a kadar olan hidrokarbonlar S1 pikinde açığa çıkar. (Jarvie ve ark., 2000). Daha ağır olan serbest hidrokarbonlar, resinler ve asfaltanlar daha yüksek sıcaklıklarda buharlaşarak veya parçalanarak S2 pikinde açığa çıkarlar (Clementz, 1979). S2 değeri bize kaynak kayanın günümüzde üretebileceği petrol ve gazın toplam miktarını gösterir. S2 değeri organik maddenin TOC miktarına, tipine ve geçirdiği ısısal evrime göre farklılıklar göstermektedir. S2 pik değeri termal olgunluğun artması ile azalır.

Bu çalışmada organik jeokimya analizi yapılan örneklerin kaynak kaya potansiyel (S2) değerleri, "Humble Jeokimya Biriminin" baz aldığı Çizelge 6'da verilen (Espitalie, 1982)'nin S2 sınır değerlerine göre ve Çizelge 7'de verilen (Peters ve Cassa, 1994)'den alınan olgun olmayan kaynak kayacın petrol potansiyelini (miktarını) tespit etmede kullanılan jeokimyasal parametreler yardımıyla değerlendirilip yorumlanmıştır.

Çizelge 6. Kaynak kaya potansiyeli (S2) sınır değerleri (Espitalie, 1982)

S2 (mg HC/ g kaya)	Potansiyel
0,00-2,00	Zayıf
2,00-5,00	Orta
>5,00	İyi

Çizelge 7. Olgun olmayan bir kaynak kayacın petrol potansiyelini (miktarını) gösteren jeokimyasal parametreler (Peters ve Cassa, 1994)

Petrol Potansiyeli	S1 (mg HC/ g kaya)	S2 (mg HC/ g kaya)
Zayıf	0-0,5	0-2,5
Orta	0,5-1	2,5-5
İyi	1-2	5-10
Çok İyi	2-4	10-20
Mükemmel	> 4	> 20

3.7.2. Gaz kromatografi analizi (GC)

Kromatografi, günümüzde son derece duyarlı ve etkin bir ayırma yöntemi olarak kabul edilmektedir. Kromatografik yöntemlerde, ortak olarak sabit (durgun) faz denilen gözenekli bir katı veya katı yüzeyine kaplanmış bir sıvı faz ve bir de hareketli faz (gaz veya sıvı) bulunmaktadır.

Akış halinde bulunan hareketli bir fazla birlikte numune karışımındaki bileşenler, sabit bir faz üzerinden geçirilir. Bileşenlerin göç etme hızlarındaki farklılıklar sonucu, numune bileşenlerinin birbirlerinden kalitatif veya kantitatif olarak analiz edilebilen farklı bantlar veya bölgeler şeklinde ayrılmaları işlemine kromatografi denilir.

Gaz kromatografisi, fiziksel ve kimyasal özelliklerdeki farklılardan yararlanarak bir karışımı oluşturan bileşiklerin birbirinden ayrılmasıdır. Ölçümlerin kısa sürede ve çok duyarlı şekilde başarılması metodun üstünlüğünü ortaya koymaktadır.

Gaz Kromatografi tekniği petrol ve bitüm örnekleri içerisindeki hidrokarbon bileşiklerinin genel olarak dağılımlarını görmek amacıyla yapılır. Elde edilen kromatogramlardaki pik dağılımları ve boylarına bakılarak organik maddenin tipi ve olgunlaşması hakkında bilgi sağlanır. Elde edilen piklerin her biri bir molekülü temsil etmektedir. Bu tanımlamalar yapılarak petrol ve ekstat örneklerinin moleküler olarak analizleri yapılmış olur. Bu kapsamda inceleme arazisinden alınan örneklerin hidrokarbon bileşiklerinin dağılımına bakılarak petrol ana kayası organik madde tipi, olgunluğu, çökeltme ortamı ve dejenerasyonu hakkında bilgi edinmek için kullanılır. Gaz Kromatografisi analizi sonuçları değerlendirilerek petrol-ana kaya korelasyonu yapılarak petrolün hangi ana kayadan türediği belirlenir.

Gaz Kromatografisinde ölçülen n-alkanlar kullanılarak CPI (carbon preference index) elde edilir. $CPI < 1$ çift karbon numaralı n-alkanların, $CPI > 1$ ise tek karbon numaralı n-alkanların Gaz kromatografisindeki egemen yayılımını gösterir. CPI değerinin 1 değerine yakınlığı organik maddenin olgunluğunu, 1' den küçük değerlerde erken olgun aşamasında olduğunun göstergesidir. Ayrıca karbonatça zengin ana kayadaki organik maddenin analizi sonucu elde edilen 1' den küçük CPI değerlerine sıkça rastlanılmaktadır. CPI'in 1' den büyük değerler ise ana kayanın karasal organik madde tipinden oluştuğunun göstergesidir.

N-alkanlar organik madde tipine bağlı olarak değişim gösterirler. Denizel organik madde tipindeki n-alkanlar'ın karbon numaraları n-C₁₅ ve n-C₁₆ düşük molekül ağırlığa sahiptir. Karasal organik madde tipindeki n-alkanlar'ın karbon numaraları n-C₂₉ ve n-C₃₁ tek numaralı ve yüksek molekül ağırlığa sahiptir.

N-alkanlar iso-alkanlar kadar biyodegradasyona dayanıklı değildir. Pristan/fitan oranı biyodegradasyon ve göç ile değişmediği için iyi bir korelasyon parametresidir. Bu nedenle iso-alkanlar n-alkanların biodegradasyona uğradığı durumlarda kullanılır. Gaz Kromatografisi aynı zamanda Doymuş Hidrokarbonlar grubu içerisindeki iso-alkanların tayininde kullanılır. Jeokimyada kullanılan en önemli iso-alkanlar, C₁₉ karbonlu ve oksitleyici ortam belirteci olan Pristan ve C₂₀ karbonlu ve indirgeyici ortam belirteci olan Fitan'dır. 1' den küçük pristan/fitan oranı hem anoksik (oksijensiz) ortam koşullarını, hemde tuzlu çökeltme koşullarını ve denizel organik madde varlığının belirteci olarak kullanılır. Pristan/fitan oranı 1' den büyük olduğu değerler ise oksik ortam koşullarının varlığı belirleyicidir.

3.7.3. Karbon izotop (¹³C/¹²C) analizleri

20 yıl önce Nier and Gulbransen tarafından yapılan çalışmalarda doğadaki ¹³C / ¹²C oranlarının yaklaşık 1/90 oranına sahip olduğu tespit edilmiştir. Bu çalışmacılar ¹³C / ¹²C oranlarının kireçtaşları, denizel ve karasal bitkiler, atmosferik CO₂ için değişik ve karakteristik değerlere sahip olduklarını saptamışlardır. Tüm denizel ve karasal bitkiler için ¹³C / ¹²C değerleri karbonu sağladıkları kaynak kaya değerlerinden daha düşük değerlere sahiplerdir. Bunun nedeni fotosentez esnasında bitkilerin ¹²C ' yi tercih ederek ¹²C ' ce zengin CO₂ yi bünyelerine alarak bitki yapısının içine katmalarıdır. Bu nedenle bitki içerisindeki ¹²C ' nin artışı bitki için ¹³C / ¹²C oranını azaltarak denklem 3.1' e göre δ ¹³C değerinin negatif çıkmasına neden olmaktadır.

¹³C / ¹²C Standart değeri Güney Calorina Peedee Formasyonunda bulunan belemnite (*Beleninitella*) fosil iskeletlerindeki CO₂ kullanılarak tayin edilmiştir. ‰'lik bu ölçek PDB olarak adlandırılmıştır (Nier ve Gulbreansenç, 1939).

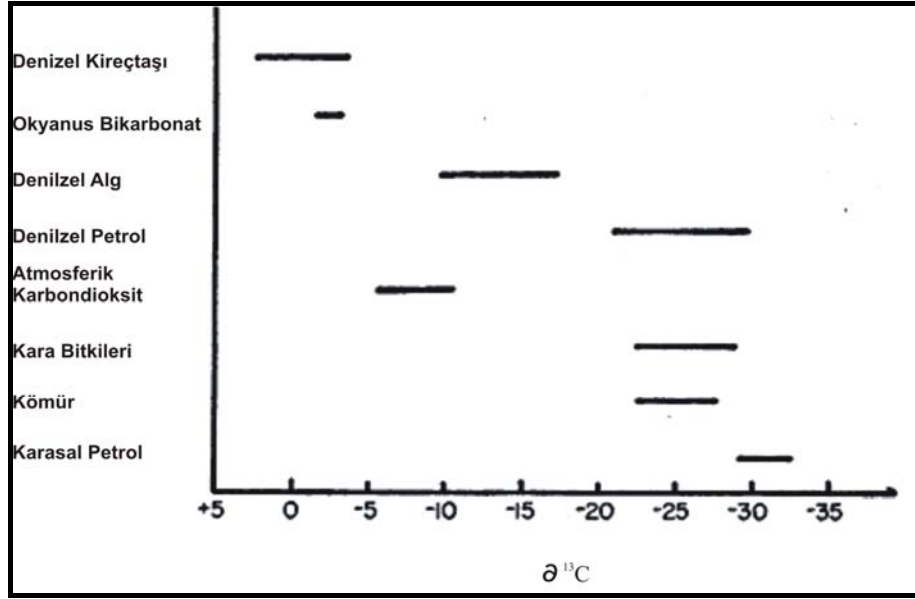
Denklem 3.1. δ ¹³C değerinin hesaplanması

$$\delta \text{ in per mil } (\text{‰}) = \frac{C^{13}/C^{12} \text{ sample} - C^{13}/C^{12} \text{ standard}}{C^{13}/C^{12} \text{ standard}} \times 10^3$$

Fotosentez esnasında bitkilerin ¹²C ' yi tercih etmelerine rağmen ¹²C ' ce zengin CO₂ şartları sağlanmadığında bitkiler serin okyanus sularında çözülebilen ağır karbonca zengin

CO₂ 'yi kullanabilirler ¹³C' ün denizel bitkilerin yapılarına katılırlar. Denizel bitki ve bitkileri yiyen hayvanların ölümleri sonrası çökerek birikmeleri ¹³C ' ce zengin tortulları oluşturabilmektedir. Doğadaki çeşitli karbon rezervlerindeki farklı ¹³C/¹²C gözlenmesinin sebebi bu şekilde açılana bilmektedir (Şekil 6). Karasal karbon rezervlerindeki bu oranlar denizel eşleniklerine göre daha düşük ve negatif yönde uzanım göstermektedirler.

Karbon $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin pozitif yöndeki uzanımı ortamdaki organik maddenin korunduğunu gösterir. Fotosenteze bağlı biyolejik etkinlik sonucu oluşan organik maddelerin giderek azalması relatif olarak $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin artışına neden olur. Bu artışın hafif karbon atom oranlarının gittikçe azalıp, ortamdaki ağır karbon atom değerlerinin yükselmesi ile açıklanabilir. Bu değerlerin yükselmesinin bir diğer nedeni ise çok sığ ve tuzluğun yüksek değerlere ulaştığı basenlerde, biyolejik etkenliğin olmayışı ve atmosferdeki ağır karbon atomlarının CO₂ vasıtası ile basene etkisi ile ilişki kurulabilir. Yapılan birçok çalışmada evaporitasyon ile beraber $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin pozitif yönde uzanımı tespit edilmiştir. Buna ek olarak Karbon $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin negatif yöndeki uzanımı ortamda hafif karbonların kullanıldığını göstermektedir. Bu uzanım ortamın fotosentez ve yaşam faaliyetleri için uygun koşullara sahip olmasıyla ilişkilidir. Karbonat kayalarda diyajenezin ilk evrelerinde meydana gelen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki negatif uzanım, organik maddeden türeyen ağır karbonca zengin CO₂ ' nin tüketilmesi ile ilişkilidir. Tatlı ve meteorik suların etkisi altındaki veya bu kökenden kaynaklı sular ile beslenen basenlerde $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin negatif uzanımı, ortamda yaşam faaliyetleri için uygun, serin ve ılıman koşulların oluşumu ile ilişkilidir.



Şekil 6. Doğadaki çeşitli karbon rezervlerindeki farklı $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ oranları (Park ve Epstein, 1961).

3.7.4. Vitrinit yansıması ölçümü analizi (Ro)

İlk olarak kömür katmanlarının jeotermal tarihçesini tayin etmek amacı ile kullanılmıştır. Bu yöntem günümüzde petrol aramacılığında da yaygın olarak kullanılmaktadır.

Vitrinit yansıması ölçüm tekniği, vitrinit grubu maserallerin gömülme artışına bağlı olarak artan oranlarda ışığı yansıtma özelliğine dayanmaktadır. Yansımanın artış nedeni, vitrinit maseralinin ısı artışına paralel olarak aromatik yapılarının artması ve düzenlenmesi ile bağlantılıdır. Vitrinit maseralinin kullanılma sebebi ışığı yansıtma artışının diğer maseral gruplarına göre daha düzenli olarak gerçekleşmesidir.

Vitrinit yansıması değerlerine göre olgunlaşma değişimi Tissot ve Welte (1978) tarafından bir şu şekilde belirtilmektedir;

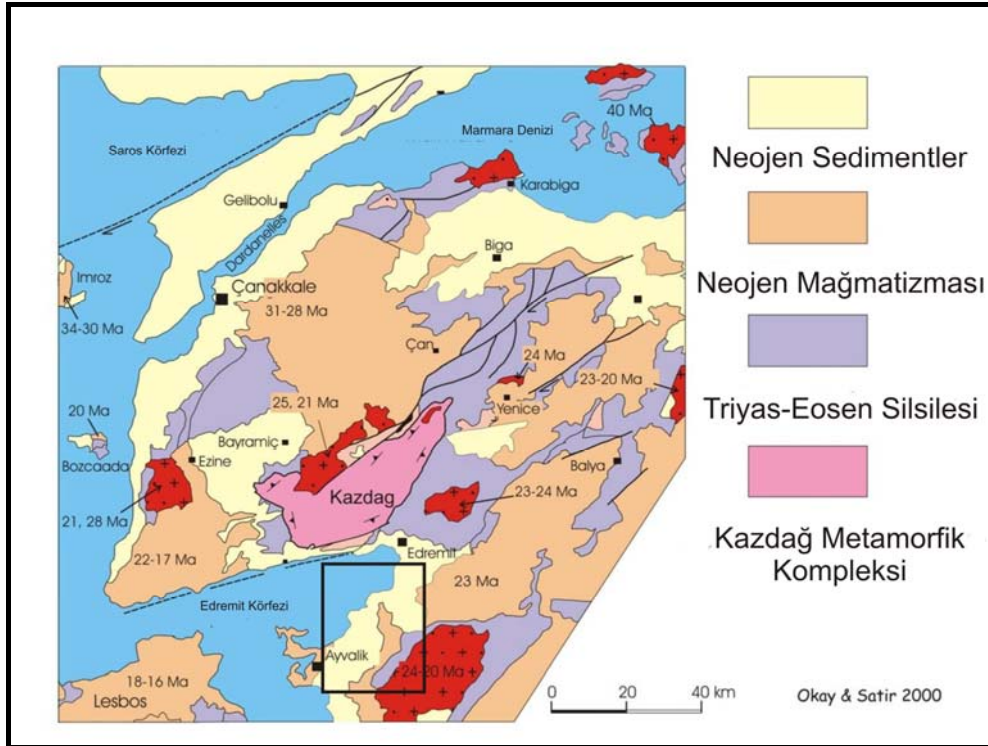
1. Yansıma değeri % 0 – 0,5 arasında olan kayalar; diyajenez aşamasında olgunlaşmamış, (hidrokarbon türevi üretmeyen)
2. Yansıma değeri % 0,5-2 arasında olan kayalar; Katajenez aşamasında olgunlaşmış, (petrol üreten),
3. Yansıma değeri % 2-4 arasında olan kayalar; Metajenez aşamasında aşırı olgun (yalnızca gaz üretmiş).

BÖLÜM 4.

ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

4.1. Bölgesel Jeoloji

İnceleme alanı KB Anadolu'da Edremit Körfezi'nin güneyinde yer alır. Doğuda yer alan Kozak Dağı yükseliminden (1344m) batıya doğru tedricen alçalan bir morfolojiye sahiptir. İnceleme alanının jeolojik birimleri Edremit Körfezi'nin kuzeyinde yer alan Biga Yarımadası'nda yüzeyleyen birimler ile korele edilebilir özellikler gösterir (Şekil 7).



Şekil 7 Biga Yarımadası'nın Jeoloji Haritası (Okay ve ark., 2000 a,b'dan değiştirilmiştir).

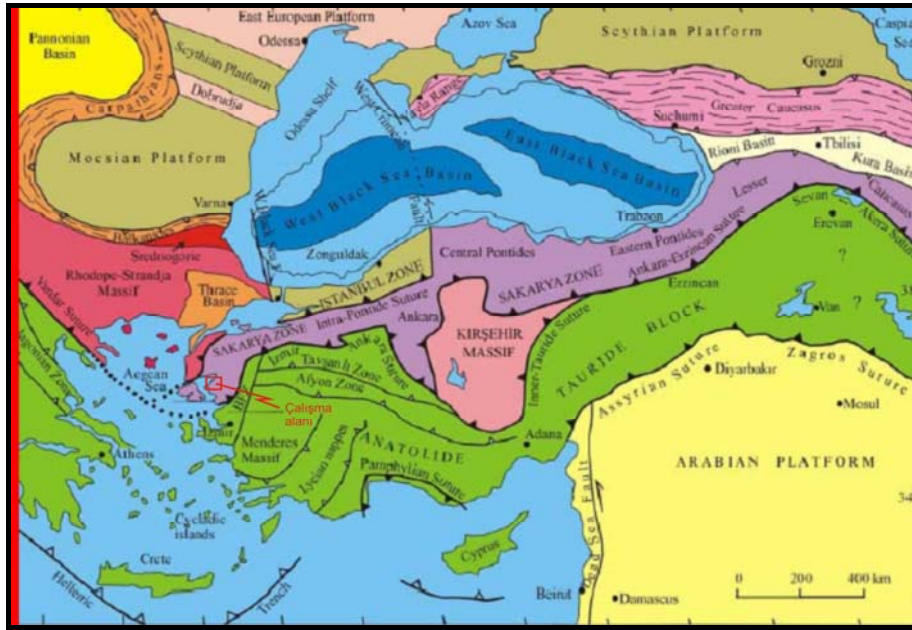
Biga Yarımadası'nın temelini Kazdağı Grubu olarak adlandırılan Paleozoik yaşlı granitoid, metadümit, metagabro, metaharzburjit, piroksenit, amfibolit, gnays, şist ve mermerler oluşturur. Bu kayaçların üzerinde tektonik bir dokanakla, Trias yaşlı spilitik bazalt, diyabaz, gabro, çamurtaşı, çört ve radyolaritlerle yer yer giriklik sunan feldispatlı kumtaşı, kuvarsit, konglomera ve silttaşı ardalanmasından oluşan Karakaya Kompleksi'ne ait kayaçlar yer alır. Jura'da tabanda kumtaşları ile başlayıp, kumlu, sileks yumrulu ve oolitik kireçtaşları ile son bulan bir istif çökelmiş, Üst Kretase'de ise bu birimlerin üzerine ofiyolitik kayaçlardan oluşan bir melanj gelmiştir (Okay ve ark., 1990; Ercan ve ark., 1995; Yaltrak ve Okay, 2004).

Biga Yarımadası'nın Tersiyer evrimi, Orta Eosen neritik kireçtaşları ve bunların üzerine uyumlu olarak gelen andezit ve andezitik tuf ara katkılı Üst Eosen türbiditleriyle başlar (Siyako ve ark., 1989). Oligosen sonunda Biga Yarımadası'nda önemli bir yükselme ve aşınma evresinin ardından yarımada'nın güneyinde Orta Eosen - Oligosen istifi tümüyle aşınmıştır. Bölgede Alt - Orta Miyosen'de volkanik kayalarla eş yaşlı bitümlü şeyl, siltaşı, kumtaşı, tuf ve kömürden oluşan tortullar meydana gelmiştir. Oligosen - Miyosen döneminde kalkalkalen mağmatizma bölgeyi etkilemiş ayrıca andezit, dasit, riyolit ve asidik tüfler geniş alanlar kaplamıştır. Biga Yarımadası'nda volkanizmaya bağlı olarak Üst Oligosen - Alt Miyosen aralığında oluşmuş, genellikle granodiyoritik bileşimli Kestanbol, Evciler, Eybek, Karabiga ve Kuşçayırı gibi sığ sokulumların varlığı bilinmektedir (Ercan ve ark., 1995). Üst Miyosen volkanizması sonlanırken, flüviyal klastikler Gelibolu ve Biga Yarımada'larının kuzeyinde çökelmiştir (Okay ve ark., 1990). Tersiyer' de gerilme tektoniğiyle şekillenen havzalarda genellikle karasal tortullar yoğun bir volkanizma eşliğinde oluşmuştur. Eosen-Üst Miyosen arasında çeşitli dönemlerde meydana gelmiş volkanik kayalar genel olarak; Eosen yaşlı Balıklıçeşme Volkanitleri, Orta - Üst Oligosen yaşlı Çan volkanitleri, Üst Oligosen yaşlı Kirazlı Volkanitleri, Alt -Orta Miyosen yaşlı Behram Volkanitleri, Orta Miyosen yaşlı Hüseyinfaki Volkanitleri ve Üst Miyosen yaşlı Ezine Bazaltı olarak verilebilir (Ercan ve ark., 1995).

Pliyokuvaterner'de Biga ve Gelibolu Yarımadası'nda çakıltası, kumtaşı ve şeyl bileşimli flüviyal çökeller ile gölsel karbonatlar oluşmuş ve az miktarda alkali bazaltik volkanizma meydana gelmiştir (Siyako ve ark., 1989; Okay ve ark., 1990). Bayramiç Formasyonu olarak adlandırılan (Siyako ve ark., 1989) flüviyal birimin en iyi görüldüğü yerlerden birisi Karamenderes çayının kuzeyleridir. Gönen ve Manyas kuzeyinde de geniş yüzlekler veren Bayramiç Formasyonu, genellikle daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuzdur. Yalnızca Çanakkale güneyinde Alçıtepe Formasyonu ile geçişli görülmektedir. Alçıtepe Formasyonu; Gazhanedere ve Kirazlı Formasyonları ile yanal ve düşey geçişli, sığ denizel bir birim olup, kumtaşı, çakıltası, şeyl, marn ve bu birim için karakteristik olan oolitik kireçtaşlarından oluşur (Siyako ve ark., 1989; Ercan ve ark., 1995).

4.2. Tektonik Evrim

Batı Türkiye, Tetis Okyanusunun kapanmasını izleyen Erken Tersiyer zamanında bir araya gelmiş birçok kıtasal parçadan oluşmaktadır (Okay ve ark.,1996). Coğrafik olarak kuzeyde Marmara Denizi, batıda Ege Denizi ve güneyde Edremit Körfezi ile sınırlanmış Biga Yarımadası, jeolojik olarak ise, kuzeyde Intra - Pontid süturu ile İstanbul Zonu'ndan ve güneyde İzmir-Ankara süturu ile Anatolid- Torid Bloğu'ndan ayrılmış ve bu kıtasal parçalardan biri olan Sakarya Zonu (Şengör ve Yılmaz, 1981) içerisinde yer alır (Şekil 8).



Şekil 8. Türkiye'nin ana tektonik kuşakları (Okay ve Tüysüz, 1999).

Sakarya Zonu'nun temeli, Geç Triyas' ta sıralanmış, Paleozoyik granitik ve metamorfik kayalardan oluşan alt topluluk ve Karakaya Kompleksi olarak adlandırılan Paleo - Tetis eklenir - dalma batma birimlerinden oluşan üst topluluk olarak iki tektonik gruba ayrılabilir (Okay ve ark., 1996).

Batı Anadolu'nun tektonik evriminde, Paleo- ve Neo- tektonik olmak üzere iki ana tektonik dönem bulunmaktadır. Paleotektonik dönem, Geç Kretase' den Orta Miyosen'e kadar devam eden yaklaşık K-G yönlü sıkışma dönemini kapsamaktadır. Geç Kretase' de Sakarya Kıtası ile Torid-Anatolid platformları arasındaki Neo-Tetis Okyanusu' nun kapanmaya başlaması ve kıta-kıta çarpışmasının gerçekleşmesiyle litosferde kısalıp kalınlaşma gerçekleşmiş ve bu sıkışma sistemi Orta Miyosen'e kadar sürmüştür (Şengör ve

Yılmaz, 1981; Yılmaz ve ark., 1994). Orta Miyosen'de Güneydoğu Anadolu'da Arabistan Plakası ile Avrasya Plakası'nın çarpışması sonucu K-G sıkışmadan kurtulmaya çalışan Anadolu bloğunun batıya hareket etmesi neotektonik dönemin başlangıcı olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Biga Yarımadası, neotektonik dönem başlangıcından itibaren, Anadolu bloğunun batı-güneybatı yönündeki rotasyonel kaçış hareketinin Ege yayı tarafından karşılanması ile Batı Anadolu'da etkinleşen K-G yönlü gerilmeye bağlı olarak; hem Batı Anadolu Gerilme Rejiminin hem de Kuzey Anadolu Fayı batı uzantılarının etkisiyle deforme olmaktadır. Bu tür deformasyonun ürünleri, düşey atım bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı faylar, bu fay sistemleriyle ilişkili tektonosedimanter havzalar ve doğrultu atımlı deformasyon yapılarıdır. Bölge neotektonik dönemde yoğun tektonizma ve volkanizma etkisinde kalmıştır.

Biga Yarımadası'ndaki ana yapılar birbirlerini izleyen üç tektonik dönemde oluşmuştur. Bunlar sırasıyla; Karakaya Orojenezi, Tersiyer-Alpin Orojenezi ve Geç Tersiyer yaşlı tektonik hareketlerdir (Okay ve ark., 1990). Karakaya Orojenezi'nin ilk evresinde değişik Karakaya Kompleksi birimleri üst üste gelmiş ve kıvrımlanmıştır. Orojenezin ikinci evresinde yapısal istif faylanmalara bağlı olarak kesilmiş ve parçalanmıştır. Çok büyük ölçekte bakıldığı zaman Karakaya Kompleksi, bir bütün olarak, Biga Yarımadası'nın merkezi kısmında melanj türü bir yapı sunmaktadır (Okay ve ark., 1990).

Biga Yarımadası'nda Erken Tersiyer Alpin yapılar, ofiyolitli melanj birimlerinin kıtasal kökenli kayalar üzerine yerleşmeleri olarak saptanmıştır (Okay ve ark., 1990). Geç Tersiyer yapıları ise, Erken Miyosen döneminde başlayan doğrultu atımlı faylanma ve bu faylanmalarla kontrol edilmiş olan ufak gölsel havzaların oluşumudur. Kazdağı, bu doğrultu atımlı faylar arasında günümüzde de yükselimi devam eden bir basınç sırtı olarak belirtilmiştir (Okay ve ark., 1990; Okay ve Satır 2000b).

4.3. Çalışma Alanının Jeolojisi

Çalışma alanında Neojen yaşlı sedimanter ve volkanik kayalar temele ait metamorfik kayalar ve bunlara sokulan plutonik kayalar üzerinde yer alır. Temele ait birimler Karakaya Karmaşığı ve granitoidlerden oluşur.

Karakaya Karmaşığı Edremit Körfezi'nin güneyinde Kozak Dağı civarında yüzeylemektedir. Birim Permo-Triyas yaşlı okyanus içi yay önu çökelleri ile ekzotik kireçtaşı blokları içeren Geç Paleozoyik-Triyas yaşlı yığışım prizmasına ait çökellerden oluşmaktadır (Okay ve ark., 1996). Akyürek ve Soysal (1981) tarafından yapılan çalışmada Alt Triyas yaşlı Halılağa Grubu içerisinde litostratigrafik kaya birimi içerisinde iki formasyon (Çavdartepe ve Kınık) ve üç üye ayırt edilmiştir. Çalışma alanının kuzeyinde Biga Yarımadası'nda "Karakaya Karmaşığı" (Bingöl, 1968; Bingöl ve ark., 1973) olarak adlandırılan kaya türleri bu grubun Kınık Formasyonu ve bakırtepe Volkanit Üyesi ile eşdeğer tutumuşlardır. Kazdağ ve Karakaya Karmaşıkları ile birlikte gözlenen plutonik sokulumlar Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde yerleşmişlerdir. Körfezin kuzeyinde gözlenen Evciler, Kestanbol, Eybekdağ plütonları ile körfezin güneyinde gözlenen Kozak granitik plütonundan 20 ile 28 Ma arasında değişen yaş saptamaları yapılmıştır (Birkle ve Satır, 1995; Fytikas ve ark., 1976; Ataman, 1974; Bingöl ve ark., 1982).

Bölgede Neojen istifin temelinde riyolitik, dasitik bileşimli lav, tuf ve bunlarla ilişkili volkanoklastik kayalardan oluşan gri, pembe ve beyaz renkli kuvars, serisit, klorit karbonat ve opak minerallerden oluşmuş bir hamur içerisinde dağılmış kuvars, plajyoklas, ortoklas ve kısmen kloritleşmiş biyotitlerden oluşan Yürekli Dasiti bulunur. Buldukları alanlarda genellikle Küçükkuyu Formasyonu tarafından üzerlenirler. Küçükkuyu Formasyonu'nun tabanında kırmızı-mor renkli, matriks destekli, kaotik, kötü boylanmış, kötü seçilmiş, çört, metamorfik ve volkanik çakıllardan oluşan, çok elemanlı çakıltaşları bulunmaktadır. Bu çakıltaşlarında volkanikler ve temele ait parçalar yoğun olarak gözlenirler. Kızılyar Konglomerası olarak adlandırılan bu birim çökelinin dik bir yamaç önünde talus ve/veya alüvyal fan niteliğinde başladığına işaret etmektedir. Bu veri bununla beraber Küçükkuyu havzasının kısmen fay kontrollü olarak meydana gelmiş olabileceğini işaret etmektedir (Çiftçi ve ark., 2004). Kızılyar Konglomerası yer yer yoğun alterasyona uğramıştır, Ercan ve ark. (1986) tarafından tanımlanan Yuntdağ Volkanizması'na ait andezit ve tüfler tarafından üzerlenir ve bazaltik andezit bileşimli volkanitlere ait ince

tabakalar halinde riyodasit, andezit, tuf ve lav seviyeleri sedimanlar ile ara katkılar yapmaktadır. Bu volkanik seviyenin üzerinde Küçükkuuyu Formasyonu birimin tipik fasiyesi olan şeyl, silttaşı ve kumtaşı araldanması olarak devam eder

Çalışma alanında Küçükkuuyu Formasyonunu oluşturan istifin alt seviyeleri Yuntdağ Volkanizması'na ait birimlerle ara katkılar yapmaktadır. Formasyonun orta seviyelerinde birim daha çok tipik fasiyesi olan şeyl, silttaşı ve kumtaşı araldanması şeklindedir. İstifin üst seviyelerine doğru gidildikçe kumtaşı, silttaşı içeriği artmakta ve buna ek olarak bölgede etkinliğini tekrar kazanan volkanizmanın ürünleri gözlenmektedir. Çalışma alanında bu volkanik etkinlik sonucu meydana gelen tuf seviyeleri kumtaşı, silttaşı, şeyl seviyeleri ile üst, alt ve ara katkılı olarak gözlenmektedir. Çiftçi ve ark. (2004) yaptıkları çalışmada Küçükkuuyu Formasyonunu üst seviyelerinde gözlenen çakıltaşı, ince-orta taneli kumtaşı düzeylerinin matrisinde tuf içeriği belirgin ve yer yer oldukça yoğun olduğunu belirtmişlerdir. Bu kesimlerde üste doğru gidildikçe tuf oranı yükselmekte ve dereceli olarak Küçükkuuyu Formasyonu Arıklı Tüfü Üyesine geçiş gözlenmektedir.

Çalışma alanında yapılan gözlemler sonucu daha önceki çalışmalarda (Siyako ve ark., 1989; Yılmaz ve Karacık, 2001; Çiftçi ve ark., 2004) bahsedilen Adatepe Kumtaşı'na üye olabilecek nitelikte rastlanmamıştır. Küçükkuuyu Formasyonunu oluşturan kırıntılı birimlerin üst seviyelere doğru çıkıldıkça tane boyundaki artış gözlenirse de Adatepe Kumtaşı Üyesi olarak adlandırılan birimin litolojik özelliklerine sahip kumtaşı arazi çalışmalarında (Edremit Körfezi Güneyi) formasyon içerisinde çok seyrek, üye olamayacak kadar ince seviyelerde gözlenmiştir ve formasyon içerisinde homojen bir yapıya sahip değildir.

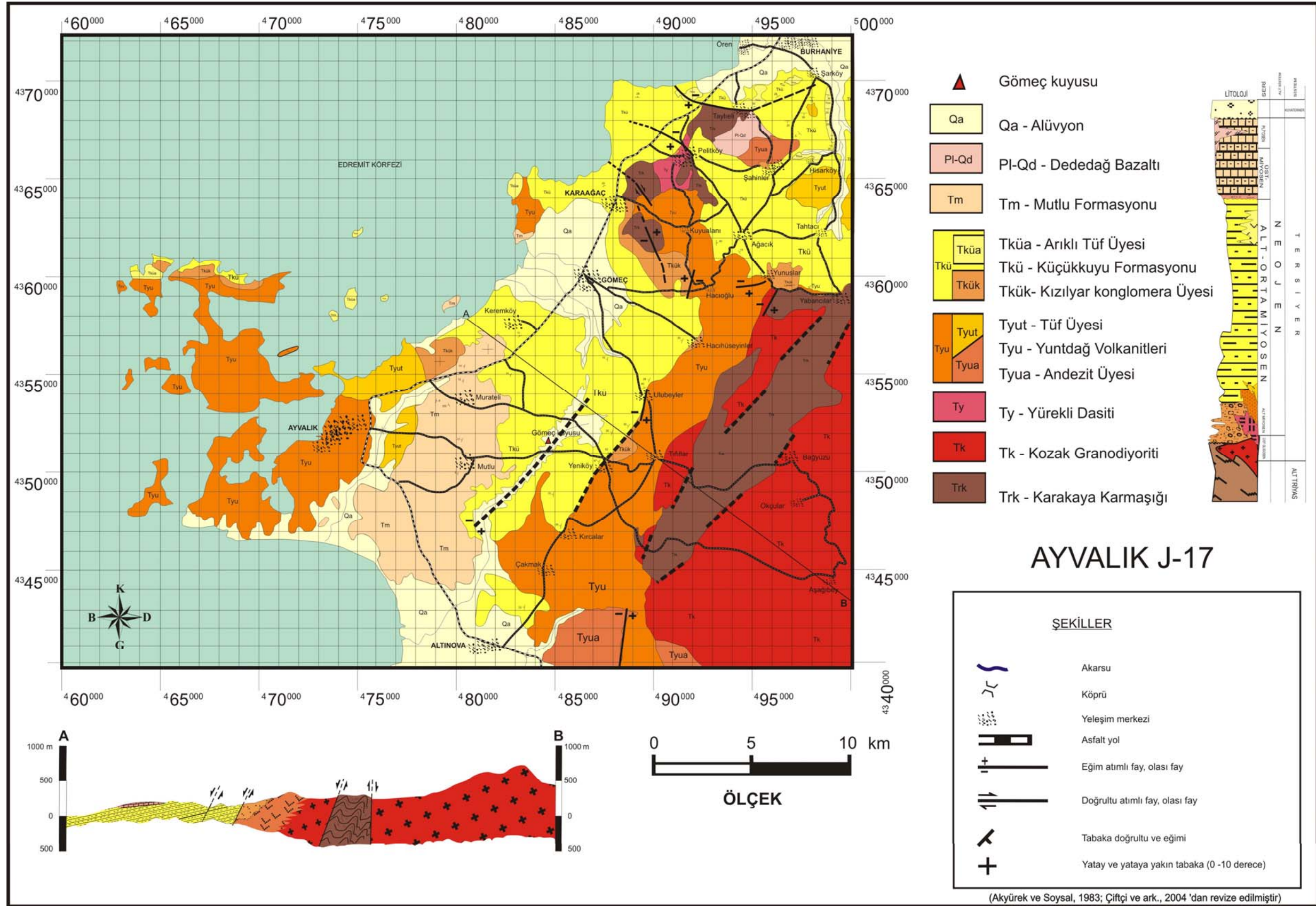
Bölgede Küçükkuuyu Formasyonu üzerine Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı çökeller açısız uyumsuzluk ile gelirler. Bu çökeller Ayvalık ilçesi Mutluköy civarında ve tip kesit kalitesinde yüzlekler vermektedirler, Çiftçi ve ark. (2004) tarafından Mutlu Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Mutlu Formasyonu daha önceki çalışmalarda Siyako ve ark. (1989)'nın tanımladığı İlyasbaşı Formasyonu'nun eşleniğidir.

Çalışma alanında birim yatay yada yataya yakın bir tabakalanmaya, bazı kesimlerde 10 ila 15 derece eğimliler ölçülmüştür. Birim içerisinde kaymaya bağlı slump yapıları gözlenmektedir. Çiftçi ve ark. (2004)'na göre Mutlu Formasyonu Erken-Orta Miyosen

istifinin (Küçükkuyu Formasyonu) üzerine farklı bir çökel döneminin ürünü olarak açılmalıkla uyumsuzlukla gelmektedir.

Çalışma alanında Dededağ Bazaltı tüm Neojen istifini keserek bu istifin üzerine akmıştır (Akyürek ve Soysal, 1981). Dededağ volkanitleri Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı çökellerle yanall geçişlidir. Ercan ve ark. (1986) tarafından yapılan radyometrik yaş tayiniyle Dededağ Bazaltı'nın Pliyosen-Kuvaterner yaşında olduğunu bulmuşlardır. Birim kuzey alanlarda Taştepe Bazaltı ile denestirilebilir.

Çalışma alanında Kuvaterner yaşlı alüvyon istifinin en üstünde uyumsuzlukla gelmektedir. Alüvyon bulunduğu yerlerdeki kaya türlerinin tutturulmamış veya yarı tutturulmuş kaya türlerinden oluşmuştur. Çalışma alanının ölçeksiz stratigrafik sütun kesiti şekil 9, çalışma alanının jeoloji haritası şekil 10'da, Ek-1 ve Ek-2 olarak sunulmuştur.



Şekil 10 Çalışma alanı jeoloji haritası (Akyürek ve Soysal, 1983; Çiftçi ve ark., 2004 'dan revize edilmiştir).

4.3.1. Temel Kayaçlar

Tersiyer yaşlı tüm kayaçların tabanını oluşturan Karakaya Karmaşığı, Edremit Körfezi'nin kuzeydeki Kazdağı Karmaşığı ile tümüyle aynı özelliktedir.

4.3.1.1. Karakaya Karmaşığı (Trk)

Tanım ve yayılım: Birim için değişik araştırmacılar, değişik zamanlarda farklı terimler kullanmışlardır. Bingöl ve ark. (1973). Tersiyer yaşlı birimlerin tabanındaki temeli Karakaya Formasyonu olarak, Akyürek ve Soysal (1981) Karakaya Karmaşığı olarak adlandırmışlardır. Karakaya Formasyonu Şengör ve ark. (1984) tarafından Karakaya Kompleksi olarak yeniden adlandırılmıştır. Bu çalışmada bu adlamaya bağlı kalınmıştır. Karakaya Karmaşığı Kazdağı güneyinde ve Kozak Dağı civarında gözlenmektedir. Kozak Dağı civarında gözlenen birim inceleme alanı sınırları içerisinde J17-b3 paftasının güneydoğu kesiminde BGB-DKD uzanımlı olarak yer almaktadır.

Litoloji: Karakaya Karmaşığı Ege Denizi'nden İran'a (> 1100 km) kadar uzanan (Pickett ve Robertson,2004) ve ilk kez Bingöl ve ark. (1973) tarafından tanımlanan; spilitik bazalt, çamurtaşı ve radyolarit-çört ara katkılı feldspatik kumtaşı, kuvarsit, konglomera ve silt taşından oluşur. Permiyen ve Karbonifer kireçtaşı egzotik blokları ile karakteristiktir (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Biga Yarımadası'nda Karakaya kompleksini; en alt tektonik birimini oluşturan seyrek mermer ve fillit araldanmalı yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metabazit istifinden oluşan Nilüfer Birimi, bunlar üzerinde, Karakaya Kompleksi içinde en yaygın yayılımı olan ve beyaz, açık gri renkli Üst Triyas arkoz ve araldanmalı koyu gri, siyah şeyl ve siltaşlarından oluşan Hodul birimi, bu birim üzerinde büyük bir kısmını sarımsı yeşil, sarımsı kahverengi, kahverengi, çok parçalanmış, çok seyrek tabakalanma gösteren ayrışmış grovaplardan oluşan Orhanlar grovağı, karakteristik olarak grovaplarda içerisinde ince tabakalı, siyah çört ve beyaz silisli şeyl araldanması içeren Orhanlar grovağı üzerinde başlıca spilitik bazik volkanik ve piroklastik kayalardan, spilit ve Üst Permian kireçtaşı bloklu olistostromlardan, grovak şeyl ve seyrek kalsitürbidit, radyolaryalı çört ve pelajik şeyllerden oluşan Çal birimi olarak ayırt etmiştir (Okay ve ark., 1990). Pickett ve ark. (1995) tamamen litolojik verilere dayanarak yaptığı ayırtta Karakaya kompleksi'ni yine dört birime ayırmışlardır. Bu birimler stratigrafik olarak en alttan üste doğru spilitik birim, bazalt-çört-kumtaşı birimi, fillitik birim ve döküntü akması baskın

birimdir. Yaltırak ve Okay (2004) ise Karakaya Karmaşığını alttan üste doğru Fazlıca birimi, Kınar birimi, Kalabak birimi, Nilüfer birimi, Hodul birimi, Tepeoba birimi ve Çal birimi olarak altı farklı birime ayırmıştır.

Karakaya Karmaşığı çok farklı kaya topluluklarını içermektedir. Bunların en önemlileri; metamorfize olmuş kireçtaşları, metavolkanitler ve şist türü kayalardır.

Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık: Birim inceleme alanının tabanını oluşturur. Tersiyer birimlerin tümü Karakaya karmaşığı'nın üzerine uyumsuzlukla gelir ve kalınlıklar farklılıklar gösterir.

Yaş: Bingöl ve ark. (1973) tarafından Orta Triyas, karbonatlara göre Erken Triyas yaşı verilen Karakaya karmaşığı, düşük dereceli metamorfizmaya maruz kalmıştır. Akyürek ve Soysal (1983)'a göre Triyas yaşlı bir topluluktur ve birim Üst Triyasta metamorfizmaya uğramıştır.

Deneştirme: Birim tüm Kuzeybatı Anadolu'da temeli oluşturan geniş bir topluluktur ve kuzeydeki Kazdağ karmaşığı ile deneştirilebilir. Çoğu araştırmacı tarafından Sakarya kıtasına ait ürünler olarak belirtilmiştir.

4.3.2. Tersiyer yaşlı kayalar:

Tersiyer yaşlı kayalar; en altta Üst Oligosen yaşlı bir magmatizmayla başlayan yoğun bir volkanizmayla Alt-Orta Miyosende devam eden çok evreli volkanik etkinlik ile geçişli gölsel birimlerin çökelim dönemi ile temsil edilirler. Bu dönemde çökelen gölsel birimler Küçükkuşu Formasyonu'nu temsil eder. Üst Miyosen-Pliyosen'de ise yine gölsel bir çökelim söz konusudur ve bu dönemde bölgede çökelen birimler Mutlu Formasyonu'nun karbonatça zengin düzelerini temsil etmektedir. Bu dönemde devam eden çökeliimi takiben bunları Pliyosen yaşlı volkanizma keser.

Çalışma alanında ayırt edilen mağmatik kayalar birbirinin devamı şeklinde gelişmiş, hem plütonik hem de volkanik kayaları içermektedir. Arazi de ayırtlanan bu birimler için ayrı bir isimlendirme kullanılmamıştır, literatürdeki isimler kabul edilerek, Kozak Plütunu ve Yuntdağ Volkanikleri adı altında detaylı olarak anlatılacaktır.

4.3.2.1. Kozak Granitleri (Tk)

Tanım ve Yayılım: Kozak dağı çevresinde yüzeylenen birim ilk kez Izdar, (1968) tarafında Kozak İntruzif Masifi olarak adlandırılmıştır. Birim Kozak Dağı çevresinde (J17 ve J18), ayrıca Evciler Graniti olarak Küçükkuyu kuzeyinde (İ17-d1) ve Eybekdağ Graniti olarak Edremit kuzeyinde (İ17-b3) yüzeylener. Kozak Granitleri, çalışma alanının güneydoğu köşesinde J17-b3 paftasında Karakaya Karmaşığı'na ait birimleri kesmektedir. Birim Yuntdağ Volkanitlerini temsil eden andezit, dasit, riyolit, tuf, silisleşmiş tuf ve trakiandezit türdeki volkanik lavlar plütonik kayalarını üzerler.

Litoloji: Beyaz, gri renkli masif, orta-iri taneli, mafik minerallerce zengin granodiyoritlerden oluşan birim felsik minerallerce zengindir.

Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık: Birimin dokanak ilişkilerine bakıldığında Karakaya Karmaşığını keser görünümündedir ve dokanaklarda pişme zonları vardır. Üzerine Miyosen yaşlı birimler uyumsuz gelirler.

Granitler inceleme alanında farklı kalınlıklar sunar. Kesgin (2002) tarafından yapılan çalışmada Biga Yarımadası genelleştirilmiş sütun kesitte Kozak Granodiyoriti ile birebir denestirilebilen Kestanbol Plütonu için kalınlık 500 m, Edremit Körfezi için genelleştirilmiş sütun kesitte Kozak Granodiyoriti ile birebir denestirilebilen Kestanbol Plütonu için 400 m, Bergama Grabeni genelleştirilmiş stratigrafik kesitte Kozak Granodiyoriti için 400 m olarak belirlenmiştir.

Yaş: Tüm Batı Anadolu'da benzer özelliklerdeki bu granitler çeşitli araştırmacılar tarafından farklı adlarla incelenmiştir. Biga Yarımadası'nda Kestanbol, Evciler ve Kirazlı granitleri adları kullanılmıştır. Araştırmacılar Evciler Plütonu için yaklaşık $20,5 \pm 0,2$ My ile $31,1 \pm 1,4$ My arasında değişen yaşlar bulmuşlardır (Birkle ve Satır, 1995; Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay ve Satır, 2000). Elde edilen yaş, 25 Milyon yıl civarındadır. Bu da Üst Oligosen-Alt Miyosene karşılık gelmektedir.

Denestirme: Kozak Granitleri tüm Batı Anadolu'daki Oligosen yaşlı Granitlerle denestirilebilir. Edremit Körfezi'nin kuzey alanlardaki Kestanbol, Evciler ve Kirazlı Granitleri ile birebir denestirilebilir.

4.3.2.2. Yürekli Dasiti (Ty)

Tanım ve Yayılım: Çalışma alanının kuzeybatısında Pelitköy (J17-b1 paftası) civarında yüzeyler. Yürekli Dasiti ile birlikte riyodasit ve riyolitlere de rastlanmıştır. (Akyürek ve Soysal, 1983).

Litoloji: Yürekli Dasiti gri, pembe ve beyaz renkli olup, kuvars, serisit, klorit, karbonat ve opak minerallerden oluşan bir matriks içine dağılmış kuvars fenokristalleri ile idiyomorf ortoklaz ve plajioklaz ve kısmen kloritleşmiş biyotit parçalarından oluşan mineralojik bileşim gösterir (Akyürek ve Soysal, 1983).

Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık: Yürekli Dasiti Alt Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı'nı kesmiş ve Alt-Orta Miyosen yaşlı Küçükkuşu Formasyonu ve Yuntdağ Volkanitleri tarafından üzerlenmiştir. Aynı zamanda birim üzerine gelen formasyonlar ile ve yanal geçişlilik sergilemektedir. Birim Batı Anadolu mağmatik oluşumları beraberinde Kozak Granadioriti'nden sonraki mağmatik etkinliğin ürünüdür (Akyürek ve Soysal, 1983).

Yaş: Yürekli Dasiti'nin yaşı yapılan radyometrik çalışmalarda 16,2-21,5 milyon yıl aralığında olduğu tespit edilmiştir. Bu aralık birimin Miyosen'e karşılık geldiğini göstermektedir (Borsi ve ark., 1972).

Deneştirme: Birim kuzey alanlarda Doyran ve Ezine Volkanitleri içindeki dasitlerle deneştirilebilir.

4.3.2.3. Yuntdağ Volkanitleri (Tyu)

Tanım ve Yayılım: Birim Batı Anadolu'da Alt Miyosen'in başlangıcında etken olan volkanizmanın ürünüdür. Yuntdağ Volkanitleri Aliğa ilçesi doğusunda Yuntdağı'ndan Ercan ve ark. (1986) tarafından tanımlanmıştır (Akyürek ve Soysal, 1983). Çalışma alanının, kuzeydoğu-güneybatı istikamaetinde Şahinler Köyü kuzeyi, Kuyualanı, Hacıoğlu, Yunuslar Köyü güneybatısı, Hacıhüseyinler Köyü güneydoğusu, Ulbeyler Köyü'nün doğusu, Tıfillar Köyü, Yeniköy'ün güneydoğusu, Kırcalar ve Çakmak Köyü'nde yüzeylemeye sahiptir. Birim Ayvalık ve Ayvalık Adaları'nda geniş yayılım göstermektedir.

İnceleme alanında Yuntdağ Volkanitleri altta andezitler (Şekil 11 ve 12) ve üstte tuf ve piroklastikler olmak üzere iki üye altında ayırt edilerek incelenmiştir. Bu çalışmada Yuntdağ Volkanitleri içinde ayırt edilen üyelerin adlamasında Akyürek ve Soysal (1983). tarafından yapılan önceki çalışmalara bağlı kalınmıştır.

Litoloji: İnceleme alanında Volkanitler başlıca 2 kaya grubundan oluşur. Bunlar; lavlar ve piroklastik kayalardır. Çalışma alanında andezit bileşiminde gözlenen volkanitler (Tyua) Yuntdağ Volkanitleri Andezit Üyesi olarak ayırt edilmiştir (Akyürek ve Soysal, 1983). Diğer üye ise Yuntdağ Volkanitleri Tuf üyesi olarak adlandırılmıştır (Akyürek ve Soysal, 1983). Bu kayaların tümü felsikten ortaç (nötr) bileşimli olanlara ve giderek bazik kayalara kadar ulaşan bileşimsel bir dizi oluşturur. Felsik olanlar altta, bazik olanlar ise istifte üstte yer alır. Çökel kayalar ise bu volkanik dizi içerisinde hemen her düzeyde yer alır. Volkanitler çalışma alanında gösel çökelleri oluşturan Küçükkuuyu Formasyonu ile geçişli olarak gözlenmektedir.

Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık: Birim altta Karakaya Karmaşığı'nı ve keserek Yürekli Dasitini üzerler. Yuntdağ Volkanitleri Küçükkuuyu Formasyonu'nun altında, üstünde bazen de lav akıntıları ve tüfit düzeyleri şeklinde içinde gözlenir. Küçükkuuyu Formasyonu volkanitlerle uyumlu, girik ve geçişlidir, en üstte de açısız uyumsuzlukla Mutlu Formasyonu gelir. Kalınlık geniş bir alanda yüzeylendiği için farklılıklar sunar. Yuntdağ Volkanitlerini oluşturan etkinlik Küçükkuuyu Formasyonunun tabanında bulunan Kızılyar Konglemerası oluşumundan önce başlamış ve Küçükkuuyu Formasyonunun çökelim süresince devam etmiştir. Geniş bir alanda yüzeylendiği için farklı kalınlıklar sunar (Akyürek ve Soysal, 1983).

Kesgin (2002) tarafından yapılan çalışmada Yuntdağ Volkanitleri ile birebir deneştirilebilen Ayvacık Volkanitleri için kalınlığı 400m, Akyürek ve Soysal (1983) yaptıkları çalışmada Edremit Körfezi için yaptıkları genelleştirilmiş sütun kesitte Yuntdağ volkanitleri ile birebir deneştirilebilen Ayvacık Volkanitleri için kalınlığı 800m olarak belirlemişlerdir.

Yaş: Yuntdağ Volkanitleri İnceleme alanında Miyosen'den önce başlamıştır. Bu volkanik etkinlik Üst Miyosen-Pliyosen' e kadar devam eden değişik evrelerde

gerçekleşerek ürünlerini vermiştir. Radyometrik yaş tayinine göre Alt-Orta Miyosen yaşı belirlenmiştir (Ercan ve ark., 1986).

Deneştirme: Volkanitler; tüm Batı Anadolu'da etken olan Senozoyik volkanizmanın ürünüdürler ve mekanizma ve bileşim tümünde aynıdır. Ancak bölgede değişik zamanlarda çalışma yapan araştırmacılar birime Hallaçlar, Doyran, Ezine, Alibey, Dedetepe, Candağ, Dededağ volkanitleri gibi çok değişik adlamalar yapmışlardır. Ayrıca Yılmaz ve ark. (1997) tarafından bölgedeki çökel ve volkanik kayaların tümüne birden Dikili Grubu denmiştir. Aynı mekanizma ve ürünlere sahip olmalarına rağmen bölgede Alt-Orta Miyosende iki büyük volkanik bacanın Ayvacık ve Yuntdağında olması nedeniyle iki adlama yapılarak, diğer tüm volkanik adlamalar, bu iki adlama altında toplanmıştır (Kesgin, 2002). Bu çalışmada Yuntdağ Volkanitleri, Ayvacık, Çan ve Doyran volkanitleriyle deneştirilebilir.



Şekil 11. Yuntdağ Volkanitleri Andezit Üyesi (BY: Güneybatı, 0495937/4366546-139m).



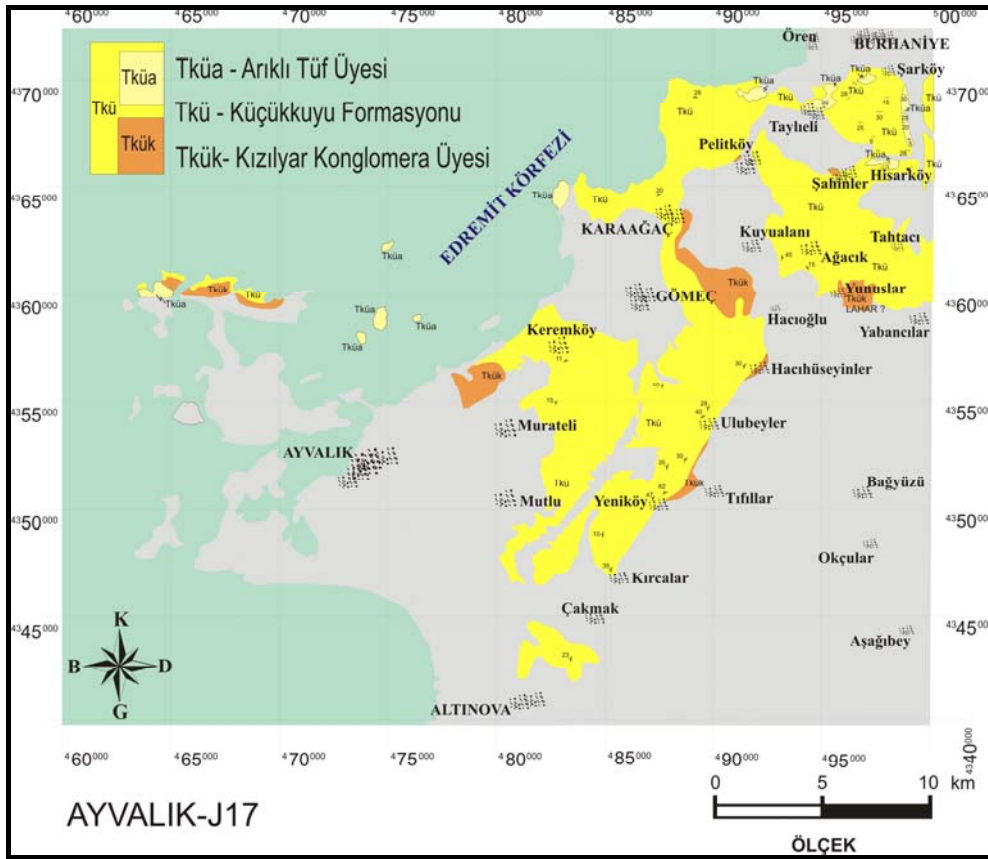
Şekil 12. Yuntdağ Volkanitleri Andezit Üyesi genel görünümü (Ulubeyler Köyü, İnkaya mevki, BY: Güneybatı, 04900025/4354836-145m).

4.3.2.4. Küçükkuyu Formasyonu (Tkü)

Tanım ve Yayılım: Şeyl, kumtaşı, tuf ve çakıltaşından oluşan ve Küçükkuyu beldesi Ayvalık (İ17- d4) civarında en iyi mostralarını veren birim Saka (1979) tarafından Küçükkuyu Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Küçükkuyu Formasyonu Edremit Körfezinin güneyinde ve kuzeyinde Biga Yarımadası'nın farklı alanlarında yayılım göstermektedir. Küçükkuyuda (İ17-d4) Ayvalık doğusunda (J17-b ve J18-al) ve Bergama'da Karalar Köyü civarında (J18-d1) geniş yüzeylemeler sunar. Formasyon içerisinde bolluk sırasına göre şeyl, kumtaşı, tuf ve çakıltası gözlenmektedir.

Edremit Körfezi Güneyi'nde Küçükkuyu Formasyonu yaklaşık 190 km² lik alanda yüzeylemeler sunar (Şekil 13). Edremit Körfezi güneyinde Küçükkuyu Formasyonu çalışma alanının kuzeydoğusunda Ağacık, Hisarköy, Şahinler, Şarköy, Tahtacı Köyleri, civarında ve Çanakkale-İzmir kara yolu üzerinde Karaağaç ilçesi ve Keremköy'de yüzeylemeler vermektedir. Çalışma alanının orta kesimlerinde Hacıhüseyinler, Ulubeyler Köy'ü kuzeybatısında yüzeyleme vermektedir. Çalışma alanının güneyinde Kırcalar ve Yeniköy'ün kuzey ve kuzeybatısında yüzeyleme vermektedir. Çalışma alanının en güneyinde Çakmak Köy'ünün güneybatısı ve Altınova'nın kuzeydoğusunda yüzeylemeye

sahiptir (Şekil 13). Küçükkuşu Formasyonu'nun yayılımı oldukça geniş olmasına rağmen ormanlık ve tarım için ayrılmış arazilerin çokluğu arazi çalışmalarında formasyonu izlemeyi güçleştirmektedir. Bu nedenle arazide birçok alan örtülü olarak gözlenmiştir. Bu olumsuzluğa rağmen formasyonu oluşturan birimlerin kayaç parçaları orman ve tarım arazilerinde kolayca ayırt edilip tanımlanabilmektedir. Aynı zamanda Küçükkuşu Formasyonu'nu oluşturan litolojilerin sarı, açık sarı ve açık gri tonlardaki renkleri ve alçak topoğrafyası arazi gözlemlerinde uzaktan dahi formasyonu ayırt etmek için yeterlidir.



Şekil 13. Çalışma alanında Küçükkuşu Formasyonu'nun yayılımı Edremit Körfezi güneyinde J17-b1, b2, b4 paftalarında yaklaşık 190 km² lik alanda yüzeylemeler sunar.

Fakat çalışma alanındaki bu olumsuzluktan dolayı Küçükkuşu Formasyon için tip kesit verebilecek düzeyler sınırlı ve kesiklidir. Bu kapsamda Formasyonun tanım ve yayılımı incelenirken istifin alt, orta ve üst kesimlerini oluşturan birimlerin litoloji özellikleri aynı kesit içerisinde değil, istifin alt, orta ve üst düzeyleri arazide farklı bölgelerde yapılan kesitlerde incelenmiştir.

Çalışma alanında Küçükkuşu Formasyonu içerisinde iki üye ayırt edilmiştir. Bu üyelerden Kızılyar Konglomera Üyesi (Tkük) altta temel birimlerin üzerilerine yer yer uyumsuzlukla yer yer de sıyrılma fayı dokanak ilişkisi ile gelmektedir. Arıklı Tüf Üyesi (Tküa) ise istifin üstüne doğru tüf seviyeleri ile temsil edilir. Bu çalışmada Küçükkuşu Formasyonu içinde ayırt edilen üyelerin adlamasında Çiftçi ve ark. (2004) tarafından yapılan önceki çalışmalara bağlı kalınmıştır.

4.3.2.4.a Kızılyar konglomerası Üyesi (Tkük)

Küçükkuşu Formasyonu Kızılyar konglomerası Üyesi (Tkük) Küçükkuşu Formasyonu'nun taban kesimini oluşturur. Temele ait çört, şist kayaç parçaları ve volkanik çakıllardan oluşur. Çalışma alanının dışında Biga Yarımadası'nın güneyinde Ayvacık ve Küçükkuşu çevresinde Saka (1979) tarafından Kızılyar Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Çalışma alanında Küçükkuşu Formasyonunun içerisinde Kızılyar Konglomera Üyesi (Tkük) olarak ayırt edilerek haritalanmıştır (Çiftçi ve ark., 2004).

Çalışma alanında birim içerisinde çört, şist ve çeşitli volkanik çakıllar bulunmaktadır (Şekil 14). Birim içerisinde temel kayaçlara ait metamorfik şist parçalarına da rastlanmıştır (Şekil 15). Daha önce Edremit Körfezi'nin kuzeyinde ve Biga Yarımadası'nın güneyinde yapılan çalışmalarda Kızılyar konglomera üyesi içinde şist parçaları tanımlanmamıştır. Birim bölgede sadece Küçükkuşu Formasyonu'nun tabanını değil, aynı zamanda bazı kesimlerde Küçükkuşu Formasyonu içerisinde düzeyler oluşturan akarsu çökelleri olarak gözlenmiştir.



Şekil 14. Kızılyar Konglomera Üyesi (Tkük) içerisindeki volkanik ve temel kayalardan oluşan çakılların görünümü (Yunuslar köyü 1 km doğusu, BY: Güneybatı, 0495684/4360317-186m).



Şekil 15. Kızılyar Konglomera Üyesi (Tkük) içerisindeki temel kayalardan taşınmış şistlerin görünümü (Yunuslar köyü 1 km güneydoğusu (0495684/4360317-186m).

Çalışma alanında Kızılyar Konglomerası temel kayaçları oluşturan Karakaya Karmaşığı üzerine uyumsuzlula gelir. Kızılyar Konglomera Üyesi (Tkük) üzerine Küçükkuyu Formasyonu'nun tipik istifli olan sırası ile orta-ince taneli kumtaşları, şeyl ve karbonatlı siltaşı ardalanmalı olarak devam eder.

Kızılyar Konglomerası Alt Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı üzerine yer yer uyumsuz, yer yer de faylı dokanakla gelir. Alt-Orta Miyosen yaşlı Küçükkuşu Formasyonunun tabanında ve Yuntağ Volkanitlerini oluşturan volkanizmanın Kızılyar konglomerası çökeliminden önce başladığı düşünülmüştür. Bu nedenle Kızılyar Konglomerası Oligosen, Alt Miyosen yaşında olması gerekmektedir.

Kızılyar Konglomera Üyesi, Akyürek ve Soysal (1983)'ın Edremit Körfezi güneyinde yaptıkları çalışmada adlandırdığı Balıca Formasyonu ile deneştirilebilir.

Litoloji: Çalışma alanında gözlenen Küçükkuşu Formasyonu'na ait litolojiler şeyl, karbonatlı silttaşı, tuf, volkanoklastik kumtaşı ve çakıltaşlarından oluşmaktadır. Şeyller yeşilimsi gri, kahverengimsi gri olup ince tabakalı ve laminalı (Şekil 16), kumtaşları ince ve orta tabakalı ve tuf içeriğince zengin olarak gözlenmişlerdir

Formasyon tabanda kötü boylanmış matriks destekli, içerisinde temel ve volkanik birimlere ait çakıllar içeren çok elemanlı çakıltaşları ile başlar. İstif üst seviyelere doğru şeyl-kumtaşı ardalanması, bunların üzerine tuf içerikli kumtaşı ve tuf ile devam eder. Körfezin güney kesimlerinde kumtaşından ziyade karbonatlı silttaşı oranı daha yüksektir.. Silttaşları arasında 0,5 ila 25 cm arasında laminalı gri şeyl seviyeleri yer almaktadır. İstifin en üst düzeylerinde havzanın yavaş yavaş kapanmasından dolayı kumtaşı içeriği artmaktadır. Bu kesimlerde karbonatlı silttaşı ve kumtaşları gözlenmekte ve yer yer ince-orta tabakalı ince taneli sarı ve yeşilimsi, grimsi tonlarda şeyl seviyeleri ara katkıları gözlenmiştir (Şekil 17).



Şekil 16. Küçükkuş Formasyonu'nun ince tabakalı, laminalı organik maddece zengin şeyl tabakalarından görünüm (Ulubeyler köyü 3,5 km kuzeybatısı, BY: Güneybatı, 0488747/4355628-63m).



Şekil 17. Küçükkuş Formasyonu'nun, ince ve orta tabakalı tuf içeriğince zengin kumtaşlarından görünüm (Taylıeli köyü civarı, BY: güney, 0493952/4368715-54m).

İstifin temeline yakın kesimlerde kumtaşları ince-orta tabakalı ve ince-orta taneli olarak gri tonlarda gözlenmektedir (Şekil 18). Edremit Körfezi'nin güneyinde gözlenen ince taneli kumtaşları ince orta tabakalı olup silt ve şeyl düzeyleri içerisinde ara tabakalı olarak gözlenir (Şekil 19).



Şekil 18. Küçükkuyu Formasyonu'nun ince-orta tabakalı ve ince-orta taneli kumtaşlarından görünüm (Ulubeyler köyü 2,5 km kuzeybatısı, BY: Güneybatı, 0488757/4355638-65m). (Ulubeyler köyü 1,5 km güneybatısı, BY: kuzeydoğu, 0488613/4353222-164m).



Şekil 19. Küçükkuyu Formasyonu'nun şeyl, ince-orta tabakalı kumtaşı, silttaşı ardalanmasından görünüm (Ulubeyler köyü 2,5 km kuzeybatısı, BY: Güneybatı, 0488757/4355638-65m).

İstifin alt-orta kesimlerindeki kalın şeyl seviyeleri gri-siyahımsı renkli, sertçe, laminalı ve yaprağımsı dokuludur (Şekil 20). Aynı zamanda istifin alt-orta kesimlerinde 1 ila 5 cm kalınlıkta kömür bantları yer almaktadır (Şekil 21).



Şekil 20. Küçükkuyu Formasyonu'nun organik maddece zengin şeyl tabakalarından görünüm (Ulubeyler köyü 500 m güneyi, BY: Kuzeybatı, 0489780/4353357-157m).



Şekil 21. Küçükkuyu Formasyonu'nun alt-orta kesimlerinde 1 ila 5 cm kalınlığındaki kömür bantlarından görünüm. (Yeniköy' ün 500 m batısı, BY: güneydoğu, 0488860/4351100-160m).

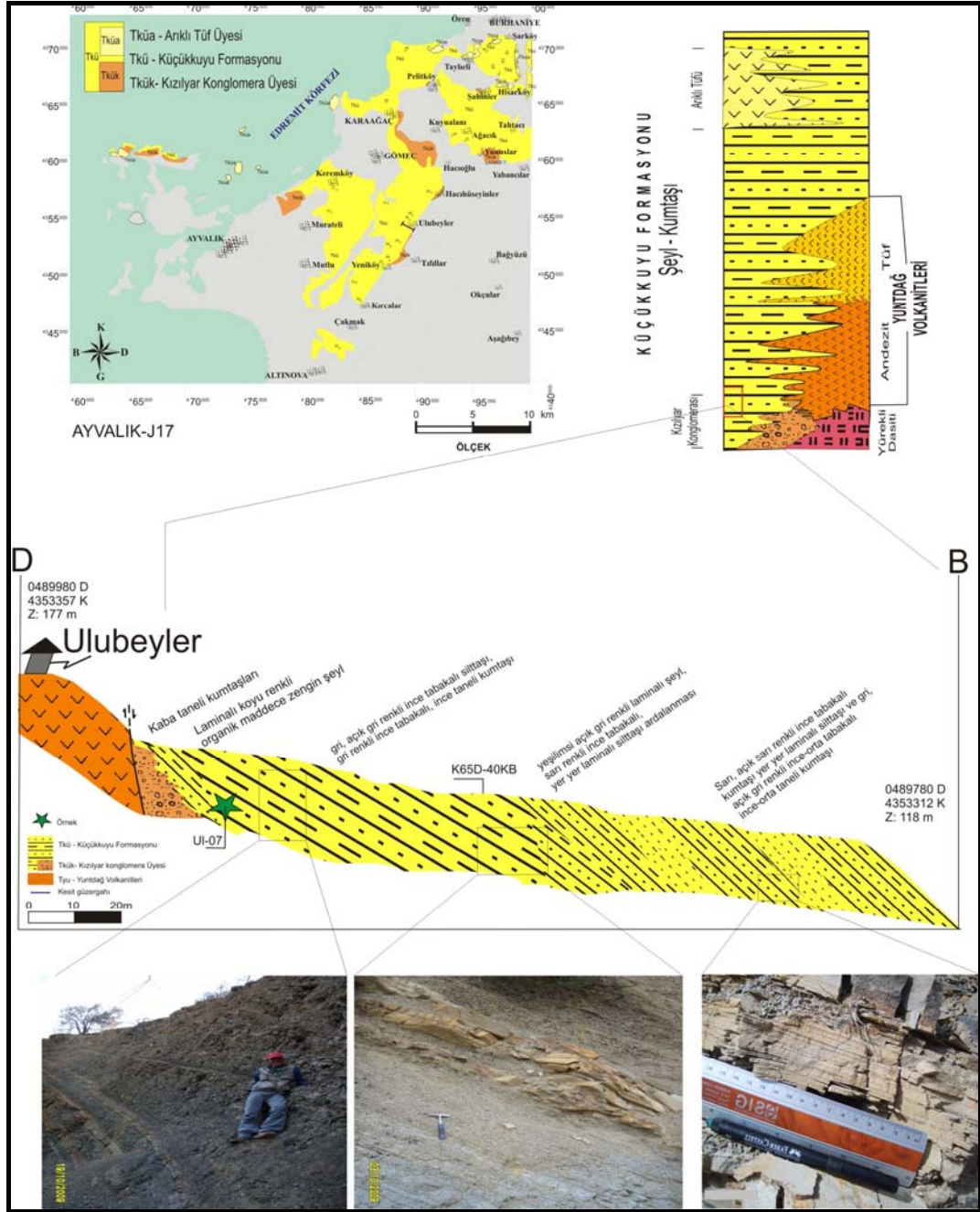
Edremit Körfezi'nin güney kesiminde çalışma alanını güney kısımlarına doğru ilerledikçe havzanın sınırına yaklaşılmışından dolayı kum taşı içeriği oranında artış gözlenmektedir.

Körfezin güney kesimlerinde kumtaşından ziyade karbonatlı silttaşı oranı daha yüksektir. Karbonatlı silttaşları ince–orta tabakalı ince taneli sarı ve yeşilimsi yer yer grimsi tonlarda ve şeyl, ardalanması şeklinde gözlenmiştir. Silttaşları arasında 0,5 ila 25 cm arasında laminalı gri şeyl seviyeleri yer almaktadır.

Çalışma alanında Küçükkuyu Formasyonu içerisinde ölçülü stratigrafik kesitler (ÖSK) yapılarak formasyonun istifsel ve litolojik özellikleri ortaya konmuştur. Çalışma alanında 7 adet (Ö.S.K.) incelenmiştir.

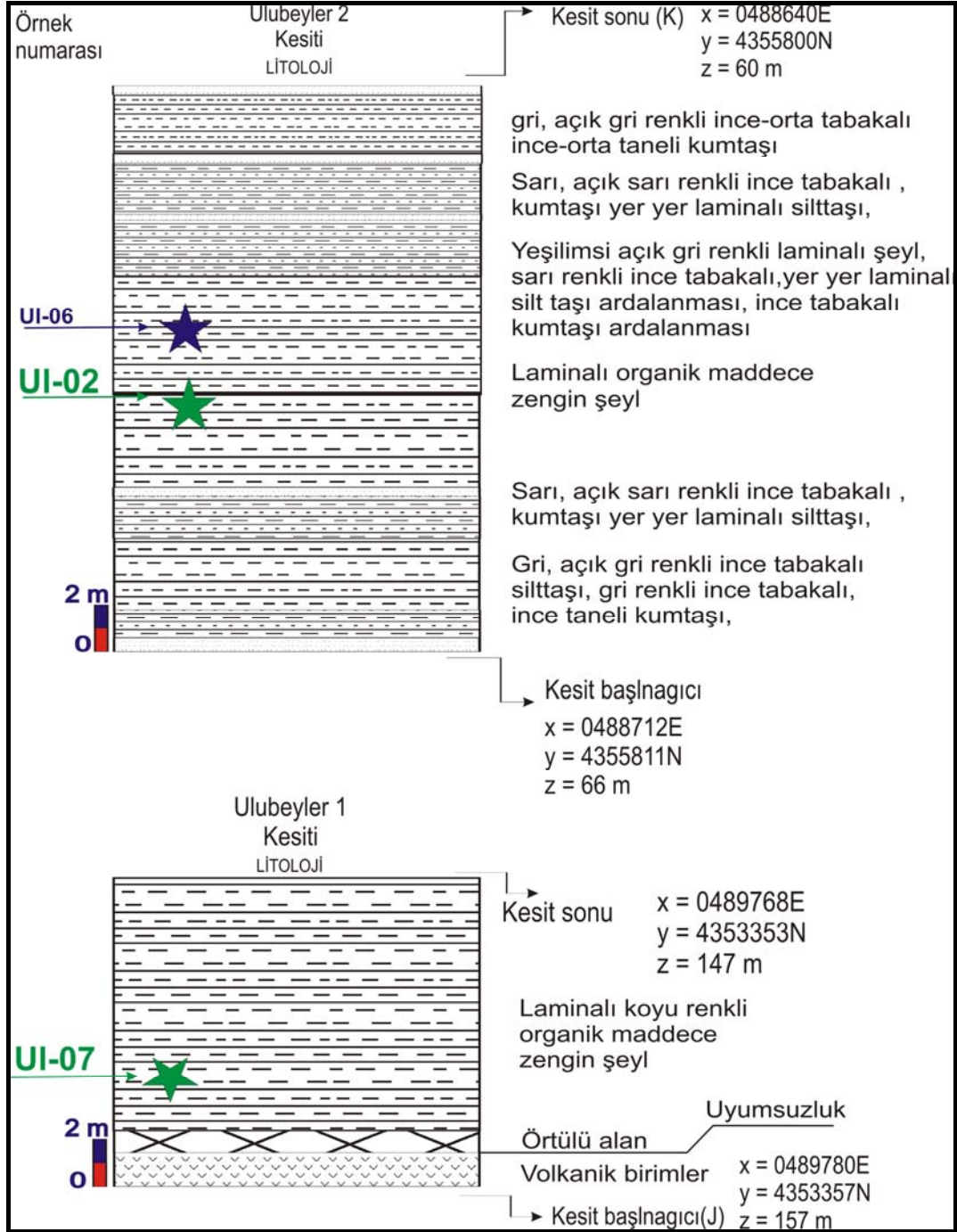
Ulubeyler 1 ve 2 Kesiti: Gömeç-Ulubeyler yol istikametinde Küçükkuyu Formasyonu'nun alt-orta düzeylerini temsil eden yüzeylemede Ulubeyler1 ve Ulubeyler2 kesitleri yapılmıştır. Ulubeyler1 kesiti Ulubeyler Köyü civarında Ulubeyler2 kesiti Ulubeyler Köyü'nden 2,5 km kuzey batıdadır.

Ulubeyler1 kesiti tabanda Yuntdağ Volkanitlerinin üzerine fay kontrollü gelmektedir. Kesit laminalı koyu renkli organik maddece zengin şeyl düzeylerinden oluşmaktadır. Ulubeyler Köy'ü girişinde kumtaşı, kiltası, şeyl ardalanmasından oluşan Küçükkuyu Formasyonu gözlenmiştir. Bu alanda Ulubeyler Köy'ü volkanitler üzerinde bulunmaktadır. Köyün çıkışından itibaren boz renkli kaba taneli kumtaşları ile başlayan istif gözlenmiştir. Bu alandaki ölçülen enine kesit şekil 22'deki gibidir. Fayın konumu yaklaşık K-G olup, fay düzlemi eğimi 70-75 derece civarındadır. Düzlem açık bir şekilde gözlenmemiştir. Ancak volkanitler ile Küçükkuyu Formasyonu arasında topğrafik olarak önemli bir yükselti farkı bulunmaktadır. Ulubeyler1 kesitinden jeokimyasal analiz amaçlı Ul-07 numaralı örnek alınmıştır (Ek-3, şekil 23).



Şekil 22. Küçükkuşu Formasyonu'nun alt-orta düzeylerini temsil eden Ulubeyler Köy'ü doğu-batı istikametindeki enine kesiti.

Ulubeyler2 kesiti tabandan tavana doğru gri, açık gri renkli ince tabakalı silttaşı, gri renkli ince tabakalı, ince taneli kumtaşı, orta düzeylerde yeşilimsi açık gri renkli laminallı şeyl, sarı renkli ince tabakalı, yer yer laminallı silttaşı ar dalanması, ince tabakalı kumtaşı ar dalanması, üst düzeylerde sarı, açık sarı renkli ince tabakalı kumtaşı yer yer laminallı silttaşı ve gri, açık gri renkli ince-orta tabakalı ince-orta taneli kumtaşı tabakalsı ile son bulur. Ulubeyler2 kesitinden jeokimyasal analiz amaçlı UI-02 numaralı örnek alınmıştır (Ek-3, şekil 23).



Şekil 23. Küçükkuyu Formasyonu'nun alt düzeylerini temsil eden Ulubeyler 1 ve Ulubeyler 2 ölçülü stratigrafik kesiti. (Yeşil yıldızlar organik jeokimyasal amaçlı alınan örnekleri, mavi yıldızlar inceleme amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir).

Küçükkuyu Formasyonu'nun orta seviyelerindeki organik maddece zengin şeyl ve ince taneli, ince-orta tabakalı kumtaşı ardalanması genel görünümü şekil 24'deki gibidir.

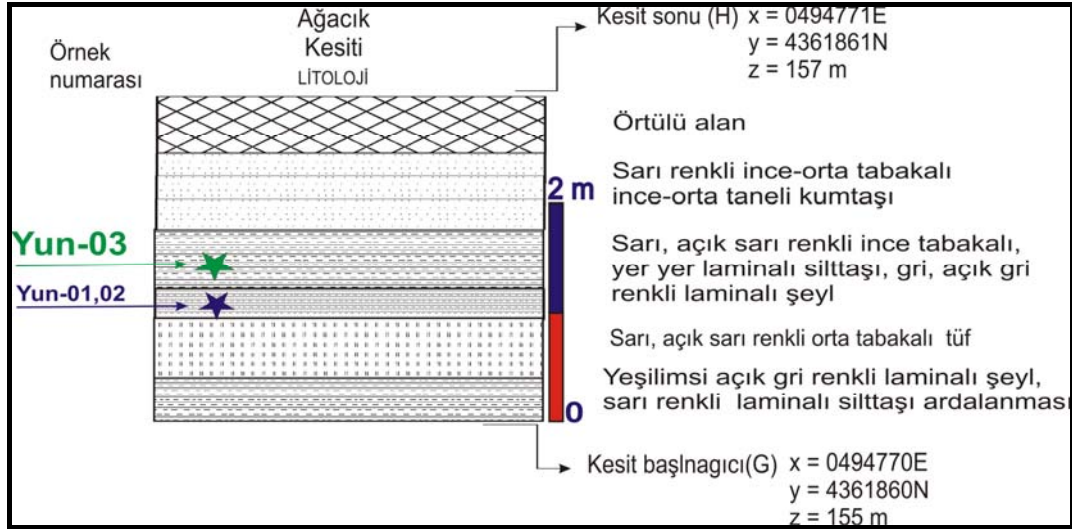


Şekil 24. Küçükkuyu Formasyonu'nun orta seviyelerindeki organik maddece zengin şeyl ve ince-orta tabakalı kumtaşı ardalanmasından görünüm (Ulubeyler köyü 500 m güneyi, BY: Kuzeybatı, 0489780/4353357-157m).

Ağacık Kesiti: Çalışma alanında Ağacık Köyü civarında Küçükkuyu Formasyonu'nun orta kesimlerini temsil eden yüzeylemede Ağacık kesiti yapılmıştır. AG kesiti tabandan tavana doğru yeşilimsi açık gri renkli laminalı şeyl, sarı renkli laminalı silttaşı ardalanması, sarı, açık sarı renkli orta tabakalı tuf, orta düzeylerde sarı, açık sarı renkli ince tabakalı, yer yer laminalı silttaşı (Şekil 25), açık gri renkli laminalı şeyl ve üst düzeylerde sarı renkli ince-orta tabakalı ince-orta taneli silttaşı ve kumtaşı tabakası ile son bulur. AG kesitinden jeokimyasal analiz amaçlı Yun-03 numaralı örnek alınmıştır (Ek-1, şekil 26).



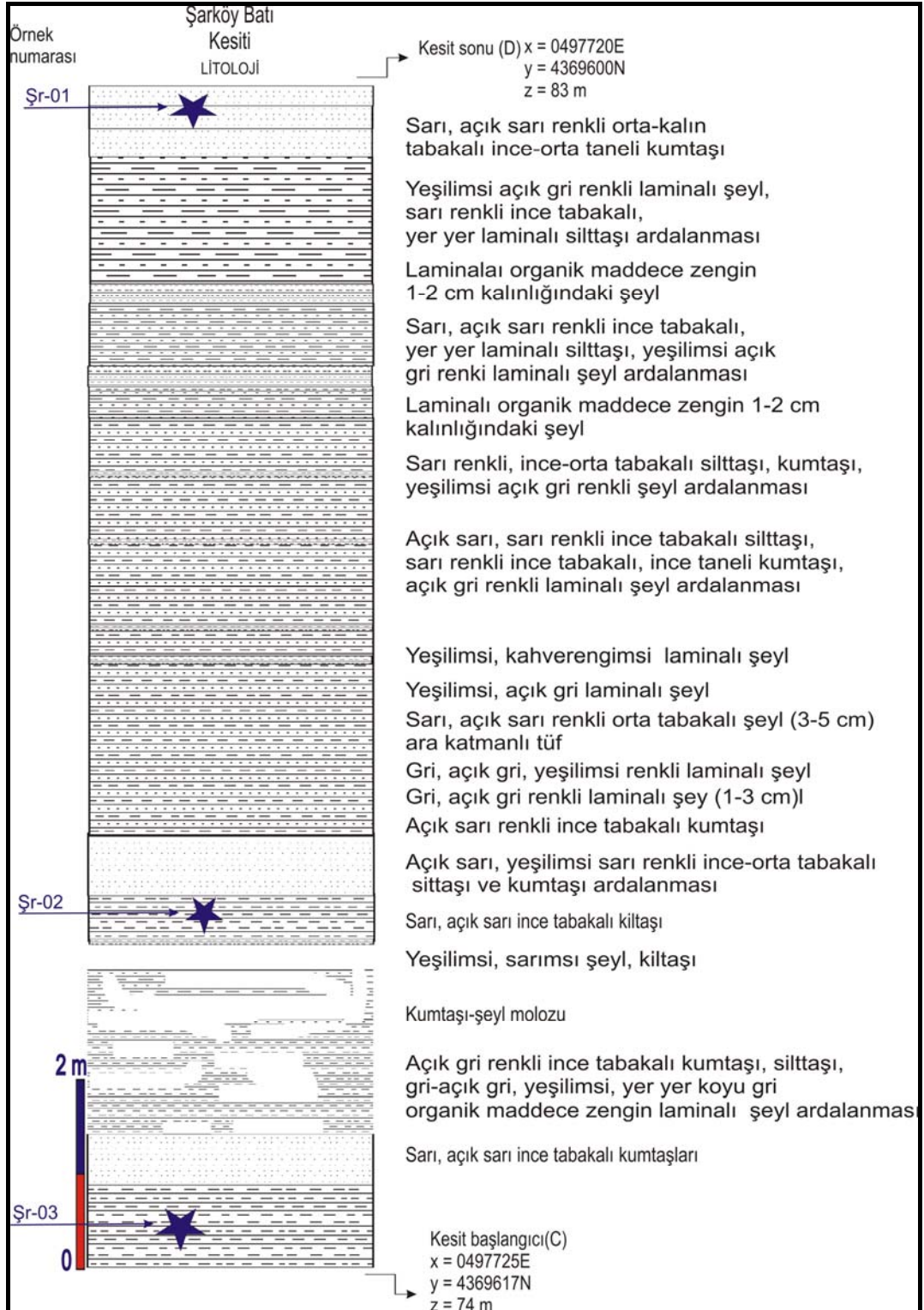
Şekil 25. Küçükkuşu Formasyonu'nun orta düzeylerini temsil eden ince tabakalı şeyl, ince-orta tabakalı silttaşı ve ince tabakalı kumtaşı ardalanmasından görünüm (Ağacık Köy'ü 1 km güneyi, BY: güneybatı, 0494770/4361860-156m).



Şekil 26. Küçükkuşu Formasyonu'nun orta düzeylerini temsil eden Ağacık ölçülü stratigrafik kesiti. (Yeşil yıldızlar organik jeokimyasal amaçlı alınan örnekleri, mavi yıldızlar inceleme amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir).

Şarköy Batı Kesiti: Şarköy-Sahinler yol güzergahında, Şarköy'den 750 m mesafede Şarköy'ün güneybatısında istifin orta-üst düzeylerini temsil eden yüzeylemede Şarköy Batı Kesiti yapılmıştır (Ek-3, Şekil 27). Kesit tabandan tavana doğru sarı, açık sarı ince-orta tabakalı kumtaşları, açık gri renkli ince tabakalı kumtaşı, silttaşı, gri-açık gri, yeşilimsi, yer yer koyu gri organik maddece zengin laminalı şeyl ardalanması ile temsil edilir.

Kesitin alt-orta kesimlerde kumtaşı-şeyl molozu, açık sarı, yeşilimsi sarı renkli ince-orta tabakalı silttaşı ve kumtaşı ardalanması ile devam eder. Orta kesimlerde gri, açık gri, sarı ve yeşilimsi renkli laminalı şeyl, açık sarı, sarı renkli ince tabakalı silttaşı, sarı renkli ince tabakalı, ince taneli kumtaşı, açık gri renkli laminalı şeyl ardalanması şeklinde devam eder.



Şekil 27. Küçükkuş Formasyonu'nun orta-üst düzeylerini temsil eden Şarköy Batı ölçülü stratigrafik kesiti. (mavi yıldızlar inceleme amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir).

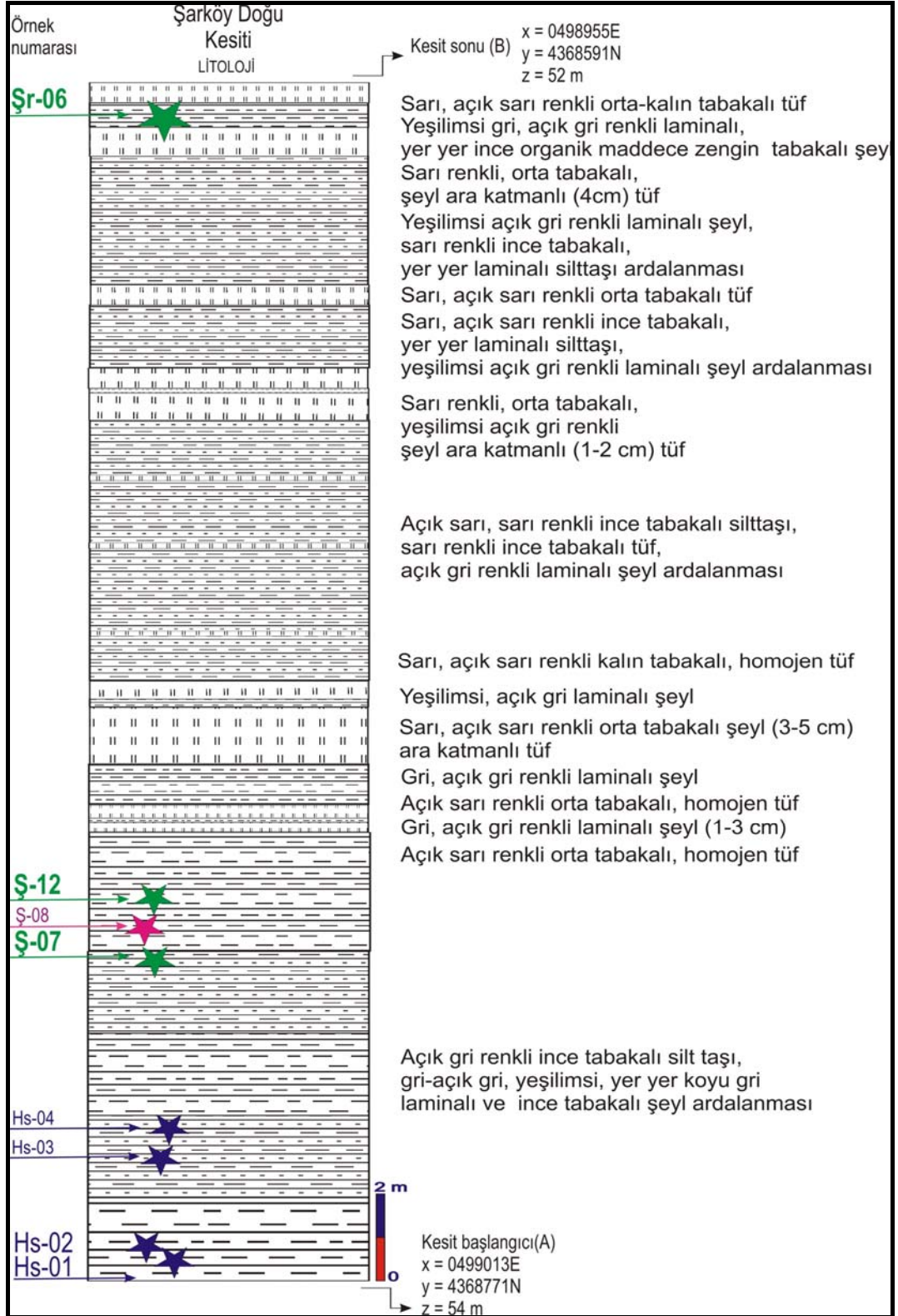
Çalışma alanında Küçükkuş Formasyonu'nu oluşturan istifin üst kısımlarına doğru gidildikçe silttaşı, kumtaşı içeriğinde artış gözlenmektedir (Şekil 28). Kumtaşları orta-kalın tabakalı olarak gözlenmiştir.



Şekil 28. Küçükkuş Formasyonu'nun üst seviyelerine doğru kumtaşı içeriğindeki artışın Şarköy civarındaki görünümü (Şarköy köyü 750 m güneybatısı, BY: Doğu, 0497727/4369609-85m).

Şarköy Doğu Kesiti: Şarköy'den Hisarköy istikametinde birinci kilometrede Şarköy'ün güneydoğusunda Küçükkuş Formasyonu'nun orta-üst düzeylerini temsil eden yüzeylemede Şarköy doğu ölçülü stratigrafik kesiti yapılmıştır (Ek-3, şekil 29). Kesit tabandan tavana doğru açık gri renkli ince tabakalı silttaşı, gri-açık gri, yeşilimsi, yer yer koyu gri laminalı ve ince tabakalı şeyl ardalanması ile başlar.

Şarköy girişinden doğu istikametine gidildiğinde Şarköy-Hisarköy yolunun Karınca deresi ile kesiştiği yerde açılmış olan moloz ocağında (Şekil 30), silttaşı, kilttaşı, kumtaşı düzeylerinden oluşan yaklaşık 50-60 m kalınlığında bir istif gözlenmiştir. Alt kesimlerde kilttaşı, silttaşı oranı fazla iken üst düzeylere doğru kumtaşı ve karbonatlı kumtaşı oranı artmaktadır.



Şekil 29. Küçükkuyu Formasyonu'nun orta-üst düzeylerini temsil eden Şarköy Doğu ölçülü stratigrafik kesiti. (Yeşil yıldızlar organik jeokimyasal amaçlı alınan örnekleri, mavi yıldızlar inceleme amaçlı, pembe yıldız ise ince kesit amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir).



Şekil 30. Küçükkuyu Formasyonu'nun üst düzeylerinde ince-orta tabakalı tuf, ince- orta tabakalı silttaşı ve ince-orta tabakalı kumtaşı, ince tabakalı şeyl ardalanmasından görünüm (Şarköy civarı açılmış moloz ocağı, BY: güneydoğu, 0498630/4368663-65m).

Orta kesimlerde açık sarı renkli orta tabakalı, homojen tuf, sarı, açık sarı renkli orta tabakalı şeyl (3-5 cm), açık sarı, sarı renkli ince tabakalı silttaşı, sarı renkli ince tabakalı tuf, açık gri renkli laminalı şeyl ardalanması ara katmanlı tuf, yeşilimsi açık gri renkli laminalı şeyl, sarı renkli ince tabakalı yer yer laminalı silttaşı ardalanması ile devam eder.

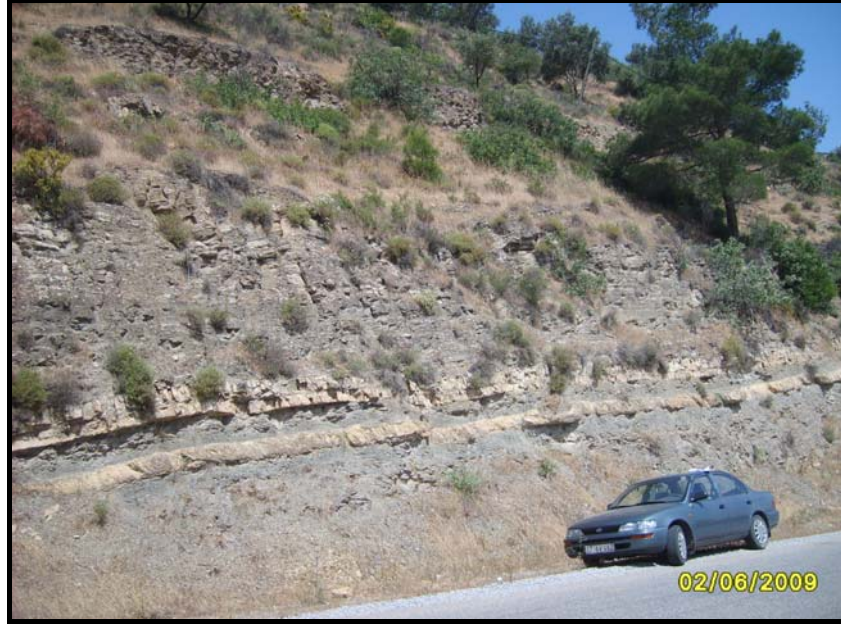
Ölçülen kesitte üst kesimlerde ise sarı renkli, ince tabakalı (4cm), şeyl ara katmanlı tuf, yeşilimsi gri, açık gri renkli laminalı, yer yer organik maddece zengin laminalı şeyl ve sarı, açık sarı renkli orta-kalın tabakalı tuf seviyesi bulunur.

En üst kesimlere doğru silisifiye tuf düzeyleri istifeye dahil olmaktadır. Kilttaşları içerisinde yer yer kömürleşmiş bitki kırıntıları bulunmaktadır. Silttaşı ve kil taşlarının çatlaklarında yer yer jips ve pirit oluşumları gözlenmiştir. Demirli alterasyon istifin hemen hemen her düzeyinde bulunmakta ve pas rengi benekler tüm istif boyunca gözlenmektedir.

İstifte yeşilimsi kilttaşı ve karbonatlı kumtaşları baskın olmakla birlikte çok ince düzeyler (1-2 cm) şeyller bulunmaktadır. Güneye doğru tuf ve tüfitik düzeyler gözlenmiştir. Tuf düzeyi ince taneli kum-silt boyutunda tuf şeklinde olup şeyller ile ardalanmalıdır (Şekil 31), tüfler en kalın olduğu kesimde 1-3 metreye ulaşmaktadır Silttaşı

düzeylerinde paralel laminasyon çok iyi gelişmiştir. Yer yer içerisinde böbreğimsi silttaş yumruları bulunmaktadır.

İstif üst kesimlere doğru sarı, açık sarı renkli ince tabakalı, yer yer laminalı silttaş, yeşilimsi açık gri renkli laminalı şeyl ardalanması, yeşilimsi açık gri renkli laminalı şeyl, sarı renkli ince tabakalı, yer yer laminalı silttaş ardalanması, sarı, açık sarı renkli orta-kalın tabakalı ince-orta taneli kumtaş ile son bulmaktadır (Şekil 32 ve 33).



Şekil 31. Küçükkuyu Formasyonu'nun üst düzeylerinde orta - kalın tabakalı silttaş, karbonatlı kumtaş, laminalı şeyl ardalanmasından genel görünüm (Şarköy köyü 3 km güneydoğusu, BY: kuzeybatı, 0499000/4368672-41m).

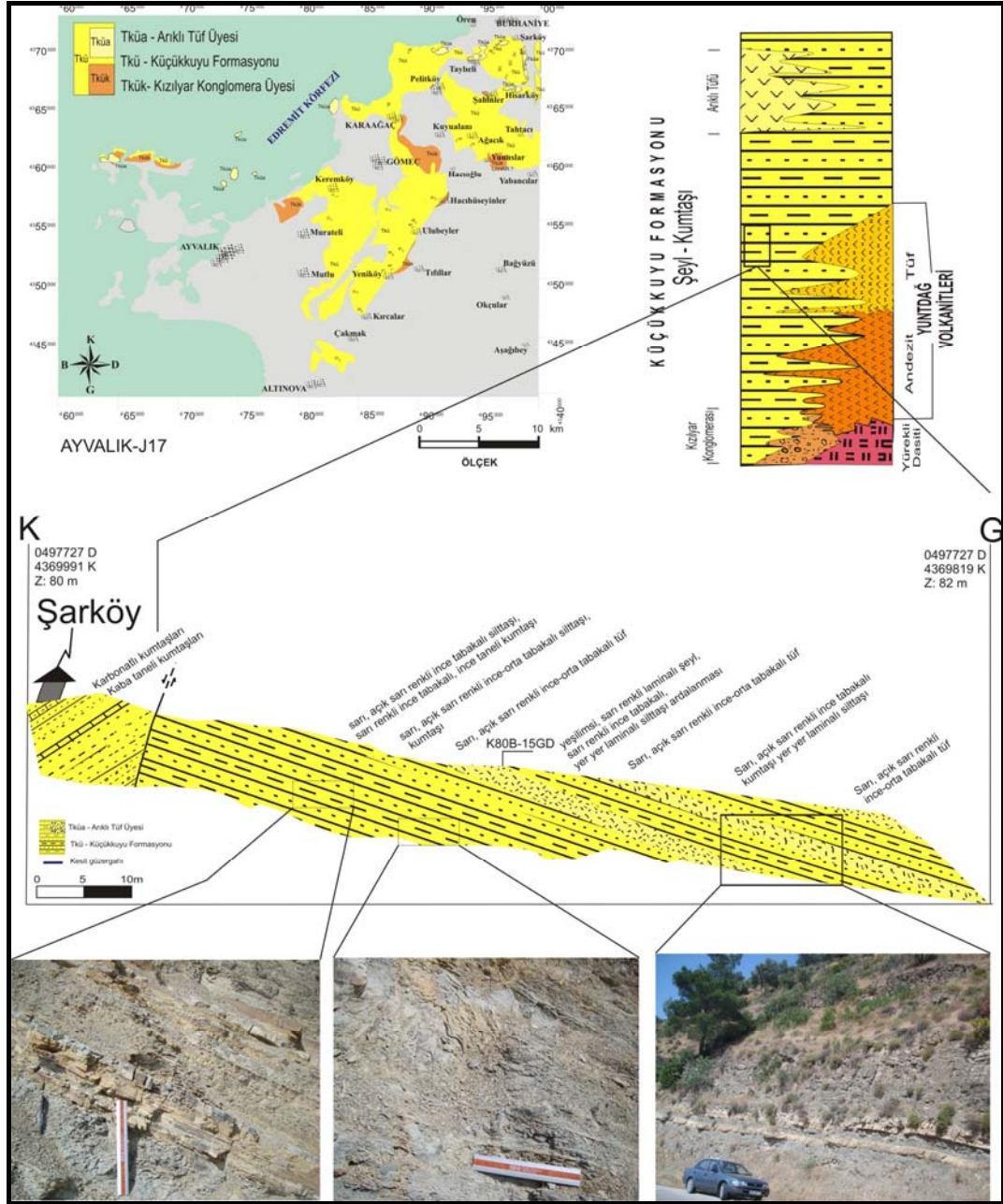


Şekil 32. Küçükuyu Formasyonu'nun üst düzeylerinde orta - kalın tabakalı silttaşlarından görünüm (Şarköy civarı, BY: güneydoğu, 0498630/4368663-65m).



Şekil 33. Küçükuyu Formasyonu'nun üst düzeylerinde ince-orta tabakalı karbonatlı silttaşları, şeyl ardalanmasının görünümü. Silttaşları arasında laminalı şeyl seviyeleri yer almaktadır (Şarköy köyü 2 km güneydoğusu, BY: batı, 0499000/4368775-43m).

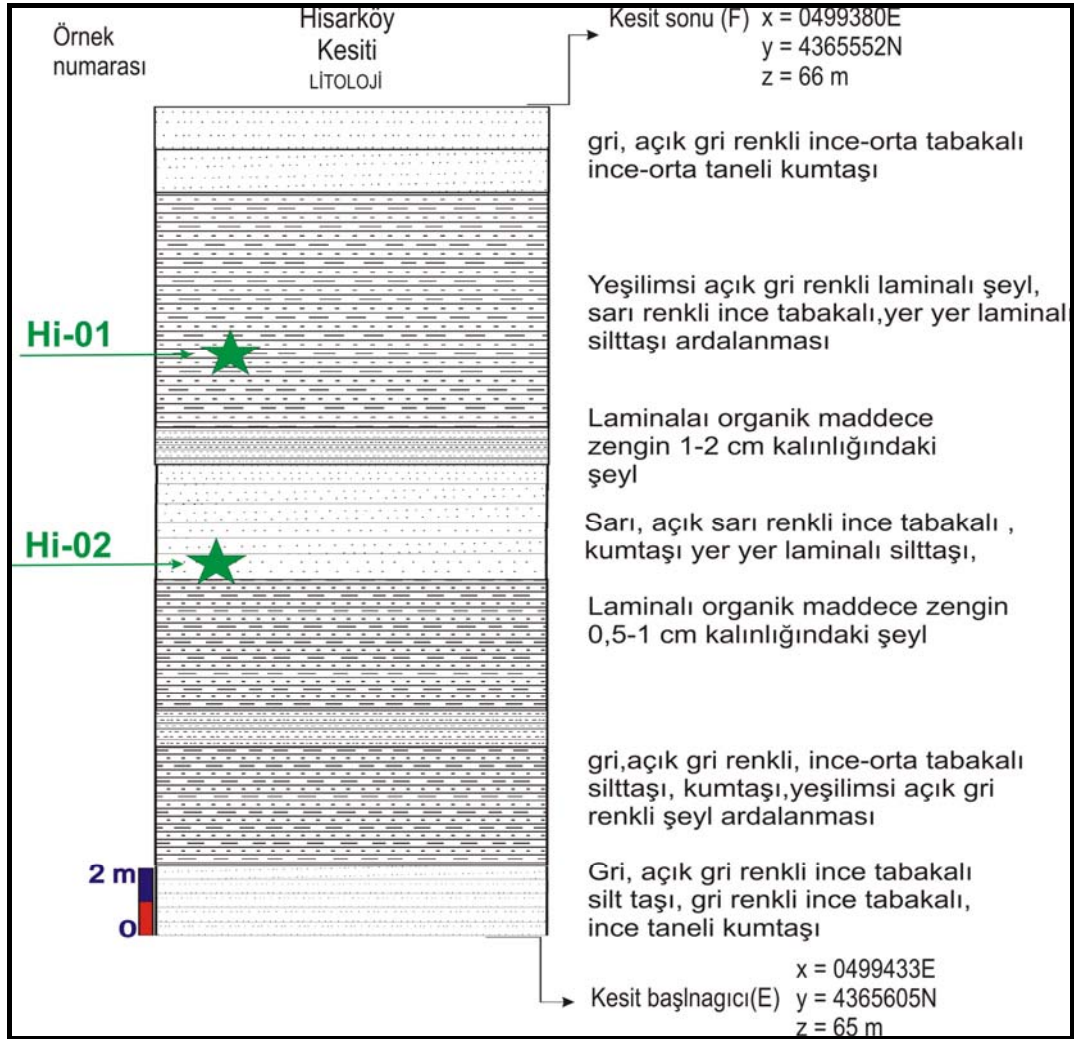
Şarköy'den Hisarköy istikametinde birinci kilometrede Şarköy'ün güneydoğusunda Küçükuyu Formasyonu'nun orta-üst düzeylerini temsil eden yüzeylemede Şarköy doğu enine kesiti yapılmıştır (Şekil 34). Enine kesit kuzey-güney istikametinde olup birim bu lokasyonda çok sayıda normal atım bileşenli faylar ile kesilmiştir.



Şekil 34. Küçükkuşu Formasyonu'nun orta-üst düzeylerini temsil eden Şarköy Doğu ölçülü enine kesiti.

Hisarköy Kesiti: Hisarköy'ün 1 km doğusunda Küçükkuşu Formasyonu'nun üst düzeylerini temsil eden bir yüzeylemede Hisarköy Kesiti yapılmıştır (Ek-3, şekil 35). Kesit tabandan tavana doğru gri, açık gri renkli ince tabakalı silttaşı, gri renkli ince tabakalı, ince taneli kumtaşı, gri, açık gri renkli, ince-orta tabakalı silttaşı, kumtaşı, yeşilimsi açık gri renkli şeyl aralanması, kesitin orta düzeylerinde lamineal organik maddece zengin 1-2 cm kalınlığındaki şeyl, üst düzeylerinde ise yeşilimsi açık gri renkli lamineal şeyl, sarı renkli

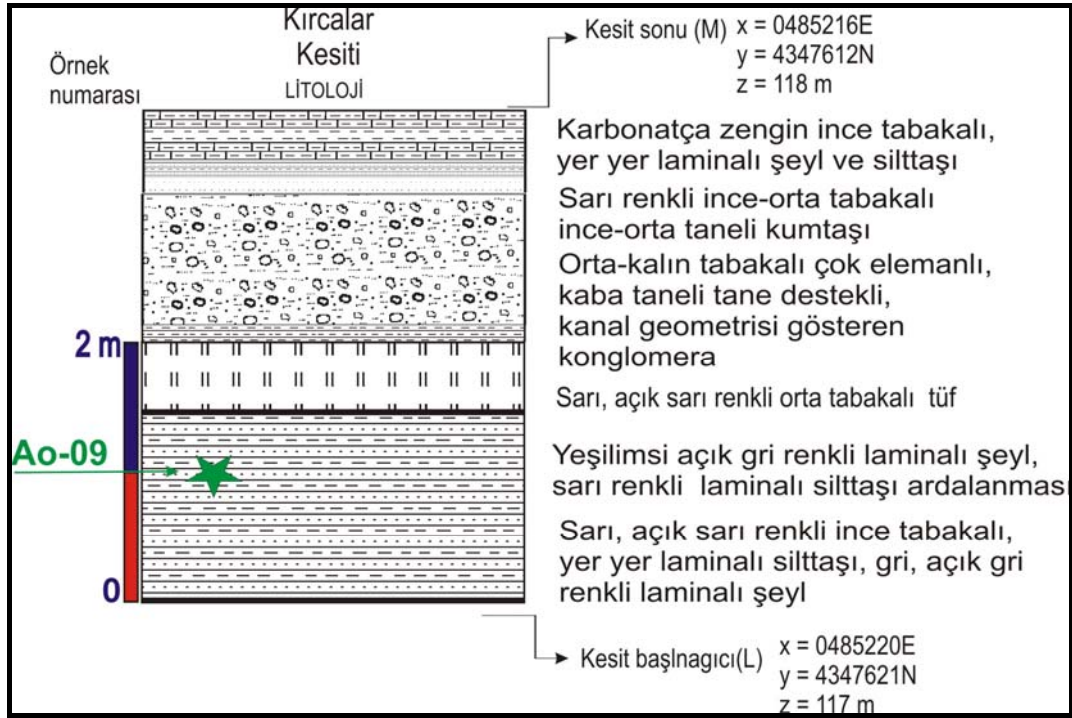
ince tabakalı, yer yer laminalı silttaşı ardalanması ve gri, açık gri renkli ince-orta tabakalı ince-orta taneli kumtaşı ile son bulmaktadır.



Şekil 35. Küçükkuşu Formasyonu'nun üst düzeylerini temsil eden Hisar ölçülü stratigrafik kesiti. (Yeşil yıldızlar organik jeokimyasal amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir).

Kırcalar Kesiti: Çalışma alanının en güneyinde Kırcalar Köyü civarında Küçükkuşu Formasyonu'nun en üst düzeylerini temsil eden yüzeylemede Kırcalar Kesiti yapılmıştır (Ek-3, Şekil 36). Kırcalar kesiti tabandan tavana doğru sarı, açık sarı renkli ince tabakalı, yer yer laminalı silttaşı, gri, açık gri renkli laminalı şeyl, yeşilimsi açık gri renkli laminalı şeyl, sarı renkli laminalı silttaşı ardalanması, orta düzeylerde sarı, açık sarı renkli orta tabakalı tüf, daha üst kesimlerde orta-kalın tabakalı çok elemanlı, kaba taneli tane destekli, kanal geometrisi gösteren konglomera, en üst düzeylerde ise sarı renkli ince-orta tabakalı ince-orta taneli kumtaşı seviyesi ve karbonatça zengin ince tabakalı, yer yer laminalı şeyl

ve silttaşı tabakası ile son bulur. Kırccalar kesitinden jeokimyasal analiz amaçlı Ao-09 numaralı örnek alınmıştır



Şekil 36. Küçükkuşu Formasyonu'nun en üst düzeylerini temsil eden Kırccalar ölçülü stratigrafik kesiti. (Yeşil yıldızlar organik jeokimyasal amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir).

4.3.2.4.b Arıklı Tuf Üyesi (Tküa)

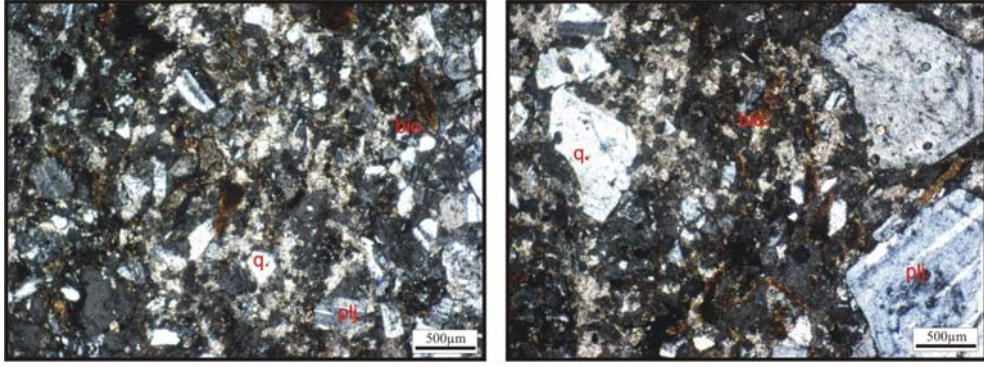
Birim çalışma alanının güney kesimlerinde Şarköy ve Taylıeli köyleri civarında en belirgin yüzleklerini vermektedir (Şekil 37). Küçükkuşu Formasyonu'nun üst düzeylerine yakın kesimlerde yer alan tuf seviyesi çalışma alanında sarı, açık sarı bazı kesimlerde beyazımsı ve gri tonlarda, gözlenmektedir. Daha önceki çalışmalarda Edremit Körfezi Kuzeyinde (Siyako ve ark., 1989; Yılmaz ve Karacık, 2001) tarafından Arıklı Tufü Adatepe köyü civarında Adatepe kumtaşları üzerinde tanımlanmıştır. Çiftçi ve ark (2004) Edremit Körfezinin güneyinde yaptıkları çalışmada Adatepe kumtaşlarının esasında Arıklı tufünün altında yer alan, geniş yayılım gösteren, tuf içerikli, kumtaşı, ince çakıltaşı tane boyu aralığındaki sedimanlar olarak belirlemişlerdir. Çalışma alanında yapılan incelemelerde Adatepe Kumtaşını yansıtabak özellikte birimlere üye mertebesinde rastlanmamıştır. Çalışma kapsamında gözlenen kumtaşları ince, orta tabakalı olup, Arıklı Tufü ile girik olarak gözlenmiştir. Bu kum taşları arazide çok yaygın olarak gözlenmemiş,

Küçükkuyu Formasyonu üst kesimlerinde Arıklı Tüfü'nün altında ve geçişli olarak ince bantlar halinde buldukları gözlenmiştir.



Şekil 37. Masif olarak gözlenen Arıklı Tüf Üyesi'nden (Tküa) görünüm (Taylıeli köyü 100 m kuzeydoğusu, BY: Kuzey, 0494682/4368791-65m).

Küçükkuyu Formasyonu'nu oluşturan tortulların çökelişi devam ederken volkanik faaliyet tekrar aktif duruma geçmiş ve tüf ve piroklastik ürünler olarak ortaya çıkan ürünler silt, şeyl ve kum taşları ile ara katkılar şeklinde gözlenmiştir. Silt ve kumtaşlarının matrisindeki tüf içeriği istifin üst seviyelerine doğru artış göstermektedir. Bu kesimlerden alınan örnekler için ince kesit yapılmıştır. İnce kesitte volkanoklastik kumtaşları içerisinde Kuvars (q), Plajiyoklas (plj), Biyotit (bio) mineralleri gözlenmiştir (Şekil 38). Bu kesimlerde üste doğru gidildikçe tüf oranı yükselmekte ve dereceli olarak Arıklı Tüfü Üyesine geçiş gözlenmektedir (Şekil 39 ve 40).



Şekil 38. Volkanoklastik kumtaşlarının ince kesit görünümü.



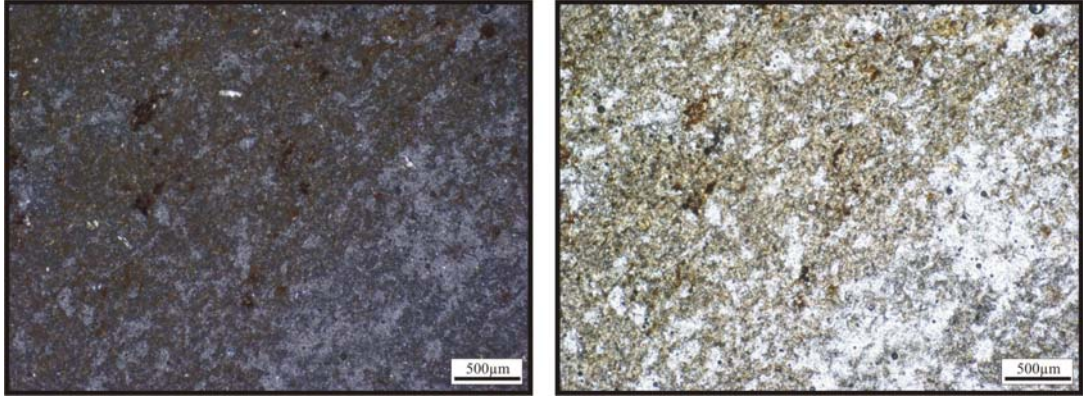
Şekil 39. Şeyl (Küçükkuşu Formasyonu), tuf (Arıklı Tüfü) dokanağının arazideki görünümü (Şarköy köyü 1 km güneybatısı, BY: Güneydoğu, 0497559/4369142-103m).

Çiftçi ve ark. (2004) tarafından yapılan çalışmada Tuf seviyeleri Edremit Körfezi güneyindeki yüzeylemelerinde Küçükkuşu Formasyonu ile geçişli olarak gözlenmiştir. Yer yer ince orta tabakalı tuf seviyelerinin arasında ince tabakalı, laminalı silttaşı ve şeyl düzeyleri yer almaktadır.



Şekil 40. Çalışma arazisinden altta (a) silttaşı ve şeyl seviyelerinden üstte (b) tuf içerikli kumtaş ve en üstte (c) Arıklı Tüfüne geçiş ve aralarındaki dokanak ilişkisinden görünüm (Şarköy civarı, BY: güneydoğu, 0497559/4369142-103m).

Çalışma alanında Arıklı tüfü Küçükkuşu Formasyonu'nun üst kesimlerinde ince orta tabakalı, sarı, açık sarı ve yer yer beyazımsı gri tonlarda gözlenmiştir. Birim üst düzeylere doğru orta-kalın tabakalı, oldukça sert ve homojen olarak gözlenir. Çalışma alanında birim sarı, açık sarı silt ve ince taneli kum taşları ile ardalanmalıdır. Silt taşı, ince taneli kumtaşı içeriğindeki tuf oranının yükselmesi sonucu oluşan Arıklı Tüfünü ayırt etmek bazı kesimlerde güçleşmektedir. Bu kesimlerden alınan örneklerin ince kesitlerinde tüfler camsı (vitrik tuf) özelliği sergilemektedir. Vitrik tüfler tane boyu çok ince olup, tümüyle volkan camından oluşmuştur (Şekil 41). Volkan camı matriksi oluşturan volkan tozu şeklinde olup az miktarda cam içermektedir. Tüflerin hamurunu oluşturan volkan camı beyaz, kirli beyaz ve sarımsı kahverenkli dir.



Şekil 41. Arıklı Tüf Üyesi'ndeki vitrik tüflerin ince kesit görünümü.

Çalışma alanında Arıklı Tüf Üyesi Küçükkuşu Formasyonu'nun üst düzeylerinde gözlenmiştir. Birim altta Küçükkuşu Formasyonunun tipik fasiyesi olan şeyl, silttaşı, kumtaşı aradalanması üzerinde bulunmaktadır. Çalışma alanında Şarköy Köyü civarında belirgin yüzeylemeler veren Arıklı Tüf Üyesi altta orta, kalın tabakalı, üste doğru çıkıldıkça orta ve ince tabakalı olarak, silt ve şeyllerle ara tabakalı bir dizilimde gözlenmektedir (Şekil 42).

Birim Alt-Orta Miyosen yaşlı Küçükkuşu Formasyonu'nun üst kesimlerinde yer aldığından dolayı Orta Miyosen yaşında olduğu düşünülmüştür.



Şekil 42. Küçükkuşu Formasyonu Arıklı Tüf Üyesi, şeyl aradalanmasının görünüşü (Şarköy köyü 3 km güneydoğusu, BY: Kuzeybatı, 0490959/4368589-47m).

Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık: Küçükkuyu Formasyonu temele ait birimler ile yer yer uyumsuz yer yer faylı ilişki içerisinde. Birimin alt dokanağı uyumsuz olduğu alanlarda çakıllı bir seviye ile temel kayaların üzerine çökelmiştir. Üst dokanağı ise Mutlu Formasyonu ile uyumsuzdur.

Küçükkuyu Formasyonu çalışma alanında farklı kalınlıklar sunar. Kesgin (2002) tarafından yapılan çalışmada Edremit Körfezi kuzeyinde Küçükkuyu kesitinde Küçükkuyu Formasyonu için kalınlık 725 m, Bergama Grabeninde 500 m olarak belirlenmiştir. Çiftçi ve ark. (2004) tarafından Edremit Körfezi güneyinde yapılan Ulubeyler Köyü ölçülü sütun kesitinde Küçükkuyu Formasyonu'nun kalınlığı 400 m olarak belirlenmiştir.

Yaş: Küçükkuyu Formasyonu'nda arazi çalışmaları sırasında herhangi bir fosile rastlanamamıştır. Birim içerisinde bol bitki kırıntıları mevcuttur. Çalışmalar süresince de fosil olarak Şekil 43'deki yaprak fosiline rastlanılmıştır. Palinoloji ve nannoplankton amaçlı derlenen örneklerden herhangi bir sonuç alınamamıştır.

Formasyonda palinomorflara ilişkin ilk yaş bulgusu İnci(1984)'e aittir. Yazar bitümlü şeylerdeki palinomorf topluluğuna göre formasyonun yaşını Erken Miyosen olarak belirlemiştir.

Kesgin (2002) tarafından yapılan çalışmada birim içerisinde alınan Küçükkuyu kesitinde *Pityosporites spp*, *Tricolpopollenites spp*, *Tricolporopollenites spp*, *Periporopollenites multiporatus*, *Triatriopollenites spp*, *İnaperturopollenites polyformosus*, *Polyporopollenites undulosus*, *İnaperturopollenites hiatus*, *Biporisporites sp*, *Hypoxylonites sp*, *Pediastrum sp* (tatlı su yeşil alg) gibi palinomorf topluluğuna göre yaş; Alt- Orta Miyosen olarak belirlenmiştir. Yine Karalar kesitinde *Pityosporites spp*, *İnaperturopollenites hiatus*, *Ephedripites spp*, *Tricolpopollenites spp*, *Tricolporopollenites spp*, *Compositae*, *Monoporopollenites gramineoides*, *Triatriopollenites spp*, *Subtriporopollenites simplex*, *Cingulatisporites sp*, türleri bulunmuştur.

Küçükkuyu Formasyonu'ndan Çiftçi ve ark. (2004)'ün yaş tayinine yönelik olarak aldıkları örneklerin palinolojik incelemesi sonucu Erken-Orta Miyosen için karakteristik sporlar indeks takson olarak kabul edilen *Compositae (tubuliflorae tip)*, *Monoporopollenites gramineoides* ve *Umbelliferae* türü polenler bulunmuştur.

Bulunan bu palinomorflar, daha önceki çalışmalarda (Akgün ve ark., 1986) göz önüne alındığında Küçükkuşu Formasyonu'nun yaşı Çiftçi ve ark. (2004) tarafından Erken-Orta Miyosen olarak belirlenmiştir.

Tüm bu çalışmalardan elde edilen Alt-Orta Miyosen yaşı bu çalışmada da aynı şekilde kabul edilmiştir.



Şekil 43. Küçükkuşu Formasyonu'nda bulunan yaprak fosilinin görünümü.

Deneştirme: Küçükkuşu Formasyonu; kuzeyde Çan yöresinde Çan Formasyonu ile, güneydoğuda ise Gediz Graben Havzasında Alaşehir Formasyonu ile deneştirilebilir (Keşgin, 2002). Ayrıca güneyde Bergama civarında yüzeleyen gölsel çökeller Küçükkuşu Formasyonu ile aynı özellikler gösterdiğinden formasyon ismi bu bölgede yer alan çökeller için de kullanılmıştır.

Çökeltme ortamı: Küçükkuşu Formasyonu volkanizma ile eş zamanlı fakat litolojik olarak farklı şekilde gelişmiş gölsel türbidit çökellerini temsil etmektedir (Siyako ve ark., 1989). Edremit Körfezi kuzeyinde, Kızılyar Konglomerası Küçükkuşu Formasyonu'nun tabanında kırmızı-mor renkli, matriks destekli, kaotik, kötü boylanmış, kötü seçilmiş, çört, metamorfik ve volkanik çakıllardan oluşan, çok elemanlı çakıltaşları temsil etmektedir. Kızılyar Konglomerası olarak adlandırılan bu birim çökeltimin dik bir yamaç önünde talus ve/veya alüvyal fan niteliğinde başladığına işaret etmektedir (Saka, 1979). Edremit Körfezi

ve silttaşı karasal ortam üzerinde gelişen bir çöküntü alanının yavaş yavaş derinleşmeye başladığını gösterir.

Alt-Orta Miyosen'de bölgede yoğun gözlenen volkanizma sedimenter ortamlarada geçişli olarak gözlenmiştir. Alt-Orta Miyosen'de Edremit Körfezi güneyinde küçük gösel havzaların çökelişi sürerken, kuzey alanlarda karasal bir aşınma söz konusudur. Alt-Orta Miyosen döneminde oluşan küçük göl havzalarında Küçükkuşu Formasyonu'nun çökelleri, Yuntdağ Volkanitleri'nin piroklastikleriyle birlikte çökelmişlerdir. Üst Miyosen'de piroklastik malzemeler beraber kumtaşı ve çakıltaşlarındaki oran artarak havza yavaş yavaş dolmaya başlamıştır. Alt-Orta Miyosen sonunda çok kısa bir aşınmadan sonra Üst Miyosen'de yine gerilme kuvvetlerinin etkisiyle kara alanlarında, akarsu veya gölü simgeleyen çökelim temsil edilir.

Üste doğru karbonat oranının artmasıyla kireçtaşlarına geçiş gösterir. Kireçtaşları; Beyazımsı gri, açık gri renkli, düzgün katmanlanmalı, fosilli, kumlu ve yer yer çakıllı bir özellik gösterir kireçtaşları tipik olarak gösel ortamda çökelen karbonatlardır

Yeşilimsi gri, koyu gri renkli, sert, karbonatlı şeyllerin arasında kalın andezitik lav akıntıları ve ince kumtaşı bantları bulunur. Bu çökelim özellikleriyle bölgede yerleşmiş bir göl ortamının derin kısımlarını yansıtır. Üst Miyosen-Pliyosen döneminden sonra Pliyosen sonunda tüm alan kara haline geçmiştir.

Küçükkuşu Formasyonu'ndan alınan 10 örnekten derlenen 5 örnekte organik maddenin çökeltme ortamının belirlenmesi amacıyla Gaz Kromatografisi (GC) yöntemi analiz sonuçları ve Karbon izotop (^{13}C / ^{12}C) analiz yöntemlerinden elde edilen sonuçlar değerlendirilmiştir.

Genel anlamada Küçükkuşu Formasyonu içerisinde organik maddece zengin kesimler düşük enerjili, organik madde korunumunu kolaylaştıran gösel bir ortamda çökelmişlerdir. Çalışma alanında organik maddenin anoksik koşullarda çökeldiğinin göstergesi olan ve yer yer gözlenen pirit oluşumları oksijensiz-anoksik ve gösel çökelt ortamının olası belirtisidir (Şekil 44). Organik maddenin çökeltme ortamı yapılan Gaz Kromatografisi ve Karbon İzotop analiz yöntemleri ile Bölüm 4.9'da detaylı olarak anlatılmıştır.



Şekil 44. Küçükkuşu Formasyonu'nda yer yer gözlenen pirit oluşumlarının görünümü. (Şarköy köyü 2 km güneydoğusu, BY: batı, 0499000/4368775-43m).

4.3.2.5. Mutlu Formasyonu (Tm)

Tanım ve Yayılım: Ayvalık ilçesi Mutluköy civarında tip kesit kalitesinde yüzlekler veren mariks destekli çakıltaşı, beyaz sarımsı gösel kireçtaşı, yeşilimsi kiltası ve marn ar dalanmasından oluşmaktadır. Çiftçi ve ark. (2004) tarafından Mutlu Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu formasyon daha önceki çalışmalarda Siyako ve ark. (1989) tarafından Edremit Körfezi kuzeyindeki yüzeylemelerinde İlyasbaşı Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Litoloji: Tabanda ince çakıltaşıyla başlayan birim, gösel karbonatlarla ve bunlarında üzerine şeyl-kumtaşı ar dalanması ile devam eder.

Mutlu Formasyonu tabanda kahvemsı gri renkli, orta-kalın tabakalı, çört, silika ve granit çakıllı, iyi yuvarlaklaşmış ve çapraz tabakalı çakıltaşları ile başlamaktadır. İstifin genelinde yaygın olan bu çakıl taşlarında çakıl boyutu 4cm den 12cm' ye kadar ulaşabilmektedir (Şekil 45). Çakıltaşlarında tekne şekilli çapraz tabakalanma ve çakıl kiremitlenmeleri belirgin olup çakıllar genellikle yuvarlak ve disk şekillidirler. Bazı kesimlerde kanal geometrisi gözlenmektedir. Üste doğru tane boyu incelerek matriks

destekli kaba kum-granül taşına dönüşen istifte tekne şekilli çapraz tabakalanma ve $FeCO_3$ alterasyonları (Şekil 46 ve 47) yaygındır (Çiftçi ve ark.. 2004).

Üste doğru tane boyu daha da incelerek istif açık sarı-sarımsı kahve renkli, ince-orta taneli, ince tabakalı, orta boylanmalı ve çapraz tabakalı (düşük açılı) kumtaşlarına geçmektedir. Bu kumtaşı tabakalarında belirgin dalga kırışıkları mevcuttur. Kumtaşları beyaz-açık gri renkli, orta-kalın tabakalı ve killi kireçtaşı ve marn seviyeleri tarafından üzerlenirler (Şekil 48). Birim gri-bej renkli, kalın tabakalı, genellikle volkanik, silika ve killi kireçtaşı çakılları içeren, kötü boylanmalı, derecelenme ve iç yapı göstermeyen çakıltaşları ile son bulmaktadır (Çiftçi ve ark., 2004).



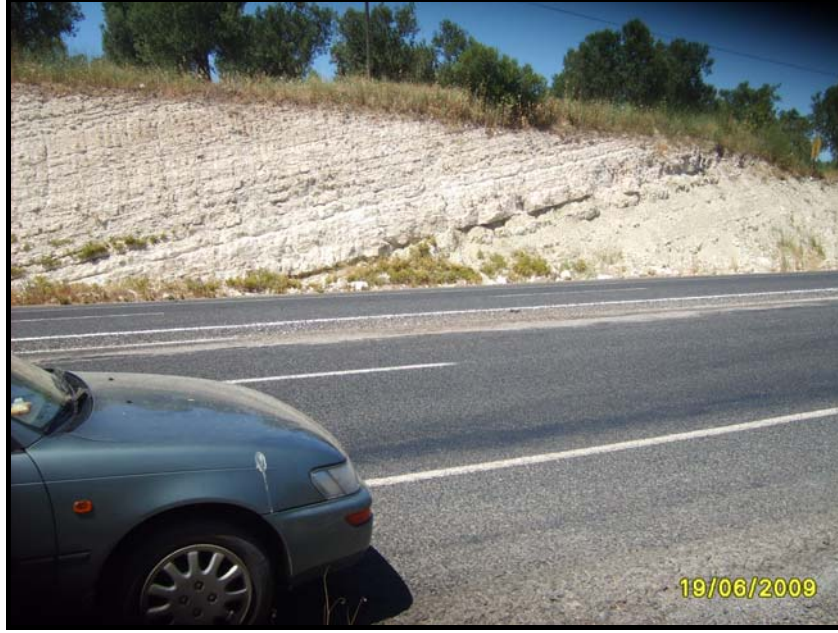
Şekil 45. Mutlu Formasyonu'nun en alt düzeylerinde gözlenen kanal dolgusu görünümü (Çanakkale-İzmir kara yolu Murateli köyü yol sapağı, BY: Kuzeybatı, 0479733/4354249-85m).



Şekil 46. Mutlu Formasyonu'nda gözlenen karbonatlı kumtaşı, silttaşı tabakaları görünümü (Mutlu köyü 1 km güneybatısı, BY: Kuzeybatı, 0480695/4349640-129m).



Şekil 47. Mutlu Formasyonu'nun içerisinde gözlenen demirli alterasyondan görünüm (Murateli Köyü 750 m doğusu, BY: Kuzey, 0480628/4353425-94m).



Şekil 48. Mutlu Formasyonu'nun üst düzeylerine doğru artan karbonat içeriği ve gösel karbonatlı çökeller (Çanakkale-İzmir kara yolu üzeri Kozak yolu sapağı 2 km güneybatısı, BY: Kuzeybatı, 0480879/4355700-70m).

Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık: Birim Küçükkuyu Formasyonu üzerine açısal uyumsuz olarak gelir. Birim yatay yada yataya yakın bir tabakalanma göstermektedir. Bazı kesimlerde Pliyo-Kuvaterner yaşlı Dededağ Bazaltlı Mutlu Formasyonu üzerine lav akıntıları şeklinde üzerler. Mutlu Formasyonu Kuvaterner yaşlı Alüvyon tarafından uyumsuzluk ile üstlenir.

Yaş: Mutlu Formasyonu dokanak ilişkilerine göre Üst Miyosen yaşlı olarak belirlenmiştir (Kesgin, 2002; Çiftçi ve ark., 2004).

Deneştirme: Bu formasyon daha önceki çalışmalarda tanımlanan İlyasbaşı Formasyonunun eşleniğidir (Siyako ve ark., 1989). Birim güneyde Çamtepe Formasyonu ve Zeytindağ Grubu olarak adlandırılan Yayaköy, Bozköy ve Ularca Formasyonlarıyla deneştirilebilir (Kesgin, 2002).

4.3.2.6. Dededağ Bazaltı (Pl-Qd)

Tanım ve Yayılım: Dededağ Bazaltı çalışma alanında küçük yüzlekler verir. Dereköyden Akyürek ve Soysal (1982) tarafından adlandırılan birim, inceleme alanında geniş bir alanda yüzeylenir.

Litoloji: Birim siyah, koyu kahve renkli, porfirik dokulu, gaz boşluklu, sütunsal soğuma kolonlu bazaltlardan oluşur.

Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık: Dededağ Bazaltı Üst Miyosen Pliyosen yaşlı çökellere yanal geçişlidir. Çalışma alanında Küçükkuşu Formasyonu, Yuntadağ Volkanitleri ve Mutlu Formasyonunu kesmiş ve üzerlerine lav akıntısı şeklinde gelmiştir.

Yaş: Ercan ve ark. (1986) radyometrik yaş tayiniyle Pliyosen-Kuvaterner yaş bulmuşlardır (Kesgin, 2002).

Deneştirme: Birim kuzey alanlarda Taştepe, güney alanlarda Dereköyden Akyürek ve Soysal (1982) tarafından adlandırılan Dereköy Volkanitleri ile deneştirilebilir.

4.3.2.7. Alüvyon (Qa)

İnceleme alanının son çökellerini oluşturan alüvyonlar Küçükkuşu'nun güneyinde yüzeyleme vermiş olup, kendinden önceki birimleri uyumsuzlukla örter. Alüvyon bulunduğu yerdeki kaya türlerinin tutturulmamış veya yarı tutturulmuş kaya türlerinden oluşmuştur.

4.4. Yapısal Jeoloji

4.4.1. Çalışma alanının yapısal özellikleri

Türkiye'nin neotektonik bölgeleri düşünüldüğünde Edremit körfezi bir geçiş alanını temsil eder. Körfezin güneyinde hakim olan gerilme rejimine karşılık körfezin kuzeyinde Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin (KAFS) yanal atımlı deformasyon dokusu hakimdir. Dolayısıyla Edremit körfezi normal ve yanal atımlı sistemlerin karşılıklı etkileşim altında geliştiği hibrit özellikler göstermektedir. Güneydeki Ege grabenlerinden (örneğin Gediz, B. Menderes, K. Menderes ve Bakırçay grabenleri) farklı olarak Edremit grabeni muhtemelen

tipik bir graben olmayıp, birbirini kesen oblik atımlı fayların arasında, tavan bloğunun normal bileşen ile birlikte batıya doğru çıkışıyla oluşan fay kaması havza (fault-wedge basin) görünümündedir (Çiftçi ve ark., 2004). Bozkurt (2001)' a göre. havzanın evrimi Türkiye'nin neotektonik kuruluşu içerisinde KAFS ve Ege Gerilme Alanı' nın (EGA) oluşumu ile yakından ilişkilidir. Ne var ki hem KAFS'nin hemde Ege gerilme rejiminin yaşı ve oluşum mekanizmalarına yönelik farklı görüşler öne sürülmektedir (Çiftçi ve ark., 2004).

Yaklaşık 1500 km uzunluğundaki KAFS Türkiye'nin doğusundan başlayıp batıda Yunanistan'a kadar uzanmaktadır. Yanal atımlı deformasyon unsurlarının hakim olduğu KAFS boyunca transtansiyonel ve transpresyonel alanlar ve bu alanlarla ilişkili deformasyonlar da yoğun olarak gözlenmektedir. Bugün genel kabul görmüş bir model olarak KAFS'indeki sağ yönlü atım Anadolu mikro-plakasının doğudaki çarpışma zonundan sol atımlı Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin de yardımı ile kaçmasına bağlanmaktadır. KAFS' nin Orta Miyosen' den itibaren faaliyete geçtiği öne sürülen görüşlerden biridir (Şengör, 1979a; Şengör, 1979b). Bazı araştırmacılar bu hareketin Miyosen'in sonu ve Erken Pliyosen'de başladığını kabul etmektedir (Barka ve ark., 2000; Koçyiğit, 1989; Koçyiğit, 1990; Barka ve Gülen, 1989; Tokay, 1973; Arpat ve Şaroğlu, 1972; Şaroğlu, 1988; Barka ve Kadinsky, 1988; Bozkurt ve Koçyiğit, 1995). KAFS'nin geç Miyosende Doğu Anadolu'da başladığı ve zamanla batıya ilerleyerek Pliyosen'de Marmara denizine ulaştığı da öne sürülen görüşlerden bir tanesidir (Şengör, 1979; Barka, 1992; Suzanne ve ark., 1990; Barka, 1997; Görür ve ark., 1997; Tüysüz ve ark., 1998; Okay ve ark., 1999; Okay ve ark., 2000; Çiftçi ve ark., 2004).

Edremit Körfezi'nin güneyinde hakim olan gerilme rejimini içeren Ege Gerilme Alanı (EGA) Batı Anadolu, Ege Denizi ve Balkanlar ön güney kesimlerini kapsamaktadır. Bölge gerilme tektoniğinin ve ilişkili deformasyon mekanizmalarının değişik ölçeklerde gözlenebileceği dünya üzerindeki ender alanlardan bir tanesidir. Bu nedenle Batı Anadolu'daki gerilmenin nedenlerini, miktarını ve ilişkili sismik aktivitenin karakterini inceleyen pek çok çalışma son yirmi yıldır bu bölgede yürütülmüştür (Jackson ve McKenzie, 1984; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Taymaz ve ark., 1991; Taymaz, 1993; Le Pichon ve ark., 1995; Reilinger ve ark., 1997; Ambrasseys ve Jackson, 1998; Altunel, 1999; Mc Clushy ve ark., 2000; Bozkurt, 2001). Bu çalışmalardaki tek ortak nokta Batı Anadolu da günümüzde K-G doğrultulu bir gerilme rejiminin hakim olduğu fikridir.

Gerilmenin miktarı ise yaklaşık 30-40 mm/yıl olarak tahmin edilmektedir (Oral ve ark., 1995; Le Pichon ve ark., 1995). Buna karşılık gerilmenin nedeni ve başlangıç yaşı konusunda bugüne kadar bir görüş birliğine varılamamıştır. Gerilmenin nedeni, yaşı ve mekanizması ile ilgili dört ayrı model öne sürülmüştür. Bu modeller tektonik kaçma modeli, yay gerisi gerilme modeli, orojen sonrası çökme modeli ve episodik modellerdir. Tektonik kaçma modeli Batı Anadolu Mikroplakası'nın KAF ve DAF arasında yaklaşık 12 MA' dan beri, batıya doğru hareket ettiğini ve gerilmenin bu kaçış sonucunda oluşan D-B sıkışmanın K-G yöndeki yayılımı ile oluştuğunu önermektedir (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve ark., 1985; Şengör, 1993; Montovani ve ark., 2002). Yay gerisi gerilme modeli Akdeniz dalma-batma kuşağının güney-güneybatı yönünde gerilediğini ve bunun sonucunda volkanik yay gerisinde bir gerilme rejiminin oluştuğunu önermektedir. Bu model, gerilme rejiminin yaşını 60 Ma ile 5 Ma arasında değişen geniş bir aralıkta tanımlayan farklı araştırmacı tarafından kabul edilmektedir (McKenzie, 1978a ve 1978b; Le Pichon ve Angelier, 1981; Mercier, 1981; Meulenkamp ve ark., 1988 ve 1994, Thomson ve ark. 1998). Orojen sonrası çökme modeli de kıtasal yaklaşım ve kıtasal çarpışma (convergence) sonucunda kalınlaşan kabuğun bir noktadan sonra kendi ağırlığını taşıyamayarak çökmeye ve yayılmaya başladığını öne sürülmektedir (Dewey, 1988). Geç Paleosen'de Neotetis'in kuzey kolunun kapanması sonucu oluşan çarpışma rejimi Ege Gerilme Alanı (EGA) da kıtasal kabuğun aşırı kalınlaşmasına (65-70 km) neden olarak orojen sonrası çökme olayını tetiklemiştir (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Bozkurt ve Park, 1994; Collins ve Robertson, 1998; Ring ve ark., 1999; Koçyiğit ve ark., 1999; Yılmaz ve ark., 2000). Bu modeli kabul eden araştırmacılar iki gruba ayrılabilirler. Birinci grup bu mekanizmanın Geç Oligosen-Erken Miyosen'de çalışmaya başladığını ve günümüzde halen aktif olduğunu öne sürmektedir (Seyitoğlu ve Scott, 1991). İkincisi ise bu mekanizmanın Miyosen'de bir süre aktif olduğunu ve günümüzde devam etmediğini belirtmektedir (Koçyiğit ve ark., 1999; Yılmaz ve ark., 2000). Episodik modelleri öneren araştırmacılar Batı Anadolu'da gerilme rejiminin Erken Miyosen'de başladığını ve günümüze kesintiler ile ulaştığını savunmaktadır. Bu kesintilerin nedeni olarak da değişik gerilme mekanizmalarının değişik süreçlerde aktif olması gösterilmiştir. Sıkışmaya bağlı gerilme (Tibet tip), orojen sonrası çökme ve tektonik kaçma modelleri gerilmenin nedenleri olarak gösterilmiştir (Koçyiğit ve ark., 1999; Yılmaz ve ark., 2000). Önerilen bu modeller Batı Anadolu'daki gerilmeyi bir noktaya kadar açıklayabilse de, bir noktadan sonra bazı sorunlar içermektedirler. Örneğin, tektonik kaçma modeli 12 Ma.dan önceki Erken Miyosen gerilmesini izah edememektedir. Yay gerisi gerilme modelini savunanlar

aralarında gerilmenin başlangıç yaşı ile ilgili bir fikir birliğine varılamamış ve bu nedenle güvenilirlik oluşturamamıştır. Orojen sonrası çökme modelinde ise Geç Miyosen’de kıtasal kabuk kalınlığı ile ilgili verilerin yetersiz olması ve günümüzde kabuğun normalin altında bir kalınlığa sahip olmasına rağmen gerilmenin hala devam etmesi nedeniyle çelişkilidir. Bununla birlikte episodik modeller kabul edilebilir görülmüş ve önerilmişse de, birbirleri ile çelişkili mekanizmaların birbirlerini takiben gelişmesini öneren bu modeller de sorunsuz değildirler.

Edremit Körfezi’nin kuzey kesiminde yer alan Üst-Oligosen yaşlı granodiyorit sıyrılma fayı önünde gelişirken Alt-Orta Miyosen yaşlı Küçükkuşu Formasyonu yüksek açılı normal faylar ile denetlenir ve deforme edilir.

Kazdağ Sıyrılma Fayı Geç Oligosen-Eözlenmektrken Miyosen bir yapıdır. Bu yapının gelişimi esnasında sıyrılma önü havzalar gelişmiş ve Küçükkuşu Formasyonu bu sıyrılma önü havzasının ürünü olmuştur. Küçükkuşu Formasyonu içinde sedimantasyona eş yaşlı normal faylar, slumplar hemen hemen her yerde gözlenmektedir.

4.4.2. Edremit Grabenini oluşturan faylar

Edremit grabenini oluşturan en önemli fay grabeninin kuzey sınırını oluşturan Edremit fayıdır. Grabenin güney sınırı tartışmalıdır. Bazı araştırmacılar Altınova Fayı’nın güneye doğru dönme yaparak grabenin Ege Denizi’ne doğru genişlediğini savunurlar, ancak sismik kesitlerde Burhaniye Fayı’nın Edremit Grabeni’nin güney kenarını oluşturduğu net olarak izlenir (Şekil 49).

4.4.2.1.a Edremit Fayı

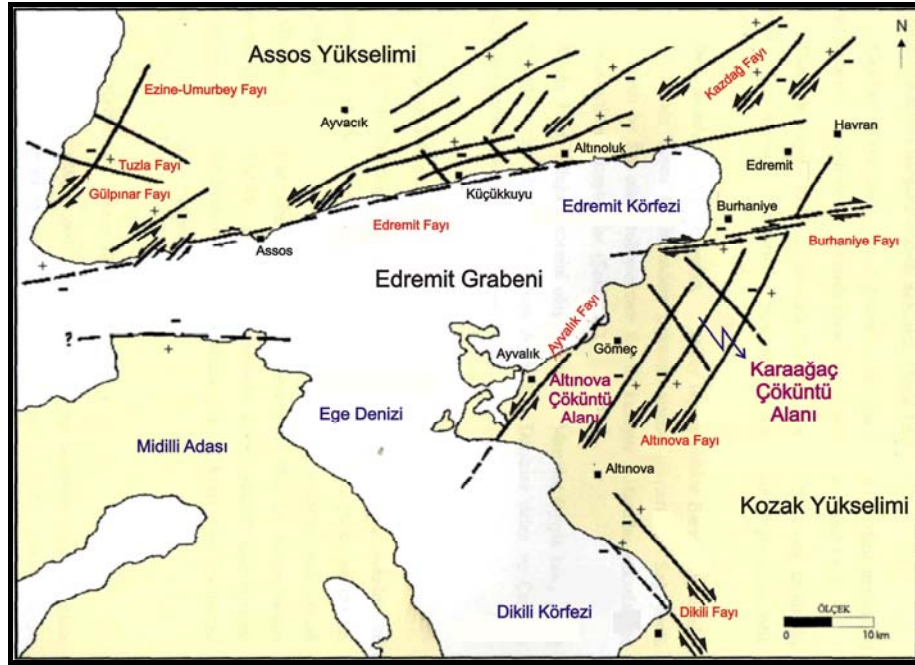
Sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olan Edremit Fayı Edremit Körfezi’nin kuzey sınırını oluşturur (Şekil 49). Behramkale batısında Edremit Fayı küçük yanal atımlı faylarla kırılmıştır. Ayrıca kuzey kenar boyunca aşırı dikliklerin olması fayın düşey atımının çok hızlı bir şekilde arttığını gösterir. Edremit Fayı’nın yanal bileşenleri; Kızılyar Fayı ve buna paralel olan küçük faylar ve Kazdağ Fayı ve paralel bileşenleridir. Ayrıca Edremit Körfezi kuzey kenarı boyunca, Edremit Fayı’na paralel uzanan faylar boyunca yüzeylenen birimlerde back-tilting gözlenir. Edremit Fayı D-B doğrultulu olarak batıda Baba burnundan Edremit’in doğusuna doğru uzanır.

4.4.2.1.b Burhaniye Fayı

Sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olan Burhaniye Fayı'nın bir miktar düşey atımı da mevcuttur ve kuzey kenara göre oldukça azdır (Şekil 49).

4.4.2.1.c Altınova Fayı

KD-GB doğrultulu sol yönlü fayların oluştuğu bu fay grubu kuzeybatısında Ayvalık Fayı ile birlikte Altınova çöküntü alanını oluşturur ve bu çöküntü alanı ile Edremit Grabeni ile kesişme oluşturur. Yine çok genç bir çöküntü alanı olan Karaağaç bunu diklemesine keser (Şekil 48).



Şekil 49. Edremit Körfezi Tektonik Haritası (Kesgin, 2002)

4.5. Ana Kaya Analiz Sonuçları ve Yorumu

Hidrokarbon ana kayası ince taneli, laminalı sedimanlar olarak düşünülmektedir. Ana kayanın ince dokulu, koyu renkli, organik maddece zengin özelliklere sahip olması gerekmektedir. Petrol ana kayasını oluşturan sedimanlar kil, marn, şeyl ve mikritik kireçtaşları olarak kabul edilebilir. Bu sedimanlar içerisinde canlı organizmalar organik kısımlarını muhafaza etmektedirler. Organik maddenin birikerek toplandığı bu kayaçlar ana kayayı oluşturur. Biriken organik maddenin muhafaza edilmesi için oksijensiz bir ortamda çökmesi koşulu aranmaktadır. Sonuç olarak bir kayanın ana kaya olabilmesi için

içerisindeki organik maddelerin ısı etkisi ile kimyasal yapılarındaki değişim sonucu ticari miktarda petrol ve gaz türetme potansiyeline sahip olmaları gerekmektedir.

Potansiyel ana kayaların belirlenmesi için kayalar içerisindeki organik madde ile ilgili üç parametre jeokimyasal ve petrografik analizler sonucunda saptanmaktadır. Bu üç parametre ana kaya içerisindeki organik madde miktarı, organik madde tipi ve organik maddenin olgunluk derecesidir.

Kayaçlar içerisindeki organik maddeler belirli fizikokimyasal koşullar altında diyajenez, katajenez ve metajenez evreleri sonucunda petrol ve gaz oluşturmaktadır (Şekil 50), (Tissot ve Welte, 1978).

Organik maddenin hidrokarbonlar dönüşebilmesi için biyolojik ve fiziko-kimyasal etmenler gerekmektedir. Bu etmenler üç evreden oluşmaktadır. Bunlar; Diyajenez, katajenez ve metajenez evreleridir. Bu evre yani depolanmış ve pekişmemiş sedimanlar içerisinde başlar.

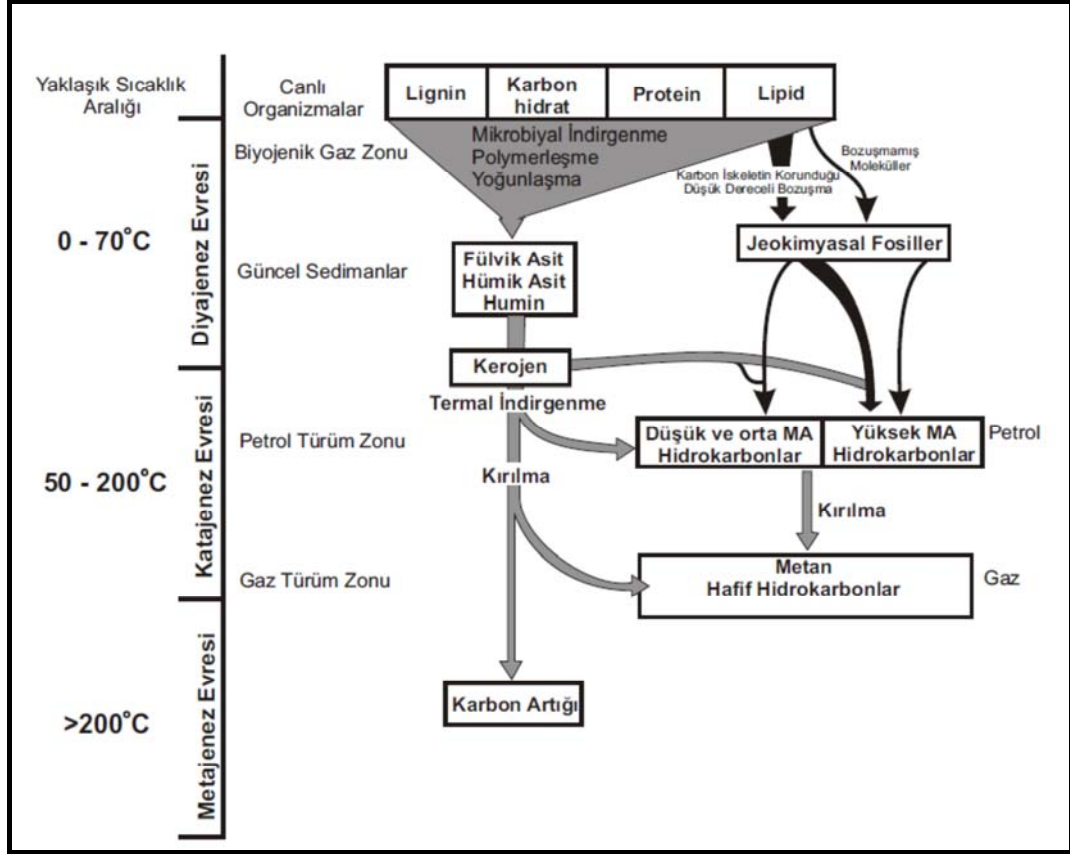
Diyajenez evresinde organik maddenin dönüşümünde etkili olan süreç bakteriyal olaylardır. Organik madde ilk olarak Anaerobik (oksijen kullanan) bakteriler tarafından hızlı ve etkili bir biçimde bozulur. Bu süreç ortamda var olan oksijenin bakteriler tarafından kullanılarak organik maddenin bozunması şeklinde gerçekleşir. Ortamda var olan oksijenin tüketilmesi sonucu Anaerobik (oksijensiz) bakteriyal etkinlik başlar. Sülfat iyonunu oksijenini kullanarak hidrojen sülfür, su ve karbondioksit ürünlerini ortaya çıkarırlar. Böylece ortam oksik karakterden anoksik karaktere geçmeye başlar. Diyajenezin ilerleyen evresinde ise anaerobic bozunmanın son evresi olan fermantasyon başlar. Fermantasyon sırasında Metan türeten (metanojenik) bakteriler organik maddenin yapısındaki bileşiklerdeki oksijeni kullanıp hidrojen açığa çıkararak organik maddenin bozunmaya uğrattır.

Diyajenezin ilerleyen evrelerinde bitki ve hayvansal organizmaların yağ, mum ve yağ asitlerinden oluşan lipit bileşikleri, ağaç ve yapraklarda bol miktarda bulunan kimyasal olarak oldukça yoğun lignin bileşikleri aerobik ve anaerobik bakteriler tarafında değişime uğrayarak aminoasit, yağ asidi ve fenoller gibi monomerler dönüşürler. Bunların bir kısmı bakteriler tarafından enerji kaynağı olarak kullanılır. Geriye kalan organik madde sıg

derinliklerde polimerizasyon ile fülvik ve hümik asitlere dönüşür. Bu süreç düşük sıcaklık ve basınç altında gerçekleşmektedir. Gömülme derinliği artıkça (bir kaç yüz metre) fülvik ve hümik asit çözücülerden çözülmeyen himimlere dönüşür. Sonuçta organik madde daha yoğun hale gelerek çözünürlüğünün sıfıra inmesi ile kerojen oluşur. Kerojen organik çözücülerde çözülmeyen sedimanter kayalar içerisinde bulunan organik maddedir. Yapısında başlıca beş element bulunur. Bunlar; karbon, hidrojeni oksijen, azot ve kükürttür. Oldukça karmaşık bir molekül yapısına sahip yüksek moleküler ağırlıklı makro moleküllerdir. Kerojen oluşumu ile diyajenez evresi sona ermektedir.

Katejenezde gömülme derinliğini etkisi ile artan ısı sonucunda kerojenin ısısal olarak parçalanması söz konusudur. Bu evre 50-75 °C sıcaklıklarda başlar. Derinlik ve etkisi ile artan sıcaklıktan dolayı kerojen içinde kimyasal reaksiyonlar hızlanmaya başlar. Artan sıcaklık etkisi ile kerojenin karmaşık kimyasal yapısından çeşitli uzunluktaki moleküller kopmaya başlar. Bu moleküller sıvı ve gaz halinde çeşitli hidrokarbonları oluşturur. İlk olarak kerojenden kısmen zayıf bağlarla bağlanmış Azot, Kükürt ve Oksijen (NSO)'li hetero atom bileşikli moleküller kopar. Bunlar yüksek molekül ağırlıklı asfalten ve resenlerdir. İlerleyen safhada ısının daha da artması ile özellikle 15-30 karbon sayısına sahip alifatik hidrokarbon zincirleri kerojenden koparak sıvı hidrokarbonları oluşturur. İlerleyen evrede sıcaklığın dahada artması ile daha önceden kerojenden kopmuş ağır hidrokarbon moleküllerine daha sıkı bağlar ile bağlanmış kısa yan zincirler koparak hafif hidrokarbonları yani gazları oluştururlar. Bu evre katajezin ıslak gaz evresidir. Katejenez evresi 150-175 °C sıcaklıklarda sona erer.

Sıcaklığın daha da artması ile organik madde metajenez evresine girer. Bu evrede sıcaklık 150-175 °C' nin üzerindedir. Bu evrede kuru metan dışında önemli bir hidro karbon oluşumu yoktur. Bu evrenin sonunda kerojen tüm hidrojen ve oksijenini kaybederek karbon kalıntısına dönüşür.



Şekil 50 Organik Maddeden hidrokarbon oluşumu (Tissot ve Welte, 1984).

Ana Kaya çalışmaları sırasında başlıca üç tür parametre belirlenir ve her biri diğer özelliklerle karşılaştırılarak değerlendirilir. Bunlar; Ana Kaya içindeki organik madde miktarı, organik madde türü ve organik maddenin olgunluk derecesidir

Bu kapsamda toplam organik madde miktarı (TOC), organik maddenin tipi (kerojen tipi) ve organik maddenin olgunluğu gibi analiz sonuçları değerlendirilerek ana kaya olma özellikleri organik jeokimyasal olarak değerlendirilmiştir.

4.6. Ana Kaya İçindeki Organik Madde Miktarı

Toplam organik karbon miktarı ilk olarak Ronov (1958) tarafından Rusya platformunda yapılan çalışmada ortaya konmuştur. Bu çalışmacı yaklaşık 20000 örneğin TOC değerlerini saptamış ve bunları haritalamıştır. Bu haritadan bu havzadaki petrol sahalarının % 0,5 TOC değerinden büyük konturlar içinde olduğunu, yani % 0,5 değerinden küçük bölgelerde petrol sahalarının bulunmadığını saptamıştır. Günümüzde Ronov (1958) tarafından bulunan bu değer, bir kayacın ana kaya olabilmesi için içermesi

gereken minimum değer olarak kabul edilmektedir. Ancak, kayacın içindeki organik madde miktarı ne kadar fazla ise kayacın petrol türetme potansiyeli o derecede fazladır. Yalnız bu değer kırıntılı kayalar için geçerlidir. Gehman (1962) tarafından yaklaşık 1400 örnek üzerinde yapılan benzer bir çalışma ile karbonatların % 0,3 TOC içermeleri halinde ana kaya olabileceği ortaya konmuştur.

Sedimanter kayalar içindeki organik madde yoğunluğu havzanın petrol potansiyelini gösteren en önemli parametrelerden birisidir. Bu nedenle ana kaya çalışmalarında toplam organik karbon (TOC) analizlerine öncelik verilmektedir.

Ana kayaların ekonomik miktarda petrol türetebilmeleri için belirli miktarda organik madde içermeleri gerekmektedir. Sedimanlar içindeki organik madde miktarı ağırlık yüzde olarak belirlenen toplam organik karbon (TOC) parametresi ile ifade edilir. Ekonomik anlamda petrol birikiminin olabilmesi için gerekli TOC değerleri çeşitli araştırmacılar tarafından değişik şekillerde sınıflandırılmıştır (Çizelge 8).

Çizelge 8 Toplam organik karbon (TOC) miktarına göre ana kaya sınıflamaları

	(TOC) %	Ana kaya
Thomas (1979)	<0.5	Zayıf
	0.5-1	Orta
	1-2	İyi
	2-4	Çok iyi
	>4	Mükemmel
Kraus ve Parker (1979)	<0.5	Zayıf
	0.5-1	Orta
	>1	İyi
Fransız Petrol Enstitüsü (IFP)	0.01-0.20	Çok zayıf
	0.21-0.50	Zayıf
	0.51-1.00	Orta
	1.01-3.00	Zengin
	>3.00	Çok zengin
Tissot ve Welte, 1984	0,1-0,5	Zayıf
	0,5-1,0	Orta
	1,0-2,0	İyi
	2,0-10,0	Zengin

Ağırlık yüzdesi bakımından % 0.5' den daha fazla organik karbon içeren kayalar petrol ana kayası olarak tanımlanmaktadır (Ronov, 1958; Gehman, 1962; Welte, 1965; Mc Iver, 1967; Tissot ve Welte, 1978 ve 1984; Ala ve ark., 1980; Basu ve ark., 1980; Ünalın

ve Harput, 1982; Korkmaz, 1984). Organik karbon değeri %0,5'den düşük olan kayaçlar ise ana kaya özelliği taşımamaktadır.

İnceleme alanına ait örneklerin TOC değerlendirmesinde Tissot ve Welte (1984) sınıflaması kullanılmıştır.

4.6.1. İnceleme alanında organik madde miktarının değerlendirilmesi

4.6.1.1. Rock-Eval piroliz analizi yöntemi sonuçlarına göre organik madde miktarı (Rock-Eval 6)

Organik madde miktarı (TOC %) Rock-Eval piroliz analizi sonucu elde edilen verilerden yararlanılarak belirlenebilmektedir. Çalışma alanından alınan 10 örnek için yapılan Piroliz analizleri sonucu (TOC %) değerleri 0, 5 değeri üzerinde bulunmuştur. Analiz sonuçları incelenen örneklerin ortalama Toplam Organik Madde (TOC%) değeri 1,65 olarak hesaplanmıştır. Bu değer Küçükkuşu Formasyonu'nun iyi derecede ana kaya potansiyeline sahip olduğunu belirtmektedir (Tissot ve Welte, 1984). Bu değere göre Küçükkuşu Formasyonu'nu ana kaya özellikleri bakımından incelenmeye değer olduğunu göstermektedir (Çizelge 9).

Çizelge 9 Küçükkuyu Formasyonu'nun Piroliz Analizi sonuçları

Örnek	TOC	S ₁	S ₂	S ₃	Tmax	HI	OI	PI	RC (%)	PC (%)	MINC (%)
Hi-01	2.73	0.18	18.61	0.52	438	682	19	0.01	1.13	1.6	3.91
Ul-02	0.77	0.1	0.44	1.55	423	57	201	0.19	0.66	0.11	0.32
Yu-03	2.01	0.28	8.22	0.95	433	409	47	0.03	1.25	0.76	2.69
Ş-02	1.32	0.13	6.18	0.57	436	468	43	0.02	0.76	0.56	7.17
Ş-07	2.09	0.15	8.58	1.68	440	411	80	0.02	1.3	0.79	4.49
Hi-02	1.56	0.07	6.58	0.68	437	422	44	0.01	0.97	0.59	5.56
Ş-12	1.52	0.09	5.01	1.07	436	330	70	0.02	1.05	0.47	3.46
Ul-07	0.57	0.07	0.79	1.08	442	139	189	0.08	0.46	0.11	1.92
Şr-06j	3.1	0.4	22.07	0.54	437	712	17	0.02	1.19	1.91	1.07
Ao-09	0.84	0.06	2.21	0.7	436	263	83	0.02	0.62	0.22	2.86
TOC (Toplam Organik Karbon) = % ağırlıkça					HI (Hidrojen İndeksi) = (100xS ₂) / TOC						
S ₁ = mg hidrokarbon / g kayaç					OI (Oksijen İndeksi) = (100xS ₃) / TOC						
S ₂ = mg hidrokarbon / g kayaç					PI (Üretim İndeksi) = S ₁ / S ₁ +S ₂						
S ₃ = mg CO ₂ / g kayaç					RC (Kalıntı Karbon) = TOC - [0,83(S ₁ +S ₂) / 10]						

4.7. Kaya İçindeki Organik Madde Tipi

Organik madde tipi hidrokarbon oluşumunu etkileyen ikinci önemli faktörü oluşturmaktadır. Çökeller içinde yer alan organik madde karasal ve denizel olmak üzere başlıca iki tiptedir. Karasal tipteki organik maddeler çoğunlukla gaz, denizel tipteki organik maddeler ise petrol üretmektedir.

Organik madde türleri Rock-Eval piroliz verilerinden, Gaz kromatografisi analizlerinden ve Polarizan Mikroskop gözlemlerinden yararlanılarak belirlenebilmektedir.

4.7.1. İnceleme alanında organik madde tipinin değerlendirilmesi

4.7.1.1. Rock-Eval piroliz analizi sonuçlarına göre organik madde tipi (Rock-Eval 6)

Organik madde tipi (Tip I/II/III) Rock-Eval piroliz analizi sonucu elde edilen verilerinden yararlanılarak belirlenebilmektedir (Çizelge 10).

Bu kapsamda (HI= S₂/TOC) hidrojen indeksi ve oksijen indeksi (OI= S₃/TOC) değerleri kullanılmaktadır. Piroliz analizi sonucunda belirlenen oksijen ve hidrojen indeksi değerlerinin Van Krevelen diyagramına uygulanması ile de kerojen tipleri saptanabilmektedir (Şekil 51).

Petrol'ü oluşturabilecek ana kayalardaki kerojen tipleri üçe ayrılmaktadır (Laplante, 1973; Raynaud ve Robert, 1976; Urban, 1976; Espitalie ve ark., 1977; Dow, 1977, 1978; Tissot ve Welte, 1978, 1984; Bostick, 1979; Pelin, 1981; Korkmaz, 1984). Bu araştırmacılara göre kerojenlerin özellikleri şu şekildedir.

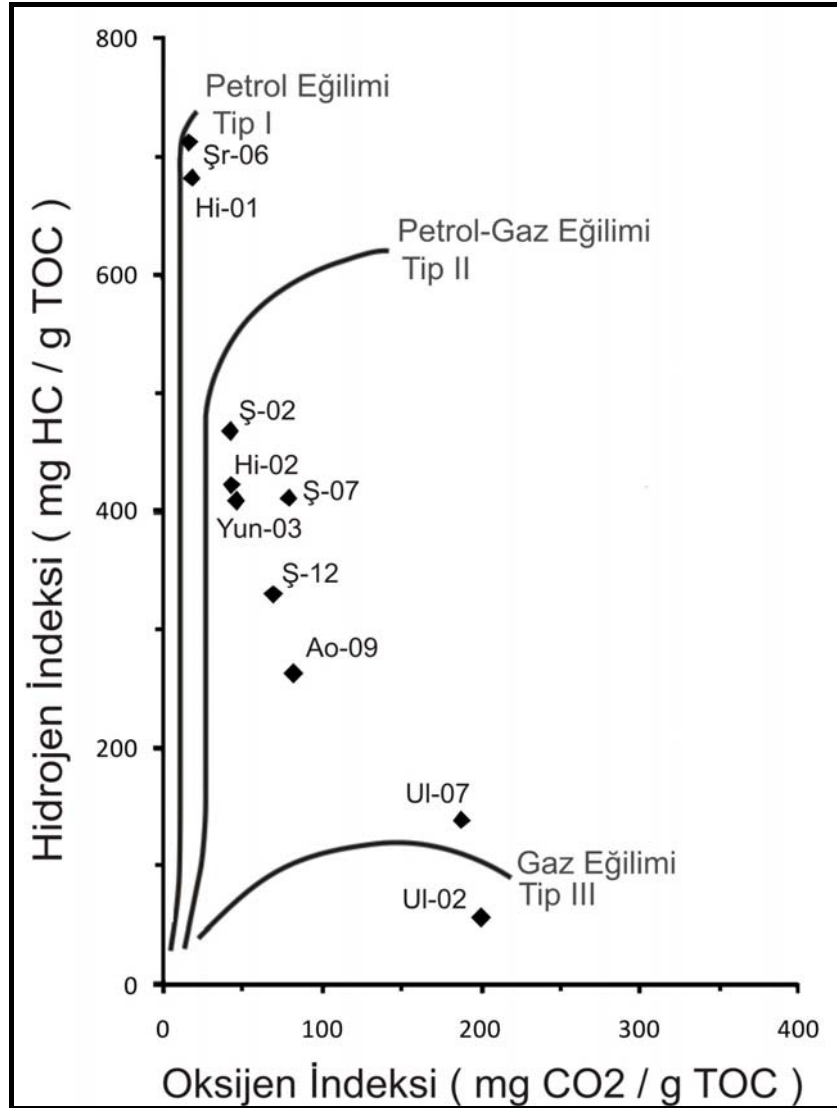
I. tip kerojenler: Sıvı hidrokarbon oluşturma yeteneği en yüksek olan kerojen tipidir. Oksijen oranı son derece az olup çok miktarda alifatik zincir ve az oranda aromatik bileşenleri içerirler. Denizel algler ile mikrobiyolojik etkinlikler sonucunda lipid oranı yükselmiş organik maddelerden oluşurlar. Bu tip kerojenler bol miktarda petrol ve gaz üretirler.

II. tip kerojenler: Denizel alg, spor ve polen, balmumu ve fosil rezinlerinin karışımından meydana gelmektedirler. Bahsedilen bileşenlerin lipid hücrelerinin birleşmesi ile oluşurlar. I. tip kerojenlerden daha düşük sıvı petrol oluşturma kapasitesine sahiptirler.

III. tip kerojenler: Genellikle karasal organik madde bileşimli, mum ve odunsu materyallerden oluşmaktadırlar. Selüloz ve lignin bu tip kerojenlerin oluşumunda önemlidir. Tip III kerojenlerden az miktarda petrol, daha fazla da gaz oluşmaktadır.

Organik maddenin karakterini belirlemek amacıyla çalışma alanından alınan 10 örnek Hidrojen İndeks değerleri göz önüne alınarak değerlendirilmiştir. Yapılan analiz

sonucu Hidrojen İndeksi (HI) değeri ortalama 389,3 mg HC/g TOC olarak belirlenmiştir. 0-100 arasındaki Hidrojen İndeksi değerleri Tip III organik maddeyi, 200-600 arasındaki Hidrojen İndeksi değerleri Tip II organik maddeyi ve 600 değerinden yüksek HI değerleri Tip I organik maddeyi karakterize etmektedir (Espitalié ve ark., 1977). Çalışma alanından alınan 10 örnekten; 7 adet örnek (Ao-09, Hi-02, Ş-02, Ş-07, Ş-12, Ul-07, Yun-03) Tip II, 2 adet örnek (Hi-01, Şr-06) Tip I ve 1 adet örnek (Ul-02) ise Tip III organik madde karakterini göstermektedir (Şekil 51).



Şekil 51. Çalışma alanından derlenmiş 10 örnek için Piroliz Analiz sonuçlarının değerlendirilmesi, Van Krevelen Diyagramı (Espitalié ve ark., 1977).

Bu kapsam da organik madde tipi ağırlıklı olarak tip II aralığında saptanmıştır. Çalışma alanından derlenmiş 10 örnek için Rock-Eval Analizi Sonucu elde edilen HI

(Hidrojen İndeksi) ve T_{max} (termal olgunluk değerleri) diyagramında organik maddenin genelinde Tip II aralığına düşmeside analiz sonucu elde edilen bilgiyi doğrulamaktadır (Şekil 54).

4.7.1.1.a S2/S3 oranı

TOC verisinin bulunmadığı durumlarda kerojen tipini tespit edebilmek amacıyla ilk olarak (Clementz ve ark, 1979) tarafından kullanılmıştır. Bu oran, H1 /O1 oranına benzer şekilde hidrojenin oksijene oranını yansıtmaktadır (Çizelge 10).

Çizelge 10. S2/S3 oranının sınır değerleri ve kerojen tipi tayini (Clementz ve ark., 1979)

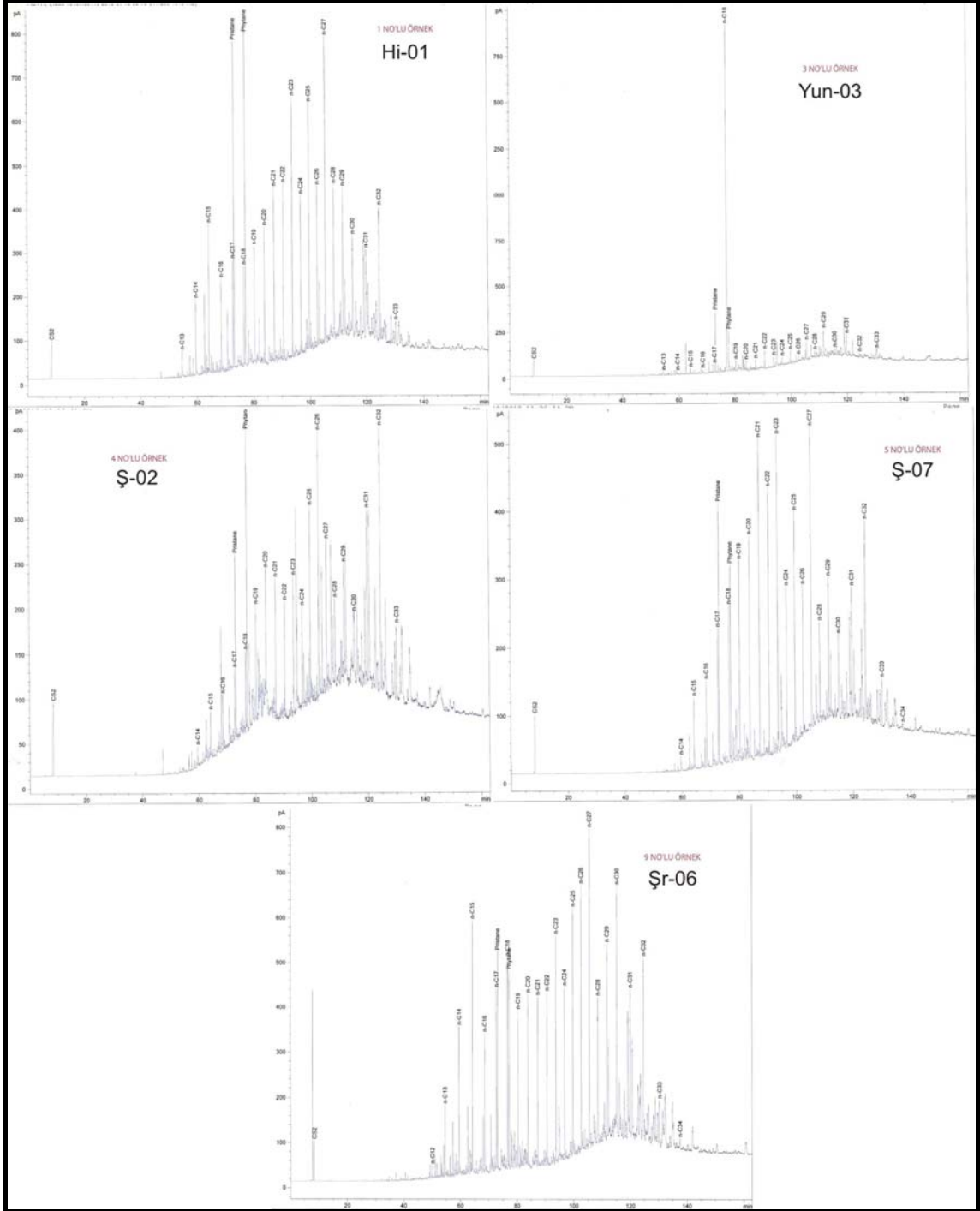
S2/S3	Kerojen Tipi
0-2,50	Tip III, gaz eğilimli
2,50-5,00	Tip II/III, gaz/petrol eğilimli
> 5,00	Tip I veya II, petrol eğilimli

Çalışma alanından alınan örnekler için yapılan analiz sonuçlarına göre S2/S3 oranı piroliz analizi sonucunda belirlenmiştir. S2/S3 oranının sınır değerleri ve kerojen tipi tayini belirlenmesinde çizelge 10'dan yararlanılmıştır (Clementz ve ark., 1979). Yapılan analizlerde 6 adet örneğin S2/S3 değeri 2,5 ten büyük, 2 adet örneğin S2/S3 değeri 0-2,5 arasında, 2 adet örneğin S2/S3 değeri ise 2,5-5 değeri arasındadır. Bu kapsamda çalışma alanında organik maddenin genel olarak tipi kerojen Tip II den, az miktardada Tip I ve III organik madde içeriğine sahiptir. Buna göre incelenen organik maddece zengin Küçükkuyu Formasyonu'nun birimlerin öncelikle sıvı petrol daha sonra gaz oluşturabileceği kanısına varılmıştır.

4.7.1.2. Gaz kromatografisi yöntemi sonuçlarına göre organik madde tipi (GC)

Çalışma alanından örnekler için Gaz Kromatografi tekniği petrol ve bitüm örnekleri içerisindeki hidrokarbon bileşiklerinin genel olarak dağılımlarını belirlemek amacıyla gerçekleştirilmiştir. Elde edilen kromatogramlardaki pik dağılımları ve boylarına bakılarak organik maddenin tipi tayin edilmiştir. Bu kapsamda inceleme arazisinden seçilen 5 örneğin pik dağılımları ve kromatogramdaki pik değerleri altındaki alanlar kullanılarak hidrokarbon bileşiklerinin petrol ana kayası organik madde tipi belirlenmiştir. Organik

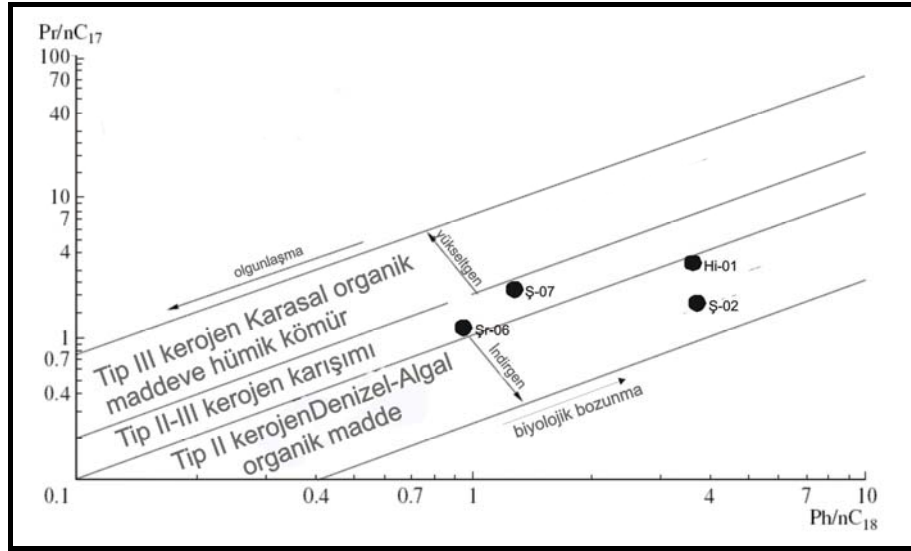
madde tip belirlenirken her örnek için kromotoramlardaki pik dağılımları incelenmiştir (Şekil 52). Kromotogramlardaki pik alanları kullanılarak Pristan, Fitan, n-C17, n-C18 değerleri bulunarak gerekli diyagramlar yardımı ile organik maddenin özellikleri tayin edilmiştir.



Şekil 52. Küçükkuyu Formasyonu'ndan seçilen 5 adet örneğin Gaz Kromatografisi analiz sonuçları.

Organik maddenin tip tayininde Pristan/n-C17/, Fitan/n-C18 değerleri hesaplanarak ilgili diyagramda organik maddenin tip tayini yapılmıştır (Şekil 53).

Ş-02 ve Hi-01 örnekleri Tip II organik madde eğilimde, Şr-06 örneği Tip II ağırlıklı alanda, Ş-07 ise Tip II ve Tip III organik maddeyi karakterize eden alan içinde yer almaktadır. Yun-03 numaralı örneğin x ve y değerleri ise diyagramın dışında kalmaktadır. Gaz Kromatografisi analizi yapılan 5 örneğin 3 adedi Tip II organik maddeyi temsil eden özelliklere sahipken 1 adedi ise Tip II/III organik maddeyi temsil eder. Elde edilen sonuçlar ortalama olarak Tip II organik maddeyi karakterize eden alan içinde yer almaktadır.



Şekil 53. Pristan/n-C17 ve Fitan/n-C18 değerlerine göre organik maddenin çökeltim koşulları ve tipinin belirlenmesi için kullanılan diyagram (Wehner, 1989).

4.8. Ana Kaya İçindeki Organik Maddenin Olgunluk Derecesi

Petrol ana kayası çalışmalarında organik maddenin olgunluğu belirlemek amacı ile Organik Petrografik Analiz Yöntemleri ve Organik Jeokimyasal Analiz Yöntemleri kullanılır. Bunlar içinde olgunluğu belirlemek için en yaygın olarak kullanılan analiz yöntemleri vitrinit yansıması (Ro), spor renk indeksi tayini (SCI), Rock-Eval Piroliz Analizi sonucu belirlenen Termal Olgunluk (T_{max} °C) ve Gaz Kromatografisi (GC) analizleri sonucunda elde edilen ölçümlerdir.

Çalışma alanından alınan örneklerdeki organik maddenin olgunluk derecesini tayin etmek için Rock-eval Piroliz ve Gaz Kromatografisi analiz yöntemleri kullanılmıştır.

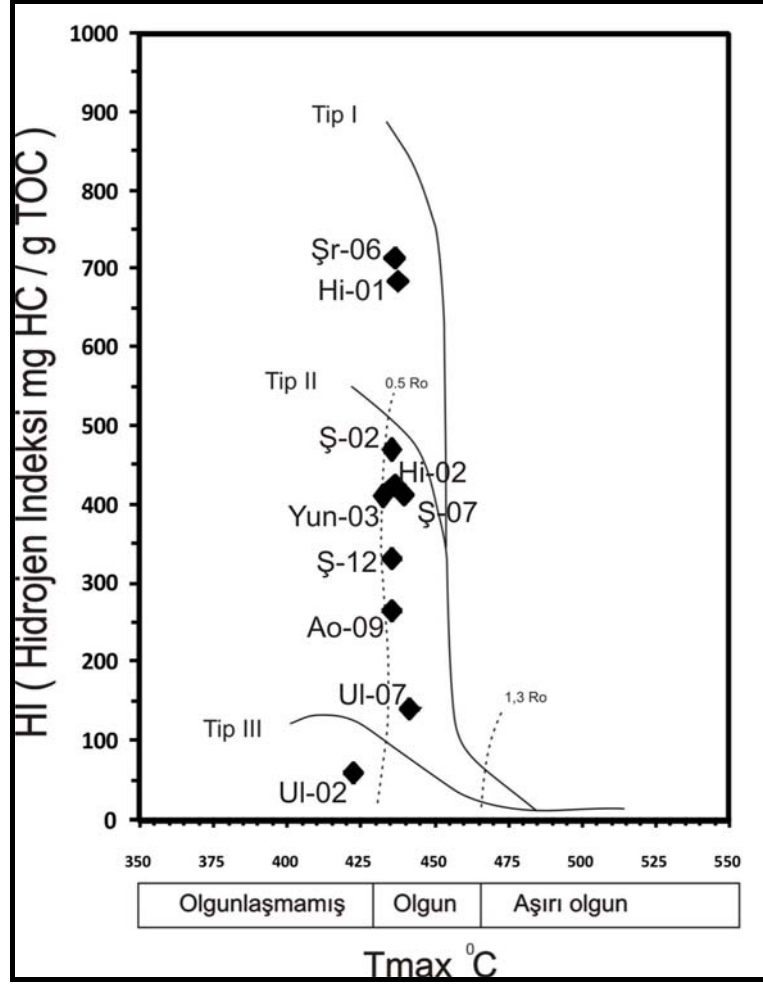
4.8.1. İnceleme alanında organik madde olgunluğunun değerlendirilmesi

4.8.1.1. Rock-Eval piroliz analizi sonuçlarına göre organik maddenin olgunluk derecesi (Rock-Eval 6)

Rock-Eval pirolizleri sırasında ortaya çıkan ısı olgunluk göstergesi olarak kullanılabilir. T_{max} , pirolizin en yüksek ısını gösteren bir parametredir. Artan derinlikle birlikte T_{max} değeri de artmaktadır (Espitalie ve ark., 1977). Bu ısı 430°C'den düşük olduğu zaman diyajenetik zonu, 430-465°C arasında olduğu zaman katajenetik zonu, 465°C büyük olduğu zaman da metajenetik zonu vermektedir.

Rock-Eval Analizi Sonucu elde edilen HI (Hidrojen İndeksi ve T_{max} (termal olgunluk °C) değerlerine göre organik maddenin olgunluğunu belirlemekte için Van Krevelen Diyagramı (Espitalie ve ark., 1977) kullanılmıştır.

Çalışma alanından derlenmiş 10 örnek için Rock-Eval Analizi sonucu elde edilen HI (Hidrojen İndeksi) ve T_{max} (termal olgunluk) değerlerine göre kerojen tipini ve olgunluğunu belirlemekte kullanılan Van Krevelen Diyagramı (Espitalie ve ark., 1977) kullanılmıştır. Çalışma alanından alınan 10 örnekten 7 adet örnek (Ao-09, Hi-02, Ş-02, Ş-07, Ş-12, Ul-07, Yun-03) Tip II, 2 adet örnek (Hi-01, Şr-06) Tip I ve petrol penceresi sınırındadır. 1 adet örnek (Ul-02) ise Tip III aralığındadır. Tip III aralığına düşen bir örnek petrol penceresi sınırında yer almayıp olgunlaşma seviyesine ulaşmamıştır (Şekil 54).



Şekil 54. Çalışma alanından derlenmiş 10 örnek için Piroliz Analiz sonuçlarının değerlendirilmesi, Van Krevelen Diyagramı (Espitalie ve ark., 1977).

Çalışma alanından alınan Hi-01 ve Şr-06 örnekleri için Piroliz Analizi sonucu elde edilen termel olgunluk (T_{max}) değerleri iki örnek için S2 pik değerleri göz önüne alındığında çok sağlıklı değildir. T_{max} değerleri işlenmiş organik madde veya tuz iyonizasyonundan dolayı aşırı yüksek ($>500^{\circ}\text{C}$) değerlerde olabilmektedir (Jarvie ve Tobey, 1999). Hi-01 ve Şr-06 örnekleri T_{max} değerleri göz önüne alındığında erken olgun penceresinde yer almasına rağmen bu iki örnek olgunluk aşamasına henüz ulaşmamıştır. Gaz Kromatografisi analizlerinde de Hi-01 ve Şr-06 örneklerinin biodegradasyona uğradığı ve S2 değerlerinin yüksek olmasının sebebinin bu bozunma, aynı zamanda kirlenmeye bağlı olarak geliştiği söylenebilir. S2 pik değeri bize ana kayanın günümüzde üretebileceği (aktüel) petrol ve doğal gazın miktarını belirtir (Çizelge 6). Bu değer organik maddenin TOC miktarı, tipi ve geçirdiği ısıl evrime göre değişmektedir. S2 pik değeri termal olgunluğun artması ile azalmaktadır (Espitalie, 1982). Hi-01 ve Şr-06 örnekleri için S2 pikinin son derece yüksek değerlerde olması (Hi-01:18,61-Şr-06:22,07) ana kayanın olgun

olmadığını fakat aktüel açıdan iyi ana kaya potansiyeline sahip olduğunu göstermektedir (Çizelge 7), (Petters ve Cassa, 1994). Aynı zamanda Hi-01 ve Şr-06 örnekleri için elde edilen TOC değerleri sırası ile 2,73 ve 3,10 olup organik madde açısından zengin ve aktüel açıdan mükemmel ana kaya potansiyeline sahip olduklarını göstermektedir (Peters ve Cassa, 1994).

4.8.1.2. Gaz Kromatografisi yöntemi sonuçlarına göre organik maddenin olgunluk derecesi (GC)

Gaz Kromatografisinde ölçülen n-alkanlar kullanılarak Karbon Tercih İndeksi (CPI) elde edilir. $CPI < 1$ çift karbon numaralı n-alkanların, $CPI > 1$ ise tek karbon numaralı n-alkanların Gaz kromatografisindeki egemen yayılımını gösterir. CPI değerinin 1 değerine yakınlığı organik maddenin olgunluğunu, 1' den küçük değerlerinde erken olgun aşamasında olduğunu göstergesidir. CPI değerini hesaplanmasında denklem 4.1'deki formülü kullanılmıştır (TPAO, 1993).

Denklem 4.1. CPI değerini hesaplanmasında kullanılan formülün gösterimi (TPAO, 1993).

$$CPI = \frac{1}{2} \left[\frac{(C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33})}{(C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32})} + \frac{(C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33})}{(C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32} + C_{34})} \right]$$

1993., T.P.A.O. Araştırma Grubu Başkanlığı Eğitim Yayınları No.23, 169 s, ANKARA
Original definition by Bray and Evans (1961)

Araziden alınan 5 örnek için Gaz Kromatografisi analizi yöntemi gerçekleştirilmiştir. Analiz sonucunda 5 örnek için (CPI) karbon tercih indeksi ortalama değeri 1,84 olarak bulunmuştur (Çizelge 11). Ortalama bu değer organik maddenin erken olgun olduğunu göstermektedir.

(CPI) Karbon Tercih İndeks değerlerinin 1 civarına yakın oluşu kerojenin petrol üretebilecek olgunlukta olduğunu göstermektedir. Bu kapsamda Ş-02 örneği için CPI değeri 0,95 olup organik maddenin petrol üretebilecek olgunluğa sahip olduğunu, Hi-01 ve Ş-07 numaralı örneği için 1,33 değeri organik maddenin henüz erken olgun aşamasında olduğunu ifade etmektedir. 1, 5'ten büyük CPI değerlerine sahip Yun-03 ve Şr-06 numaralı örnekler için organik maddenin henüz olgunlaşma aşamasında olmadığı belirlenmiştir. Sonuç olarak kuzeydoğudan güneybatıya doğru organik maddenin olgunluk derecesi

giderek azalarak erken-olgundan, olgunlaşmamış organik maddeye geçiş gözlenmektedir (Çizelge 11). Bununla beraber artan CPI değerleri havza sınırına yaklaşıldığını ifade eder.

Çizelge 11. Araziden alınan 5 örnek için Gaz Kromatografisi analizi (CPI) Karbon Tercih İndeksi değerleri

Örnek no	Pristan/Fitan	Pristan /n-C17	Fitan /n-C18	CPI 25-33
Ş-02	0.60	1.76	3,75	0.95
Ş-07	1.32	2.21	1.29	1.26
Şr-06	1.08	1.19	0.96	1.69
Hi-01	0.97	3.37	3.66	1.32
Yun-03	1.58	6.01	0.05	3.96
Ortalama	1.11	1.99	1.49	1.84

4.8.1. Vitrinit yansıması ölçümü analizi (Ro) sonuçlarına göre organik maddenin olgunluk derecesi

Çalışma alanından derlenen 10 örnek için Türkiye Petrolleri Araştırma Merkezi'nde Vitrinit Yansıması (Ro) Analizi yaptırılmıştır. Gerçekleştirilen analiz sonucunda 10 örnekten sadece Ul-02 numaralı örnek için Ro değeri tespit edilmiştir (Çizelge 12). Vitrinit Yansıması (Ro) Analiz sonucunda Ul-02 örneği haricinde Vitrinit Masereline rastlanmamıştır. Ul-02 numaralı örnek için tespit edilen değer 0,46 olup % 0 - 0,5 arasında yer almaktadır. Bu değer organik maddenin diyajenez aşamasında ve olgunlaşmamış olduğunu göstermektedir.

Çizelge 12. Araziden alınan 10 örnekler için Vitrinit Yansıması (Ro) değerleri

Örnek no	Vitrinit Yansıması Ölçümü
Hi-01	-
Ul-02	0,46
Yun-03	-
Ş-02	-
Ş-07	-
Hi-02	-
Ş-12	-
Ul-07	-
Şr-06	-
Ao-09	-

4.9. Organik Maddenin Çökeltme Ortamı

4.9.1. Gaz Kromatografisi yöntemi analiz sonuçlarına göre organik maddenin çökeltme ortamı (GC)

İnceleme alanında Piroliz Analizi yapılan 10 örnekten 5 adeti için Gaz Kromatografisi analiz sonuçları değerlendirilmiştir. Analiz sonucunda örnekler için (CPI) Karbon Tercih İndeksi, Pristan'ın, fitan'a oranı, Pristan'ın, n-C17 numaralı karbon'a oranı, Fitin'ın, n-C18 numaralı karbona oranı belirlenerek organik maddenin çökeltme ortamı için analiz sonuçları değerlendirilmiştir. Bu analiz sonucu elde edilen veriler çizelge 11'deki gibidir.

İnceleme alanından alınan örnekler için çizelge 13'de verilen Gaz Kromatografisi analiz sonuçları ve Pristan/Fitan oranları 0,60 ile 1,58 değerleri arasında, (CPI) Karbon Tercih İndeks değerlerinin ise 0,95 ile 3,96 arasında olduğunu göstermektedir.

Pristan/Fitan oranlarının 1'den küçük ve çok yakın olduğu Hi-01, Şr-06, Ş-02 numaralı örnekler anoksik çökeltme ortamlarını temsil etmektedir. Diğer iki örnekten Yun-03 oksik, Ş-07 numaralı örnek ise sub-oksik koşulları temsil etmektedir. Tüm örneklerin ortalama Pristan/Fitan oranına bakıldığında 1,11 değeri organik maddenin sub-oksik koşullarda çökeldiğini göstermektedir (Şekil 53).

Çizelge 13. Küçükkuyu Formasyonu'ndan alınan örnekler için Gaz Kromatografisi analizi verileri

Örnek no	Pristan/Fitan	Pristan /n-C17	Fitan /n-C18	CPI 25-33
Hi-01	0.97	3.37	3.66	1.32
Yun-03	1.58	6.01	0.05	3.96
Ş-02	0.60	1.76	3,75	0.95
Ş-07	1.32	2.21	1.29	1.26
Şr-06	1.08	1.19	0.96	1.69
Ortalama	1.11	2.91	1.49	1.84

Organik maddenin çökeltme koşulları ve tip tayini belirlemede şekil 53'deki diyagram kullanılmıştır (Wehner, 1989). Bu diyagramda inceleme alanından alınan Şr-06 ve Ş-07 numaralı örnekler sub-oksik koşulları belirtmektedir. Alınan örneklerde Hi-01 ve Ş-02 numaralı örnekler ise anoksik koşulları temsil eden alan içinde yer almaktadır.

4.9.2. Karbon izotop ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) analiz sonuçlarına göre organik maddenin çökme ortamı

Doğadaki çeşitli karbon rezervleri farklı $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ oranlarına sahiptir. $\text{C}^{13} / \text{C}^{12}$ oranlarının kireçtaşları, denizel ve karasal bitkiler, atmosferik CO_2 için değişik ve karakteristik değerlere sahiptirler. Bu oranlar organik maddenin çökme ortamı ve türü hakkında bilgi verir.

Çalışma alanından alınan 5 örnekte gerçekleştirilen Karbon İzotop analizleri çizelge 14'deki gibidir. Bu oranlar Küçükkuşu Formasyonu içerisindeki organik maddece zengin düzeylerin organik madde türü ve çökme ortamının belirlenmesi ve diğer analizler ile sağlama yapılmasını sağlar. İnceleme alanından alınan örneklerin $\text{C}^{13} / \text{C}^{12}$ değerleri -26,97 ile -30,5 arasındadır. Bu aralıktaki değerler ortamda karasal otsu bitkilerin, görsel alglerin bulunduğu ve organik maddenin çoğunlukla bu yaşam kaynaklarının bünyesinde bulunan hidrokarbonlardan oluştuğunun bir göstergesidir (Park ve Epstein, 1961)

Çizelge 14. Karbon İzotop Analizi sonuçları

Örnek no	$\delta^{13}\text{C}$
Hi-01	-29,34
Yun-03	-30,50
Ş-02	-27,54
Ş-07	-26,97
Şr-06	-29,14

Karbon $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin negatif yöndeki uzanımı ortamda hafif karbonların kullanıldığını göstermektedir. Bu uzanım ortamın fotosentez ve yaşam faaliyetleri için uygun koşullara sahip olmasıyla ilişkilidir. Karbonat kayaçlarda diyajenezin ilk evrelerinde meydana gelen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki negatif uzanım, organik maddeden türeyen ağır karbonca zengin CO_2 'nin tüketilmesi ile ilişkilidir. Tatlı ve meteorik suların etkisi altındaki veya bu kökenden kaynaklı sular ile beslenen basenlerde $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin negatif uzanımı, ortamda yaşam faaliyetleri için uygun, serin ve ılıman koşulların oluşumu ile göstermektedir.

BÖLÜM 5.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışma; Edremit Körfezi güneyinde yüzeleme veren Küçükkuşu Formasyonu'na ait organik maddece zengin şeyllerin petrol ana kaya özelliklerinin belirlenmesi amacıyla yapılmıştır. Bu çalışma kapsamında bölgede yüzeleyen birimlerin stratigrafik özellikleri yeniden değerlendirilmiştir.

Formasyon genel olarak şeyl, silttaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşur ve Alt-Orta Miyosen yaşlıdır. Şeyller genellikle ince tabakalı, laminalı ve yer yer bitümlü şeyl özelliğindedir. Bu şeyllerde ana kaya potansiyelini belirlemek için organik maddece zengin düzeylerden derlenen örneklerin organik jeokimyasal analizleri yapılmıştır. Buna göre Küçükkuşu Formasyonu'na ait şeyllerin Toplam Organik Karbon (TOC) değerleri ortalama %1,65, HI değerleri yer yer 712 mgHC/g TOC değerlerine ulaşan iyi ana kaya kalitesinde çökellerdir. Kerojen Tipine göre ise Tip II organik madde hakim olup, ağırlıklı olarak petrol türetilir. Olgunlaşma açısından organik madde erken olgun yani katajenez başlangıcındadır.

Bölgede yetersiz gömülmeye karşılık, ana kaya olgunlaşmasında volkanik aktivitenin etkisi mevcuttur. Bununla beraber volkanik faaliyet sonucu aşırı ısınma organik maddeyi olumsuz yönde etkileyerek ana kayayı oluşturan organik maddenin aşırı olgunlaşmasına neden olabilir. Bir diğer yönden ise yeterince olgun olmayan organik maddenin olgunlaşmasında etkili olabilir. Küçükkuşu Formasyonu'nun ana kayasını içerisindeki organik madde olgunlaşma açısından erken olgun evrededir. Bu nedenle bölgedeki volkanik etkinliğin organik maddenin olumsuz yönde etkilenmediğinin bir göstergesi olarak değerlendirilmiştir. Ayrıca volkanik faaliyetin neden olduğu tektonik hareketlilikten dolayı oluşan fay ve kırık zonları oluşmuş olabilecek hidrokarbon potansiyelini olumsuz olarak etkileyeceği şüphesizdir. Bu etkinin lokal mi yoksa bölgesel mi olduğunun irdelenmesi gerçek hidrokarbon potansiyelinin ortaya konulmasında önemlidir. Ayrıca Küçükkuşu Formasyonu'nun çökelişi esnasında devam eden volkanik aktivitenin ürünleri zaman zaman havzaya katılarak formasyonunun çökelişini kesikliğe uğratmıştır.

Küçükkuşu Formasyonu içerisinde organik maddece zengin kesimler düşük enerjili, organik madde korunumunu kolaylaştıran gölsel bir ortamda çökelmişlerdir.

Çalışma alanı sınırlı hidrokarbon potansiyeline sahiptir. Fakat Küçükkuyu Formasyonu'nda çökelen istifin kalınlığının yetersiz oluşu ve havza boyutlarının küçük ve gömülmenin yetersiz olması en önemli problemlerdir. Bunun yanında körfezin güney alanlarındaki kısmen de olsa aktif bir hidrokarbon sistemin varlığına dair işaretler mevcuttur.

KAYNAKLAR

- Akyürek B. ve Soysal Y., 1983. Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç- Bergama Ayvalık) temel jeoloji özellikleri: *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 95/96: 1-12.
- Ala M. A., Kinghorn R. R. F. ve Rahman M., 1980. Organic Geochemistry and Source Rock Characteristics of the Zagros Petroleum Province, Southwest Iran: *Journal of Petroleum Geology*, 3 (1): 61-89.
- Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F. ve Mitchell J. G., 2000. Petrogenetic Evolution of Late Cenozoic, Post Collision Volcanism in Western Turkey, *Journal of Volcanology And Geothermal Research*, 102: 67-95.
- Altunel E., 1999. Geological and Geomorphological Observations in Relation to 20 September 1899 Menderes Earthquake, Western Turkey, *Journal of Geological Society London*, 156: 241-246.
- Ambraseys N. N. ve Jackson J. A., 1998. Faulting Associated with Historical and Recent Earthquakes in the Eastern Mediterranean Region, *Geophysical Journal International*, 133: 390-406.
- Analyzer To The Study Of Gaseous Hydrocarbons in an Oklahoma Gas Well, *187th ACS National Meeting*, St.Louis.
- Arpat E. ve Şaroğlu F., 1972. The East Anatolian Fault System, *Maden Tetkik Arama Bülteni*, 78: 33-39.
- Atalay İ., 1997. *Türkiye Coğrafyası*, Ege Üniversitesi Yayınları
- Ataman G., 1974. Revue Geochronologique, Des Massifs Plutoniques Et Metamorphiques De L.Anatolie, *Hacettepe Üniversitesi Doğa Bilimleri ve Mühendislik Bülteni*, 3: 518-523.
- Barka A. A. ve Gülen L.,1989. Complex Evolution of the Erzincan Basin (Eastern Turkey), *Journal of Structural Geology*, 11: 275-283.
- Barka A. A., 1992. The North Anatolian Fault Zone, *Annales Tecton.*, 6, 164-195.
- Barka A. A., 1997. Neotectonics of the Marmara Region, in: C. Schindler, M. Pfister (eds), Active Tectonics of Northwest Anatolia . The Marmara Poly Project; A Multidisciplinary Approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology, *Vdf. Hochschulverl an der ETH*, Zurich, 55-87.
- Barka A. A., Akyüz S. H., Cohen H. A. ve Watchorn F., 2000. Tectonic Evolution of the Niksar and Taşova-Erbaa Pull Apart Basins, North Anatolian Fault Zone: Their Significance for the Motion of the Anatolian Block, *Tectonophysics*, 322: 243-264.

- Barka A. A., ve Kadinsky Cade C., 1988. Strike Slip Fault Geometry in Turkey And its Influence on Earthquake Activity, *Tectonics*, 7: 663-684.
- Basu D. N., Banerje A. ve Tamhane D.M., 1980. Source Area and Migration Trend of Oil And Gas in Bombay Offshore: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 209-220.
- Beccaletto L. ve Steiner C., 2005. Evidence of Two-Stage Extensional Tectonics from the Northern Edge of the Edremit Graben, NW Turkey, *Geodinamica Acta* , 18 (3-4): 283-297.
- Bingöl E., Akyürek B. ve Korkmazer B., 1973. Biga Yarımadasının Jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun Bazı Özellikleri. Proceedings of the 50 Th Anniversary of Turkish Republic Earth Sciences Congress. *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey Publications*, 70-75.
- Bingöl E., Akyürek B. ve Korkmazer B., 1973. Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri, *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Bildiriler Kitabı*, 1973
- Bingöl E., Delaloye M. ve Ataman G., 1982. Granitic Intrusions in Western Anatolia: A Contribution to the Geodynamic Study of This Area, *Ecloga Geologica Helvetica*, 75: 437-446.
- Birkle P. ve Satır M., 1995. Dating, Geochemistry and Geodynamic Significance of the Tertiary Magmatism of the Biga Peninsula, NW-Turkey. *Geology of the Black Sea Region, Mineral Research Exporation Institute of Turkey*, Ankara, 171-180.
- Bostick N. H., 1979. Microscopic measurement of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rock to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures: *SEMP, special publich*, 26: 17-43.
- Bozkurt E. ve Oberhansli R., 2001. Menderes Massif (Western Turkey): Structural, Metamorphic and Magmatic Evolution-A Synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89: 679-708.
- Bozkurt E., 2001. Neotectonics of Turkey-A Synthesis, *Geodinamica Acta*, 14, 2-30.
- Bozkurt E. ve Park R. G., 1994. Southern Menderes Massif: an İncipient Metamorphic Core Complex in Western Anatolia, Turkey: *Journal of Geological Society, London*, 151: 213-216
- Bozkurt E., ve Koçyiğit A., 1995. Almus Fault Zone: Its Age Total Offset and Relation to the North Anatolian Fault Zone, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 4: 65-79.

- Clementz D. M., 1979, Effect of oil and bitumen saturation on source-rock pyrolysis, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2227-2232.
- Collins A. S. ve Robertson A. H. F., 1998. Process of Late Cretaceous to Late Miocene Episodic Thrust Sheet Translation in the Lycian Taurides, SW Turkey, *Journal of Geological Society London*, 155: 759-772.
- Çiftçi N. B., Temel R. Ö. ve Terzioğlu M. N., 2004. Edremit Körfezi Civarının Neojen Stratigrafisi ve Hidrokarbon Olanakları, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, Cilt 16, Sayı 2, s.81-104.
- Çiftçi N. B., Temel R. Ö. ve Terzioğlu M. N., 2004. Edremit Körfezi Civarının Neojen Stratigrafisi ve Hidrokarbon Sistemi, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 16: 81-104.
- Delaloye M., ve Bingöl E., 2000. Granitoids From Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry And Modeling of Geodynamic Evolution. *International Geology Review*, 42: 241-268.
- Demirel İ. H., 2002, Hidrokarbon Kaynak Kayaçlarda Termal Olgunlaşma. Yüksek Mühendislik Ders Notları, Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe 06532, Ankara.
- Dewey J. F., 1988. Extensional Collapse of Orogens: *Tectonics*, 7: 1123-1139
- Dewey J. F. ve Şengör A. M. C., 1979. Aegean and Surrounding Regions: Complex Multiple and Continuum Tectonics in a Convergent Zone: *Geological Society of America Bulletin*, 90: 84-92
- Dow W. G., 1977. Kerogen studies and geological interpretations: *Journal of Geochemical Exploration*, 7: 79-99.
- Dow W. G., 1978. Petroleum source beds on continental slope and rises: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, 1584-1606.
- Lafargue E., Espitalie J., Marguis F., ve Pillot, D., 2000. Rock-Eval 6 Applications, Hydrocarbon Exploration, Production and in Soil Contamination Studies, in *Revue de Institut Francais Du Petrole*, 53 (4):421 -427
- Ercan T., Satır M., Steinitz G., Dora A., Sarıfakıoğlu E., Adis C., Walter H. J. ve Yıldırım T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan Adalarındaki (Kuzeybatı Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi (in Turkish with 86. English abstract)*, 117: 55-70.

- Ercan T., Satır M., Türkecan A., Akyürek B., Çevikbaş A., Günay E., Ateş M. ve Can B., 1986. Ayvalık Çevresinin Jeolojisi ve Volkanik Kayaçların Petrolojisi: *Jeoloji Mühendisleri Odası Dergisi*, 27: 19-30.
- Espitalie J., Marquis F. ve Barsony I., 1984. Geochemical Logging, in Analytical Pyrolysis Techniques and Applications, Kent J.Voorhees, ed., Butterworths: London, 276-304.
- Espitalie J., Madec M., Tissot B. ve Leplat P., 1977. Source Rock Characterization Method for Petroleum Exploration, Paper number OTC 2935, *Offshore Technology Conference*, Houston, Texas.
- Espitalie J., 1982. Institut Francais du Petrole, *Syntheses Geologiques et Geochimie* 7020 dated April 28: 1982.
- Espitalie J., Deroo G. ve Marquis F., 1985. Rock-Eval Pyrolysis and its Applications, *Institut Francais du Petrole, Geologie* No.27299, Project B41 79008.
- Eyidoğan H. ve Jackson J. A., 1985. Seismological Study of Normal Faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz Earthquake of 1960-1970 in Western Turkey: Implications for the Nature and Geometry of Deformation in the Continental Crust: *Geophysical Journal of Royal Astronomy Society*, 81: 569-607.
- Fytikas M., Giuliano O., Innocenti F., Marinelli G. ve Mazuolli R., 1976. Geochronological Data on Recent Magmatism of the Aegean Sea, *Tectonophysics*, 31, 29-34.
- Gehman H. M., 1962. Organic Matter in Limestone: *Geochim et Cosmochim Acta*, 26: 885-897.
- Görür N., Çağatay M. N., Sakinç M., Sümengen M., Şentürk K., Yaltırak C. ve Tchapylyga A., 1997. Origin of Sea of Marmara as Deducued from Neogene to Quaternary Paleogeographic Evolution of its Frame, *Internationally Geology Review*, 39: 342-352.
- İrtem E. ve Karaman E., 2004. “ Edremit Küçükkuşu Arasındaki Turizm Faaliyetlerinin Kıyı Alanlarına Etkisi ve Önerilen Yönetim Programı”, *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi*, 3-14.
- J. D. A. Piper, Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, *Geological Society London Special Publication*, 173: 353-384
- Jackson, J. A. ve McKenzie, D. P., 1984. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt Between Western Turkey and Pakistan: *Geophysical Journal of Royal Astronomy Society*, 7: 185-192.

- Jarvie D. M. ve Baker D. R., 1984. Application of the Rock-Eval III Oil Show Analyzer to the Study of Gaseous Hydrocarbons in an Oklahoma Gas Well, *187th ACS National Meeting*, St.Louis.
- Jarvie D. M., 1991. Total Organic Carbon (TOC) Analysis,in *Treatise of Petroleum Geology,Handbook of Petroleum Geology, Source and Migration Processes and Evaluation Techniques*, R.K.Merrill, ed., *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, 113-118.
- Jarvie D. M., Leroux B., Walker P. R.ve Weldon W. D., 2000. Fast Chromatographic Analysis of Oil and Whole Rock Samples:10 Minute, High Resolution Assessment of Oil Quality, *219th American Chemical Socieity Meeting, March 26-30, 2000*, San Francisco, CA, oral presentation.
- Jarvie D. M. ve Tobey M. H., 1999. Application Note 99-4: TOC, Rock-Eval or SR Analyzer Interpretive Guidelines, Humble Geochemical Services, *Division of Humble Instruments and Services*, Humble, Texas.
- Karacık, Z. ve Yılmaz, Y., 1998. Geology of the İgnimbrites and the Associated Volcano-Plutonic Complex of the Ezine Area, Northwestern Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 251-264.
- Kesgin Y., 2002. Kuzeydoğu Ege Kıyı ve Deniz Alanlarının Tersiyer Jeolojisi ve Sedimantolojisi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (Doktora Tezi) 265
- Klimatoloji Şube Müdürlüğü, 2008. *Türkiye İklim Atlası*, Ankara
- Koçyiğit A., 1989. Suşehri Basin: An Active Fault Wedge Basin on the North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*, 167: 13-29.
- Koçyiğit A., 1990. Tectonic Setting of Gölova Basin, Total Offset of the North Anatolian Fault Zone, Eastern Pontide, Turkey, *Annales Tecton*, 4: 155-170.
- Koçyiğit A., Yusufoglu H. ve Bozkurt E., 1999. Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two Stage Extension in Western Turkey, *Journal of Geological Society London*, 156: 605-616.
- Korkmaz S., 1984. Boyabat (Sinop) Kuzeydoğusunun Petrol Yönünden Jeolojik ve Jeokimyasal İncelemesi: Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü (Doktora Tezi) 193 s. (Yayımlanmamış)
- Kraus G. P. ve Parker K. A., 1979. Geochemical Evaluation of Petroleum Source Rock in Bonaparte Gulf-Timor Sea Region, Nortwest Australia: *The American Association Of Petroleum Geologists Bulletin*, 2021-2041.

- Laplante R. E., 1973. Hydrocarbon generation related to carbonization and facies Types in Denver Basin, Upper Cretaceous: *The American Association Of Petroleum Geologists Bulletin*, 57: 790-796.
- Le Pichon X. ve Angelier J., 1981. The Aegean Sea: *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, 300: 357-372
- Le Pichon X., Chamot-Rooke C., Lallemand S., Noomen R. ve Veis G., 1995. Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece with Respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics: *Journal of Geophysical Research*, 100: 12675-12690
- Mantovani E., Albarello D., Babbucci D., Tamburelli C. ve Viti M., 2002. Trench-Arc-Back Arc Systems in the Mediterranean area: Example of Extrusion Tectonics, in G. Rosenbaum, G. S. Lister eds., Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen: *Journal of the Virtual Explorer*, 8: 131-147.
- Mc Iver R. D., 1967. Composition of Kerogen-Clus to Its Rol Ein the Origin of Petroleum, *Proceedings of the 7th. World Petr. Cong.*, Mexico, 2: 25-36.
- McClusky S., Balasarian A. A., Barka A., Demir C., Ergintav I., Georgieo O., Gürkan M., Hamburger M., Hurst K., Kahle H. G., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R. E., Sanlı İ, Seeger H., Tealeb A., Toksöz M. N. ve Veis G., 2000. Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, 105: 5695-5720.
- McKenzie D. P., 1978a. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins: *Earth Planet Science Letters*, 40: 25-32
- McKenzie D. P., 1978b. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions: *Geophysical Journal of Royal Astronomy Society*, 55: 217-254
- Mercier J. L., 1981. Extensional-Compressional Tectonics Associated with the Aegean Arc: Comparision with the Andean Cordillera of South Peru . North Bolivia: *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, 300: 337-355
- Meulenkamp J. E., Van Der Zwan G. J. ve Van Wamel W. A., 1994. On the Late Miocene to Recent Vertical Motions in the Cretean Segment of the Hellenic Arc: *Tectonophysics*, 234: 53-72

- Meulenkamp J. E., Wortel M. J. R., Van Vamel W. A., Spakman W. ve Hoogerduynstrating E., 1988, On the Hellenic Subduction Zone and the Geodynamic Evolution of Crete since the late Middle Miocene: *Tectonophysics*, 146: 203-215
- Nier A. O. ve Gulbreansen E. A., 1939. Variations in the relative abundance of the carbon isotopes, *Journal of American Chemical Society*, 61: 697-698.
- Okay A. İ. ve Satır M., 2000a. Upper Cretaceous Eclogite-Facies Metamorphic Rocks from the Biga Peninsula, Northwest Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 9: 47-56.
- Okay A. İ. ve Satır M., 2000b. Coeval Plutonism and Metamorphism in a Latest Oligocene Metamorphic Core Complex in Northwest Turkey, *Geological Magazine*, 137 (5):495-516.
- Okay A. İ., Satır M., Maluski H., Siyako M., Monie P., Metzger R. ve Akyüz S., 1996. Paleo and Neo-Tethyan Events in Northwest Turkey; Geological and Geochronological Constraints, *Cambridge University Press*, 420-441.
- Okay A. İ., Siyako M. ve Bürkan K. A., 1990. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği (in Turkish with English Abstract)*, 2 (1): 83-121.
- Okay A. İ., Tansel İ. ve Tüysüz O., 2001. Obduction, Subduction and Collision as Reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene Sedimentary Record of Western Turkey. *Geological Magazine*, 138 (2):117-142.
- Okay A. İ. ve Göncüoğlu M. C., 2004. The Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 77-95.
- Oral M. B., Reilinger R. E., Toksöz M. N., Kong R. W., Barka A. A., Kınık İ. ve Lenk O., 1995. Global Positioning System Offers Evidence of Plate Motions in Eastern Mediterranean: *EOS Transac*, 76 (9):
- Park R. ve Epstein R., 1961. Metabolic fractionation of C13 and C12 in plants, *Division of Geological Sciences, California Institute Of Technology, Pasadena* 36
- Pelin S., 1981. Pasinler (Erzurum) havzasında ana kaya özelliklerinin ve petrol oluşumunun açıklaması: *Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi*, 1: s.2, s.127-143.
- Peters K. E. ve Cassa M. R., 1994. Applied Source Rock Geochemistry; Magoon, L. B. and W. G. Dow, eds., The petroleum system-from source to trap: *The American Association Of Petroleum Geologists Bulletin Memoir* 60.

- Pickett E. A. ve Robertson A. H. F., 2004. Significance of the Volcanogenic Nilüfer Unit and Related Components of the Triassic Karakaya Complex for Tethyan Subduction/Accretion Processes in NW Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 97-143.
- Pickett E. A., Robertson A. H. F. ve Dixon J., E., 1995. The Karakaya Complex, NW Turkey: A Palaeo Tethyan Accretionary Complex, *Geology of the Black Sea Region*, 11-23.
- Raynaud J. F. ve Robert P., 1976. Les Methodes d'etudes optiques de la matiere organique: *Bull Centre Rech. Rau., SNPA*, 10: 109-127.
- Reilinger R. E., McClusky S. C., Oral M. B., King W. ve Toksöz M. N., 1997. GPS Measurements of Present Day Crustal Movements in the Arabian-Africa-Eurasia Plate Collusion Zone: *Journal of Geophysical Research*, 102: 9983-9999.
- Ring U., Gessner K., Güngör T. ve Passchier C. W., 1999. The Menderes Massif of Western Turkey and the Cycladic Massif in the Aegean-do They Really Correlate: *Journal of Geological Society London*, 156: 3-6
- Ronov A. J. B., 1958. Organic Carbon in Sedimentary Rocks: *Geochemistry*, 5: 496-509.
- Saka K., 1979. Edremit Körfezi ve Civarı Neojenin Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, *TPAO rapor no:1341*
- Seyitoğlu G. ve Scott B. C., 1991. Late Cenozoic Crustal Extension and Basin Formation in West Turkey: *Geology Magazine*, 28: 155-166.
- Siyako M., Bürkan K. A. ve Okay A.İ., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, *TPJD Bülteni*, 1 (3): 183 – 199.
- Söylemezoğlu, Ö., 1997. Edremit ve Yakın Çevresinin İklimi, *Balıkesir Üniversitesi Necatibey Eğitim Fakültesi Coğrafya Bölümü Yıl İçi Bitirme Çalışması*, Balıkesir.
- Suzanne P., Lyberis N., Chorowicz J., Nurlu M., Yürür T. ve Kasapoğlu E., 1990. La Geometrie de la Faille Nord Anatolienne a D.Images Landsat-MSS, *Bulletin of Geological Society France*, 8: 589-599.
- Şaroğlu F., 1988. The Age and Offset on the North Anatolian Fault, *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, 21: 65-79.
- Şengör A. M. C. ve Yılmaz Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics* 75: 181-241.
- Şengör A. M. C., Satır M. ve Akkök R., 1984. Timing Of Tectonic Events in the Menderes Massif, Western Turkey: Implications for Tectonic Evolution and Evidence for Pan-African Basement in Turkey. *Tectonics*, 3 (7): 693-707.

- Şengör A. M. C. ve Kidd W.S.F., 1979. Post- Collisional Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a Comparison with Tibet: *Tectonophysics*, 55: 361-376.
- Şengör A. M. C., 1979. The North Anatolian Transform Fault; Its Age, Offset and Tectonic Significance: *Journal Geological Socieity London*, 136: 269-282.
- Şengör A. M. C., 1993. Some Current Problems on the Tectonic Evolution of the Mediterranean During the Cainozoic, in E. Boschi, Mantovani, a. Morelli eds., Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region, *Kluwer Academic Publishers*, 1-51
- Şengör A. M. C., Görür N. ve Şaroğlu F., 1985. Strike Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study, in K. Biddle, N. Christie-Blick eds., Strike Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation, *SEPM Special Publication*, 37: 227-264
- Şensoy S., Demircan M., Ulupınar Y. ve Balta İ., 2008. 1. *Turkish State Meteorological Service*, P.O. Box: 401: Ankara, Turkey
- Taymaz T., 1993. The Source Parameters of the Çubukdağ (W Turkey) Earthquake of 1986 October11: *Geophysical Journal International*, 113: 260-267
- Taymaz T., Jackson J. A. ve McKenzie D. P., 1991. Active Tectonics of North and Central Aegean Sea: *Geophysical Journal International*, 113: 433-490
- Thomas B. M., 1979. Geochemical Analysis of Hydrocarbon Occurences in Northern, Pert Basin, Australia: *The American Association Of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 1092-1107.
- Thomson S. N., Stockhert B. ve Brix M. N., 1998. Thermochronology of the High-Pressure Metamorphic Rocks of Crete, Greece: Implications for the Speed of Tectonic Processes: *Geology*, 26: 259-262
- Tissot B. P. ve Welte D., 1984. Petroleum Formation and Occurence: Berling, *Springer-Verlag*, 538 p.
- Tissot B. P. ve Welte D. H., 1978. Petroleum Formation and Occurence: *Springer- Verlag New York*, 598 p.
- Tissot B. P. ve Espitalié J., 1975. L'evolution Termique de la Matière Organique des Sédiments: Applications d'une Simulation Mathematique. *Review Institute of French Petrology* 30: 743-777.
- Tokay M., 1973. Geological Observations on the North Anatolian Fault Zone Between Gerede and Ilgaz, Proceedings of Symposium on North Anatolian Fault Zone and Earthquake Belt, *Maden Tetkik Arama Yayınları*, Ankara, 12-29.

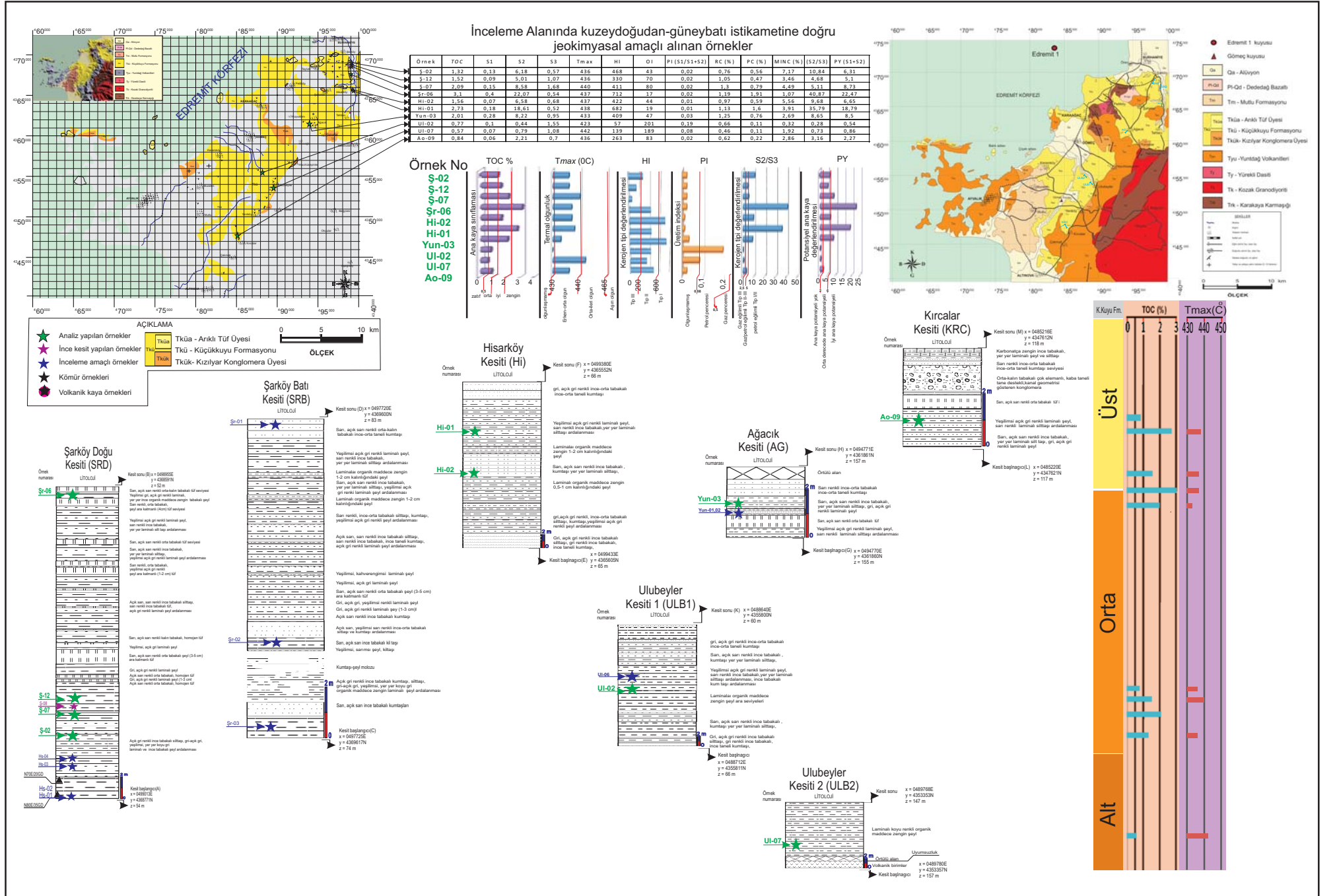
- TPAO, 1993. *Araştırma Merkezi Grubu Başkanlığı Eğitim Yayınları* No.23.
- Tüysüz O., Barka A. A. ve Yiğitbaş, E., 1998. Geology of the Saros Graben: its Implication on the Evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros region, NW Turkey, *Tectonophysics*, 293: 105-126.
- Urban J. P., 1976. Palynology, thermal maturation by vitrinite reflectance and visual color estimation and kerogen description of source rocks: *Core lab. Inc. Sp. Publish*
- Ünalın G. ve Harput O. B., 1982. Çankırı Havzasının Batı Kenarına İlişkin Üst Kretase ve Alt Tersiyer Yaşlı Çökellerde Kaynak Kaya İncelemeleri: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26 (2): 177-187.
- Welte D. H., 1965. Relation Between Petroleum and Source Rock: *The American Association Of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 239-245.
- Yalıtırak C. ve Okay A.İ., 2004. Edremit Körfezi kuzeyinde Paleotetis Birimlerinin Jeolojisi, *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi*, 3 (1): 67-79.
- Yılmaz Y., 1997. Geology of Western Anatolia. In "Active Tectonics of NW Anatolia -The Marmara Poly -Project, eds Schindler and Pfister. *VDF, ETH Zurich*, 31-54.
- Yılmaz Y., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Gündoğdu, N. ve Temel, A., 1994. Development of Neo-Tectonic Related Magmatic Activities in Western Anatolia. *International Volcanological Congress, Middle East Technical University, Turkey, Abstracts*, 13 p.
- Yılmaz, Y., Genç, S., C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, S., ve Elmas, A., 2000. When Did The Western Anatolian Grabens Begin To Develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J., A., Piper, J., A., D. (Eds.) *Tectonic And Magmatism In Turkey and Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications*, 173, 131-162.
- Yılmaz Y., Genç Ş. C., Yiğitbaş E., Bozcu M. ve Yılmaz K., 1995. Kuzeybatı Anadolu'da Geç Kretase Yaşlı Kıta Kenarının Jeolojik Evrimi. *Türkiye 10. Petrol Kongresi*, 37-55.
- Yılmaz Y., Genç, Ş. C., Karacık Z. ve Altunkaynak Ş., 2001. Two Contrasting Magmatic Associations of NW Anatolia and Their Tectonic Significance, *Journal of Geodynamics*, 31: 243-271.
- Yüceşahin M. M., 1997. Edremit İlçesi (Balıkesir) Coğrafyası, Yüksek Lisans Tezi, T.C. Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, 115 : Ankara.

Wehner H. 1989. Organic-geochemical studies in the Visayan basin, Philippines. *Geology Bulletin*. 70: 317-348.

EKLER LİSTESİ

Ek-1 Çalışma alanının ölçeksiz stratigrafik sütun kesiti.....	II
Ek-2 Çalışma alanının jeolojik haritası.....	III
Ek-3 Çalışma alından jeokimyasal amaçlı alınan örnekler için gerçekleştirilmiş analizlerin bölgenin jeoloji haritası üzerinde toplu olarak değerlendirilmesi amaçlı yapılmış poster.....	IV

EK-3. Çalışma alanından jeokimyasal amaçlı alınan örnekler için gerçekleştirilmiş analizlerin bölgenin jeoloji haritası üzerinde toplu olarak değerlendirilmesi amaçlı yapılmış poster



ÇİZELGELER LİSTESİ

	<u>Sayfa no</u>
Çizelge 1. Analiz yöntemleri ve değerlendirilmesi.....	21
Çizelge 2. Piroliz sonucu elde edilen veriler.....	22
Çizelge 3. Tmax' a göre olgunlaşma değerleri (Espitalié ve ark., 1985).....	23
Çizelge 4. Potansiyel verim ile kaynak kaya potansiyeli arasındaki ilişki (Espitalié ve ark., 1977).....	25
Çizelge 5. Üretim indeksi değer aralıkları ve karşılık geldiği olgunlaşma seviyeleri (Espitalié., 1984).....	26
Çizelge 6. Kaynak kaya potansiyeli (S2) sınır değerleri (Espitalie, 1982).....	27
Çizelge 7. Olgun olmayan bir kaynak kayacın petrol potansiyelini (miktarını) gösteren jeokimyasal parametreler (Peters ve Cassa, 1994).....	27
Çizelge 8 Toplam organik karbon (TOC) miktarına göre ana kaya sınıflamaları.....	89
Çizelge 9 Küçükkuyu Formasyonu'nun Piroliz Analizi sonuçları.....	91
Çizelge 10. S2/S3 oranının sınır değerleri ve kerojen tipi tayini (Clementz ve ark., 1979).....	94
Çizelge 11. Araziden alınan 5 örnek için Gaz Kromatografisi analizi (CPI) Karbon Tercih İndeksi değerleri.....	100
Çizelge 12. Araziden alınan 10 örnekler için Vitrinit Yansıması (Ro) değerleri.....	100
Çizelge 13. Küçükkuyu Formasyonu'ndan alınan örnekler için Gaz Kromatografisi analizi verileri.....	101
Çizelge 14. Karbon İzotop Analizi sonuçları.....	102

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa no

Şekil 1. Çalışma alanı basitleştirilmiş jeoloji ve yer bulduru haritası (Akyürek ve Soysal, 1983; Çiftçi ve ark., 2004 'dan revize edilmiştir).....	2
Şekil 2. Çalışma sahasına ulaşım.....	5
Şekil 3. Çalışma sahası morfoloji haritası, (Akyürek ve Soysal, 1983; Çiftçi ve ark., 2004' dan revize edilen haritalar sayısallaştırılmıştır).....	6
Şekil 4. Türkiye iklim bölgeleri (Atalay, 1997).....	7
Şekil 5. Rock-Eval (6) cihazı ile (TOC) değerinin elde edilme yöntemi.....	24
Şekil 6. Doğadaki çeşitli karbon rezervlerindeki farklı 13C/12 C oranları (Park ve Epstein, 1961).....	31
Şekil 7 Biga Yarımadası'nın Jeoloji Haritası (Okay ve ark., 2000 a,b'dan değiştirilmiştir).....	32
Şekil 8. Türkiye'nin ana tektonik kuşakları (Okay ve Tüysüz, 1999).....	34
Şekil 9. Edremit Körfezi güneyi genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Akyürek ve Soysal., 1983'den değiştirilerek).....	39
Şekil 10 Çalışma alanı jeoloji haritası (Akyürek ve Soysal, 1983; Çiftçi ve ark., 2004 'dan revize edilmiştir).....	40
Şekil 11. Yuntdağ Volkanitleri Andezit Üyesi (BY: Güneybatı, 0495937/4366546-139m).....	46
Şekil 12. Yuntdağ Volkanitleri Andezit Üyesi genel görünümü (Ulubeyler Köyü, İnkaya mevki, BY: Güneybatı, 04900025/4354836-145m).....	47
Şekil 13. Çalışma alanında Küçükkuyu Formasyonu'nun yayılımı Edremit Körfezi güneyinde J17-b1, b2, b4 paftalarında yaklaşık 190 km ² lik alanda yüzeylemeler sunar..	48
Şekil 14. Kızılyar Konglomera Üyesi (Tkük) içerisindeki volkanik ve temel kayalardan oluşan çakılların görünümü (Yunuslar köyü 1 km doğusu, BY: Güneybatı, 0495684/4360317-186m).....	50
Şekil 15. Kızılyar Konglomera Üyesi (Tkük) içerisindeki temel kayalardan taşınmış şistlerin görünümü (Yunuslar köyü 1 km güneydoğusu (0495684/4360317-186m).....	50
Şekil 16. Küçükkuyu Formasyonu'nun ince tabakalı, laminalı organik maddece zengin şeyl tabakalarından görünüm (Ulubeyler köyü 3,5 km kuzeybatısı, BY: Güneybatı, 0488747/4355628-63m).....	52

Şekil 17. Küçükkuyu Formasyonu'nun, ince ve orta tabakalı tuf içeriğince zengin kumtaşlarından görünüm (Taylıeli köyü civarı, BY: güney, 0493952/4368715-54m).....	52
Şekil 18. Küçükkuyu Formasyonu'nun ince-orta tabakalı ve ince-orta taneli kumtaşlarından görünüm (Ulubeyler köyü 2,5 km kuzeybatısı, BY: Güneybatı, 0488757/4355638-65m). (Ulubeyler köyü 1,5 km güneybatısı, BY: kuzeydoğu, 0488613/4353222-164m).....	53
Şekil 19. Küçükkuyu Formasyonu'nun şeyl, ince-orta tabakalı kumtaşı, silttaşı ar dalanmasından görünüm (Ulubeyler köyü 2,5 km kuzeybatısı, BY: Güneybatı, 0488757/4355638-65m).....	53
Şekil 20. Küçükkuyu Formasyonu'nun organik maddece zengin şeyl tabakalarından görünüm (Ulubeyler köyü 500 m güneyi, BY: Kuzeybatı, 0489780/4353357-157m).....	54
Şekil 21. Küçükkuyu Formasyonu'nun alt-orta kesimlerinde 1 ila 5 cm kalınlığındaki kömür bantlarından görünüm. (Yeniköy' ün 500 m batısı, BY: güneydoğu, 0488860/4351100-160m).....	54
Şekil 22. Küçükkuyu Formasyonu'nun alt-orta düzeylerini temsil eden Ulubeyler Köy'ü doğu-batı istikametindeki enine kesiti.....	56
Şekil 23. Küçükkuyu Formasyonu'nun alt düzeylerini temsil eden Ulubeyler 1 ve Ulubeyler 2 ölçülü stratigrafik kesiti. (Yeşil yıldızlar organik jeokimyasal amaçlı alınan örnekleri, mavi yıldızlar inceleme amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir).....	57
Şekil 24. Küçükkuyu Formasyonu'nun orta seviyelerindeki organik maddece zengin şeyl ve ince-orta tabakalı kumtaşı ar dalanmasından görünüm (Ulubeyler köyü 500 m güneyi, BY: Kuzeybatı, 0489780/4353357-157m).....	58
Şekil 25. Küçükkuyu Formasyonu'nun orta düzeylerini temsil eden ince tabakalı şeyl, ince-orta tabakalı silttaşı ve ince tabakalı kumtaşı ar dalanmasından görünüm (Ağacık Köy'ü 1 km güneyi, BY: güneybatı, 0494770/4361860-156m).....	59
Şekil 26. Küçükkuyu Formasyonu'nun orta düzeylerini temsil eden Ağacık ölçülü stratigrafik kesiti. (Yeşil yıldızlar organik jeokimyasal amaçlı alınan örnekleri, mavi yıldızlar inceleme amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir).....	59
Şekil 27. Küçükkuyu Formasyonu'nun orta-üst düzeylerini temsil eden Şarköy Batı ölçülü stratigrafik kesiti. (mavi yıldızlar inceleme amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir)....	61
Şekil 28. Küçükkuyu Formasyonu'nun üst seviyelerine doğru kumtaşı içeriğindeki artışın Şarköy civarındaki görünümü (Şarköy köyü 750 m güneybatısı, BY: Doğu, 0497727/4369609-85m).....	61

Şekil 29. Küçükkuyu Formasyonu'nun orta-üst düzeylerini temsil eden Şarköy Doğu ölçülü stratigrafik kesiti. (Yeşil yıldızlar organik jeokimyasal amaçlı alınan örnekleri, mavi yıldızlar inceleme amaçlı, pembe yıldız ise ince kesit amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir).....	62
Şekil 30. Küçükkuyu Formasyonu'nun üst düzeylerinde ince-orta tabakalı tuf, ince- orta tabakalı silttaşı ve ince-orta tabakalı kumtaşı, ince tabakalı şeyl araldanmasından görünüm (Şarköy civarı açılmış moloz ocağı, BY: güneydoğu, 0498630/4368663-65m).....	63
Şekil 31. Küçükkuyu Formasyonu'nun üst düzeylerinde orta - kalın tabakalı silttaşı, karbonatlı kumtaşı, laminalı şeyl araldanmasından genel görünüm (Şarköy köyü 3 km güneydoğusu, BY: kuzeybatı, 0499000/4368672-41m).....	64
Şekil 32. Küçükkuyu Formasyonu'nun üst düzeylerinde orta - kalın tabakalı silttaşlarından görünüm (Şarköy civarı, BY: güneydoğu, 0498630/4368663-65m).....	65
Şekil 33. Küçükkuyu Formasyonu'nun üst düzeylerinde ince-orta tabakalı karbonatlı silttaşları, şeyl araldanmasının görünümü. Silttaşları arasında laminalı şeyl seviyeleri yer almaktadır (Şarköy köyü 2 km güneydoğusu, BY: batı, 0499000/4368775-43m).....	65
Şekil 34. Küçükkuyu Formasyonu'nun orta-üst düzeylerini temsil eden Şarköy Doğu ölçülü enine kesiti.....	66
Şekil 35. Küçükkuyu Formasyonu'nun üst düzeylerini temsil eden Hisar ölçülü stratigrafik kesiti. (Yeşil yıldızlar organik jeokimyasal amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir)....	67
Şekil 36. Küçükkuyu Formasyonu'nun en üst düzeylerini temsil eden Kırcalar ölçülü stratigrafik kesiti. (Yeşil yıldızlar organik jeokimyasal amaçlı alınan örnekleri temsil etmektedir).....	68
Şekil 37. Masif olarak gözlenen Arıklı Tuf Üyesi'nden (Tküa) görünüm (Taylıeli köyü 100 m kuzeydoğusu, BY: Kuzey, 0494682/4368791-65m).....	69
Şekil 38. Volkanoklastik kumtaşlarının ince kesit görünümü.....	70
Şekil 39. Şeyl (Küçükkuyu Formasyonu), tuf (Arıklı Tufü) dokanağının arazideki görünümü (Şarköy köyü 1 km güneybatısı, BY: Güneydoğu, 0497559/4369142-103m)..	70
Şekil 40. Çalışma arazisinden altta (a) silttaşı ve şeyl seviyelerinden üstte (b) tuf içerikli kumtaş ve en üstte (c) Arıklı Tufüne geçiş ve aralarındaki dokanak ilişkisinden görünüm (Şarköy civarı, BY: güneydoğu, 0497559/4369142-103m).....	71
Şekil 41. Arıklı Tuf Üyesi'ndeki vitrik tüflerin ince kesit görünümü.....	72
Şekil 42. Küçükkuyu Formasyonu Arıklı Tuf Üyesi, şeyl araldanmasının görünüşü (Şarköy köyü 3 km güneydoğusu, BY: Kuzeybatı, 0490959/4368589-47m).....	72
Şekil 43. Küçükkuyu Formasyonu'nda bulunan yaprak fosilinin görünümü.....	74

Şekil 44. Küçükkuş Formasyonu'nda yer yer gözlenen pirit oluşumlarının görünümü. (Şarköy köyü 2 km güneydoğusu, BY: batı, 0499000/4368775-43m).....	77
Şekil 45. Mutlu Formasyonu'nun en alt düzeylerinde gözlenen kanal dolgusu görünümü (Çanakkale-İzmir kara yolu Murateli köyü yol sapağı, BY: Kuzeybatı, 0479733/4354249-85m).....	78
Şekil 46. Mutlu Formasyonu'nda gözlenen karbonatlı kumtaşı, silttaşı tabakaları görünümü (Mutlu köyü 1 km güneybatısı, BY: Kuzeybatı, 0480695/4349640-129m).....	79
Şekil 47. Mutlu Formasyonu'nun içerisinde gözlenen demirli alterasyondan görünüm (Murateli Köyü 750 m doğusu, BY: Kuzey, 0480628/4353425-94m).....	79
Şekil 48. Mutlu Formasyonu'nun üst düzeylerine doğru artan karbonat içeriği ve görsel karbonatlı çökeller (Çanakkale-İzmir kara yolu üzeri Kozak yolu sapağı 2 km güneybatısı, BY: Kuzeybatı, 0480879/4355700-70m).....	80
Şekil 49. Edremit Körfezi Tektonik Haritası (Kesgin, 2002).....	85
Şekil 50 Organik Maddeden hidrokarbon oluşumu (Tissot ve Welte, 1984).....	88
Şekil 51. Çalışma alanından derlenmiş 10 örnek için Piroliz Analiz sonuçlarının değerlendirilmesi, Van Krevelen Diyagramı (Espitalie ve ark., 1977).....	93
Şekil 52. Küçükkuş Formasyonu'ndan seçilen 5 adet örneğin Gaz Kromatografisi analiz sonuçları.....	95
Şekil 53. Pristan/n-C17 ve Fitan/n-C18 değerlerine göre organik maddenin çökelim koşulları ve tipinin belirlenmesi için kullanılan diyagram (Wehner, 1989).....	96
Şekil 54. Çalışma alanından derlenmiş 10 örnek için Piroliz Analiz sonuçlarının değerlendirilmesi, Van Krevelen Diyagramı (Espitalie ve ark., 1977).....	98

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı: Çağlar AYTEPE

Doğum Yeri: Çanakkale

Doğum Tarihi: 03.09.1981

EĞİTİM DURUMU

Lisans Öğrenimi: Ankara Üniversitesi

Yüksek Lisans Öğrenimi: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Bildiği Yabancı Diller: İngilizce

BİLİMSEL FAALİYETLERİ

a) Yayınlar -SCI –Diğer:

b) Bildiriler -Uluslararası –Ulusal:

c) Katıldığı Projeler: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Daire Başkanlığı 2009/22 numaralı Bilimsel Araştırma Projesi

İŞ DENEYİMİ

Çalıştığı Kurumlar ve Yıl: ESRI TÜRKİYE

İşlem mühendislik, eğitim ve coğrafi bilgi sistemleri ltd. Şti.

Başlangıç tarihi: 08.03.2010 (Devam Ediyor)

İLETİŞİM

E-posta Adresi: caglaraytepe@gmail.com, caytepe@islem.com.tr