

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**TRAKYA HAVZASI GÜNEYBATI KESİMİNİN STRATİGRAFİSİ VE GEÇ
OLİGOSEN-ERKEN MİYOSEN DEFORMASYONU**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Ümitcan ERBİL

Katı Yer Bilimleri Anabilim Dalı

Jeodinamik Programı

KASIM 2019

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**TRAKYA HAVZASI GÜNEYBATI KESİMİNİN STRATİGRAFİSİ VE GEÇ
OLİGOSEN-ERKEN MİYOSEN DEFORMASYONU**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Ümitcan ERBİL
(602171004)**

Katı Yer Bilimleri Anabilim Dalı

Jeodinamik Programı

KASIM 2019

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 602171004 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi Ümitcan ERBİL, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “TRAKYA HAVZASI GÜNEYBATI KESİMİNİN STRATİGRAFİSİ VE GEÇ OLİGOSEN-ERKEN MİYOSEN DEFORMASYONU” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı: **Prof. Dr. Aral I. OKAY**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri: **Doç. Dr. Gürsel SUNAL**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. Timur USTAÖMER
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Tez teslim tarihi : 15 Kasım 2019

Tez savunma tarihi : 11 Aralık 2019

ÖNSÖZ

Yüksek lisans tez çalışmalarımın başından sonuna kadar, tez konusunun belirlenmesi, verilerin değerlendirilmesi, arazi çalışmaları ve tez yazım aşamasında göstermiş olduğu sabır ve özveriden ve Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü'nde bulunduğum zaman zarfı boyunca her konuya dair benim üzerimden ilgisini asla eksik etmeyip beni her konuda destekleyen, deneyimli bir yer bilimci olarak yetişmem konusundaki katkılarından dolayı değerli danışman hocam Prof. Dr. Aral OKAY'a sonsuz teşekkürler.

Arazi çalışmalarımın başlangıç aşamasında beni Şarköy'deki evlerinde ağırlayan Prof. Dr. Nilgün OKAY'a içten misafirperverliğinden ötürü teşekkür ederim.

İnceleme alanımda bulunan karbonat kayalarının biyostratigrafisi ve paleontolojisi konusunda beraber çalıştığım, iri bentik foraminiferlerin tayinini yapan Prof. Dr. Ercan ÖZCAN ve Ar. Gör. Ali Osman YÜCEL'e teşekkür ederim.

Yüksek lisans hayatım boyunca sorduğum her soruya cevap veren, ders dönemi ve tez çalışmalarım boyunca görüşlerinden faydalandığım, sevgili hocam Prof. Dr. Gültekin TOPUZ'a teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında beni yalnız bırakmayarak destek olan, figürlerin çizimi konusunda bana yardım eden, benimle fikirlerini paylaşan sevgili Cemre AY'a çok teşekkür ederim.

Son olarak hayatım boyunca maddi ve manevi anlamda beni destekleyen aileme teşekkür ederim.

Bu çalışma TÜBİTAK (proje no:116Y127) ve İTÜ BAP (proje no:41712) tarafından desteklenmiştir.

Kasım 2019

Ümitcan ERBİL

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖNSÖZ.....	vii
İÇİNDEKİLER	viii
KISALTMALAR	xvii
SEMBOLLER	xiii
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xv
ŞEKİL LİSTESİ.....	xxvii
ÖZET.....	xxiii
SUMMARY	xxv
1. GİRİŞ	1
1.1. Tezin Amacı	1
1.2. Çalışma Alanının Genel Özellikleri	1
1.2.1. Coğrafya	1
1.2.2. Ulaşım	2
1.2.3. İklim ve bitki örtüsü	2
2. İNCELEME ALANININ BÖLGESEL JEOLojİK KONUMU	3
2.1. İstanbul Zonu	4
2.2. Rodop-Istranca Masifi.....	5
2.3. Trakya Havzası'nın Stratigrafisi ve Temel Tipleri	8
3. TRAKYA HAVZASI KORUDAĞI BÖLGESİNDEKİ ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	11
3.1. Trakya Havzası Güney Kesimindeki Sıkışmalı Yapılar: Problemin Ortaya Konması	16
3.1.1. Ganos Dağı.....	17
3.1.2. Korudağı.....	18
4. YÖNTEMLER	19
4.1. Saha Çalışmaları.....	19
4.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	20
4.3. Büro Çalışmaları	20
5. GENEL JEOLojİ VE STRATİGRAFİ	21
5.1. Korudağı Bölgesindeki Kaya Birimlerinin Stratigrafik Özeti	21
5.1.1. Temel kayaları: Rodop Çevresi Kuşağı metamorfikleri	23
5.1.2. Fıçitepe Formasyonu	25
5.1.3. Soğucak Formasyonu	26
5.1.4. Keşan Formasyonu Çeltik Kireçtaşı Üyesi	37
5.1.5. Keşan Formasyonu	44
5.1.6. Mahmutköy Neojen İstifi	51
5.1.7. Mahmutköy bazaltı.....	54
5.1.8. Alüvyon.....	56
6. YAPISAL JEOLojİ	57
6.1. Korudağı Bölgesinin Morfolojisi	57

6.2. Tabaka	59
6.2.1. Soğucak Formasyonu tabaka duruşları	59
6.2.2. Korudağı antiklinalinin yapısal özellikleri	60
6.3. Faylar ile ilişkili Kıvrımlar (fault-related folds) ve Korudağı Antiklinali	63
6.4. Uyumsuzluklar	67
6.5. Faylar.....	68
7. KORUDAĞI ANTİKLİNALİNİN OLUŞUM YAŞINA DAİR KISITLAR ...	69
8. JEOLJİK EVRİM.....	73
1.1. Trakya Havzası Güney Kesiminin Jeolojik Evrimi.....	73
1.1.1. Geç Kretase-Erken Eosen.....	73
1.1.2. Erken-Orta Eosen çökelimi ve Orta Eosen sıkışmalı deformasyonu ...	74
1.1.3. Geç Eosen-Erken Oligosen: Trakya Havzası'nın Karadeniz ile bağlantısı ve Erken Oligosen deformasyonu	76
1.1.4. Erken Oligosen-Geç Miyosen: Korudağı antiklinalinin gelişimi	80
9. TARTIŞMALAR.....	83
9.1. Trakya Havzası'nın Kökenine Dair Tartışmalar	83
9.2. Geç Oligosen-Erken Miyosen Deformasyonunun Gelişimine Dair Tartışmalar	85
9.3. Bölgesel Çıkarımlar ve Geç Oligosen-Erken Miyosen Deformasyonunun Niteliği	89
9.3.1. Rodop Masifi çekirdek kompleksleri ve Oligo-Miyosen deformasyonu	90
9.3.2. Trakya Havzası'nda Neojen çökelimi ve deformasyonun sonlanması.	94
10. SONUÇLAR	97
KAYNAKLAR.....	99
EKLER.....	107
ÖZGEÇMİŞ	109

KISALTMALAR

B: Batı
Cm: Santimetre
D: Doğu
DS: Düşük sıcaklık
Fm: Formasyon
G: Güney
GB: Güneybatı
GD: Güneydoğu
GPS: Coğrafi Konumlama Sistemi
K: Kuzey
KAF: Kuzey Anadolu Fayı
KB: Kuzeybatı
KD: Kuzeydoğu
Km: Kilometre
Ko-1: Korudağı-1 sondaj kuyusu
MSWD: Ağırlıklı Ortalama Sapmanın Karesi
My: Milyon Yıl
M: Metre
Örn: Örneğin
P: Plankton Zonu
SBZ: Sığ Bentik Zon
UTM: Universal Transverse Mercator
YB: Yüksek basınç

SEMBOLLER

U	:Uranyum
Pb	: Kurşun
σ	: Sigma
Rb	: Rubidyum
Sr	: Stronsiyum
Th	: Toryum
He	: Helyum
Ar	: Argon
°	: Derece
%	: Yüzde
~	: Yaklaşık
μ	: Mikron

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 1: Keşan Fm. içerisinde derlenen 1933 numaralı tuf örneğinin izotop değerleri ve LA-ICP-MS zirkon yaşları tablosu.	47
--	-----------

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1: İnceleme alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 2.1: Türkiye'nin tektonik birliklerini ve kenet kuşaklarını gösteren harita. İnceleme alanı dikdörtgen ile gösterilmiş Rodop-Istranca Masifi üzerinde bulunan Trakya Havzası'nda yer almaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999).....	3
Şekil 2.2: Pontidler'de bulunan İstanbul Zonu, Sakarya Zonu ve Istranca Masifi' nin tektonostratigrafik kesitleri (Okay ve diğ., 2008 ve içerdiği referanslar)....	5
Şekil 2.3: Istranca Masifi'nin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve diğ., 2001' den değiştirilerek alınmıştır).....	6
Şekil 2.4: Rodop Masifi' nin tektonik ünitelerini gösteren sadeleştirilmiş jeoloji haritası. Caracciolo ve diğ. (2012)'den değiştirilerek alınmıştır.....	7
Şekil 2.5: KB Türkiye'nin sadeleştirilmiş jeoloji haritası. Okay ve diğ. (2010)'dan değiştirilerek alınmıştır.....	8
Şekil 3.1: Ganos Dağı bölgesinin jeolojik enine kesiti. Dağ, tek tarafı tiltlenmiş monoklinal bir yapıyı temsil etmektedir Okay ve diğ. (2004)'ten değiştirilerek alınmıştır.....	13
Şekil 3.2: Korudağı ve Ganos Dağı'nın Şen ve Yıllar (2008) tarafından yorumlanan jeolojik enine kesiti.....	14
Şekil 3.3: Ganos Fayı kuzey ve güneyinden elde edilmiş apatit fizyon izi ve apatit He yaş verilerini gösteren sadeleştirilmiş jeoloji haritası. Zattin ve diğ. (2010)'dan değiştirilerek alınmıştır.....	15
Şekil 3.4: Türkiye'nin Oligo-Miyosen dönemdeki tektonik haritası. Zattin (2005)'ten değiştirilerek alınmıştır.....	16
Şekil 5.1: İnceleme alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası.....	21
Şekil 5.2: Korudağı bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	22
Şekil 5.3: İnceleme alanında temel kayalarının dağılımını gösteren Mecidiye çevresinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti. Okay ve diğ. (2010)'dan değiştirilerek alınmıştır.....	23
Şekil 5.4: İnceleme alanının temelinde bulunan ve Soğucak Fm. ve altındaki sleytlerin (a), fillatların uzaktan (c) ve yakından (b) arazi görünümeleri...	24
Şekil 5.5: Fillatlar üzerinde bulunan sığ denizel kireçtaşlarının uzaktan görüntüsü. Tepenin zirve bölgeleri yatay konumlu kireçtaşlarından yapıldır.....	25
Şekil 5.6: Baskın olarak konglomeralardan oluşan Fıçıtepe Formasyonu'nun uzaktan (a) ve yakından (b) arazi görüntüsü.....	25
Şekil 5.7: Soğucak Formasyonu'nun inceleme alanındaki genel görünümü: (a) Gökçetepe Tabiat Parkı ve (b) Pırnal Tepe mostraları.....	27
Şekil 5.8: Soğucak Formasyonu biriminin Saros Körfezi kıyısındaki dağılımını gösteren sadeleştirilmiş jeoloji haritası. Dikdörtgen ile gösterilmiş alanlar metnin devamında bahsedilen alanlardır.	28

Şekil 5.9: İnceleme alanında Soğucak Formasyonu'nun gözlemlendiği güzergah boyunca alınmış jeoloji enine kesiti. Metamorfik kayalar Soğucak Fm. dahil olmak üzere genç kayalar tarafından çevrelenmektedir.	28
Şekil 5.10: Soğucak Formasyonu ve Keşan Formasyonu'nun Gökçetepe kesiti boyunca gözlenen dokanağının (a) uzaktan ve (b) yakından görüntüsü.	29
Şekil 5.11: GÖK kesiti ve yakın civarının sadeleştirilmiş jeoloji haritası. Yücel ve diğ. (2019)'dan revize edilmiştir.	29
Şekil 5.12: Saros Körfezi kuzey kıyısında Soğucak Formasyonu ve üzerinde bulunan Keşan Formasyonu'nun dokanağı boyunca ölçülen GÖK kesiti ve kesit güzergahının mostra görüntüsü.	30
Şekil 5.13: GÖK kesitindeki fosil dağılımını gösteren biyostratigrafik tablo. Yücel ve diğ. (2019)'dan değiştirilerek alınmıştır.	30
Şekil 5.14: GÖK kesitindeki iri bentik foraminiferlerin dış iskeletlerini gösteren levha.	31
Şekil 5.15: GÖK3A örneğindeki <i>Spiroclypeus carpaticus</i> (Uhlig) (A-H), <i>Heterostegina gracilis</i> Herb (I-K), <i>H. reticulata italica</i> Herb (L) fosillerinin ekvatorial kesitleri.	32
Şekil 5.16: GÖK3A örneğindeki <i>Discocyclina</i> cf. <i>ruppi</i> Less (A), <i>D. samantai</i> Less (B), <i>D. dispansa</i> (Sowerby) cf. <i>umbilicata</i> (Deprat) (C), <i>Orbioclypeus varians</i> (Kaufmann) <i>scalaris</i> (Schlumberger) (D-E), <i>Asterocyclina stella stella</i> (Gümbel) (F), <i>O. furcatus</i> (Rütimeyer) <i>rovasendai</i> (Prever) (G-I) fosillerinin ekvatorial kesitleri.	33
Şekil 5.17: Soğucak Formasyonu Mecidiye kesitindeki fosil dağılımını gösteren biyostratigrafik tablo. Özcan ve diğ. (2010)'dan değiştirilerek alınmıştır.	34
Şekil 5.18: Soğucak Formasyonu'nun Pınar Tepe'deki (a) arazi görünümü. Kıvrımlı kireçtaşlarının kıvrım eksenine DKD-BGB gidişlidir. (b) Soğucak Formasyonu içerisinde gözlenen fosil kavkılı karbonatlı çamurtaşı fasiesi.	35
Şekil 5.19: Çeltik Köyü yakın güneyinde gözlenen Soğucak Formasyonu ve onunla ardalı karasal konglomeraların (a) yakından ve (b) uzaktan arazi görüntüsü. Çakıltaşlarının alt ve üst sınırları Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu ile temsil edilmektedir.	36
Şekil 5.20: Pınar kesitindeki fosil dağılımını gösteren paleontolojik tablo.	37
Şekil 5.21: Çeltik Kireçtaşı Üyesi'nin tanımlanıp ayırtlandığı Çeltik köyünün jeoloji haritası.	38
Şekil 5.22: Çeltik Kireçtaşı Üyesi'ni gösteren Çeltik köyü güneyi boyunca alınan jeoloji enine kesiti.	39
Şekil 5.23: Çeltik Kireçtaşı'nın arazideki genel görünümü (a), kireçtaşlarının serbest bloklu görüntüsü (b) ve mikritik kireçtaşları ile ardalı kalsitürbiditlerin görüntüsü (c).	39
Şekil 5.24: Pınar köyünde gözlenen pelajik marnların (Çeltik Kireçtaşı Üyesi) dağılımını gösteren jeoloji haritası.	40
Şekil 5.25: Pınar köyü boyunca alınmış, Çeltik Kireçtaşı Üyesi'ni gösteren jeoloji enine kesiti.	41
Şekil 5.26: Çeltik Kireçtaşı Üyesi için kullanılan plankton zonları. Serra-Kiel ve diğ. (1998)'den alınmıştır. Kırmızı çizgi Pınar, siyah çizgi Çeltik grubu örnekleri temsil etmektedir.	42

Şekil 5.27: Pınar köyünde gözlenen Çeltik Kireçtaşı Üyesi'ndeki fosil dağılımını gösteren paleontolojik tablo.	43
Şekil 5.28: Çeltik Kireçtaşı Üyesi'nin tip kesiti olan Çeltik köyü ve çevresinden alınan örneklerdeki fosil dağılımını gösteren paleontolojik tablo.	43
Şekil 5.29: Keşan Formasyonu'nun inceleme alanındaki genel görünümü. Birim bazı kesimlerde tek düze kumtaşı-şeyl aralanmasından (a,c), bazı kesimlerde ise kalın tabakalanmalı kumtaşlarından (b) oluşmaktadır.	45
Şekil 5.30: Korudağı güney kesiminin stratigrafik kolon kesiti ve Keşan Formasyonu içerisinde gözlenen fasiyesler.	46
Şekil 5.31: Keşan Formasyonu kumtaşlarında gözlenen tabaka-altı yapılar. Ölçülmüş olan paleoakıntı yönleri batıdan doğuya doğrudur.	46
Şekil 5.32: Keşan Formasyonu'nun Saros Körfezi kıyısındaki (a) kalın tabakalanmalı-masif (b) çapraz laminalı fasiyesleri.	47
Şekil 5.33: Korudağı antiklinali kıvrım eksen hattının sadeleştirilmiş jeoloji haritası. 1933 numaralı tuf örneği antiklinalin tepe noktasına yakın istifin üst kesimlerinden alınmıştır. Örnek lokasyonu yıldız ile gösterilmekte 48	48
Şekil 5.34: 1933 numaralı tuf örneğinin mostra görünümü. Tuf seviyesi kumtaşları ile ardalı bulunmaktadır. Siyah çizgiler tuf seviyesinin alt ve üst sınırlarını belirtmektedir.	48
Şekil 5.35: Keşan Formasyonu ile ardalı halde bulunan tuf örneğinden elde edilmiş U-Pb zirkon yaş verisini gösteren diyagramlar.	50
Şekil 5.36: Neojen istifinin ölçeksiz skeç dikme kesiti.	52
Şekil 5.37: Mahmutköy Neojen istifinin mostra görünümü. Oldukça kısıtlı yüzeyleme alanına sahip Neojen çökelleri baskın olarak çakıltaşları ve kumtaşlarından oluşmaktadır.	52
Şekil 5.38: Mahmutköy Neojen İstifi içerisinde gözlenen gölsel kireçtaşları (a) ve kötü boyplanmalı çakıltaşları (b).	53
Şekil 5.39: Korudağı antiklinalinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası. Mahmutköy güneyinde Valesiyen yaşlı çökeller antiklinalin kuzey kanadı üzerinde uyumsuz olarak bulunur.	53
Şekil 5.40: Mahmutköy Neojen istifi içerisinde bulunan memeli fosileri gösteren tablo. İstif içerisinden derlenen paleontolojik veriler birimin Valesiyen yaşta olduğunu göstermektedir. Ünay ve De Bruijn (1984)'den alınmıştır.	54
Şekil 5.41: Mahmutköy bazaltının Yerlisu köyü civarındaki (a) ve Mahmutköy güneyi taş ocağındaki (b) mostra görünümleri.	55
Şekil 6.1: İnceleme alanının kuş bakışı dijital yüksek modeli (DEM) görüntüsü. Görüntü www.earthexplorer.usgs.com 'dan alınmıştır.	58
Şekil 6.2: İnceleme alanının güneyden kuzeye doğru DEM görüntüsü.	58
Şekil 6.3: Soğucak Formasyonu'ndan derlenen tabaka doğrultu-eğimlerinden oluşturulmuş kontur diyagramı.	60
Şekil 6.4: Soğucak Formasyonu tabaka düzlemlerinin duruşlarını büyük daireler şeklinde gösteren diyagram.	60
Şekil 6.5: Korudağı antiklinali boyunca yapılan tabaka ölçümleri kullanılarak hazırlanmış kontur diyagramı. Kıvrımın eksenini K65°D gidişli ve yatay dalımlıdır. Tabaka duruşlarındaki ikincil sapmalar muhtemelen daha genç bir deformasyon ile ilişkilidir.	61
Şekil 6.6: Korudağı antiklinali boyunca ölçülmüş tabaka doğrultu-eğimlerinin stereografik projeksiyon üzerinde büyük daireler şeklinde gösteren diyagram.	61

Şekil 6.7:	Korudağı antiklinali güney kanadı boyunca bazı kesimlerde gözlenen oldukça yüksek eğimli ve dik tabakaların mostra görünümü.	62
Şekil 6.8:	Korudağı antiklinalinin tabaka doğrultuları ve eğim yönlerini gösteren tabaka-kontur haritası.	63
Şekil 6.9:	Faylarla ilişkili kıvrımların (fault related folds) geometrilerini gösteren figür.	64
Şekil 6.10:	Profil güzergahını gösteren Korudağı bölgesinin jeoloji haritası.	65
Şekil 6.11:	Korudağı antiklinalinin kıvrım eksenine dik alınmış profili. Yapılan enine kesit klasik Busk Metodu kullanılarak oluşturulmuştur. Profil koordinatları: KB (40°44'22.86''K-26°46'51.56''D)-(40°39'15.65''K-26°50'44.24''D) GD.	65
Şekil 6.12:	Bir doğru boyunca gerçekleşen kısalmanın hesaplanmasını açıklayan denklemler.	66
Şekil 6.13:	Korudağı antiklinalindeki kısalma. Araziden derlenen veriler formüle döküldüğünde yaklaşık 1 km sıkışma tespit edilmektedir.	66
Şekil 6.14:	Trakya Havzası'nda açılmış olan hidrokarbon arama kuyularının logları.	67
Şekil 7.1:	Trakya Havzası güney kesimindeki kıvrımlanmış Eosen-Oligosen yaşlı birimlerin dağılımını gösteren jeoloji haritası. Türkecan ve Yurtsever (2002) ve Perinçek (1991)'den revize edilmiştir.	70
Şekil 7.2:	Trakya Havzası'nın farklı bölümlerinin genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri (Ganos Dağı kesiti Sümengen ve Terlemez (1991)'den alınmıştır).	71
Şekil 8.1:	Trakya Havzası'nın da üzerinde konumlandığı Batı Pontidler'in Geç Kretase dönemindeki jeolojik evrimini gösteren blok diyagram.	74
Şekil 8.2:	İnceleme alanının Erken Eosen-geç Orta Eosen döneminin ortamını gösteren skeç kesitler.	75
Şekil 8.3:	İnceleme alanının kuzeyinde Karadeniz kıyısında gözlenen bindirme fayı ve Çatalca bölgesinde gözlenen temel yükselimine sebep olmuş normal fayın oluşum mekanizmasına dair öne sürülen yapısal model.	77
Şekil 8.4:	Fıçıtepe ve Soğucak formasyonlarının çökelim ortamlarını gösteren şekiller. Mavi renkli ok Soğucak Formasyonu'nun çökelim ortamındaki derinleşme güzergahını göstermektedir.	78
Şekil 8.5:	İnceleme alanının geç Orta Eosen-Erken Oligosen dönemindeki jeolojik evrimini gösteren skeç kesitler.	78
Şekil 8.6:	Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı Keşan-Çengelli formasyonlarının çökelim ortamını gösteren blok diyagramlar.	79
Şekil 8.7:	Korudağı'nın oluşumunu gösteren skeç kesitler. Kurulan model bölgede elde edilmiş yaş verileri ve bu çalışmada elde edilmiş biyostratigrafik-jeokronolojik verilere dayandırılmıştır. 27 My tuf yaşı verisi Okay ve diğ. (2019)'dan alınmıştır.	81
Şekil 8.8:	Trakya Havzası'nın Üst Miyosen dönemi ortamını gösteren blok diyagram. Model aynı zamanda Neojen istifinin beslendiği ortamları da açıklamaktadır.	81
Şekil 9.1:	Kuzey Ege bölgesinin 45 My öncesinin rekonstrüksiyonu. Trakya Havzası o dönemde yitim esnasında üst plaka konumunda bulunmaktaydı. Jolivet ve Brun (2010)'a dayanarak ve revize edilerek çizilmiştir.	84

Şekil 9.2:	Orojenez sonrası çökme modelini gösteren blok diyagramlar. Model bölgenin sıkışmayla eş aynı zamanda normal faylanma ve çökel oluşum modelini de açıklamaktadır. Şekiller Van der Pluijm ve Marshak (2004)'ten alınmıştır.....	84
Şekil 9.3:	Antiklinoryum ve senklinoryum yapılarının görüntüleri.	85
Şekil 9.4:	Tabakalanmaya paralel kısalma sonucu gelişen bükümlü kıvrımlar. Kıvrımların eksen çizgileri eksen boyunca belli bir yerde kaybolmaktadır Butler ve diğ. (2019)'dan değiştirilerek alınmıştır.	88
Şekil 9.5:	Ganos monoklinalinin jeoloji haritası. Bahsi geçen antiklinal yapı Osmancık-Mezardere formasyonlarında gelişmiştir ve monoklinal yapının hemen kuzeyinde yer alır. Okay ve diğ. (2004)'ten değiştirilerek alınmıştır.....	88
Şekil 9.6:	Kuzey Ege bölgesinde bulunan sıyrılma faylarının aktif olduğu dönemleri gösteren zaman-deformasyon çizelgesi.....	91
Şekil 9.7:	Korudağı antiklinali ve ilişkili kıvrımların strain elipsoidindeki olası gelişimi. Sıkışmanın doğrultusu olarak Korudağı antiklinalindeki sıkışma yönü olan K25°B gösterilmiştir.....	93
Şekil 9.8:	Trakya Havzası GGB kesiminde bulunan Neojen çökellerinin yaş dağılımını gösteren stratigrafik kesitler. İnceleme alanında bulunan Mahmutköy kesiti geç Orta Miyosen-Üst Miyosen (Valesiyen) yaşındadır. Elmas ve Şengül (2013)'ten revize edilmiştir.....	94

TRAKYA HAVZASI GÜNEYBATI KESİMİNİN STRATİGRAFİSİ VE GEÇ OLİGOSEN-ERKEN MİYOSEN DEFORMASYONU

ÖZET

Kuzeybatı Türkiye’de bulunan Trakya Havzası, Eosen-Oligosen yaşta çökel bir alanı temsil etmektedir. Havzada Orta-Geç Eosen döneminde başlayan sedimentasyon, Geç Oligosen döneminde sonlanmış, bölge yükselerek aşınmıştır. Bu yükselim ve aşınma döneminde Trakya Havzası’nda birçok kıvrım gelişmiştir. Bu yüksek lisans tezi çalışmasında, Trakya Havzası’nın güneybatı kesiminin Eosen-Oligosen stratigrafisi ve Geç Oligosen-Erken Miyosen deformasyonunun yapısal özellikleri incelenmiştir. Bu kapsamda araştırma yapmak üzere geniş bir antiklinal olan Korudağı bölgesi seçilmiş, klasik saha jeoloji yöntemi başta olmak üzere, LA-ICP-MS zirkon jeokronolojisi ve biyostratigrafi gibi yöntemler kullanılarak kaya stratigrafisi birimlerinin yaşları tespit edilmiştir.

Korudağı bölgesinin temel kayalarını Eosen öncesi yaşta metamorfik birimler oluşturur. Yunanistan’daki Rodop Çevresi Kuşağı’na dahil edilen metamorfik temel kayaları; fillat, sleyt ve rekristalize kireçtaşlarından meydana gelmektedir. Temel kayaları üzerinde uyumsuzlukla baskın olarak konglomeralardan ve eser miktarda kumtaşlarından oluşan Fıçıtepe Formasyonu bulunur. Fıçıtepe Formasyonu üzerinde sığ denizel platform karbonatlarından yapıları Orta-Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu yer almaktadır. Soğucak Formasyonu’nun üst kesiminden ölçülen bir adet kesit Korudağı bölgesindeki transgresyonun Geç Priyaboniyen (SBZ 20) döneminde gerçekleştiğini göstermiştir. Soğucak Formasyonu üzerinde uyumlu olarak, kalın bir yakınsak türbidit istifinden meydana gelen Keşan Formasyonu bulunmaktadır. Keşan Formasyonu içerisinde derlenen bir adet tuf örneğinden yapılan LA-ICP-MS zirkon yaşı Erken Oligosen (31.63 ± 0.37 My) yaş vermiştir. Keşan Formasyonu içerisinde bu çalışma kapsamında üye mertebesinde tanımlanmış olan Çeltik Kireçtaşı bulunur. Baskın olarak pelajik kireçtaşları, az miktarda kalsitürbidit ve marnlardan oluşan Çeltik Kireçtaşı Üyesi’nin yaşı yapılan paleontolojik çalışmalar sonucu Üst Eosen (P15-P16/P17) olarak belirlenmiştir. Korudağı bölgesinde Orta-Üst Eosen döneminde başlayan çökelim dönemi Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde gerçekleşen kıvrımlanma ve yükselim sonucu bitmiş, Eosen-Oligosen birimleri uyumsuzlukla Neojen yaşlı karasal çökellerden yapıları Mahmutköy Neojen İstifi ve Mahmutköy Bazaltı tarafından örtülmüştür. Geniş bir antiklinali temsil eden Korudağı’nın oluştuğu döneme karşılık gelen bu deformasyonun yapısal özelliklerini belirlemek amacıyla bölgedeki tabaka duruşları incelenmiştir.

Korudağı, yukarı doğru bakan, dik kıvrım eksenli, eksenini yatay dalımlı antiklinal bir yapıyı temsil etmektedir. Kıvrım ekseninin gidişi K65°D yönlüdür. Korudağı antiklinalinin güney kanadı dikçe eğimlidir ve bir kör bindirme fayı sonucu

gelişmiştir. Korudağı antiklinali yapı ve yaş bakımından Trakya Havzası'nın güney kesimindeki kıvrımlara benzerlik sunmaktadır. Bölgedeki kıvrım eksenlerinin gidişi, asimetrik kıvrım geometrileri ve bölgesel Neojen uyumsuzluğu, Korudağı antiklinali ve ilişkili kıvrımların, Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde tabakalanmaya paralel kısalma sonucu oluşmuş bükümlü kıvrımları temsil ettiğini göstermektedir.

STRATIGRAPHY AND LATE OLIGOCENE-EARLY MIOCENE DEFORMATION OF THE SOUTHWESTERN PART OF THE THRACE BASIN

SUMMARY

Thrace Basin represents an Eocene-Oligocene aged depocenter in northwest Turkey. Sedimentation in the basin which began in the Middle-Late Eocene was ceased during the Late Oligocene and the region was uplifted and eroded since then. Many folds have formed during this uplifting and erosion period in the Thrace Basin. In this MSc thesis, Eocene-Oligocene stratigraphy and the structural features of the Late Oligocene-Early Miocene deformation in the southwestern part of the Thrace Basin were investigated. In this context, the Korudağı region which is a large anticline was selected for the purpose of study, age of the lithostratigraphical units were established using LA-ICP-MS zircon geochronology and biostratigraphy, particularly classical field geological methods.

Pre-Eocene metamorphic units form the basement of the Korudağı region. The metamorphic basement rocks which belong to Circum Rhodope Belt in Greece consist of phyllites, slates and recrystallized limestones. Conglomerates and sandstones of the Fıçitepe Formation unconformably overlie the metamorphic basement rocks. The Fıçitepe Formation is overlain by the Soğucak Formation. The middle-upper Eocene aged Soğucak Formation is made up of shallow marine platform carbonates. A section measured from the upper part of the Soğucak Formation has shown that the transgression in the Korudağı region occurred during the Late Priabonian (Shallow Benthic Zone 20). The Soğucak Formation is conformably overlain by the thick proximal turbidites of the Keşan Formation. LA-ICP-MS zircon ages of the one tuff sample collected from the Keşan Formation gave Early Oligocene (31.63 ± 0.37 Ma) age. The Çeltik Limestone which is defined as a member of the Keşan Formation in this study, predominantly consists of pelagic limestones, calciturbidites and subordinate marls. According to the paleontological studies, age of the Çeltik Limestone Member is Upper Eocene (P15-P16/P17). Sedimentation that began during the Middle-Late Eocene in the Thrace Basin was ceased during the Late Oligocene-Early Miocene as a result of folding and uplift and the Eocene-Oligocene units were unconformably overlain by the sequence which is made up of continental units and the Mahmutköy basalt. General strike and dip of the bedding planes in the region were investigated in order to understand the structural features of the deformation which corresponds to a period resulted in the formation of the Korudağı anticline.

The Korudağı is an upward facing, upright and horizontally plunged anticline. Direction of the fold axis is N65°E. Steep southern limb of the Korudağı is induced by a blind thrust fault. The Korudağı anticline is similar to that of the folds located in the southern part of the Thrace Basin in terms of the age and structure. Direction of the fold axis, asymmetrical fold geometry and regional Neogene unconformity indicate that the Korudağı anticline and related folds are buckle folds formed by layer-parallel shortening during the Late Oligocene-Early Miocene.

1. GİRİŞ

1.1. Tezin Amacı

Yüksek lisans tezi kapsamında hazırlanmış olan bu çalışmanın amacı; Türkiye'nin hidrokarbon içeren en geniş havzalarından birisi olan Trakya Havzası'nın güneyinin detaylı olarak stratigrafisinin incelenmesi, yapısı ve yaşı tartışmalı olan kıvrımların geometrilerinin ortaya konmasıdır. Bu kapsamda Trakya Havzası güneyindeki Korudağı bölgesinin 1/25000 ölçekli jeoloji haritası oluşturulmuş, litostratigrafi birimlerinin yapısal özellikleri incelenmiştir. Jeolojik harita alımıyla birlikte, çökel birimlerin hassas yaş tayinleri biyostratigrafik ve jeokronolojik verilerle belirlenmiştir. Proje kapsamında kullanılan yöntemler sonraki bölümlerde açıklanmıştır.

1.2. Çalışma Alanının Genel Özellikleri

1.2.1. Coğrafya

İnceleme alanı kuzeybatı Türkiye'de Trakya bölgesinde, Edirne ilinin Keşan ilçesinin güneyiyle ve Çanakkale Gelibolu ilçesinin en kuzeydoğusu ile sınırlanan bir alanda bulunmaktadır (Şekil 1.1). Trakya bölgesi yaklaşık olarak 15000 km²'lik bir alanı kaplamaktadır. Korudağı bir yükselti olarak Trakya'nın en güneyinde DKD-BGB doğrultulu olarak 30 km uzunlukta 10 km genişlikte uzanmaktadır. Korudağı bölgesinin çevresindeki en önemli coğrafi unsurlardan ilki Korudağı'nın güneybatısında bulunan Saros Körfezi'dir (Şekil 1.1). Korudağı doğuda, Trakya'nın bir diğer yükselim alanı olan Ganos (Işıklar) Dağı, kuzeyde ise Trakya Havzası'nın geniş düzlük alanları ile sınırlanır. Çalışma alanının güney sınırında Evreşe düzlüğü yer almaktadır. Kavakköy yakınlarında, kara bölgesinden, Saros Körfezi'ne bu bölgenin morfolojisini denetleyen en önemli unsur olan Kuzey Anadolu Fayı alüvyon düzlüğü içerisinde bulunmaktadır. Coğrafi bakımdan bir dağ olarak adlandırılrsa da Korudağı'nın zirve bölgesi 350m yüksekliğindedir.



Şekil 1.1: İnceleme alanının yer bulduru haritası.

1.2.2. Ulaşım

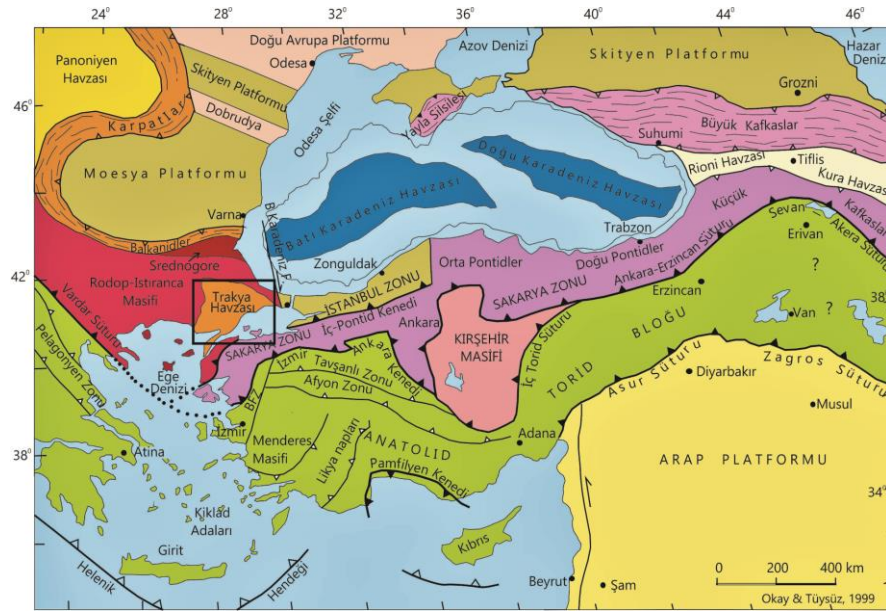
İnceleme alanı Edirne ili Keşan ilçesi ve Çanakkale ili Gelibolu ilçesinin köylerini içermektedir. Saros Körfezi'nin kuzeyinde kalan bu bölgeye İstanbul E-5 ve TEM otobanları ile İstanbul'dan ulaşım sağlanabilmektedir.

1.2.3. İklim ve bitki örtüsü

İnceleme alanının içerisinde bulunduğu Keşan ve Gelibolu ilçelerinde sıcak ve ılıman bir iklim hakimdir. Genel itibariyle kış aylarında, yaz aylarında daha fazla yağış düşmektedir. Keşan ilçesinin yıllık ortalama yağış miktarı 660 mm'dir. Yıllık ortalama sıcaklığı 13,5°'dir.

2. İNCELEME ALANININ BÖLGESEL JEOLojİK KONUMU

Türkiye, birbirinden çeşitli dönemler boyunca okyanusal alanlar ile ayrılmış farklı jeolojik özelliklere sahip kıtasal blokların biraraya gelmesi ile oluşmuş jeolojik açıdan oldukça kompleks bir bölgeyi temsil etmektedir. Bu bloklar İstanbul Zonu, Istranca Masifi, Sakarya Zonu, Anatolid-Torid Bloku, Kırşehir Masifi ve Arap Platformu'dur (Okay ve Tüysüz, 1999) (Şekil 2.1).



Şekil 2.1: Türkiye'nin tektonik birliklerini ve kenet kuşaklarını gösteren harita. İnceleme alanı dikdörtgen ile gösterilmiş Rodop-Istranca Masifi üzerinde bulunan Trakya Havzası'nda yer almaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999).

Günümüzde birarada bulunan ve kıta-kıta çarpışması ile yanyana gelmiş bu blokların sınırları, kenet zonu olarak adlandırılan ve geçmişte var olmuş eski okyanusların kapandığı hatları temsil eder. Batıda Biga Yarımadası'ndan başlayıp doğuda Kafkaslar'a kadar uzanan Vardar-İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu kuzeyde Pontidler, güneyde Anatolid-Torid Bloku ve Kırşehir Masifi'ni birbirinden ayırmaktadır. İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonunun Geç Paleozoyik-Mesozoyik zamanları boyunca var olmuş Tetis Okyanusu'nun izini temsil etmekte olduğu düşünülmektedir.

İnceleme alanı KB Türkiye’de Rodop-Istranca Masifi üzerinde, Trakya Havzası’nda yer almaktadır (Şekil 2.1). Güneyde Pontid-içi kenedi, kuzeyde Istranca Masifi, batıda Rodop Masifi ve doğuda İstanbul Zonu ile sınırlanan Trakya Havzası, içerdği hidrokarbon potansiyeli sebebiyle yoğun olarak çalışılmıştır (Turgut ve diğ., 1991)

Trakya Havzası’nı oluşturan birimler, batıda Rodop Masifi doğuda ise İstanbul Zonu üzerinde geniş alanlar kaplar (Okay ve diğ., 2010; D’Atri ve diğ., 2012). Trakya Havzası’nın ve üzerinde bulunduğu kıtasal blokların genel jeolojik özellikleri aşağıda kısaca açıklanmıştır.

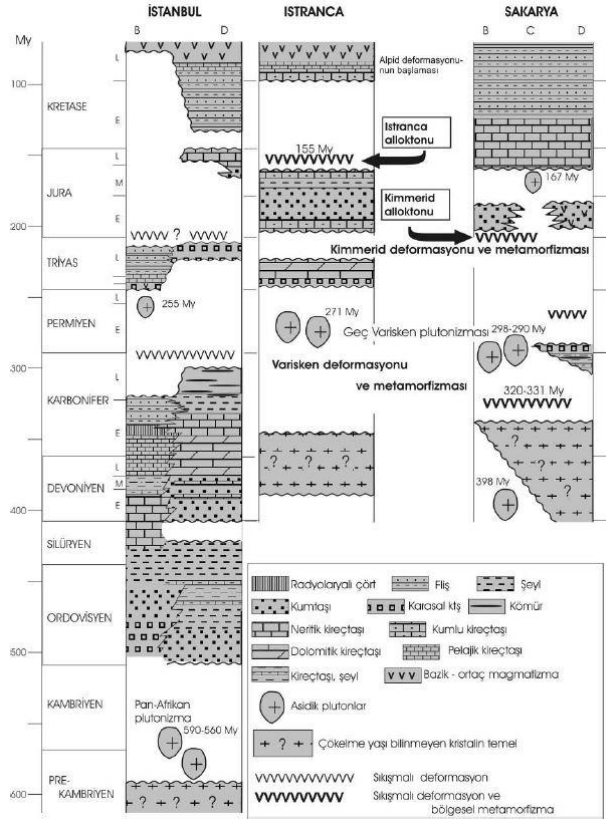
2.1. İstanbul Zonu

İstanbul Zonu Türkiye’nin kuzeybatısında 440 km uzunlukta 55 km genişlikteki kıtasal bir bloktur (Okay ve Tüysüz, 1999). İstanbul Zonu’nun temel kayalarını Geç Neoproterozoyik yaşta metamafik ve metaultramafik kayalar, metaandezitler, metariyolitler, amfibolit ve gnayslar ile bir dizi granitik intrüzyon oluşturmaktadır (Dean ve diğ., 2000; Chen ve diğ., 2002; Ustaömer ve diğ., 2005; Okay ve diğ., 2008).

Temel kayaları üzerinde Ordovisiyen’den Karbonifer’e düzenli bir istif sunan pasif kıta kenarı çökelleriyle temsil edilen İstanbul Paleozoyik istifi bulunmaktadır (Görür ve diğ., 1997; Dean ve diğ., 2000; Özgül, 2012) (Şekil 2.2). İstanbul Zonu’nun doğu ve batı kısımlarının stratigrafisinde bazı farklılıklar gözlenir (Kozur ve Göncüoğlu, 1998; Von Raumer ve diğ., 2002). Örneğin; Karbonifer dönemi batıda kalın bir derin denizel fliş istifleriyle karakteristik olmasına karşın doğuda sık denizel ve kömür içeren birimler yer almaktadır.

Paleozoyik yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak Permo-Triyas yaşta kısmen volkanik seviyeler içeren transgressif bir istif bulunur. Jura ve Alt Kretase dönemini temsil eden birimler İstanbul Zonu’nun batı kısmında bulunmamaktadır.

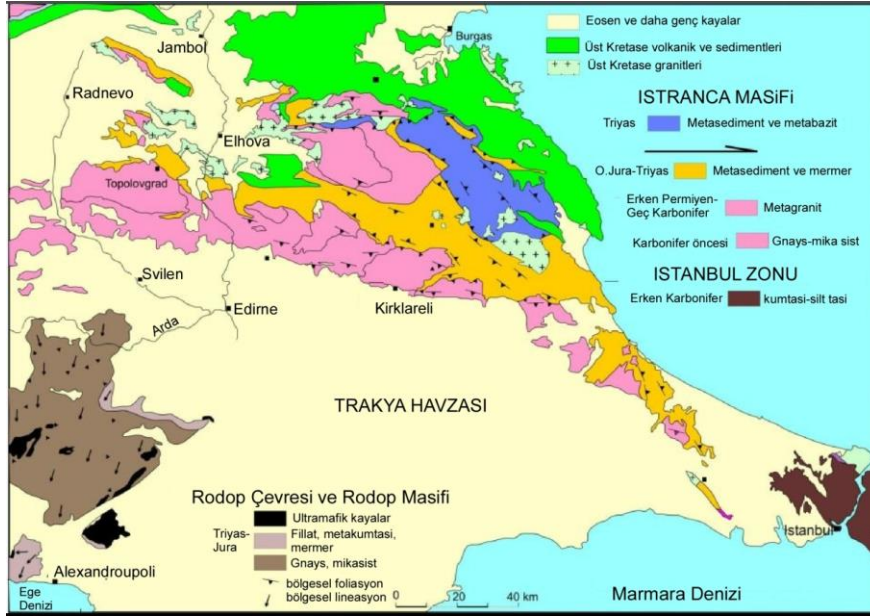
Paleozoyik istifi ve Permo-Triyas yaşlı birimler uyumsuz olarak Üst Kretase yaşlı volkanojenik birimler tarafından üzerlenmektedir. İstanbul Zonu doğu kesimlerinde ise Jura’dan Eosen’e, bir takım uyumsuzluklar ile birbirinden ayrılan bir stratigrafi gözlenmektedir (Okay ve Topuz, 2017).



Şekil 2.2: Pontidler'de bulunan İstanbul Zonu, Sakarya Zonu ve Istanca Masifi'nin tektonostratigrafik kesitleri (Okay ve diğ., 2008 ve içerdiği referanslar).

2.2. Rodop-Istanca Masifi

Trakya Havzası'nın çökellerinin büyük bir kısmı, tamamiyle kristalen kayalardan oluşan Rodop-Istanca Masifi üzerinde bulunmaktadır (Turgut ve diğ., 1991; Görür ve Okay, 1996; Siyako ve Huvaz, 2007). Istanca Masifi'nin temelini Prekambriyen yaşlı intrüzyonlar ve Variscan yaşlı amfibolit fasiyesinde başkalaşıma uğramış gnays, paragnays, amfibolitler ve onları kesen Karbonifer-Permiyen yaşlı metagranitik kayalar oluşturmaktadır (Okay ve diğ., 2001; Sunal ve diğ., 2006; Yılmaz Şahin ve diğ., 2014). Temel kayaları üzerinde karasal-sığ denizel ortamda çökelmiş Triyas-Jura yaşlı sedimentler bir örtü uyumsuz olarak bulunur (Şekil 2.3). Istanca Masifi temel kayaları ve üzerinde yer alan örtü birimleri Üst Jura-Alt Kretase'de yeşilşist fasiyesi koşullarında Kimmerid Orojeneziyle birlikte deformasyon ve metamorfizmaya uğramışlardır (Okay ve diğ., 2001).

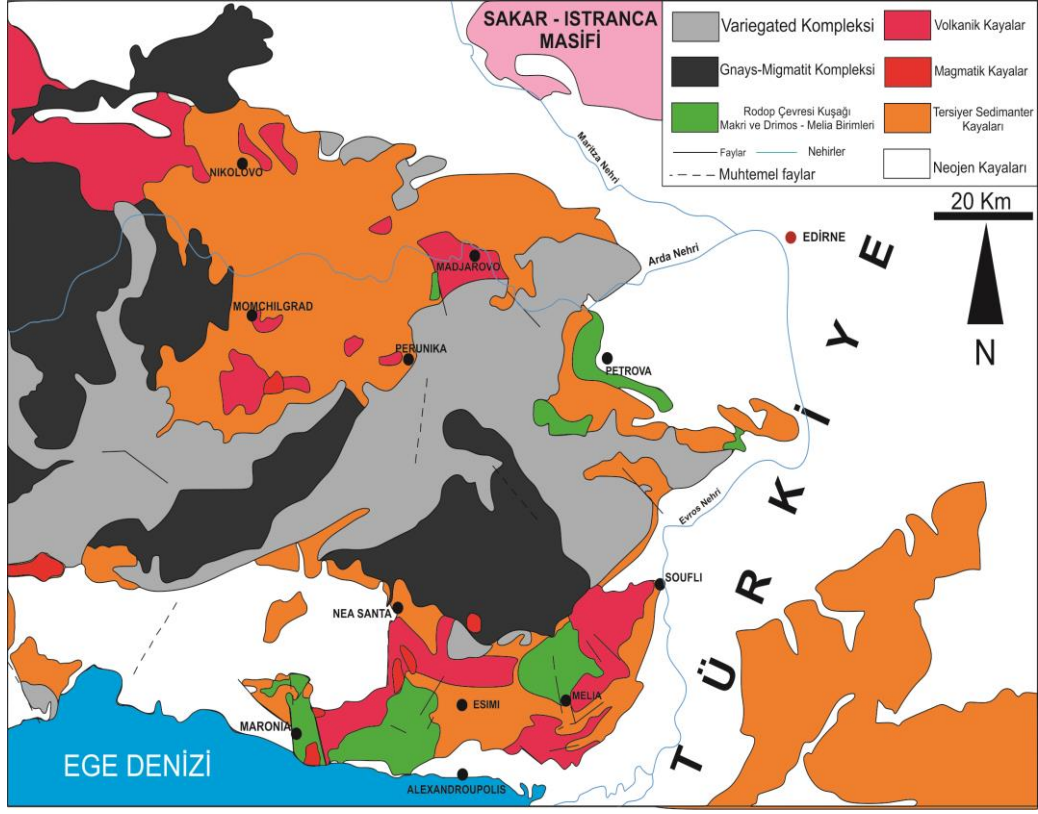


Şekil 2.3: Istranca Masifi'nin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve diğ., 2001' den değiştirilerek alınmıştır).

Bu metamorfizma ve deformasyon süreci sonunda metamorfik kayalar yüzeylenmiş ve Senomaniyen yaşlı yay içi havza çökelleri olan fosilli kumtaşları tarafından uyumsuzlukla örtülmüştür. Üst Kretase döneminde Vardar İzmir Ankara Erzincan Okyanusu'nun kuzeye Pontidler'in altına yitmesi sonucu Istranca Masifi'nde Üst Kretase istifli yaygın olarak volkanojenik ve volkanik kayalar şeklinde devam etmiştir. Rodop Masifi, batıda Trakya Havzası birimlerinin üzerinde bulunduğu, çeşitli metamorfik komplekslerden oluşan diğer bir kristalen tektonik birimdir.

Trakya Havzası' nın Eosen-Oligosen yaşlı birimleri Rodop Masifi kristalen kayaları üzerinde geniş alanlar kaplar (Caracciolo ve diğ., 201; Caracciolo ve diğ., 2012; Cavazza ve diğ., 2013; Kiliş ve diğ., 2013). Trakya Havzası'ndaki temeli oluşturan kayaç gruplarından biri olan Rodop Masifi çoğunlukla Bulgaristan, Yunanistan ve Makedonya'da birbirlerinde sıyrılma fayları ile ayrılmış çeşitli çekirdek komplekslerden oluşmaktadır (Bonev, 2006; Kiliş ve diğ., 2013) (Şekil 2.4). Jeolojik özellikleri ve tektonometamorfik evrimlerine dayanarak Rodop Masifi Alt Tektonik Ünite (Gneiss Migmatite Complex), Üst Tektonik Ünite (Variegated Complex) ve Rodop Çevresi Kuşağı (Nea Makri Unit-Circum Rhodope Belt) olarak üç kısımda incelenmektedir.

Alt ve Üst Tektonik birimler birbirlerinden düşük açılı sıyrılma fayları ile ayrılmış ve çeşitli dom yapılı birimler şeklinde bulunan (Kessebir-Kardamos, Kechros ve Pangaion domları) yapılardan meydana gelmektedir (Georgiev ve diğ., 2010; Kilias ve diğ., 2013) .



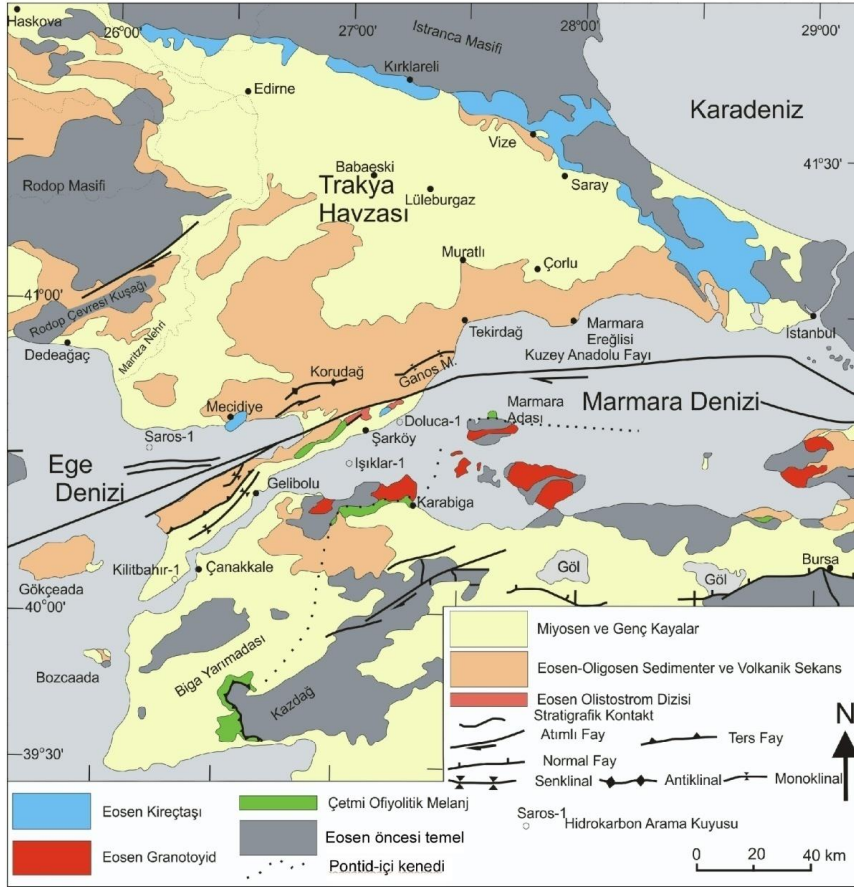
Şekil 2.4: Rodop Masifi' nin tektonik ünitelerini gösteren sadeleştirilmiş jeoloji haritası. Caracciolo ve diğ. (2012)'den değiştirilerek alınmıştır.

Rodop Masifi olarak tanımlanan bölgenin GGD'sunda bulunan ve genellikle düşük dereceli metasedimenter ve metavolkanik kayalardan oluşan Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı Rodop Çevresi Kuşağı ve ilişkili birimler (Nea-Makri birimi) Tersiyer yaşlı çökeller tarafından uyumsuzlukla üzerlenmektedir.

Rodop Çevresi Kuşağı'nın altından bulunan Rodop Masifi'nin yüksek dereceli metamorfik kayaları sıyrılma fayları ile düşük dereceli metamorfiklerden ayrılmaktadır (Kilias ve diğ., 1999; Bonev, 2006; Georgiev ve diğ., 2010).

2.3. Trakya Havzası'nın Stratigrafisi ve Temel Tipleri

Trakya Havzası, farklı jeolojik geçmişlere sahip farklı kıtasal bloklar üzerinde bulunan, hidrokarbon potansiyeline sahip, tektonik evrimi tartışmalı bir bölgedir (Turgut ve diğ., 1991; Görür ve Okay, 1996; Tüysüz ve diğ., 1998; Şen ve Yıllar, 2009; Okay ve diğ., 2010) (Şekil 2.5). Havzanın merkezinde çökel kalınlığı 9000 m'ye kadar ulaşmaktadır.



Şekil 2.5: KB Türkiye'nin sadeleştirilmiş jeoloji haritası. Okay ve diğ. (2010)'dan değiştirilerek alınmıştır.

Ganos Fayı'nın güneyinde yer alan birinci tip temel okyanusal yitim-yığılma kompleksinden oluşan Çetmi Melanjı'dır (Okay ve diğ., 2010; D'Atri ve diğ., 2012). Çetmi Melanjı Batı Pontidler'de İstanbul ve Istanca Zonlarını Sakarya Zonu'ndan ayırdığı düşünülen Pontid-içi okyanusunun izi olarak tanımlanmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Bu okyanusun kapanma yaşı olarak Triyas'tan Oligosen'e kadar birçok fikir öne sürülmüş hatta Mesozoyik döneminde böyle bir okyanusun var olup olmadığı bile tartışılmıştır (Robertson ve Ustaömer, 2004; Elmas ve Yigitbaş, 2005; Akbayram ve diğ., 2018). Trakya Havzası'nın temellerinden biri olan ofiyolitli melanj Ganos Fayı'nın güneyinde Şarköy batısında tektonik dilimler halinde yüzeylemektedir (Topuz ve diğ., 2008). Helvatepe Mavişisti olarak adlandırılan bu yüksek basınç kayasının metamorfizma yaşı Rb-Sr ve Ar-Ar beyaz mika yaşlarına göre 86 My'dir. Trakya Havzası temelinde bulunan mavişistler bölgede Santoniyen (Üst Kretase) döneminde aktif bir yitimin olduğunu göstermektedir. Bölgede havzanın temelini oluşturan diğer tip temel, çalışma alanının da içinde bulunduğu Ganos Fayı'nın kuzeyinde yer almaktadır. Mecidiye yakınlarında sleyt, fillat ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan ve Yunanistan Dedeoğlu bölgesindeki Rodop Çevresi Kuşağı olarak adlandırılan birime benzer düşük dereceli metamorfik bir istif bulunmaktadır. Ganos Fayı kuzeyinde Trakya Havzası'nın Eosen-Oligosen yaşlı çökelleri bu temel üzerinde uyumsuz olarak yer alır.

Temel kayalarının farklılığının yanı sıra, Ganos Fayı kuzeyi ve güneyindeki Trakya Havzası'nın sedimenter birimleri de birtakım farklılıklar göstermektedir (Okay ve diğ., 2010). Ganos Fayı güneyinde istif tabanda transgresif karakterde bir istif olan kumtaşı, kireçtaşı ve marnlardan oluşan Alt Eosen (İbrezyen) yaşta Dışbudak Formasyonu ile başlamakta ve uyumsuz olarak sığ denizel kireçtaşlarından oluşan Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Soğucak kireçtaşları üzerinde olistostromal birimler barındıran Üst Eosen-Alt Oligosen yaşta bir vahşifliş istifi (Çengelli Formasyonu) bulunmaktadır (Özcan ve diğ., 2010; Less ve diğ., 2011). Ganos Fayı kuzeyinde Rodop Masifi tipi temel üzerindeki sedimenter birimler iki farklı yükselim alanında yüzeylemektedir. Bunlar doğuda Ganos Dağı batıda ise Korudağı'dır. Ganos Dağı'nın Kuzey Anadolu Fayı'nın aktivitesi sonucu gelişmiş monoklinal bir yapıyı temsil ettiği düşünülmektedir (Okay ve diğ., 2004). Ganos monoklinalinin stratigrafisi tabanda türbiditik istiflerden yapıllı Eosen yaşlı Gaziköy ve Keşan Formasyonları ile başlamakta, üste doğru uyumlu bir biçimde pro-delta ortamında çökelmiş Alt Oligosen yaşlı Mezardere ve kıyı ortamında çökelmiş Osmancık/Danişmenformasyonlarına geçmektedir (Okay ve diğ., 2004).

Ganos monoklinalinin batı-kuzeybatısında, Saros Körfezi'nin kuzeyinde bulunan diğer bir yükselim alanı olan Korudağı ve çevresi bu çalışma kapsamında incelenmiştir. Sonraki bölümlerde, Korudağı bölgesinin yapısal gelişimi üzerine ortaya atılmış farklı evrim modelleri açıklanmış ve problemin tanımı yapılmış, Korudağı bölgesinde ve yakın çevresinde gerçekleştirilmiş önceki çalışmalar literatür özeti olarak sunulmuş ve bu çalışma kapsamında gözlenen stratigrafik ilişkiler genel jeoloji ve stratigrafi bölümünde detaylı olarak tanıtılmıştır.

3. TRAKYA HAVZASI KORUDAĞI BÖLGESİNDEKİ ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Trakya Havzası güney kesiminde gerçekleştirilmiş birçok çalışma bulunmasına karşın Korudağ bölgesi ve yakın çevresinde, deformasyon süreçlerinin ve yapısal özelliklerinin incelendiği çalışmalar oldukça sınırlıdır. Önceki yıllarda yapılmış bu çalışmalardan Korudağı ve yakın çevresinde gerçekleştirilenlerden aşağıda bahsedilmiştir. Jeolojik evrim bölümünde, Korudağı antiklinalinin gelişimi açıklanırken Trakya Havzası genelinde yapılmış jeolojik ve jeofizik çalışmalardan ayrı olarak bahsedilmiştir.

Ternek (1949) Korudağı çevresinde gerçekleştirilmiş ilk bilimsel çalışmadır. Ternek (1949), doktora tezi kapsamında gerçekleştirdiği “Geological study of the region of Keşan-Korudağ” isimli çalışmasında, kuzeyde Keşan bölgesinden güneyde Korudağ bölgesine kadarki alanın jeoloji haritasını yapmış ve bölgenin stratigrafisini oluşturmuştur. İlk defa bu çalışmada, inceleme alanının da içerisinde yer alan Çeltik köyünde pelajik bir birim olan Çeltik Kireçtaşı tanımlanmış ve haritalanmıştır.

Saner (1985) Saros Körfezi çevresinin stratigrafisinin ve yapısal unsurlarının tanımlandığı çalışmalardan biridir. Saner (1985) birbirinden aşınma evreleri ile ayrılmış üç çökel istiftten bahsetmektedir. Bunlar sırasıyla Üst Kretase-Alt Eosen, Orta Eosen-Oligosen ve Miyo-Pliyosen-Kuvaterner istifleridir. Saner Korudağı ve Ganos Dağı silsilesini yapısal anlamda bir antiklinoryum şeklinde tanımlamıştır.

Sümengen ve Terlemez (1991) Trakya Havzası’ nın güneybatısında bölgenin stratigrafik özelliklerinin incelendiği çalışmalardan biridir. Korudağı bölgesini de içine alan geniş bir alanın jeoloji haritasını oluşturmuş ve yüzeyleme veren kaya gruplarının stratigrafisini-sedimanter özelliklerini incelemişlerdir.

Araştırmacılar Korudağı ve çevresinde deniz altı dış yelpaze çökelleri olarak tanımladıkları ve “Korudağı Formasyonu” olarak adlandırdıkları bir birim belirlemişlerdir. Korudağı Formasyonu ve üzerine uyumlu olarak gelmiş olan Keşan Formasyonu’nun yaşını Üst Eosen olarak belirlemişlerdir.

Tüysüz ve diğ. (1998) Trakya Havzası'nın paleotektonik ve neotektonik dönem içindeki jeolojik tektonik gelişimini incelemişlerdir. Bugünkü Trakya Havzası'nda üç farklı dönemde gelişmiş farklı yaştaki havzalar tanımlamışlardır. Bunlardan ilki Orta Eosen'de oluşmaya başlamış ve Oligosen'e dek uzanan, gerilmeli fay sistemleriyle kontrol edilen Trakya Havzası'dır. Orta Miyosen' den itibaren Trakya Havzası'nın dağlar arası havza (intermontane basin) ya dönüştüğünü belirtmişlerdir.

Tüysüz ve diğ. (1998) Orta Miyosen'de D-B doğrultulu yarı-graben Enez Havzası'nın gelişmeye başladığını ve Kuzey Anadolu Fayı'nın ise eski fay düzlemleri boyunca Pliyosen'den itibaren transpresyonel bir fay olarak aktivite kazandığını söylemişlerdir.

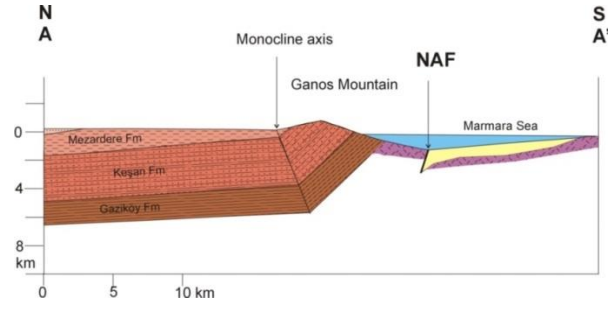
Yılmaz ve Polat (1998) Trakya Havzası'nda geniş alanlar kaplayan volkanik kayaların petrolojik olarak yorumlandığı çalışmalardan biridir. Yılmaz & Polat (1998) Mahmutköy çevresinde gözlenen Üst Miyosen-Kuvaterner yaşlı bazalt kayalarının alkali olivin bazalt ve bazanit kayaları olduğunu ortaya koymuşlardır.

Coşkun (2000) Trakya Havzası'nın hidrokarbon niteliğinin araştırıldığı çalışmalardan birisidir. Coşkun (2000) bölgede yapılmış olan sismik çalışmaları yorumlamış ve Trakya Havzası'nın yapısal niteliklerini tartışmıştır. Yapılan sismik çalışmalarda Korudağı bölgesinde bir takım fay düzlemleri belirlenmiştir.

Okay ve diğ. (2004) Trakya Havzası güneyinde bulunan yükselim alanlarından Ganos Dağı ve çevresini haritalamışlar ve yapısal özelliklerini ortaya koymuşlardır.

Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzeybatı uzantısı olan Ganos Fayı'nın, Marmara Denizi'ni geçerek 17 derecelik bir büküm yaptığını ve bu büküm sonucu Kuzey Anadolu Fayı'nın transpresyonel bir karakter kazanarak monoklinal bir yapıyı temsil eden Ganos Dağı'nın oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir (Şekil 3.1).

Ganos monoklinalinin doğusunda yer alan Tekirdağ grabeninin asimetric yapıda transtansiyonel bir havza olduğunu ve Ganos monoklinali ve Tekirdağ grabeninde yapılan çalışmaların sonucunda fayın bugünkü geometrisini son 2 My'da kazanmış olabileceğini belirtmişlerdir.

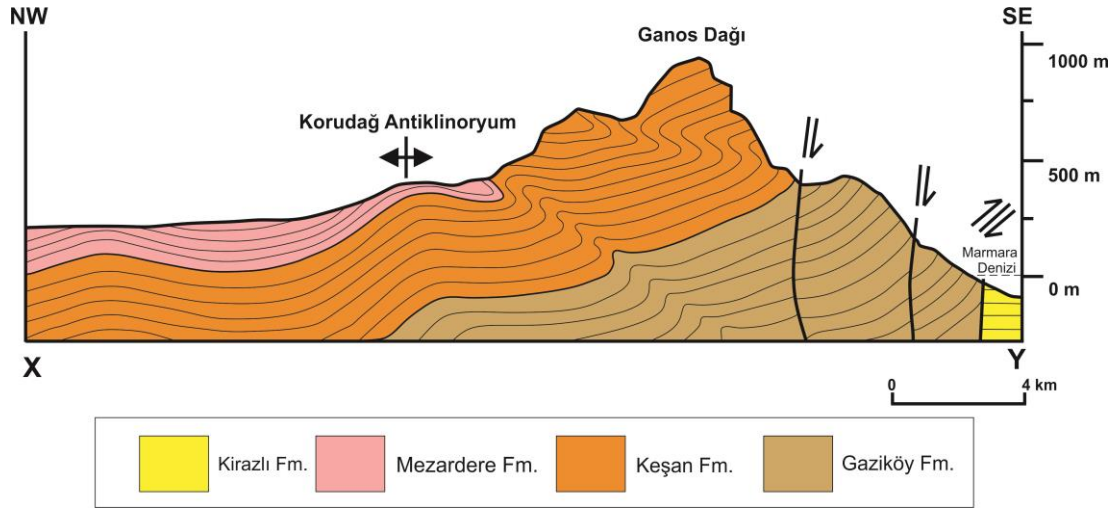


Şekil 3.1: Ganos Dağı bölgesinin jeolojik enine kesiti. Dağ, tek tarafı tiltlenmiş monoklinal bir yapıyı temsil etmektedir Okay ve diğ. (2004)'ten değiştirilerek alınmıştır.

Okay ve diğ. (2004) aynı zamanda Ganos monoklinalinin kuzeyinde yataya yakın dalımlı bir antiklinal yapıyı makalelerinde tanımlamış (s.268, Şekil.6-7) ve bu antiklinal yapının yaşına ilişkin olarak Ganos Fayı'nın gelişiminden daha öncesi bir yaş önermişlerdir.

Zattin ve diğ. (2005) Ganos Fayı ve çevresinde Keşan Formasyonu içerisindeki kumtaşlarından derledikleri numunelerden apatit fizyon izi yaş tayinleri yapmışlardır. Ganos Fayı'nın kuzey ve güneyinden elde ettikleri fizyon izi yaşları sonucu fayın kuzeyindeki bloğun Orta Miyosen'de, güneyindeki bloğun ise Geç Oligosen'de yüzeylemeye başladığını belirtmişlerdir. Elde ettikleri bu verilerin Ganos Fayı'nın Geç Oligosen döneminde aktif olduğunu ve günümüzdeki Kuzey Anadolu Fayı'nın bu eski zonu takip etmiş olabileceğini söylemişlerdir. Bu eski deformasyon zonunun Pontid-içi Okyanusu'nun Geç Oligosen döneminde kapandığı tektonik hat olarak yorumlamışlardır.

Şen ve Yıllar (2009) Trakya Havzası için Üst Kretase-Holosen yaş aralığında bir stratigrafiden ve Trakya'nın güneyinde birden fazla kıvrım yapısından bahsetmişlerdir. Ganos Dağı ile birlikte bir antiklinoryum olarak tanımladığı Korudağı bölgesinin 300 km uzunlukta, 40 km genişliğinde uzandığını ve birbirine paralel üç kıvrım (Korudağı, Uleman ve Esendik antiklinalleri) sisteminden oluştuğunu ileri sürmüştür (Şekil 3.2). Şen ve Yıllar (2009)'un belirttikleri bu kıvrım kuşağı ve antiklinoryum yapısının yapısal özellikleri açık değildir. Şen ve Yıllar (2009) Ganos Dağı ile birlikte Korudağı kıvrımının geç Erken Miyosen döneminde kuzeyde Istranca Masifi ile güneyde Neotetis eklenir prizmasının çarpışması sonucu oluştuğunu öne sürmüşlerdir.



Şekil 3.2: Korudağı ve Ganos Dağı'nın Şen ve Yıllar (2008) tarafından yorumlanan jeolojik enine kesiti.

Okay ve diğ. (2010) Trakya Havzası güneyinde yapılmış, havzanın stratigrafisini ve temel kayalarının niteliklerinin incelendiği en detaylı çalışmalardan biridir. Okay ve diğ. (2010) Trakya Havzası'nın temel kayalarını iki grupta inceler. Bunlardan ilki sleyt-rekristalize kireçtaşları ve fillatlardan oluşan ve sırasıyla denizel çökeller ve ıraksak türbidit istiflerini temsil eden düşük dereceli metamorfik temeldir. İnceleme alanında bulunan Mecidiye köyü çevresinde ufak bir alanda yüzeyleyen bu kaya grubu Rodop Çevresi Kuşağı'nın Trakya'daki eşlenikleridir. Trakya Havzası'nın temelini oluşturan diğer kaya grubu Şarköy ve çevresindeki ofiyolitik melanj kompleksi (Çetmi melanjı) ve serpantin dilimidir (Sarıkaya dilimi). Okay ve diğ. (2010) Ganos Fayı'nın bu iki farklı temelin sınırını oluşturduğunu belirtmişler, fayın kuzeyi ve güneyindeki Eosen-Oligosen stratigfilerinin farklılıklarından bahsetmişlerdir.

Özcan ve diğ. (2010) Trakya Havzası'nın güneyinde, Korudağı bölgesinin batısında detaylı olarak biyostratigrafik-paleontolojik veriler ortaya koyan çalışmalardan biridir. Özcan ve diğ. (2010) Trakya Havzası'nda yaygın olarak gözlenen ve çoğunlukla karbonat kayalarıyla temsil edilen Soğucak Formasyonu'nun yüzeylediği alanlarda detaylı kesitler ölçmüştür. Ölçülen kesitlerde tanımlanan fosil topluluklarından hareketle Trakya Havzası güneyinde Geç Lütasyen, Erken Bartoniyen, Geç Bartoniyen ve Priyaboniyen döneminde gerçekleşmiş dört transgresyon dönemini ortaya koymuşlardır.

Kuzey Anadolu Fayı üzerinde yapılan çalışmalar, fayın Bitlis Zagros kenedi boyunca gerçekleşen Arap ve Avrasya levhalarının Geç Miyosen (11 My) döneminde çarpışması ile doğu' da başladığını ve Pliyosen (~ 6-7 My) döneminde batıya, Marmara Bölgesi' ne ulaştığını göstermektedir (Barka, 1992). Bir levha sınırı olarak Kuzey Anadolu Fayı, Anadolu levhasının Avrasya levhasına göre yılda yaklaşık 21 mm batıya doğru hareket etmesini kontrol eden mekanizmalardan biridir.

Diğer birçok bölgesel fay sistemlerinde ve kuşaklarında olduğu gibi Kuzey Anadolu Fayı' da bir takım segmentlere ve kollara ayrılmaktadır. Bunlardan belki de en iyi bilineni KB Türkiye' de, Armutlu Yarımadası kuzeyinden geçerek Marmara Denizi' ne, oradan da Trakya güneyine uzanan Kuzey Anadolu Fayı' nın kuzey koludur. Kuzey Anadolu Fayı' nın bu kuzey kolu ile ilişkili oldukça iyi bilinen üç adet derin step-over tipi havza Marmara Denizi' nin içerisinde bulunmaktadır (Okay ve diğ., 1999). Bu havzalar sırasıyla doğuda Çınarcık, ortada Orta Marmara ve batıda Tekirdağ basenleridir. Kuzey Anadolu Fayı bu üç havza doğrultusu boyunca ilerleyerek tekrar karaya, Trakya Havzası' na çıkmaktadır. Bu bölgede yaklaşık olarak 45 km uzunluğunda doğrusal bir geometri sunan Kuzey Anadolu Fayı (Ganos Fayı) boyunca en Geç Miyosen' den bu yana yaklaşık olarak 40 km atım tespit edilmiştir (Okay ve diğ., 1999).

Ganos Fayı üzerinde ve daha kuzeyinde Trakya Havzası içinde doğrultu atımlı fay zonlarının karakteristik özellikleri olan pozitif çiçek yapıları, sıkışmalı büküm (restraining bend) ve monoklinal, antiklinal-senklinel, en-echelon kıvrım ve faylar gibi yapılar yaygın olarak görülmektedir (Perinçek, 1991; Tüysüz ve diğ., 1998; Okay ve diğ., 2004). Trakya Havzası' nda bulunan geniş ölçekli deformasyon yapıları hakkındaki görüşler aşağıda kısaca özetlenmiştir.

3.1.1. Ganos Dağı

Ganos Fayı kuzeyinde bulunan Korudağı antiklinali ve Ganos monoklinali Trakya Havzası' nda yer alan kıvrımlardan en önemli ikisini teşkil eder. Bu iki geniş ölçekli yapıdan birisi olan Ganos monoklinalinin çoğunlukla Pliyosen yaşlı Kuzey Anadolu Fayı' nın aktivitesi sonucu geliştiği düşünülmüştür (Okay ve diğ., 2004; Şengör, 1979). Armijo ve diğ. (1999) ise Ganos Dağı' nı yarım antiklinal bir yapı olarak tanımlamakta ve diğer yarısının sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma sonucu Gelibolu

Yarımadası üzerinde olduğundan bahsetmektedir. Armijo ve diğ. (1999) Ganos Dağı ve çevresindeki deformasyonun 5 My yaşında olduğunu söylemişlerdir.

3.1.2. Korudağı

Güney Trakya Havzası'nda Ganos Dağı'na benzer diğer bir yükselim olan Korudağı bulunmaktadır. Tüysüz ve diğ. (1998) Hisarlıdağ ile birlikte "Korudağ-Hisarlıdağ yükselimi" olarak tanımladıkları yapının Enez Grabeni ile eş yaşlı Geç Miyosen döneminde normal fay kontrollü gelişen bir yükselim olduğunu (s.121,Şekil.11) söylemektedir. Saner (1985) ise yaptığı çalışmada Korudağı bir antiklinoryum şeklinde tanımlamaktadır. Korudağı ve Ganos Dağı için önerilmiş diğer bir model, bu iki geniş ölçekli yapısal unsurun Kuzey Anadolu Fayı'nın bir kolu olan Ganos Fayı'nın transpresif etkisi sonucu gelişmiş olduğu yönündedir (Armijo ve diğ., 1999).

Kısaca açıklanmış bu modeller göz önüne alındığında aşağıda sıralanmış problemler göze çarpmaktadır:

- 1) Korudağı bir kıvrım olarak nasıl bir geometriye sahiptir ? Bir antiklinoryum mudur, normal fay kontrollü gelişmiş bir yükselim midir yahut Pliyosen yaşlı Ganos Fayı'nın transpresif aktivitesi sonucu gelişen bir yapı mıdır ?
- 2) Korudağı ve Ganos Dağı'nın birbiriyle bir ilişkisi var mıdır varsa bu ilişkinin niteliği nedir?
- 3) Yapılan termokronoloji çalışmaları hem Ganos hem Korudağı'nın Geç Oligosen'de yükselmeye başladığını göstermiştir. Bu yükselim neye bağlı olarak gelişmiştir?
- 4) Korudağı ve Ganos Dağı'nın Trakya'da bulunan diğer geniş ölçekli kıvrımlar ile zaman-mekan ilişkisi nedir?

Bu yüksek lisans projesi kapsamında yukarıda sıralanan problemlerin çözümü jeolojik haritalama, yapısal jeolojik çalışmalar, biyostratigrafi ve radyometrik yaş tayini yöntemleri kullanılarak açıklanmaya çalışılmıştır.

4. YÖNTEMLER

Bu çalışma kapsamında kullanılan yöntemler temel olarak saha çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve büro çalışmalarıdır. Aşağıda bu yöntemler ve detayları açıklanmıştır.

4.1. Saha Çalışmaları

Korudağı antiklinalinin yapısını ve yaşını ortaya koymak amacıyla yapılan bu çalışma kapsamında Çanakkale G17-d2, G17-d1, G17-c1 ve G17-a3 paftaları kullanılarak 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış ve litostratigrafi birimleri ayırtlanmıştır. Arazi çalışmaları kapsamında kullanılan yöntemler klasik saha jeolojisi yöntemleridir. İnceleme alanında yüzeyleme veren farklı yaş konağındaki kaya gruplarının tabakalarının duruşları incelenmiş Brunton ve Silva marka pusulalar ile doğrultu ve eğim değerleri ölçülmüş, Garmin marka GPS cihazı yardımıyla lokasyonlar belirlenerek haritaya işlenmiştir. Arazi çalışmaları sırasında jeolog çekici, lup ve Canon marka dijital fotoğraf makinesi kullanılmıştır. Saha çalışmaları 2018 yaz ayları, 2019 yılı bahar ve yaz aylarında toplam 30 gün süreyle gerçekleştirilmiştir.

İnceleme alanında karbonat kayalarıyla temsil edilen Soğucak Formasyonu ve uyumlu olarak onun üzerine gelen Keşan Formasyonu'nun dokanağı detaylı olarak çalışılmış ve Prof. Dr. Ercan ÖZCAN ve Ar. Gör. Ali Osman YÜCEL tarafından bir adet biyostratigrafik kesit ölçülmüş ve iri bentik foraminifer toplulukları yardımıyla bentik foraminifer biyozonları tayin edilmiştir. Çeltik Kireçtaşı Üyesi'nden derlenen pelajik foraminiferlerin tayini Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeolojik Araştırmalar bölümünden Dr. Aynur HAKYEMEZ tarafından yapılmıştır.

4.2. Laboratuvar Çalışmaları

Saha çalışmaları kapsamında araziden derlenen Keşan Formasyonu'na ait bir adet tuf örneği, birimin üst çökelim yaşını U-Pb zirkon yaş tayini ile belirlemek amacıyla Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü mineral ayırma laboratuvarında hazırlanmıştır. Numune öncelikle hidrolik kırıcı ile kırılmış ve çeneli kırıcıdan geçirilerek öğütülmüştür. Sonrasında elek yardımıyla elde edilmiş 63-125 μ ve 125-180 μ tane boyutlu malzemeler Frantz marka manyetik seperatörden geçirilerek manyetik ve manyetik olmayan mineralleri ayrılmıştır. Manyetik seperatör kullanılarak ayrılan manyetik olmayan mineraller sodyum polytungstate (ağır sıvı) yardımıyla, U-Pb yaş tayininde kullanılan zirkon mineralleri elde edilmiştir. Ayrılan zirkon taneleri parlatılmış ve Hacettepe Üniversitesi'nde katadolüminesans görüntüleri çekilerek USA University of California Santa Barbara'da yaşlandırılmıştır.

Arazi çalışmaları esnasında sahadan derlenmiş olan kaya numunelerinden petrografik inceleme amaçlı ince kesitler hazırlanmıştır. Bu ince kesitlerden kayaç grupları içerisindeki mineral kompozisyonu ve fosil içerikleri tayin edilmiştir.

4.3. Büro Çalışmaları

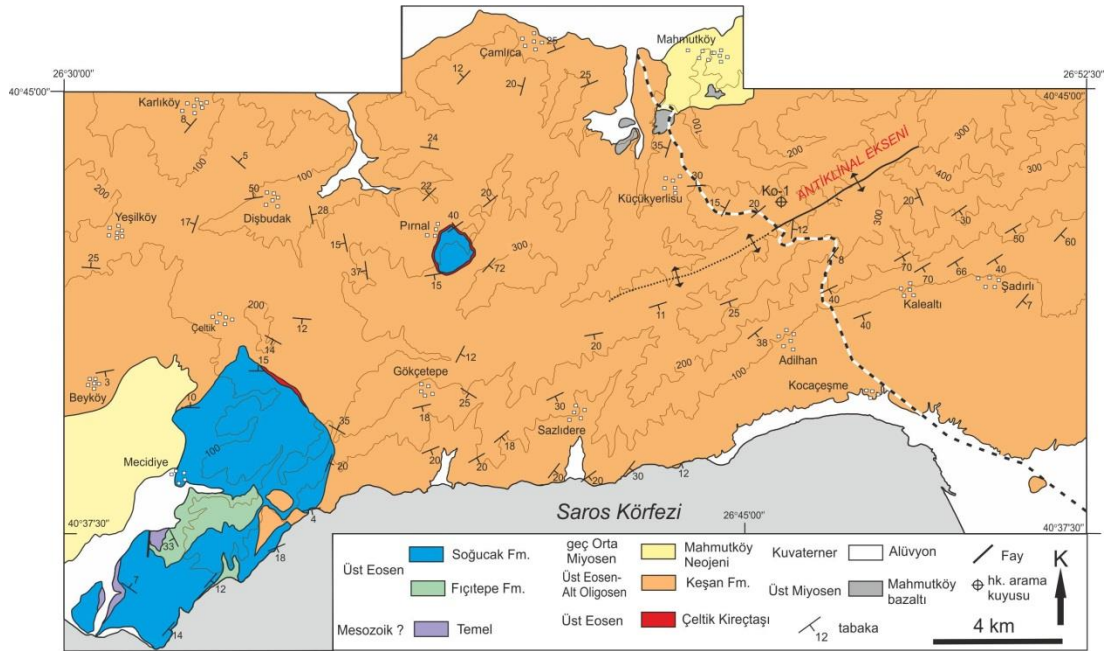
Büro çalışmaları, sahadan elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve yüksek lisans tezi haline getirilmesi şeklinde gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmaları kapsamında elde edilen yapısal veriler "Dips" isimli bilgisayar programı kullanılarak Schmitt ağı yardımıyla alt yarımküre üzerinde tabaka duruşları doğrultu-eğim değerleri yerleştirilmiş ve kontur diyagramı oluşturulmuştur. Jeoloji haritası "Canvas 12" ve "Corel Draw" isimli çizim programları kullanılarak dijital hale getirilmiş ve Global Mapper programı yardımıyla dijital yükseklik modeli görüntüsü altına işlenmiştir.

5. GENEL JEOLJİ VE STRATİGRAFİ

Genel jeoloji ve stratigrafi bölümünde, çalışma kapsamında incelenen kaya birimlerinin litolojik özellikleri, stratigrafik ilişkileri ve fosil içerikleri detaylı olarak açıklanmıştır. Gerçekleştirilen jeolojik harita alımıyla litostratigrafik birimlerin dokanakları boyunca yapılmış ölçülü stratigrafik kesitler, bu kesit güzergahları boyunca derlenen biyostratigrafik veriler ve elde edilmiş U-Pb zirkon yaşları bu bölümde verilmiştir.

5.1. Korudağı Bölgesindeki Kaya Birimlerinin Stratigrafik Özeti

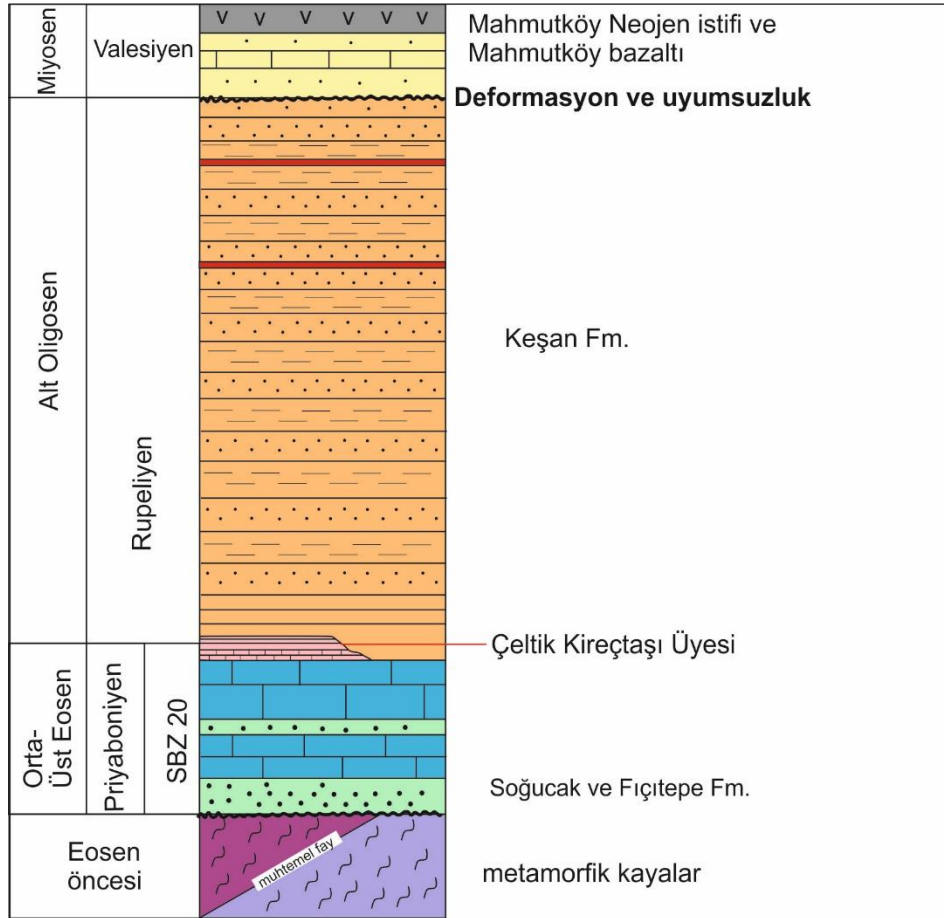
İnceleme alanı Trakya Havzası'nın temel kayaları ve üzerinde uyumsuz bulunan Paleojen birimlerinin gözlenebildiği önemli bir lokasyonda yer almaktadır (Şekil 5.1).



Şekil 5.1: İnceleme alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası.

Korudağı bölgesindeki temel kayalarını Mesozoik yaşındaki sleyt, rekristalize kireçtaşı, fillat ve kısmen metakumtaşından oluşan düşük dereceli metamorfikler oluşturmaktadır. Temel kayaları üzerinde kırmızı renkli karasal çökellerden yapı

Fıçitepe Formasyonu uyumsuz olarak bulunur. Fıçitepe Formasyonu karbonat kayalarından meydana gelen Soğucak Formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Zengin bir faunaya sahip Orta-Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu baskın olarak sıg denizel kireçtaşlarıyla temsil edilmektedir. Soğucak Formasyonu üzerine uyumlu olarak Alt Oligosen yaşta kalın bir türbidit istifli oturmaktadır. Soğucak Formasyonu ve Keşan Formasyonu geçişinde pelajik bir birim olan Çeltik Kireçtaşı Üyesi bulunur. Çeltik Kireçtaşı Üyesi baskın olarak pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Alt Oligosen yaşlı Keşan Formasyonu kalın tabakalanmalı kumtaşları ve şeyl ardalanmasından oluşmaktadır. İnceleme alanının kuzeyinde, Korudağı antiklinalinin kuzey kanadında türbiditik istifin üzerinde Neojen yaşlı çakıltası-kumtaşı ve eser miktarda gölsel kireçtaşlarından oluşan Mahmutköy Neojen istifli ve Mahmutköy bazaltı uyumsuz olarak bulunur. İnceleme alanının en genç birimlerini genellikle dere yataklarında ve sahil kenarlarında bulunan çakıl, silt ve kum boyutlu alüvyonlar oluşturmaktadır. Aşağıda bu birimlerin litolojik ve stratigrafik özellikleri detaylı olarak açıklanmıştır (Şekil 5.2).

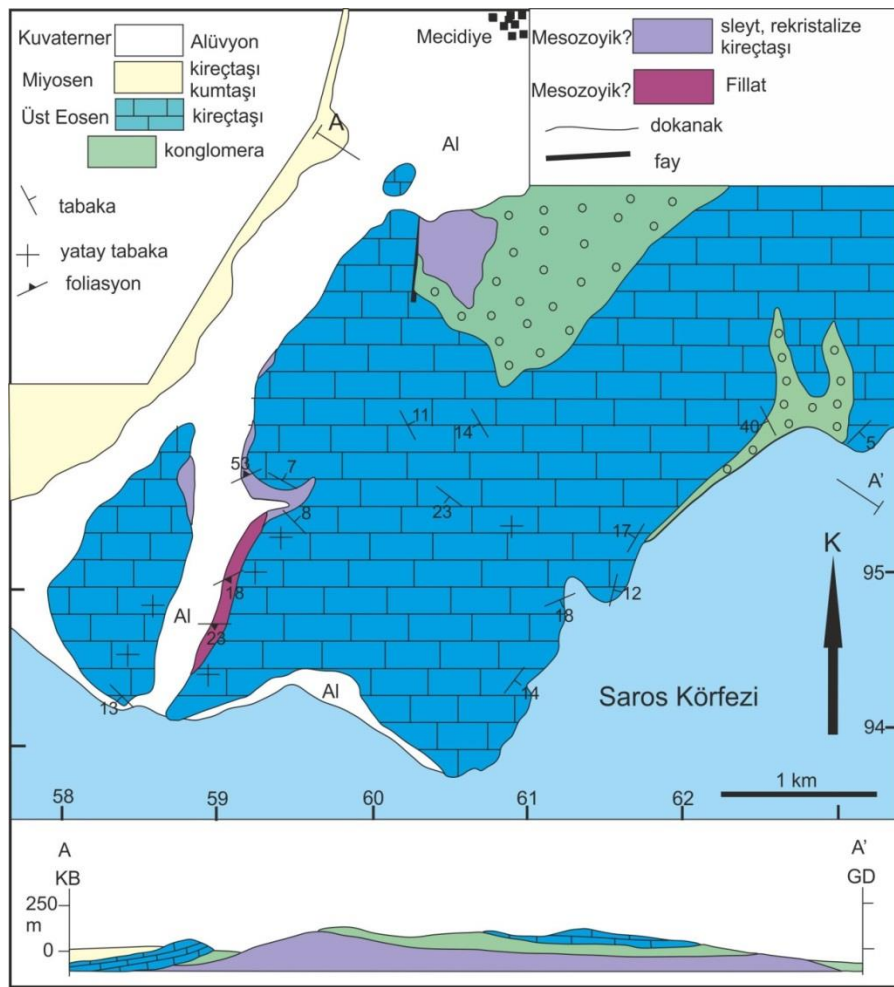


Şekil 5.2: Korudağı bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti

5.1.1. Temel kayaları: Rodop Çevresi Kuşağı metamorfitleri

Ganos Fayı'nın kuzeyinde Trakya Havzası'nın temelini oluşturan metamorfik kayalar Rodop Çevresi Kuşağı olarak adlandırılmıştır (Magganas, 2002). İnceleme alanında Mecidiye çevresinde ufak bir alanda yüzeyleyen metamorfik kaya grubu Okay ve diğ. (2010) tarafından litolojik benzerliklerinden dolayı Rodop Çevresi Kuşağı'na dahil edilmiş ve bu şekilde haritalanmıştır.

Trakya Havzası'nın temelini oluşturan metamorfik kayalar inceleme alanının en güneybatısında Mecidiye ve çevresinde Korudağı antiklinalinin batı uzantısında yüzeylemektedir (Şekil 5.3).



Şekil 5.3:İnceleme alanında temel kayalarının dağılımını gösteren Mecidiye çevresinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti. Okay ve diğ. (2010)'dan değiştirilerek alınmıştır.

Metamorfik kayalar kendi içlerinde iki ayrı grup şeklinde incelenebilir. Bunlardan ilki sleytler ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan düşük dereceli metamorfiklerdir (Şekil 5.4a). İnceleme alanında yüzeyleyen diğer bir metamorfik kaya grubu baskın olarak fillatlar ve onlarla ardalanarak az sayıda metakumtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 5.4b,c). İki metamorfik istif arasındaki dokanak yüzeylememiş olmasına karşın metamorfizma derecesine bağlı olarak Okay ve diğ. (2010) tarafından dokanağın niteliği tektonik olarak yorumlanmıştır.



Şekil 5.4: İnceleme alanının temelinde bulunan ve Soğucak Fm. ve altındaki sleytlerin (a), fillatların uzaktan (c) ve yakından (b) arazi görünüşleri.

İnceleme alanında bir antiklinalin çekirdeğinde yüzeyleyen metamorfik kayalar üzerinde uyumsuz olarak çakıltaşlarından oluşan Fıçıtepe Formasyonu ve yer yer çakıltaşları olmaksızın Soğucak Formasyonu uyumsuz olarak bulunmaktadır (Şekil 5.5).

Sleyt ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan birinci tip metamorfik serinin havza çökellerini, fillatlar ve seyrek metakumtaşlarından oluşan ikinci tip metamorfik serinin ise ıraksak türbidit çökellerini temsil ettiği düşünülmektedir (Okay ve diğ., 2010).



Şekil 5.5: Fillatlar üzerinde bulunan sığ denizel kireçtaşlarının uzaktan görüntüsü. Tepenin zirve bölgeleri yatay konumlu kireçtaşlarından yapılıdır.

5.1.2. Fıçitepe Formasyonu

İnceleme alanında çakıltaşlarından oluşan birim Fıçitepe Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Saner, 1985). Bu çalışmada birimin Gelibolu Yarımadası’da dahil olmak üzere tüm Trakya boyunca kullanılan ismi olan Fıçitepe Formasyonu ismi benimsenmiş ve kullanılmıştır.

Fıçitepe Formasyonu inceleme alanında Mecidiye güneyinde, Saros Körfezi kıyısında yüzeylemektedir. Baskın olarak çakıltaşlarından oluşan birim, orta-kalın tabakalanmalıdır (Şekil 5.6).



Şekil 5.6: Baskın olarak konglomeralardan oluşan Fıçitepe Formasyonu'nun uzaktan (a) ve yakından (b) arazi görüntüsü.

Kırmızı ve kahverenkli çakıl taşlarında, çakıllar oldukça kötü boylanmalı ve köşelidir. Çakılların boyutları 3-4 cm’den blok boyutuna (~15-20 cm) kadar değişkenlik göstermektedir. Fıçitepe Formasyonu’nun içerisinde yer alan çakıl ve

bloklar çoğunlukla fillattır ve temel kayalarından türemiştir (Şekil 5.6b). Çakıltaşlarının matriksi kırmızı renkli kum-silt boyutlu malzemeden meydana gelmektedir. Fıçitepe Formasyonu litolojik özelliklerinden yola çıkılarak Okay ve diğ. (2010) tarafından bir alüvyal yelpaze çökel istifi olarak yorumlanmıştır. Alüvyal yelpaze çökelleri kötü boylanmalı, çeşitli boyutlarda çakıl ve blok içermesi ile karakteristiktir. Fıçitepe Formasyonu'nun yukarıda tanımlanan litolojik özellikleri bunu doğrular niteliktedir.

Fıçitepe Formasyonu Rodop Çevresi Kuşağı'nın metamorfik kayalarını uyumsuz olarak üzerlemektedir. Bu uyumsuz dokanağın kanıtlarından birisi birim içerisinde yaygın olarak bulunan metamorfik kaya çakıllarıdır. Birim Mecidiye çevresinde Soğucak Formasyonu'nun altında uyumlu olarak bulunur.

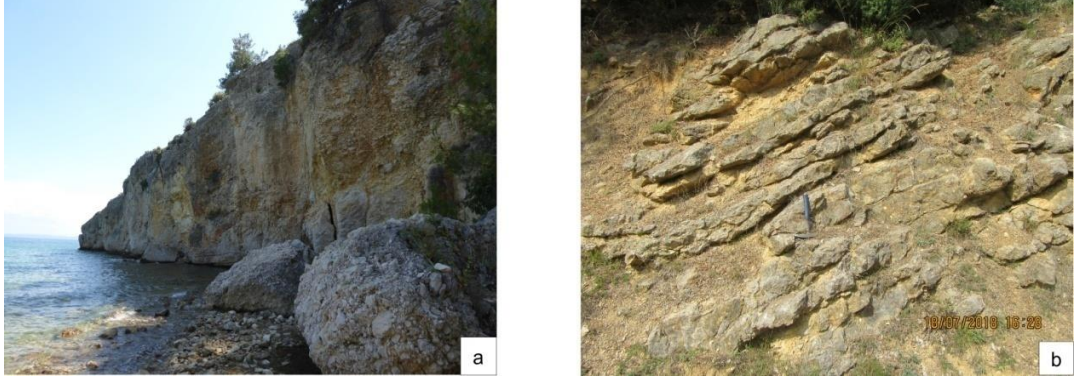
Fıçitepe Formasyonu'ndan saha ve laboratuvar çalışmaları kapsamında herhangi bir fosil tanımlanmamıştır. Okay ve diğ. (2006) birimin bölgesel ölçekli bir dağılımı olmadığı, yalnızca Gelibolu yarımadasında ve Saros kıyılarında ufak yüzlekler halinde bulunduğunu belirtmiş ve hiçbir fosil bulgusuna rastlanılmadığını rapor etmiştir. Siyako ve Huvaz (2007) Fıçitepe Formasyonu olarak adlandırdıkları karasal konglomeraları Trakya Havzası'nda temel kayaları ve Soğucak Formasyonu arasında yüzeyletiğini belirtmiş ve Orta Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtüldüğünü söylemişlerdir. Bu verilerden hareketle birimin yaş konağını erken-orta Eosen olarak kabul etmişlerdir.

Fıçitepe Formasyonu'nun inceleme alanında Priyaboniyen (Üst Eosen) yaşlı Soğucak Formasyonu tarafından üzerlenmiş olması ve dokanak ilişkisinin uyumlu olmasından kaynaklı Üst Eosen'den daha yaşlı olduğu düşünülebilir. Fakat sonraki bölümde detaylı olarak açıklanmış olan Soğucak Formasyonu başlığı altında birimin Üst Eosen yaşlı kireçtaşları ile ardalı olmasından kaynaklı Fıçitepe Formasyonu muhtemlen Üst Eosen (Priyaboniyen) yaşında olmalıdır.

5.1.3. Soğucak Formasyonu

İnceleme alanında bol fosilli kireçtaşlarından oluşan birim ilk defa Holmes (1967) tarafından Kırklareli Formasyonu'nun bir üyesi olarak adlandırılmıştır (Siyako, 2006). Ünal (1967) Soğucak Kalkeri ismini kullanarak birimi formasyon mertebesine çıkartmıştır. Sümengen ve diğ. (1987) ise birimi Soğucak Formasyonu adı altında incelemişlerdir. Bu çalışma kapsamında Soğucak Formasyonu ismi kullanılmıştır.

Soğucak Formasyonu baskın olarak beyaz-krem renkli yer yer gri-bej renkli, kalın tabakalanmalı, bazı kesimlerinde masif halde gözlenen, karstik erime boşlukları ve breşik seviyeler içeren bol fosilli neritik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 5.7).

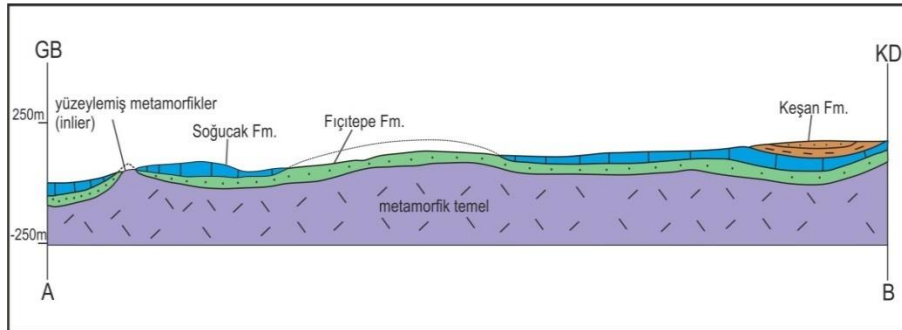
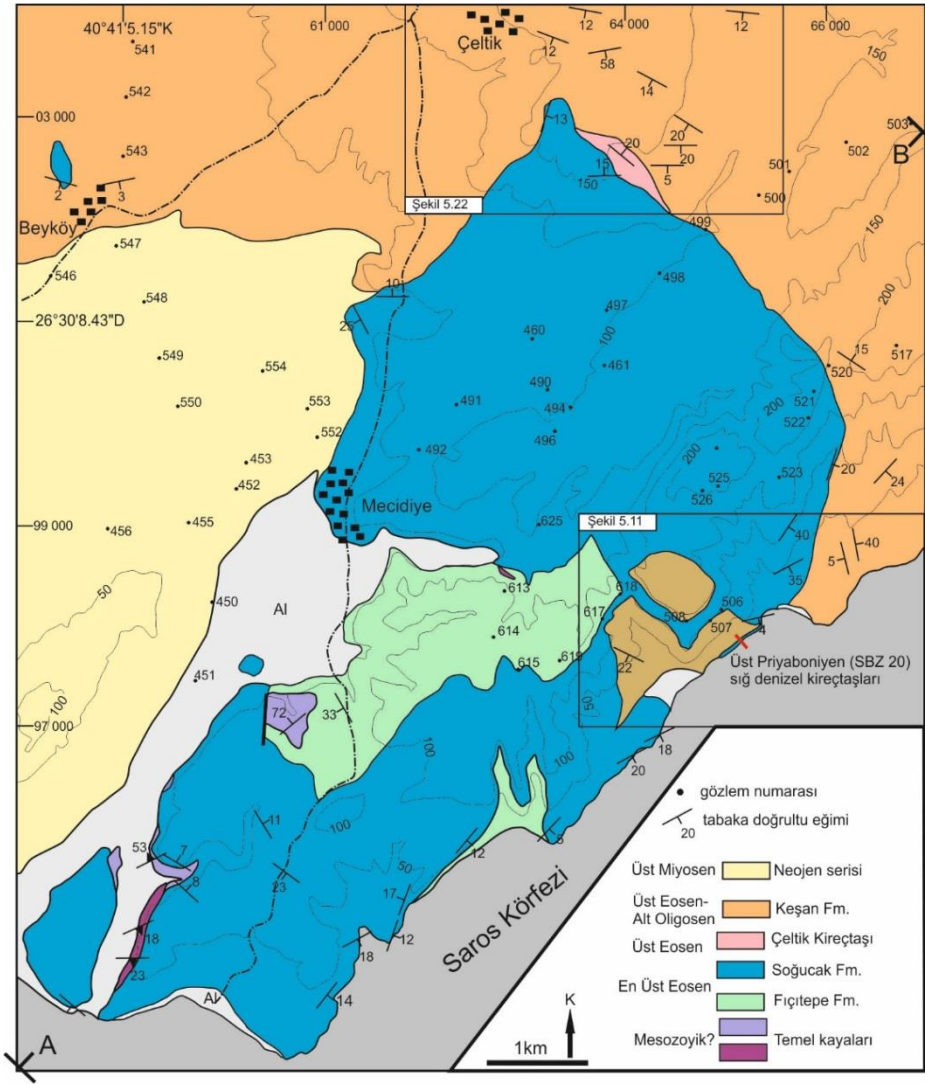


Şekil 5.7: Soğucak Formasyonu'nun inceleme alanındaki genel görünümü: (a) Gökçetepe Tabiat Parkı ve (b) Pırnal Tepe mostraları.

Soğucak Formasyonu'nun inceleme alanında üç farklı kısımda litolojik özellikleri ve dokanak ilişkilerinin detaylı olarak incelenebildiği mostrası bulunmaktadır. Birimin çalışma alanında litolojik özelliklerinin iyi bir biçimde gözlenebildiği ilk lokasyon Saros Körfezi'nin kuzey kıyısıdır (Şekil 5.8 ve 5.9).

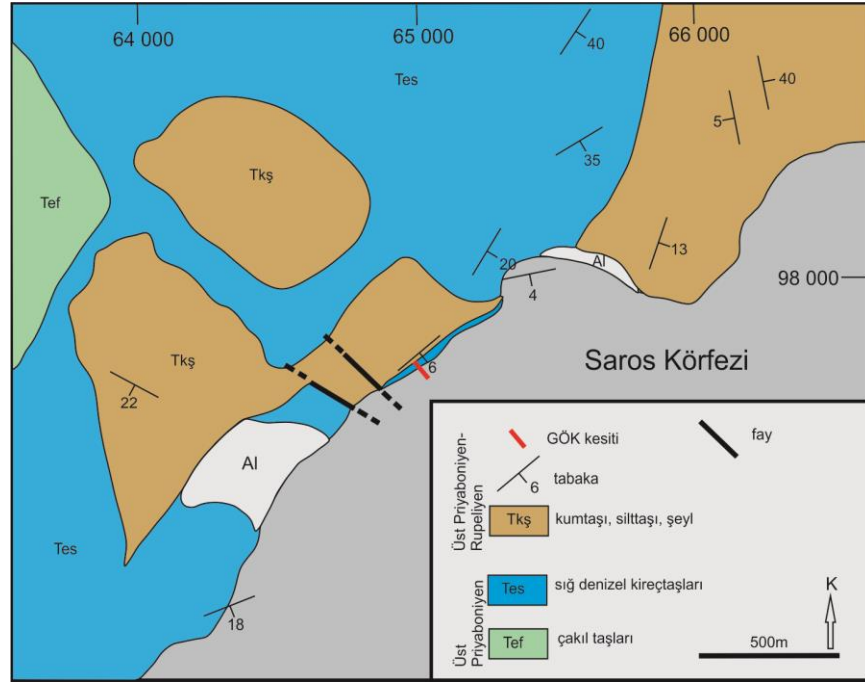
Soğucak Formasyonu bu hatta batıda Mecidiye'den başlayarak doğuda Gökçetepe Tabiat Parkı'na kadar uzanır. Soğucak Formasyonu'nun toplam kalınlığı 200 m'den azdır. Gökçetepe Tabiat Parkı'nın yaklaşık 1 km batısında (UTM: 64950/97656) Saros Körfezi'nin kuzey kıyısında falezde başlayarak kuzeye orman yoluna kadar açık bir stratigrafi sunan Soğucak Formasyonu stratigrafik olarak gözlenebilen en alt seviyede tabakalanmanın seçilemediği ya da kısmen seçilebildiği masif şeklindeki ve karbonat breşi şeklindeki krem renkli kireçtaşları ile başlamakta üste doğru tabakalanmanın çok net olarak gözlenebildiği nodüler kireçtaşı seviyeleri içeren kesimler ile devam etmektedir (Şekil 5.10).

Kireçtaşlarının üst kesimlerinde laminalı şeyller ve silttaşları bulunur (Şekil 5.11). Bu lokasyonda Soğucak Formasyonu ve onu uyumlu olarak üzerleyen kırıntılı birimlerin (Keşan Formasyonu) dokanağı detaylı olarak çalışılmış ve Prof. Dr. Ercan Özcan ve Ar. Gör. Ali YÜCEL tarafından bir ölçülü kesit alınmıştır (Şekil 5.12 ve 5.13). Ölçülen kesitin kalınlığı 4 m'dir



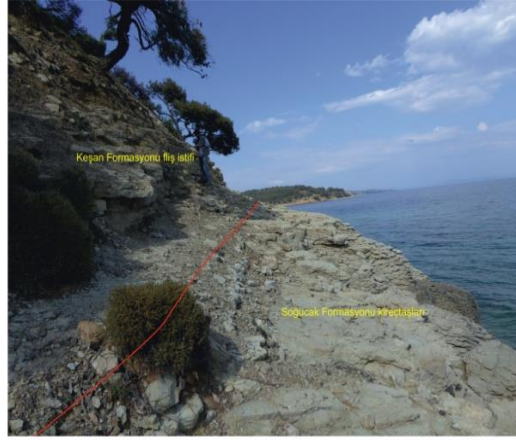
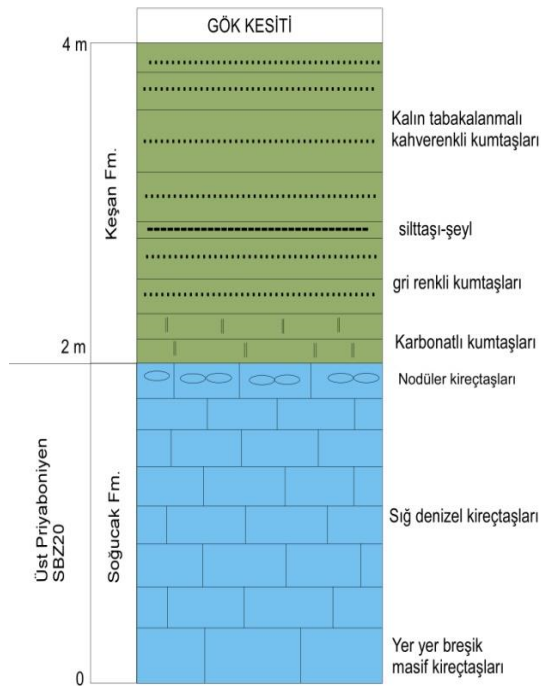


Şekil 5.10: Soğucak Formasyonu ve Keşan Formasyonu'nun Gökçetepe kesiti boyunca gözlenen dokanağının (a) uzaktan ve (b) yakından görüntüsü.

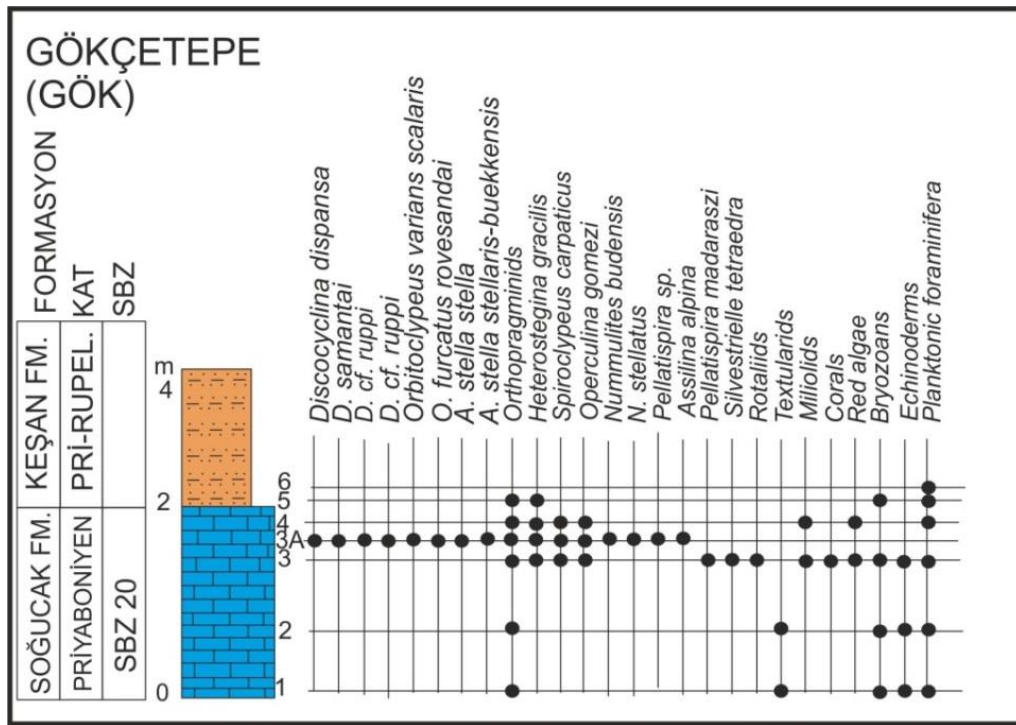


Şekil 5.11: GÖK kesiti ve yakın civarının sadeleştirilmiş jeoloji haritası. Yücel ve diğ. (2019)'dan revize edilmiştir.

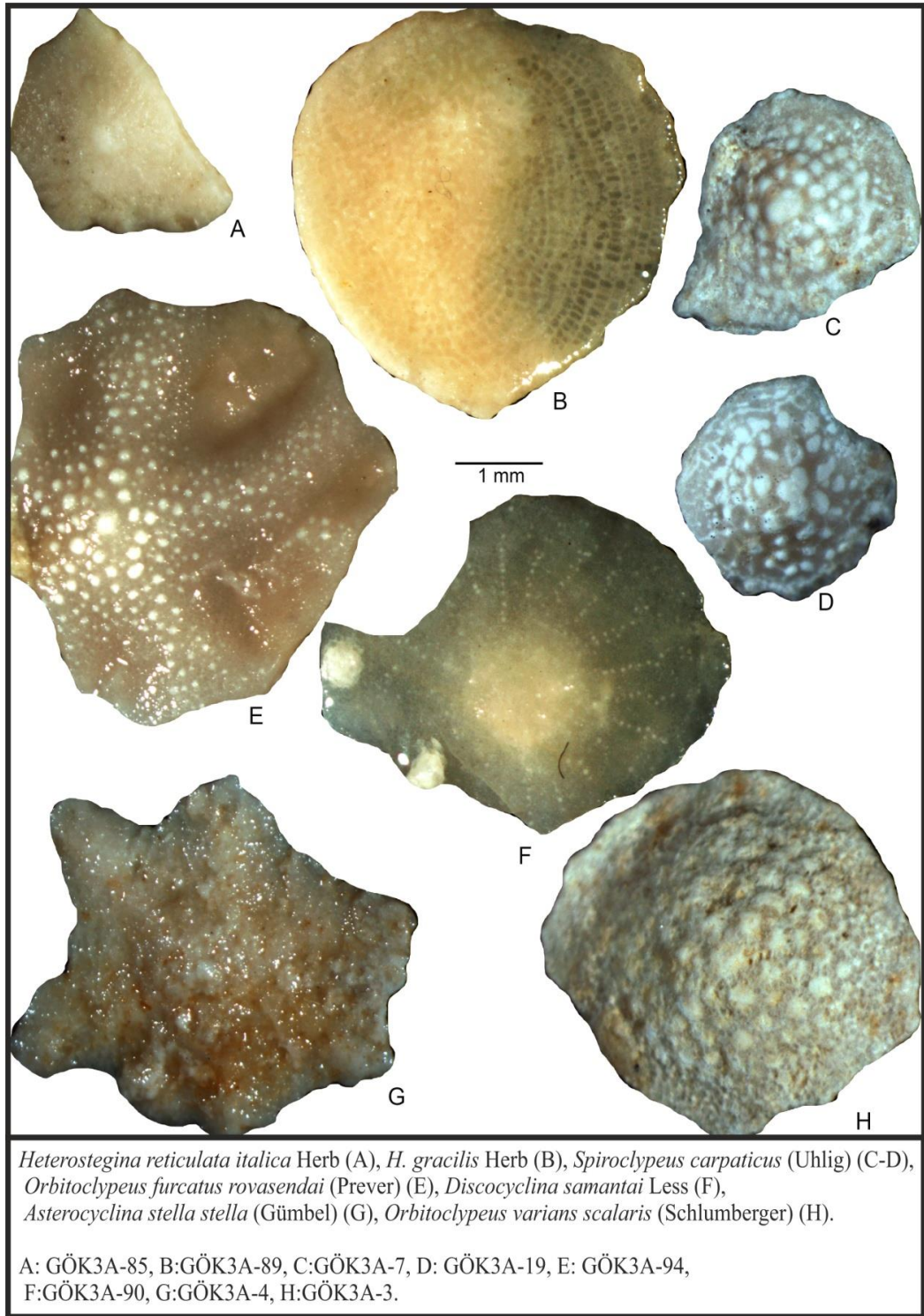
Ölçülü kesit güzergahı ve daha kuzeyinde tabakalar genellikle yataydır veya düşük eğim derecesine sahiptir ($\sim 6^\circ$). Platform tip karbonatlar ve onu üzerleyen kırıntılı birimler düşük tabaka eğimlerinin bir sonucu olarak Saros Körfezi kıyısı ve kuzeyinde hafif ondüleler yapar. Ölçülen kesit boyunca derlenen paleontolojik numuneler sonucu Soğucak Formasyonu'nun bu kesiminin Geç Priyaboniyen (SBZ20) yaşta olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.13, 5.14, 5.15 ve 5.16).



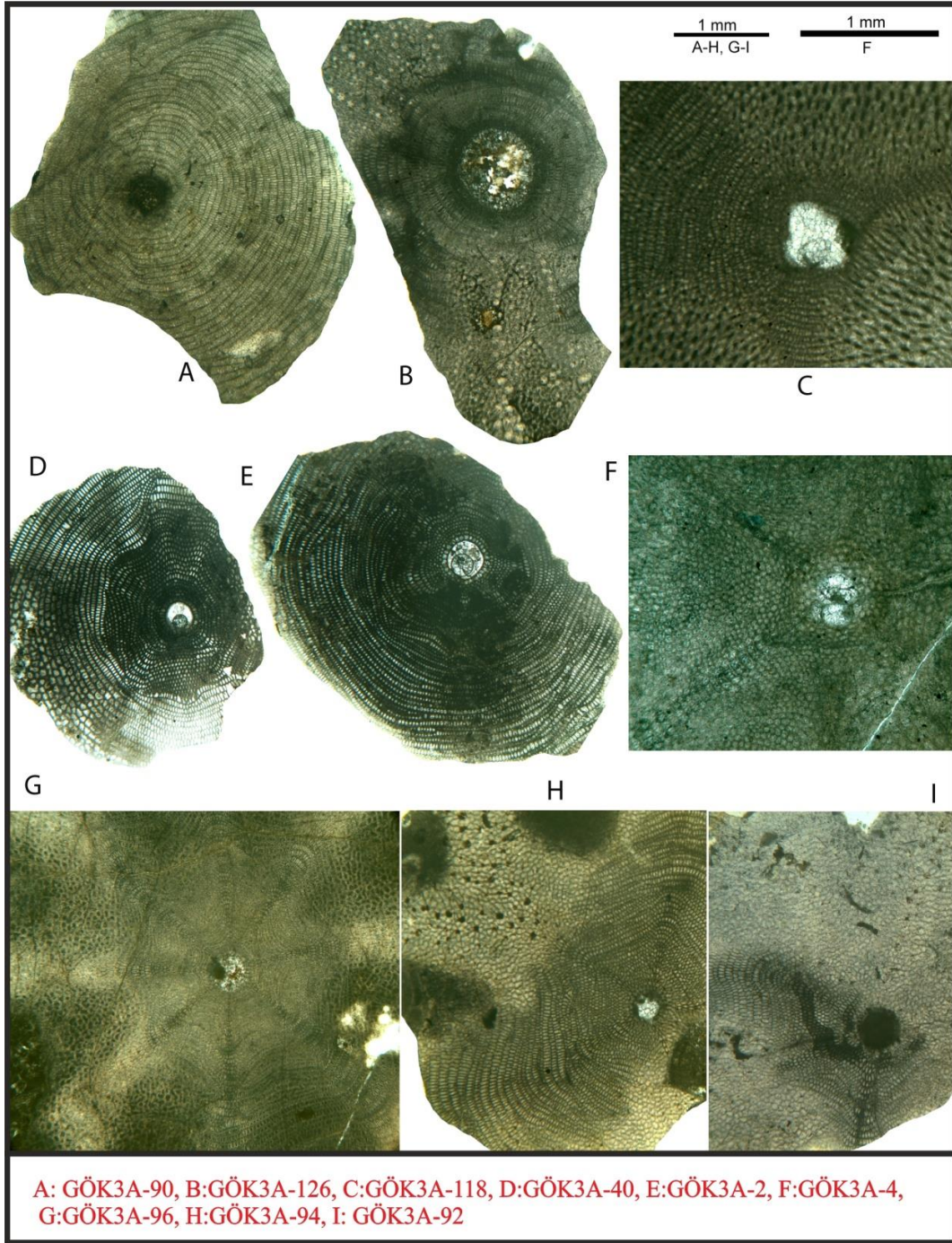
Şekil 5.12: Saros Körfezi kuzey kıyısında Soğucak Formasyonu ve üzerinde bulunan Keşan Formasyonu'nun dokanağı boyunca ölçülen GÖK kesiti ve kesit güzergahının mostra görüntüsü.



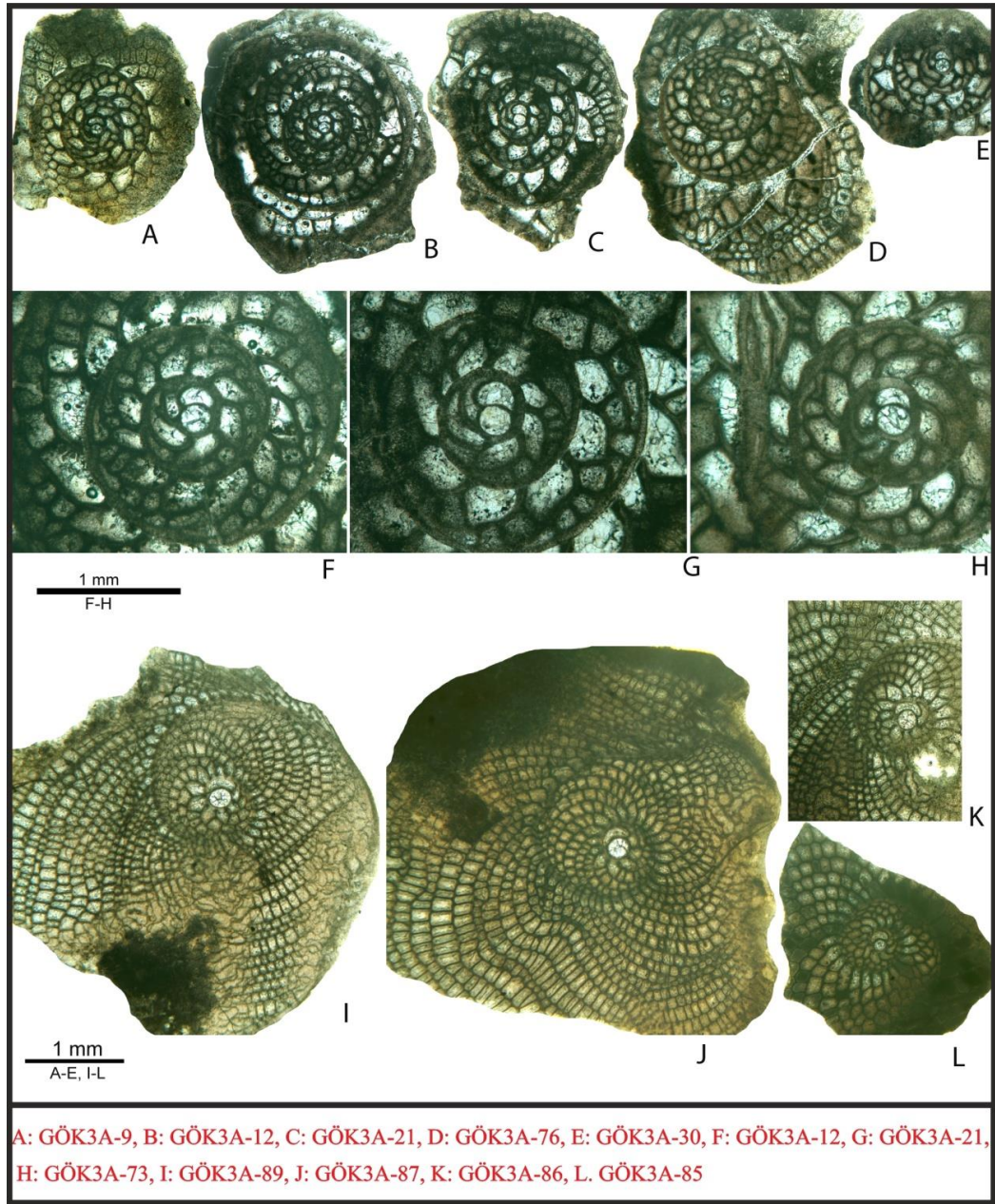
Şekil 5.13: GÖK kesitindeki fosil dağılımını gösteren biyostratigrafik tablo. Yücel ve diğ. (2019)'dan değiştirilerek alınmıştır



Şekil 5.14: GÖK kesitindeki iri bentik foraminiferlerin dış iskeletlerini gösteren levha.

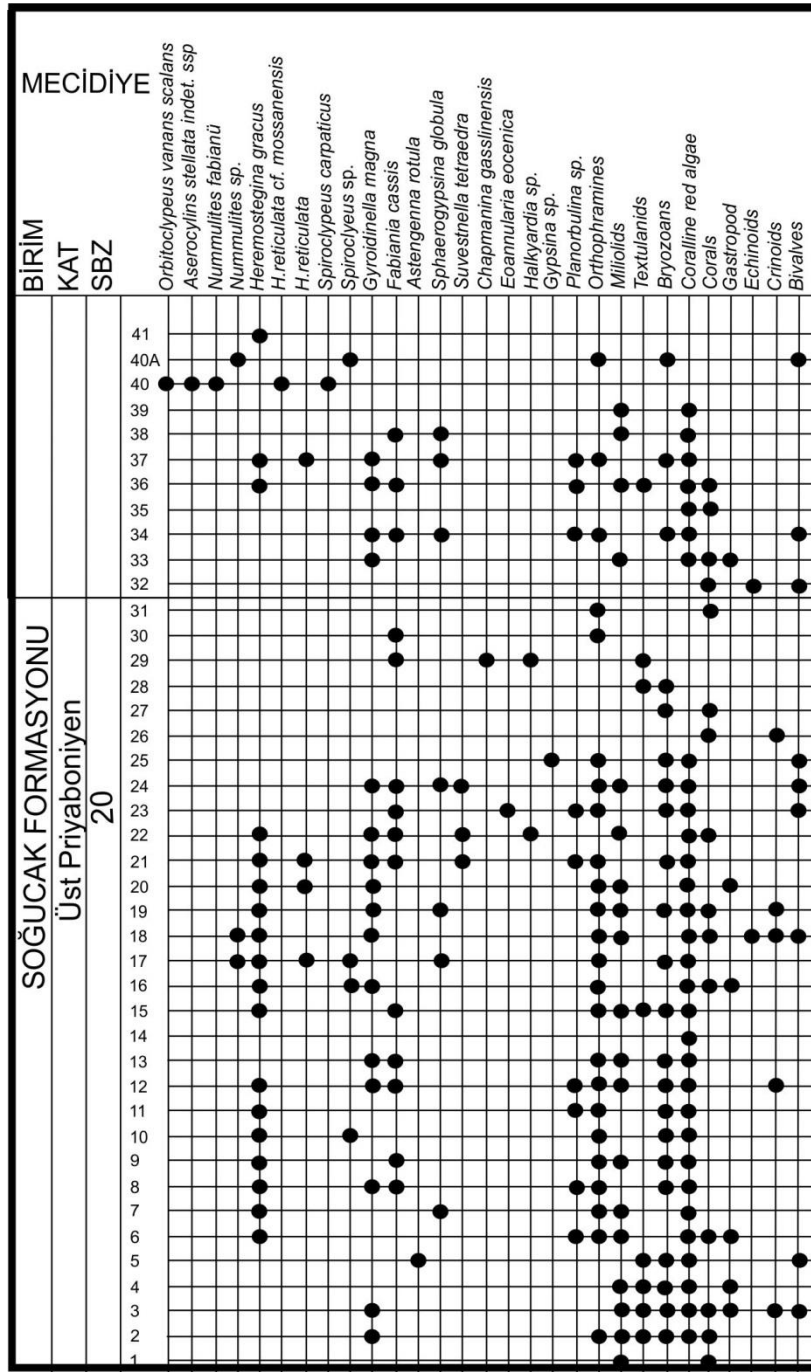


Şekil 5.15: GÖK3A örneğindeki *Spiroclypeus carpaticus* (Uhlrig) (A-H), *Heterostegina gracilis* Herb (I-K), *H. reticulata italica* Herb (L) fosillerinin ekvatorial kesitleri.



Şekil 5.16: GÖK3A örneğindeki *Discocyclina* cf. *ruppi* Less (A), *D. samantai* Less (B), *D. dispansa* (Sowerby) cf. *umbilicata* (Deprat) (C), *Orbioclypeus varians* (Kaufmann) *scalaris* (Schlumberger) (D-E), *Asterocyclina stella stella* (Gümbel) (F), *O. furcatus* (Rütimeyer) *rovasendai* (Prever) (G-I) fosillerinin ekvatorial kesitleri.

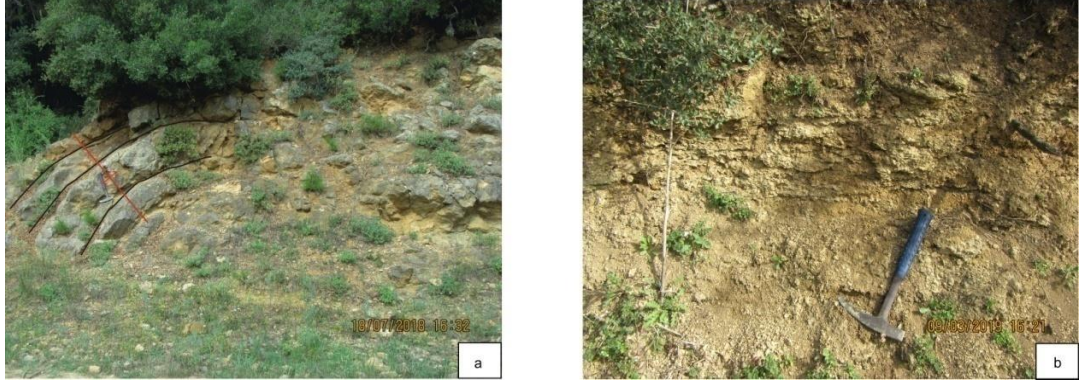
Fosil kapsamı, sığ bentik zon ve yaş bakımından, GÖK kesiti ile benzer olan diğer bir kesim Mecidiye kesitidir (Özcan ve diğ., 2010). Soğucak Formasyonu'nun bu kesiminde Özcan ve diğ. (2010) tarafından ölçülen kesitin kalınlığı 41 m'dir. GÖK kesitinin aksine Mecidiye'de karbonatlı birimler üzerine gelen kırıntılı birimler (Keşan Fm.) gözlenmez (Şekil 5.17).



Şekil 5.17: Soğucak Formasyonu Mecidiye kesitindeki fosil dağılımını gösteren biyostratigrafik tablo. Özcan ve diğ. (2010)'dan değiştirilerek alınmıştır.

Soğucak Formasyonu'nun yüzeylediği diğer bir alan Pınar Köyü civarında bir antiklinal dom yapının çekirdeğidir. Soğucak Formasyonu'nun bu alandaki mostrası ve aynı zamanda antiklinal yapının kuzey kanadı Pınar Köyü girişinde gözlenir ve orta-kalın tabakalanmalı gri renkli kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 5.18a). Pınar Köyü güneyinde Pınar Tepe ve Kubbe Tepe tamamıyla Soğucak Formasyonu'ndan

yapılıdır. Kireçtaşları bu kesimde Pırnar Köyü çıkışındaki köy içi yolda, tepe yamaçlarında, yol yarmalarında bulunur (UTM: 69646/06833). Kireçtaşları üzerinde ince şeyller ve marn seviyeleri bulunmaktadır; bu kesimler Çeltik Kireçtaşı Üyesi adı altında ayrıca tanımlanacaktır.



Şekil 5.18: Soğucak Formasyonu'nun Pırnal Tepe'deki (a) arazi görünümü. Kıvrımlı kireçtaşlarının kıvrım eksenini DKD-BGB gidişlidir. (b) Soğucak Formasyonu içerisinde gözlenen fosil kavkılı karbonatlı çamurtaşı fasiyesi.

Pırnar köyü çevresinde Soğucak Formasyonu içerisinde bu çalışma kapsamında ilk kez bol fosil kavkısı içeren karbonatlı çamurtaşı seviyeleri tanımlanmıştır (Şekil 5.18b). Pırnar köyü iç yolunda (UTM: 69400/06200) kireçtaşları arasında karakteristik bir seviye olarak kalınlıkları 30-40 cm'ye varan, laminalı çamurtaşları gözlenmektedir. Çamurtaşları açık kahve renklidir ve dağılgandır.

Soğucak Formasyonu son olarak Çeltik GGD'sunda (UTM: 63417/02876) yine açık bir biçimde gözlenebilir. Eski bir taş ocağında bulunan bu lokasyonda Soğucak Formasyonu sığ denizel kalın tabakalanmalı beyaz-krem renkli kireçtaşlarından oluşur (Şekil 5.19). Burada dikkati çeken diğer bir nokta kireçtaşlarıyla ardalı yaklaşık 5 m kalınlığa sahip karasal konglomera seviyelerinin varlığıdır (Şekil 5.19a, 5.15b). Mecidiye çevresinde Fıçıtepe Formasyonu olarak adlandırılmış ve haritalanmış konglomeralara benzer olan bu konglomeralar aynı şekilde kötü boylanmalıdır ve köşeli çakıllardan oluşmaktadır. Çakıllar baskın olarak kumtaşları ve/veya oldukça düşük dereceli metakumtaşlarından meydana gelmektedir. Çakılların çapları birkaç cm'den 10-15 cm'ye değişkenlik göstermektedir.

İnceleme alanında yaklaşık KKD-GGB doğrultulu olarak üç farklı alanda litolojik özellikleri gözlenebilen Soğucak Formasyonu baskın olarak kireçtaşlarından ve onlarla ardalı çakıltaşı, karbonatlı çamur taşlarından oluşmaktadır.



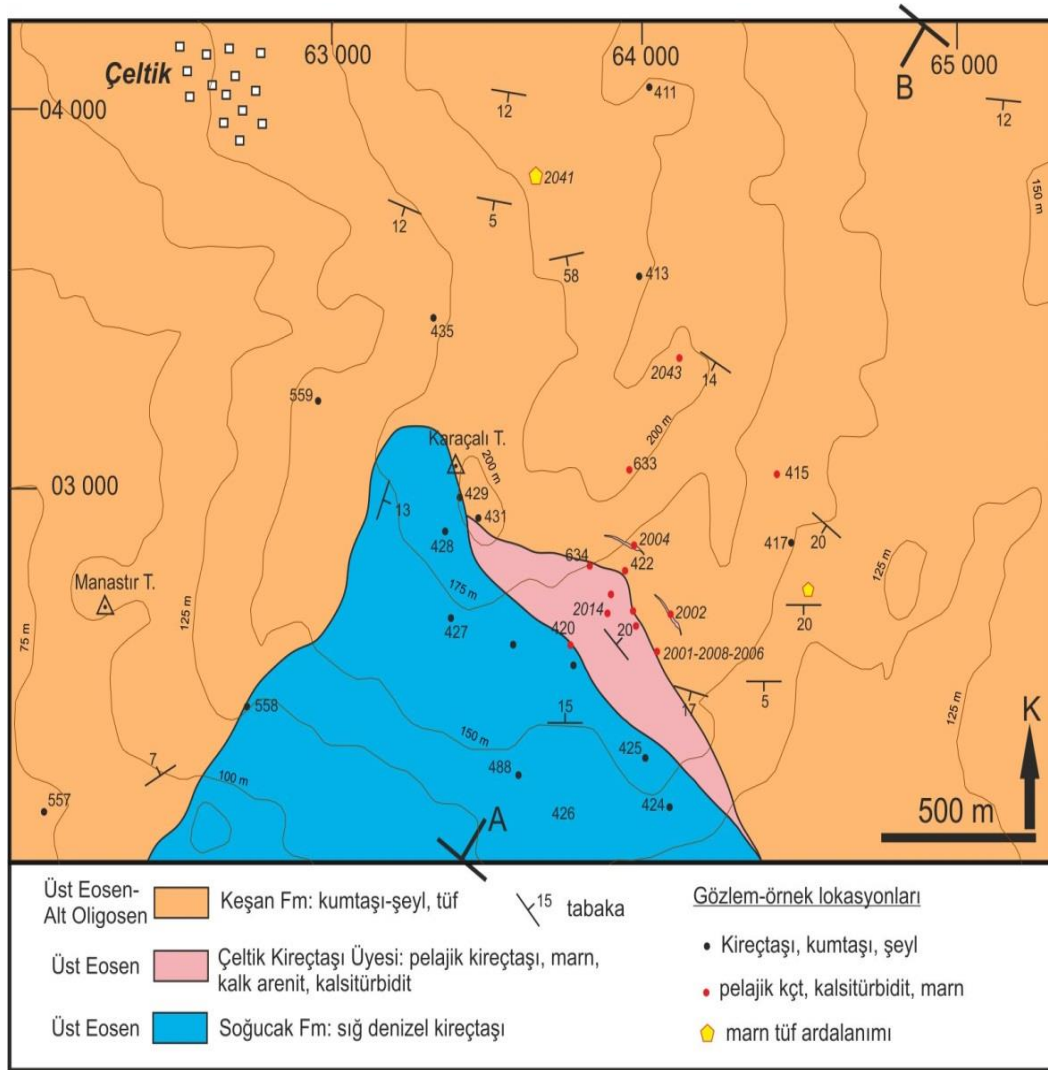
Şekil 5.19: Çeltik Köyü yakın güneyinde gözlenen Soğucak Formasyonu ve onunla ardalı karasal konglomeraların (a) yakından ve (b) uzaktan arazi görüntüsü. Çakıltaşlarının alt ve üst sınırları Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu ile temsil edilmektedir.

En kuzeydoğuda Pınar çevresinde Soğucak Formasyonu içerisinde karbonatlı çamurtaşı fasiyesi ve Keşan Formasyonu ile dokanak yaptığı kesimlerde pelajik marn seviyeleri gözlenmiştir. Bu veriler, bu kesimde Soğucak Formasyonu'nun çökelim ortamının derin denize doğru geliştiğini göstermektedir. Nitekim Pınar'da yapılmış çalışmalar istifin burada çalışılan üst kesiminin distal platform nitelikte daha derin bir ortamda geliştiğini göstermekte ve yapılan saha gözlemleri de bunu doğrular niteliktedir (Özcan ve diğ., 2010). Sığ denizelden derin denizel ortama doğru gelişen bu istif Trakya Havzası'nın orta-geç Eosen döneminden itibaren derinleşmeye başlamasıyla ilişkilidir. Özcan ve diğ. (2010)'da Pınar'da ölçülen kesitin kalınlığı 108 m'dir (Şekil 5.20). Sığ denizel kireçtaşları (Soğucak Fm.) üzerine derin denizel marnların geldiği ve bu marnların en alt kesiminden derlenen bir örneğin Orta Eosen (P16-P17) yaşı verdiği belirtilmiştir.

Pınar kesitine benzer olarak yine Çeltik köyü yakın güneyinde Soğucak Formasyonu üzerinde, bir sonraki bölümde detaylı olarak irdelenmiş olan pelajik birimler bulunur. Bu iki derin denizel istifin litolojik ve stratigrafik özellikleri “Keşan Formasyonu Çeltik Kireçtaşı Üyesi” başlığı altında detaylı olarak açıklanmıştır. Litolojik özellikleri, içerdiği fosil topluluğu ve Trakya Havzası genelinde çalışılmış olan kesitler göz önüne alındığında Soğucak Formasyonu'nun Orta-Üst Eosen (Bartoniye-Priyaboniyen) döneminde sığ denizde, şelf ortamında çökelmiş platform tipi kireçtaşları olduğu yorumlanabilir (Özcan ve diğ., 2010; Less ve diğ., 2011; Özcan ve diğ., 2018; Okay ve diğ., 2019; Yücel ve diğ., 2019).

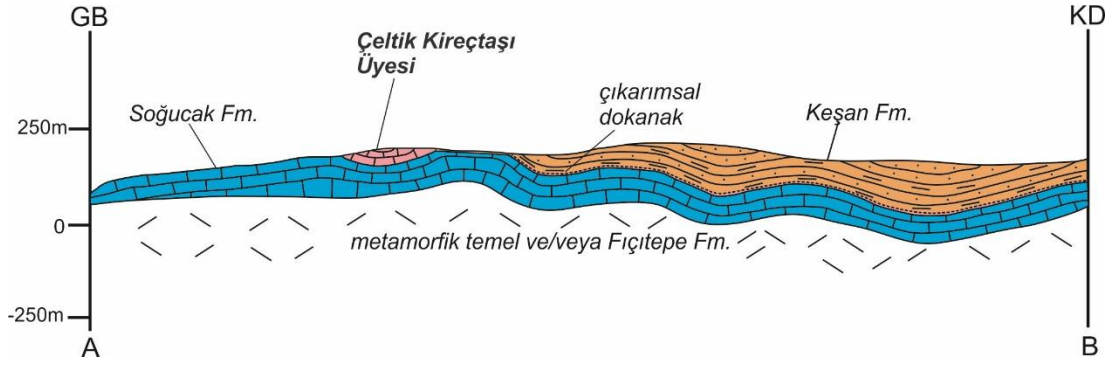
Yaltırak ve diğ. (2002) aynı adı benimseyerek birimi Trakya Havzası içerisinde ayrı bir litostratigrafik birim mertebesine yükseltmiştir. Bu çalışma kapsamında bahsedilen lokalitede yapılan çalışmalar neticesinde birimin Keşan Formasyonu içerisinde üye mertebesinde incelenmesi uygun görülmüş ve Keşan Formasyonu Çeltik Kireçtaşı Üyesi olarak adlandırılmıştır.

Çeltik Köyü güneyinde KB-GD doğrultulu olarak, ~1 km uzunlukta ~250 m genişlikte bir alanda gözlenen Çeltik Kireçtaşı Karaçalı Tepe güneydoğusunda orman içi yolda kötü mostra vermektedir (Şekil 5.21 ve 5.22).



Şekil 5.21: Çeltik Kireçtaşı Üyesi'nin tanımlanıp ayırtlandığı Çeltik köyünün jeoloji haritası.

Çeltik Kireçtaşı Üyesi'nin baskın litolojisini pelajik kireçtaşları oluşturur. Pelajik kireçtaşları pembe ve krem-bej renkli, ince-orta tabakalanmalıdır (Şekil 5.23a). Yerli mostrası oldukça sınırlı bir alanda gözlenen Çeltik Kireçtaşı genel olarak orman içi



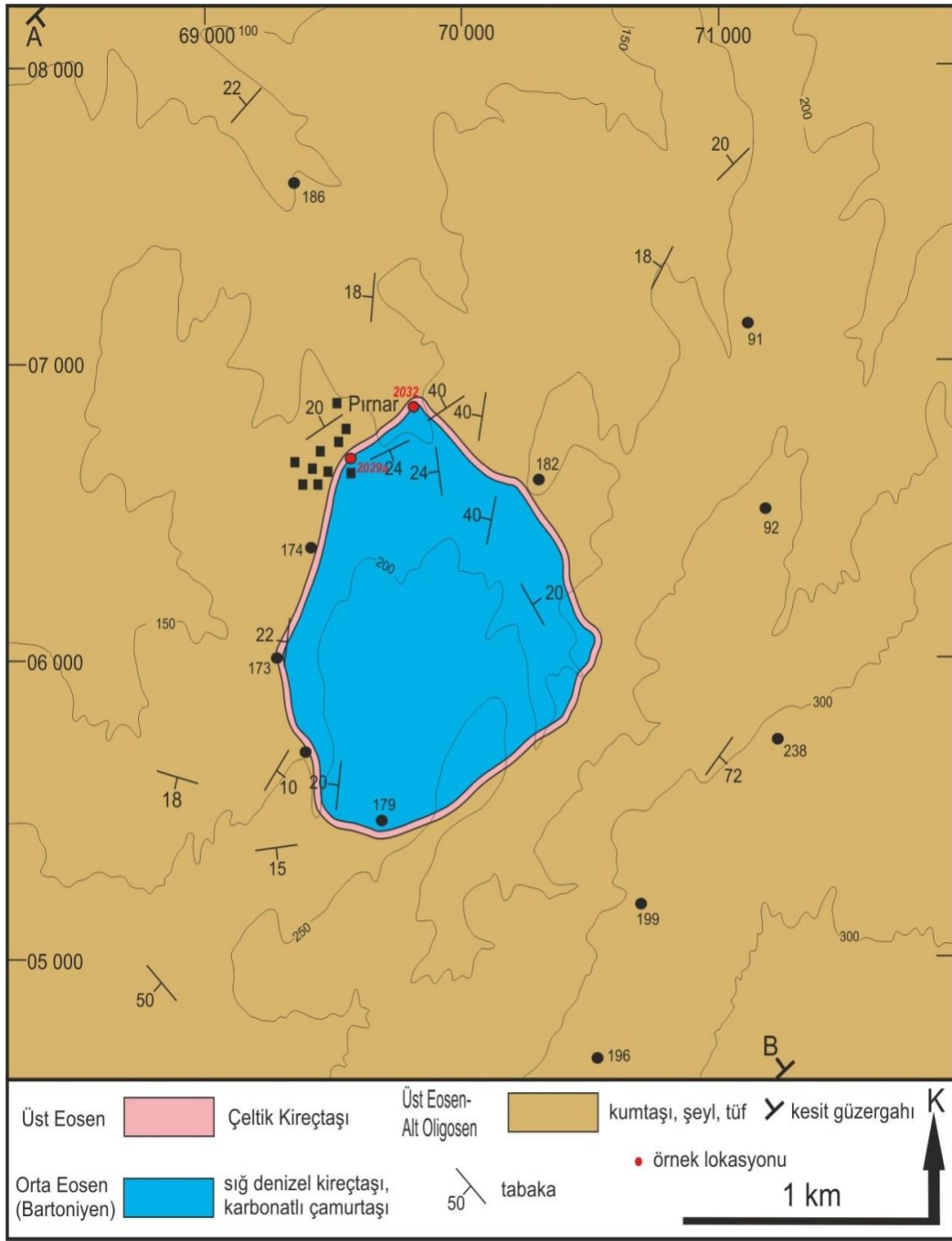
Şekil 5.22: Çeltik Kireçtaşı Üyesi'ni gösteren Çeltik köyü güneyi boyunca alınan jeoloji enine kesiti.

yollarda, yerli yüzeylemelerinin çevresinde serbest bloklar şeklinde bulunur (Şekil 5.23b). İnce taneli, mikritik pelajik kireçtaşları ile ardalı, patikalar üzerinde seyrek kısmen iri taneler barındıran kalsitürbidit seviyeleri ikinci litolojiyi oluşturur (Şekil 5.23c).

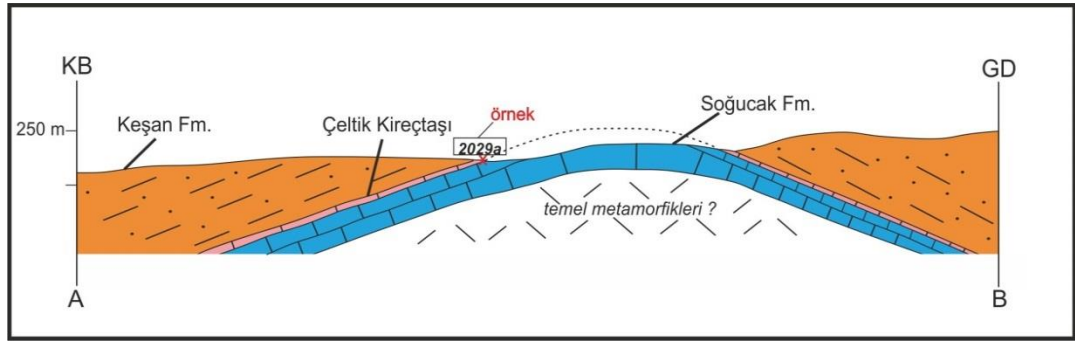


Şekil 5.23: Çeltik Kireçtaşı'nın arazideki genel görünümü (a), kireçtaşlarının serbest bloklu görüntüsü (b) ve mikritik kireçtaşları ile ardalı kalsitürbiditlerin görüntüsü (c).

Çeltik Kireçtaşı Üyesi'nin yapılan haritalama çalışmaları neticesinde Soğucak Formasyonu-Keşan Formasyonu geçişinde bulunduğu tespit edilmiştir. Çeltik Kireçtaşı Üyesi istifinin üstünde Keşan Formasyonu'na ait kumtaşı-şeyl ve beyaz renkli tüfler bulunmaktadır. Çeltik Kireçtaşı Üyesi'ne litolojik olarak benzeyen ve bu çalışmada ilk kez aynı isimle incelenmiş olan diğer bir kesim Pınar Köyü'nde gözlenen kalın pelajik marnlardır (Şekil 5.24 ve 5.25).



Şekil 5.24: Pınar köyünde gözlenen pelajik marıların (Çeltik Kireçtaşı Üyesi) dağılımını gösteren jeoloji haritası.



Şekil 5.25: Pınar köyü boyunca alınmış, Çeltik Kireçtaşı Üyesi'ni gösteren jeoloji enine kesiti.

Pınar Köyü içerisinde bir kubbe yapısına benzer şekilde bulunan Soğucak Formasyonu üzerinde Keşan Formasyonu yine uyumlu olarak bulunmaktadır. İki birimin dokanağı boyunca sürekli olarak arazide gözlenebilen kısmen yeşil kısmen kahve renkli, kalınlığı yaklaşık 30 m olan pelajik marn ve kireçtaşı birimleri yer alır. Çeltik Kireçtaşı Üyesi'ne dahil edilmiş olan bu birim içerisinde baskın litoloji marnlardır.

Trakya Havzası'nın güneyinde uzun zamandan beri bilinmesine rağmen Çeltik Kireçtaşı'nın yaşı ve konumu tartışmalıdır. Ternek (1949) Çeltik Kireçtaşı biriminden derlediği numunelerden Senomaniyen-Mastrihtiyen yaşını veren fosiller rapor etmiştir. Ternek (1949) aynı zamanda Çeltik Kireçtaşı'nın Lütessen yaşlı kireçtaşları tarafından uyumlu olarak üzerlendiğini ve birlikte bir antiklinal oluşturduklarını belirterek Çeltik Kireçtaşı'nın yaşının Paleosen-Alt Eosen'e uzanabileceğini ileri sürmüştür.

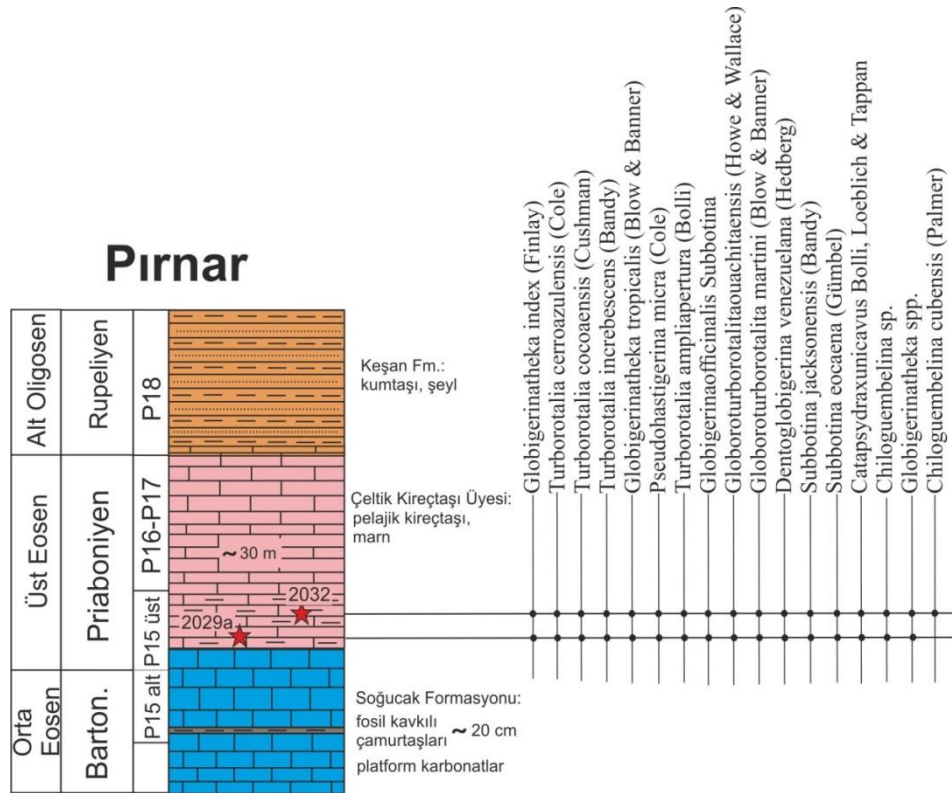
Yaltırak ve diğ. (2002) yaptıkları çalışmada Çeltik Kireçtaşı'nın bir senklinal ekseninde yüzelediğini belirtmişlerdir. Senklinalin güney kanadında 68 m kesit ölçüldüğünü ve derlenen fosillerin Daniyen (Alt Paleosen)'den Alt Eosen'e kadar devamlı yaş verdiğini söylemişlerdir. Yaltırak ve diğ. (2002)'de fosillerin türleri ve fosil lokaliteleri belirtilmemiştir. Yaltırak ve diğ. (2002)'nin çalışmasında bahsi geçen senklinal yapısı, Korudağı antiklinalinin batı devamında gözlenen büküm tipi kıvrım sisteminin bir parçası olan, minör bir senklinaldır.

Yukarıda tanımlanmış olan problem çözmek için haritalama çalışmalarına ek olarak Çeltik Kireçtaşı Üyesi içerisindeki kaya gruplarından (pelajik kireçtaşı ve marnlar) sistematik örnek alınmıştır. Bu çalışmada Çeltik Kireçtaşı Üyesi içerisinde

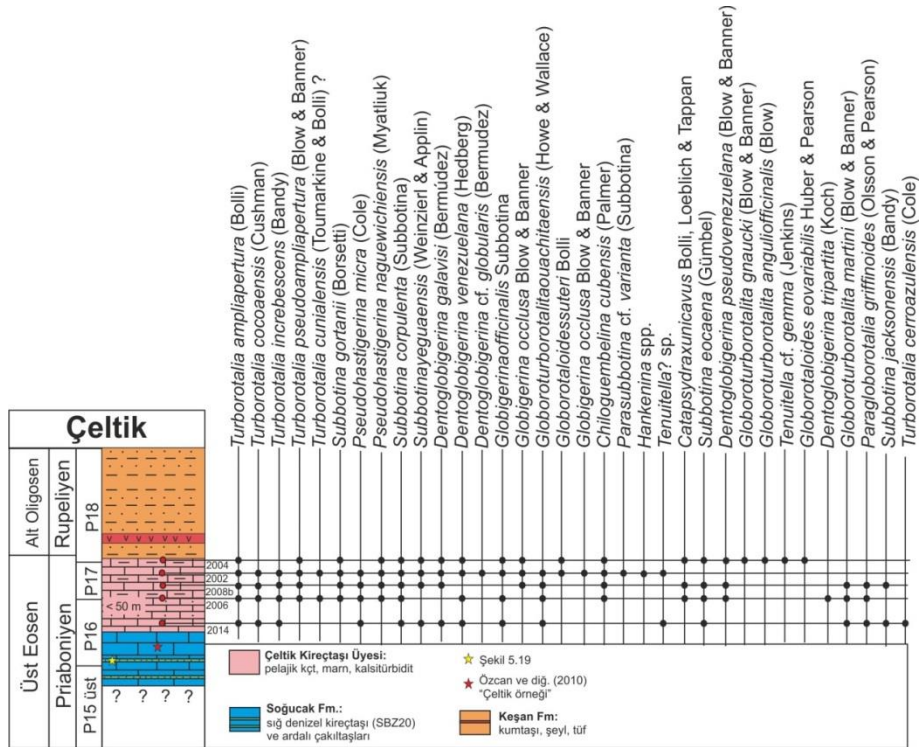
değerlendirilmiş yukarıda bahsedilen Pınar çevresindeki marnlardan ve Çeltik Köyü'nde gözlenen Çeltik Kireçtaşı'nın yüzeylediği doğrultu boyunca derlenen örneklerden incelenen pelajik foraminifer tayinleri sonucu Çeltik Kireçtaşı Üyesi'nin yaşı Üst Eosen olarak belirlenmiştir. İçerdiği pelajik foraminifer topluluklarının detaylı incelenmesi sonucu Pınar grubu örneklerinin stratigrafik olarak daha alt kesimi temsil ettikleri (P15 üst/P16), Çeltik grubu örneklerin ise daha üst kesime (P16 üst/P17) karşılık geldikleri tespit edilmiştir (Şekil 5.27 ve 5.28). Pelajik foraminifer gruplarının tayini Maden Tetkik ve Arama Kurumu (MTA) çalışanı Dr. Aynur HAKYEMEZ tarafından yapılmıştır. Plankton zonları Serra-Kiel ve diğ. (1998)'e göre oluşturulmuştur (Şekil 5.26).

My	DEVİR	Yaş	PLANKTON ZONLARI			
			Foraminifer			
35 40	EOSEN	ÜST	PRIAB. Lütesyen	P17	P17	
				P16	P16	
		ORTA		P15	P15	
				P14	P14	
				P13	P13	
				P12	P12	
		BARTON.				
		Lütesyen				

Şekil 5.26: Çeltik Kireçtaşı Üyesi için kullanılan plankton zonları. Serra-Kiel ve diğ. (1998)'den alınmıştır. Kırmızı çizgi Pınar, siyah çizgi Çeltik grubu örnekleri temsil etmektedir.



Şekil 5.27: Pınar köyünde gözlenen Çeltik Kireçtaşı Üyesi'ndeki fosil dağılımını gösteren paleontolojik tablo.



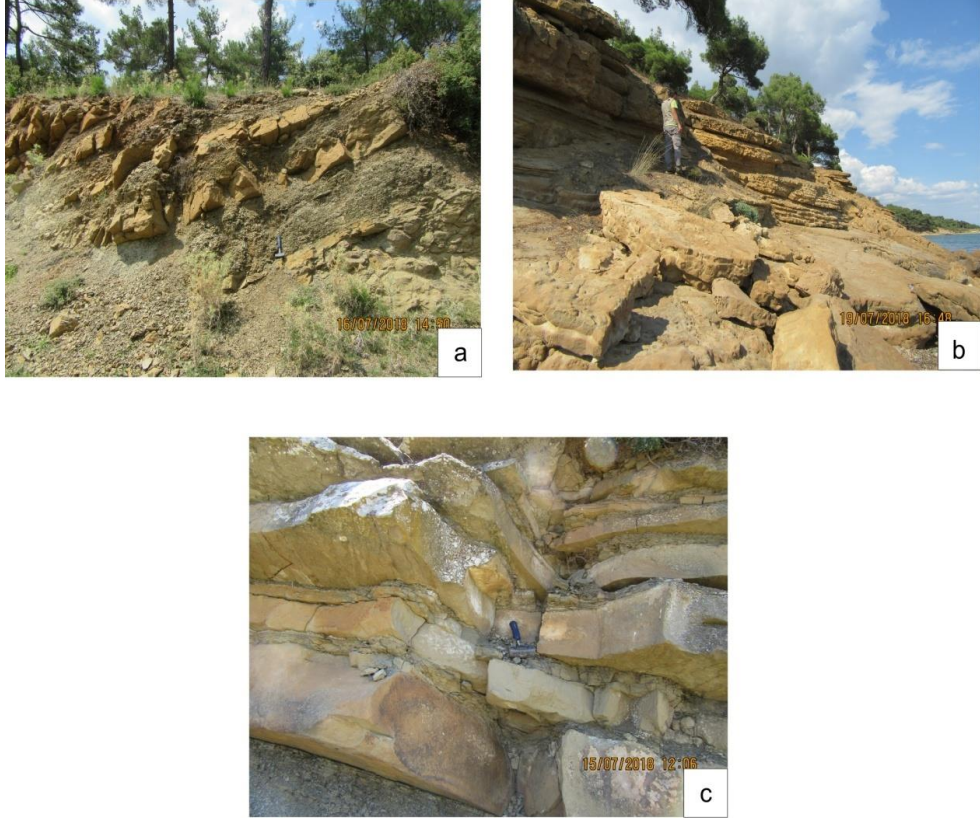
Şekil 5.28: Çeltik Kireçtaşı Üyesi'nin tip kesiti olan Çeltik köyü ve çevresinden alınan örneklerdeki fosil dağılımını gösteren paleontolojik tablo.

5.1.5. Keşan Formasyonu

İnceleme alanında kumtaşları ve şeyl ardalanmasından oluşan türbidit istifli Keşan Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şentürk ve diğ., 1998; d'Atri ve diğ., 2012). İnceleme alanında oldukça geniş alanlar kaplayan Keşan Formasyonu'nun bazı kesimleri-özellikle Korudağı ve çevresi- bölgede daha önce çalışmış olan araştırmacılar tarafından Korudağ Formasyonu adı altında incelenmiştir. Formasyon adlamasındaki bu ayırım türbidit istiflerde gözlenen farklı fasiyeslerden kaynaklı olarak yapılmış ve Korudağ Formasyonu olarak isimlendirilen birim kıta yamacı boyunca çökelmiş kalın kumtaşı seviyeleri içeren türbidit seri (d'Atri ve diğ., 2012) veya deniz altı dış yelpaze çökel istifli (Şentürk ve diğ., 1998) olarak düşünülerek Keşan Formasyonu'ndan ayrı olarak değerlendirilmiştir. Bu çalışma kapsamında yapılan arazi çalışmaları sonucunda detaylı olarak incelenmiş türbidit çökellerinin tamamının yakınsak türbidit çökellerini temsil etmesinden, diğer bir deyişle kumtaşının şeyle olan oranının yüksek olmasından ötürü, ayrılanmaksızın Keşan Formasyonu başlığı altında haritalanmıştır.

Keşan Formasyonu baskın olarak açık kahve ve gri renkli, kalın tabakalanmalı kaba kumtaşlarından ve onlarla ardalanan şeyllerden oluşan türbiditik bir istif ile temsil edilmektedir (Şekil 5.29). İnceleme alanında DKD-BGB doğrultulu olarak mostra vermektedir.

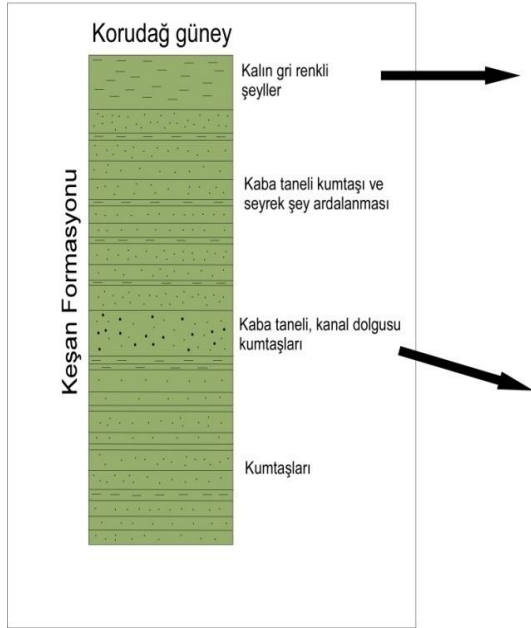
Keşan Formasyonu'nun görünür kalınlığı yapılan jeolojik enine kesit çalışmaları neticesinde yaklaşık 3 km olarak belirlenmiştir. Kumtaşı mostralarında şeritmetre ile yapılan ölçümler sonucu tabakalanmanın cm ölçeğinden 1-2 m kalınlıklara kadar değiştiği gözlenmiştir. İstifin tabanında yaygın olarak gözlenen açık kahverengi kumtaşları kaba tanelidir ve kalın tabakalanmalıdır (yaklaşık 1-1,5 m). Kaba kumtaşlarına az oranda şeyl seviyeleri eşlik etmektedir. Keşan Formasyonu'ndaki kumtaşları yaklaşık olarak %70, şeyller %30 oranında bulunur. İstifin üst kesimlerinde kumtaşlarındaki tabakalanmanın kalınlığı düşmekte yaklaşık olarak 10-15 cm kalınlıklarda tabakalanma gözlenmektedir. Keşan Formasyonu'nun inceleme alanında geniş ölçekte yayılımı olmasına rağmen mostraları genellikle orman örtüsüyle örtülü haldedir. Birimin yüzeylemelerinin açık olarak gözüktüğü güzergahlardan biri Adilhan Köyü'nün 2 km KD'sundan Edirne-Çanakkale otoyolunun Küçük Yerlisu mevkiine kadar olan kısmıdır.



Şekil 5.29: Keşan Formasyonu'nun inceleme alanındaki genel görünümü. Birim bazı kesimlerde tek düze kumtaşı-şeyl ardalanmasından (a,c), bazı kesimlerde ise kalın tabakalanmalı kumtaşlarından (b) oluşmaktadır.

Otoyol boyunca baskın olarak kaba kumtaşlarından oluşan istif az miktarda şeyl ve yer yer ince tuf ara seviyeleri içermektedir. Bu güzergahının güney kısmında (UTM: 82725/04142) Korudağı antiklinalinin güney kanadında birimin içerisinde kanal dolgusu şeklinde kumtaşları bulunmaktadır (Şekil 5.30). Keşan Formasyonu'nun Korudağı güneyinde bulunan karakteristik unsurlardan biri de koyu yeşil-gri renkli kalın şeyl seviyeleridir. Birim özellikle Kalealtı ve Şadırlı köyleri kuzeyindeki vadilerde neredeyse tamamıyla şeyllerden oluşmaktadır. Metrelerce kalınlığa ulaşabilen şeyller arasında kalınlıkları 10-15 m olan kumtaşı seviyeleri bulunur.

Keşan Formasyonu'nun bu lokasyondaki yüzeylemeleri içerisinde bazı kesimlerde taban yapıları gözlenmektedir (Şekil 5.31). İncelenen bu taban yapılarından iki adet paleoakıntı doğrultusu ölçülmüştür. Saptanan paleo akıntı yönleri batıdan doğuya doğrudur. Saros Körfezi kuzey kıyısı boyunca Keşan Formasyonu'nun kumtaşlarında yer yer çapraz tabakalanma yapıları ve kısmen ripple-mark yapıları gözlenmektedir (Şekil 5.32).

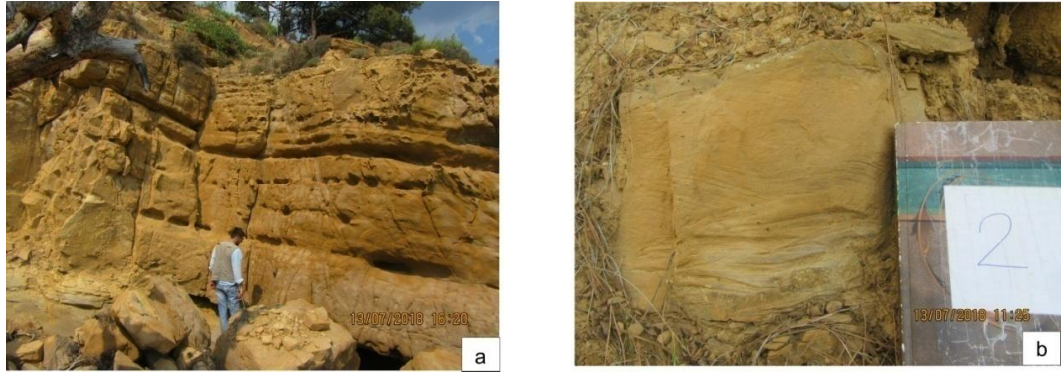


Şekil 5.30: Korudağı güney kesiminin stratigrafik kolon kesiti ve Keşan Formasyonu içerisinde gözlenen fasiyesler.



Şekil 5.31: Keşan Formasyonu kumtaşlarında gözlenen tabaka-altı yapıları. Ölçülmüş olan paleoakıntı yönleri batıdan doğuya doğrudur.

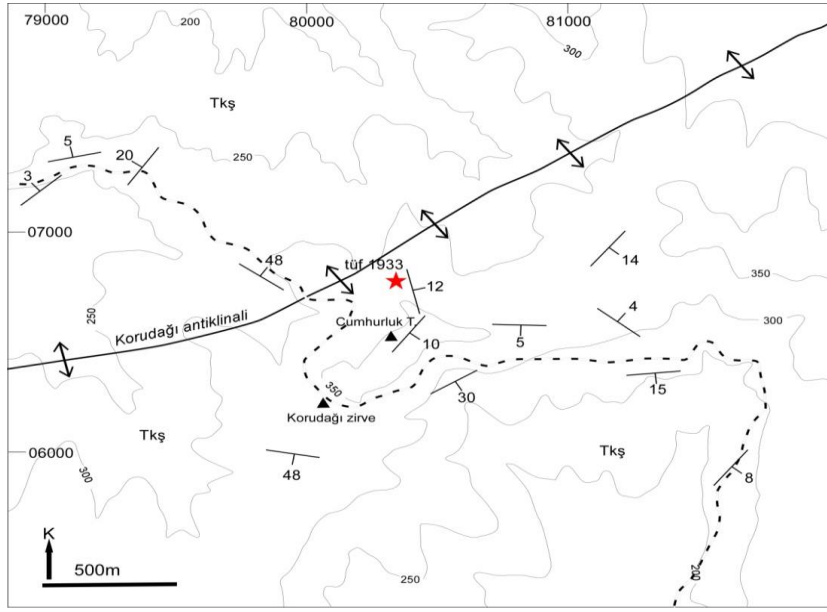
Gökçetepe ve Sazlıdere köylerinin güneyinde Saros Körfezi'nin hemen kuzey kıyısında gözlenen ripple mark'lı kumtaşları oldukça kalındır ve yaklaşık 2 m civarındadır (Şekil 5.32b).



Şekil 5.32: Keşan Formasyonu'nun Saros Körfezi kıyısındaki (a) kalın tabakalanmalı-masif (b) çapraz laminallı fasiyesleri.

Keşan Formasyonu kumtaşları içerisinde seyrek olarak tuf seviyeleri bulunmaktadır. Korudağı bölgesinde, Keşan-Gelibolu otoyolu üzerinde (UTM: 80400/06705) antiklinalin tepe kesiminde kumtaşları ile ardalanmalı beyaz renkli boşluklu tüfler yanall olarak açık bir biçimde gözlenir (Şekil 5.33 ve 5.34). Keşan Formasyonu'nun stratigrafik olarak üst kesiminde bulunan bu tüflerden, istifin üst yaşını tespit etmek maksadıyla U-Pb zirkon yaş tayini yapılmıştır. Yapılan radyometrik yaş tayini sonucu Keşan Formasyonu içerisinde bulunan tuf seviyesinin konkordiya yaşı 31.63 ± 0.37 My (Erken Rupeliyen) olarak tespit edilmiştir (Şekil 5.35). Ölçümü yapılan zirkonlardan iki tanesi Orta-Geç Jura yaşını vermiştir (Tablo 1). Bu zirkon taneleri, muhtemelen kumtaşları ile ardallı halde bulunan tüflerin içine aktarılma detritik zirkonlar olmalıdır. Keza Keşan Formasyonu içerisinde bulunan tüfler volkanik aktivite esnasında gelişen kül düşmesi tüflerini (ash fall) temsil etmektedir. Türbiditik akıntı sırasında akan bu tüflerin kumtaşlarından parçalar alması muhtemeldir.

Keşan Formasyonu tabandan tavana baskın oranda kumtaşı ve daha az miktarda şeyl ardalanması ile temsil edilen litolojik özellikleri ve stratigrafisi göz önüne alındığında türbiditik akıntı sonucu çökelmiş kalın bir yakınsak (proximal) türbidit istifi şeklinde yorumlanabilir. Birim içerisinde bazı kesimlerde bulunan kalın kumtaşı seviyeleri türbidit serileri içerisindeki çökel lob (depositional lobe) fasiyesini temsil etmektedir. Keşan Formasyonu'nun altında uyumlu olarak Soğucak Formasyonu kireçtaşları bulunmaktadır. Kireçtaşları ile olan dokanak Pınar Köyü çevresinde ve Gökçetepe Tabiat Parkı 1 km batısında açık biçimde gözlenebilmektedir.



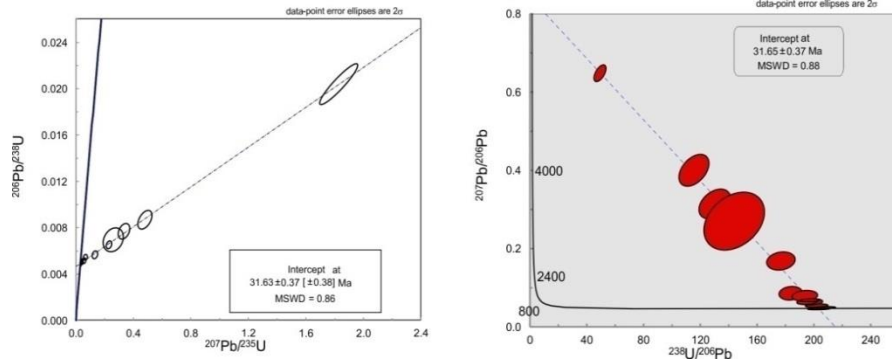
Şekil 5.33: Korudağı antiklinali kıvrım eksen hattının sadeleştirilmiş jeoloji haritası. 1933 numaralı tuf örneği antiklinalin tepe noktasına yakın istifin üst kesimlerinden alınmıştır. Örnek lokasyonu yıldız ile gösterilmektedir.



Şekil 5.34: 1933 numaralı tuf örneğinin mostra görünümü. Tuf seviyesi kumtaşları ile ardalı bulunmaktadır. Siyah çizgiler tuf seviyesinin alt ve üst sınırlarını belirtmektedir.

Çizelge 1: Keşan Fm. içerisinde derlenen 1933 numaralı tuf örneğinin izotop değerleri ve LA-ICP-MS zirkon yaşları tablosu.

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	Rho	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	rho	Yaş $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$
473	0,064	0,009	0,00065	0,994	115,207	8,68	0,401	0,033	0,435	30,57
0,038	0,003	0,005	0,00016	0,498	201,898	6,47	0,056	0,004	0,228	31,47
0,046	0,005	0,005	0,00017	0,849	198,020	6,56	0,066	0,006	0,154	31,69
0,034	0,002	0,005	0,00015	0,062	207,254	6,52	0,051	0,002	0,211	30,85
0,046	0,004	0,005	0,00016	0,188	195,503	6,17	0,066	0,006	0,310	32,07
0,067	0,013	0,005	0,00020	0,971	183,486	6,63	0,088	0,014	0,125	33,19
0,680	0,281	0,010	0,00242	1,000	96,154	22,38	0,408	0,075	0,478	36,02
0,190	0,015	0,026	0,00082	0,850	38,805	1,23	0,054	0,004	0,226	163,11
0,235	0,029	0,025	0,00082	0,887	39,277	1,26	0,067	0,007	0,072	158,51
0,059	0,009	0,005	0,00020	0,900	193,424	7,34	0,081	0,011	0,145	31,79
0,133	0,019	0,006	0,00026	0,987	176,678	8,19	0,169	0,019	0,168	30,71
0,032	0,001	0,005	0,00015	0,083	203,335	6,37	0,048	0,002	0,294	31,58
1,840	0,160	0,020	0,00144	0,998	49,020	3,45	0,650	0,018	0,575	30,15
0,480	0,131	0,009	0,00212	1,000	106,383	23,98	0,369	0,057	0,659	35,57
0,345	0,057	0,008	0,00054	0,999	129,870	9,14	0,315	0,031	0,380	32,55
2,180	0,872	0,023	0,00753	1,000	43,478	14,24	0,614	0,057	0,628	40,76
0,835	0,067	0,012	0,00062	0,981	83,195	4,32	0,508	0,020	0,443	31,77
0,230	0,024	0,007	0,00028	0,971	153,374	6,58	0,255	0,018	0,316	30,78
0,282	0,096	0,007	0,00085	0,999	143,678	17,47	0,271	0,060	0,314	31,94
0,049	0,002	0,005	0,00016	0,085	197,239	6,11	0,070	0,003	0,216	31,62



Şekil 5.35: Keşan Formasyonu ile ardalı halde bulunan tüf örneğinden elde edilmiş U-Pb zirkon yaş verisini gösteren diyagramlar.

Pınar köyü ve çevresinde Soğucak Formasyonu'nun üst kesimlerinde bulunan marl ve şeyiller git gide üste doğru kahverengi kumtaşları ve şeyil ara seviyeleri şeklinde devam ederek türbidit istifine geçmektedir. Bu dokanak ilişkisinden detaylı olarak "Soğucak Formasyonu" başlığı altında bahsedilmiştir.

Çeltik Köyü güneyinde Keşan Formasyonu kumtaşları uyumlu olarak Çeltik Kireçtaşı üzerinde yer alır. Keşan Formasyonu'nun üst dokanağı Korudağı antiklinalinin kuzey kanadında Yerlisu köyünün kuzeyinde bulunmaktadır. Bu alanda Üst Miyosen yaşlı Mahmutköy Neojen istifi Keşan Formasyonu'na ait kumtaşları üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Bu uyumsuzluk düzlemi aynı zamanda Korudağı antiklinalinin oluşum yaşı bakımından bir kısıt niteliğindedir (Şekil 5.39).

Keşan Formasyonu'nun bir diğer dokanağı yine Korudağı antiklinalinin kuzey kanadında bulunur. Yerlisu köyü 1 km kuzeyinde Üst Miyosen yaşlı Mahmutköy bazaltı Keşan Formasyonu'nun kumtaşları üzerinde uyumsuz biçimde yer almaktadır.

Keşan Formasyonu'nun yaşı stratigrafik konumuna göre çoğunlukla Üst Eosen olarak kabul edilmektedir. Sümengen ve diğ. (1987)'ye göre birim içerisinde Üst Eosen yaşını veren fosiller bulunmaktadır. Ayrıca formasyon içerisinde Korudağı antiklinalinin tepe noktasında istifin üst kesimlerindeki kumtaşlarının arasında bulunan tüften yapılan yaş tayini sonucu istifin yaşının Alt Oligosen (31.63 ± 0.37 My) olduğu tespit edilmiştir. Stratigrafik konumuna ve yapılan biyostratigrafik-jeokronolojik çalışmalara göre birim en Üst Eosen (Üst Priyaboniyen)-Alt Oligosen (Alt Rupeliyen) dönemi arası çökelmiştir.

5.1.6. Mahmutköy Neojen İstifi

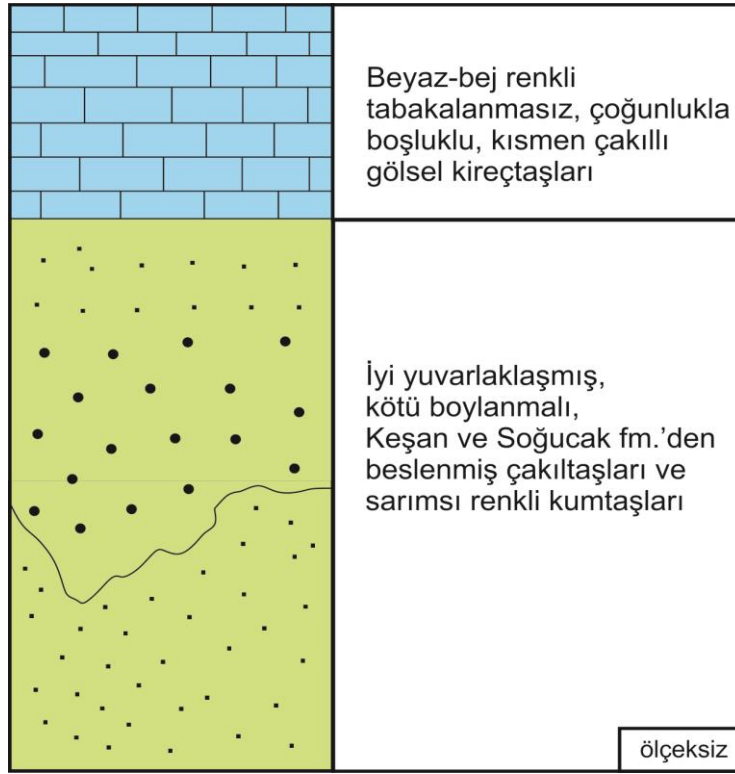
Çalışma alanında karasal çakıllaşları ve kumtaşlarından oluşan birim Ergene Grubu adı altında Ünal (1967) ve Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından incelenmiştir. Şentürk ve diğ. (1998) Neojen yaşlı bu istif içerisinde Çanakkale Formasyonu ve onun içerisinde *Gazhanedere Üyesi, Anafarta Üyesi ve Çamrakdere Üyesi* tanımlamışlardır. İnceleme alanında kısıtlı mostraları bulunan Neojen yaşlı karasal birim önceki araştırmacılar tarafından tayin edilen üye ve formasyon mertebesindeki birimler ile doğrudan ilişkisi kurulamadığından Mahmutköy Neojen İstifi adı altında incelenmiştir.

Mahmutköy Neojen istifi genel olarak çakıl taşları ve kumtaşlarından oluşmakta ve en iyi Mahmutköy ve çevresinde yüzeylemektedir (Şekil 5.36). İstif içerisindeki çakıl taşlarının oranı %50, kumtaşlarının oranı %50'dir. Çakıllaşları kötü boylanmalıdır ve iyi yuvarlaklaşmıştır. İstif çoğunlukla gevşek çimentolanmış, bazı kesimlerde ise tutturulmamış halde bulunur. Birim içerisinde tabakalanma yataydır. Çakıllaşları çoğunlukla kumlu bir matriks içerisindeki kanalları doldurmuş çakıl depoları olarak bulunur (Şekil 5.37).

Kaba kırıntılı istif içerisindeki çakıllar çoğunlukla (yaklaşık olarak %90) Keşan Formasyonu'ndan aktarıma kumtaşlarından, az oranda (%10) kireçtaşlarından yapılıdır. Çakıllaşları içerisindeki çakılların çapları mm ölçeğiden 4-5 cm'ye kadar değişebilmektedir (Şekil 4.28).

Mahmutköy Neojen istifi içerisindeki kumtaşları ise koyu krem renkli az tutturulmuş-tutturulmamış şekilde bulunur ve dağınık yapıdadır (Şekil 5.38b). Çalışma alanında Mahmutköy Neojen istifinde çakıllaşları ve kumtaşlarına ek olarak yalnızca bir lokasyonda, Çamlıca köyü güneyinde köy yolu üzerinde (UTM: 74422/12431) ufak bir kesimde bol miktarda boşluk içeren, dağınık yapılı, beyaz renkli kireçtaşları gözlenmiştir (Şekil 5.38a). Litolojik özelliklerine bakıldığında birimin gölsel (lacustrine) ortamda çökelmiş kumtaşları, çakıllaşlarını ve kireçtaşlarını temsil ettiği söylenebilir.

Mahmutköy Neojen istifi Korudağı antiklinalinin kuzey kanadında Keşan Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır (Şekil 5.39). Dokanak ilişkisi Çanakkale-Edirne yolu üzerinde Mahmutköy yakınlarında görülebilmektedir.



Şekil 5.36: Neojen istifinin ölçeksiz skeç dikme kesiti.



Şekil 5.37: Mahmutköy Neojen istifinin mostra görünümü. Oldukça kısıtlı yüzeyleme alanına sahip Neojen çökelleri baskın olarak çakıltaşları ve kumtaşlarından oluşmaktadır.

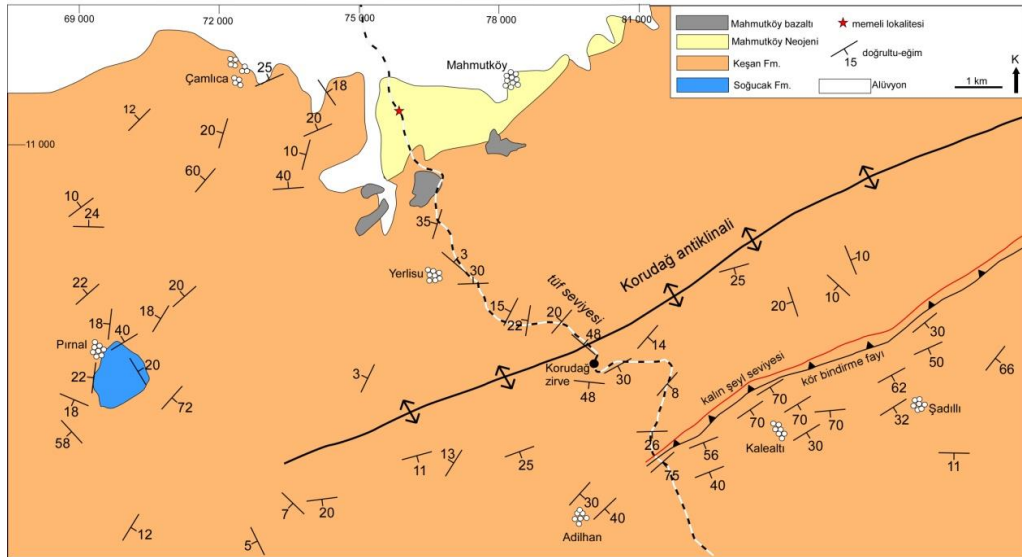


Şekil 5.38: Mahmutköy Neojen İstifi içerisinde gözlenen gösel kireçtaşları (a) ve kötü boylanmalı çakıltaşları (b).

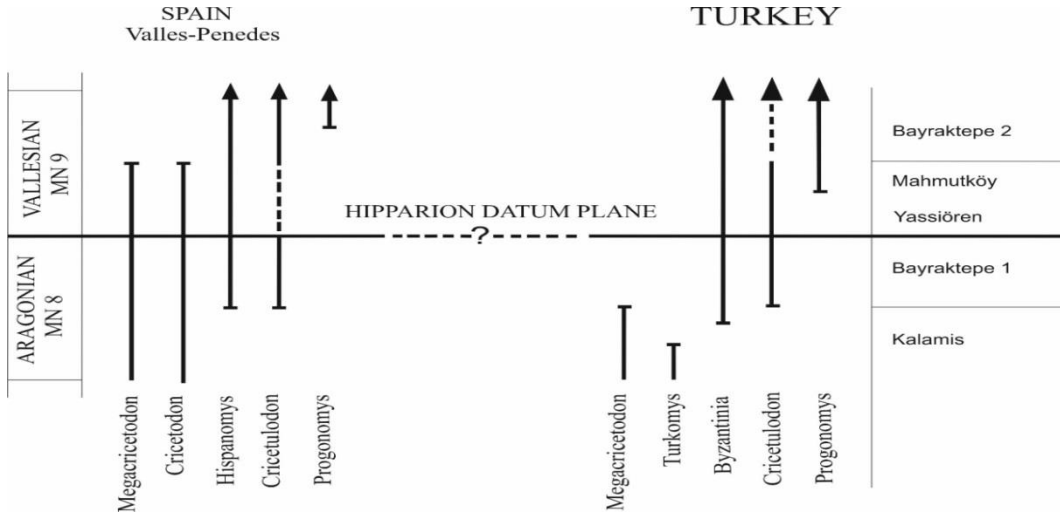
Neojen istifin diğer bir dokanağı Mahmutköy bazaltı ile olan dokanaktır. Bazaltlar Mahmutköy'ün yaklaşık olarak 3 km güneyinde çakıltaşları ve kumtaşlarının üzerinde akmış şekilde bulunmaktadır.

Bu çalışma kapsamında yapılan saha gözlemleri sonucu Mahmutköy Neojen istifi içerisinde fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Sümengen ve diğ. (1987) birim içerisinde Erken-Orta Miyosen yaşını veren mikro omurgalı fosiller tanımlamışlardır.

Ünay ve De Bruijn (1984) Türkiye'deki Neojen istiflerinde yaptıkları detaylı biyostratigrafi çalışmaları sonucu Mahmutköy Neojen istifi içerisinde Valesiyen (11.5-7.9 My) yaşını veren omurgalı fosilleri rapor etmişlerdir (Şekil 5.40).



Şekil 5.39: Korudağı antiklinalinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası. Mahmutköy güneyinde Valesiyen yaşlı çökeller antiklinalin kuzey kanadı üzerinde uyumsuz olarak bulunur.



Şekil 5.40: Mahmutköy Neojen istif içerisinde bulunan memeli fosileri gösteren tablo. İstif içerisinden derlenen paleontolojik veriler birimin Valesiyen yaşta olduğunu göstermektedir.  nay ve De Bruijn (1984)'den alınmıştır.

Stratigrafik konumu ve önceki çalışmalar göz önüne alındığında birimin geç orta Miyosen- st Miyosen yaşta olduğu söylenebilir.

5.1.7. Mahmutköy Bazaltı

İnceleme alanında bazalt kayalarından oluşan birim Sümengen ve diğ. (1987) tarafından Mahmutköy Bazaltı olarak adlandırılmıştır.

Mahmutköy Bazaltı, Mahmutköy  evresi ve Yerlisu Köyü kuzeyinde dört farklı alanda ufak mostralar halinde bulunan bazalt kayalarıyla temsil edilmektedir. Bazaltlar genellikle koyu siyah renkli lavlar şeklinde arazide bulunmaktadır ( ekil 5.41). Mahmutköy güneyindeki eski ta  ocağında bulunan bazalt mostraları oldukça alterasyona u ramı , mostralara genel turuncu-kırmızı görünümünü kazandıran hematit gibi ikincil mineraller geli mi tir. Çoğunlukla amigdoloidal dokulu olan bazaltlarda amigdaller 1-2 cm çapındadır.

Yerlisu Köyü kuzeyindeki bazalt mostraları arazide yayvan yükseltileri oluşturmaktadır. Mahmutköy ve çevresindeki bazalt kayalarının aksine bu alandaki bazaltlarda alterasyon çok yaygın değildir. İnceleme alanında Mahmutköy Bazaltı'nın iki farklı kaya grubuyla dokana ı bulunmaktadır. Bunlardan ilki Mahmutköy güneyinde Neojen istif ile olan dokana ıdır. Mahmutköy' n yaklaşık 1 km güneyinde Yanıklık sırtı mevkiinde bazaltlar Neojen  okelleri üzerinde bulunur.



Şekil 5.41: Mahmutköy bazaltının Yerlisu köyü civarındaki (a) ve Mahmutköy güneyi ta  ocağındaki (b) mostra görünümleri.

Mahmutköy Bazaltı'nın diğ r bir dokanağı Yerlisu Köyü'nün yaklaşık 2 km kuzeybatısında bulunmaktadır. Bu kesimde bazaltların türbidit istifi ile olan dokanağı alüvyonlar tarafından  rt lm   haldedir. Mahmutköy Bazalt'ndan elde edilmiş iki farklı ya  bulunmaktadır. Paton (1992) bazaltlardan 17 My, Sümengen ve diğ. (1987) ise 6.7 ± 0.7 My ( st Miyosen) ya  elde etmişlerdir. Kaymakcı ve diğ. (2007) ise Ar-Ar yöntemiyle ya landırdıkları Mahmutköy bazaltlarından 8.53 ± 0.35 My ya  elde etmişlerdir. İnceleme alanında bulunan dört ayrı bazalt mostrasının haritalanması sonucu bazaltların  st Miyosen yaştaki Mahmutköy Neojen istifi ve Alt Oligosen yaştaki türbiditik istifinin üzerinde stratigrafik olarak bulunduğ  ve güncel alüvyonlar tarafından örtüldüğü tespit edilmiştir. Mahmutköy Neojen istifinden elde edilen  st Miyosen ya ı ve bazaltların stratigrafik konumu gereğ  Mahmutköy Bazaltı'nın ya ı  st Miyosen olmalıdır.

Polat ve Yılmaz (1998) Trakya Havzası'nda gözlenen  st Miyosen ya lı bazalt lavlarının bazanit ve alkali olivin bazalt türü olduklarını ve jeokimyasal verilere göre levha içi ortamda olu mu  astenosferik manto kökenli volkanizmanın ürünleri olduklarını rapor etmektedir. Nitekim inceleme alanının kuzeyinde Trakya Havzası içerisinde ve güneyinde Biga yarımadasında  st Miyosen ya lı volkanizmaya ait birçok kayıt bulunmaktadır (Esenli, 1999; Ersoy ve diğ., 2014). Trakya Havzası'nda Mahmutköy Bazaltı da dahil  st Miyosen yaşlı volkanik kayalardan yapılan jeokimyasal analizler  st Miyosen volkanizmasının levha içi ortamda, manto yükselimi sonucu geli tiğ ni göstermektedir.

5.1.8. Alüvyon

İnceleme alanında alüvyon birimleri tüm birimler üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. Alüvyonlar genellikle kuru ve/veya sulu dere yataklarındaki kil, silt, kum boyutlu yer yer çakıl boyutlu tutturulmamış malzemelerden oluşmaktadır. Alüvyonal birimlerin inceleme alanında gözlendiği diğer bir Saros Körfezi kıyılarıdır.

6. YAPISAL JEOLojİ

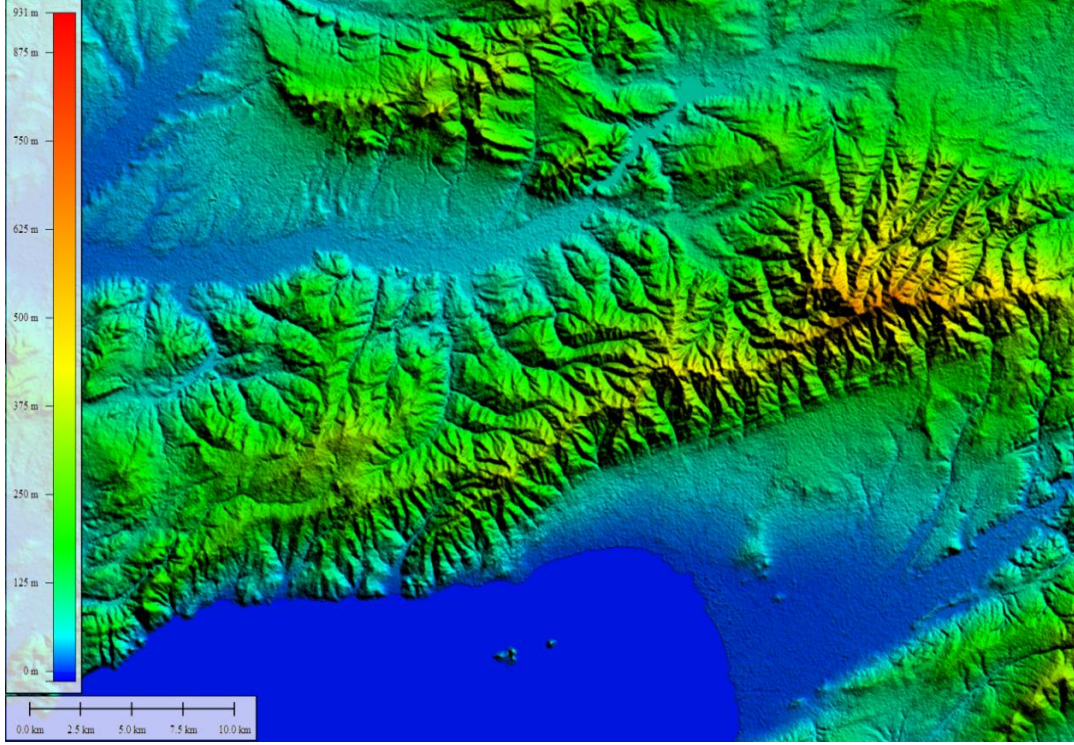
Bu çalışma kapsamında Korudağı bölgesinin yapısal jeolojik özellikleri detaylı olarak incelenmiş ve Korudağı bölgesinde yüzeyleyen birimler haritalanmıştır. Çalışmanın ana konusunu oluşturan Korudağı antiklinali kıvrım sisteminin yapısal özellikleri, kıvrımın morfolojisi bu bölümde tartışılmıştır. Saha çalışmaları kapsamında Korudağı bölgesi ve çevresinde yüzeyleme veren kaya gruplarından toplam 182 adet tabaka doğrultu-eğimi ölçülmüş ve bu ölçümlerden kontur diyagramları hazırlanmıştır. Ayrıca yapılan tabaka doğrultu-eğim ölçümlerinden faydalanılarak tabaka kontur haritası hazırlanmıştır (Şekil 6.5).

Yapısal jeoloji bölümü beş kısımdan oluşmaktadır. İlk kısımda Korudağı ve çevresinin morfolojik özellikleri açıklanmıştır. İkinci bölümde inceleme alanındaki kayaç gruplarının tabaka duruşlarının niteliğinden bahsedilmiş, hazırlanan kontur diyagramı sunulmuştur. Üçüncü kısımda Korudağı antiklinalinin yapısal özellikleri ve geometrisi açıklanmıştır. Kıvrım boyunca alınan tabaka doğrultu-eğim ölçülerinden yararlanılarak kontur diyagramı oluşturulmuştur. Oluşturulan bu diyagram ile kıvrım ekseninin gidişi ve dalımı belirlenmiştir. Dördüncü bölümde ise inceleme alanında gözlenen uyumsuzluklardan bahsedilmiştir. Son bölümde saha çalışmaları sırasında tespit edilen faylar anlatılmıştır.

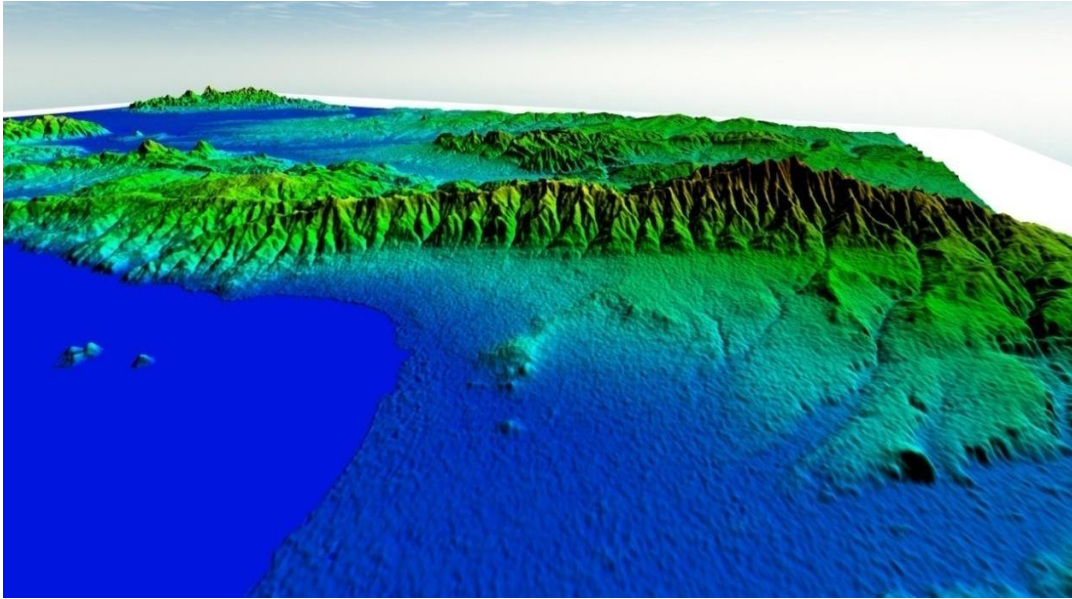
6.1. Korudağı Bölgesinin Morfolojisi

Trakya Havzası'nın güneyinde, Saros Körfezi'nin kuzeyinde bulunan Korudağı KD-GB doğrultulu, yaklaşık 35 km uzunlukta 10 km genişlikte bir yükselti oluşturur. Korudağı'nın asimetrik yapısı ve geometrisinin en belirgin ve göze çarpan şekliyle yaklaşık 10 km uzunlukta 8 km genişlikte Gelibolu-Keşan otoyolu boyunca gözlenir. Genellikle yayvan bir morfolojiye sahip Korudağı bir sırt yapısını andırır (Şekil 6.1). Korudağı'nın karakteristik özelliklerinden biri, kuzey yamacın aksine güney yamacın görece daha sarp ve belirgin bir geometride olmasıdır. Bu özellik inceleme alanında

doğudan batıya en iyi Şadırlı, Kalealtı ve Adilhan köyleri boyunca gözlenebilmektedir. Sarp şeklindeki güney yamaç boyunca üçgen şekilli yüzeyler bulunur. Bu üçgen yüzeyler KD-GB doğrultulu olarak sıralanmaktadır ve birbirlerinden sıralı vadiler ile ayrılır (Şekil 6.1 ve 6.2).



Şekil 6.1: İnceleme alanının kuş bakışı dijital yüksek modeli (DEM) görüntüsü.
Görüntü www.earthexplorer.usgs.com'dan alınmıştır.



Şekil 6.2: İnceleme alanının güneyden kuzeye doğru DEM görüntüsü.

İnceleme alanının karakteristik özelliklerinden bir diğeri Korudağı'nın güneyde geniş bir aşınım düzlüğü ile sınırlanmasıdır. Bu düzlük alan içerisinde genellikle mostra gözlenmez fakat birtakım kumtaşı-şeyl ardalananmasından yapılı oldukça ufak tepelik alanlar bulunur. Korudağı'nın batı sınırını Saros Körfezi oluşturur. Korudağı batıya, Saros Körfezi'ne doğru gidildikçe kaybolmaktadır.

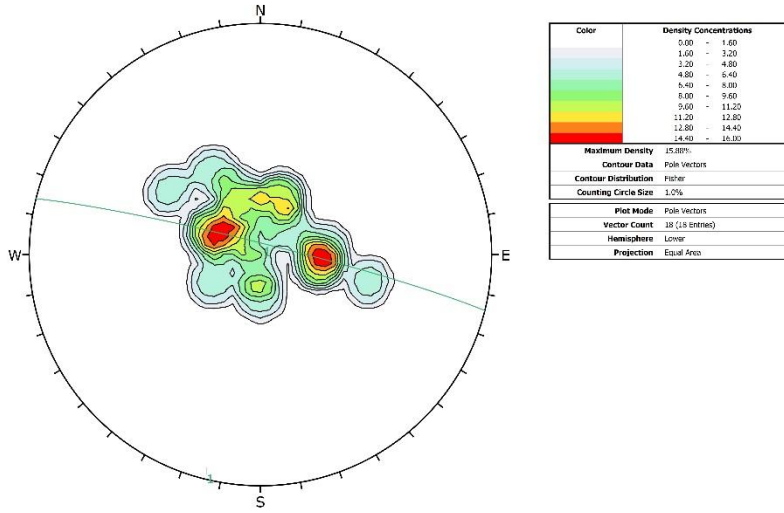
6.2. Tabaka

Korudağı bölgesi baskın olarak kumtaşları ve onlarla ardalanan şeyl birimlerinden oluşmaktadır. İnceleme alanında saha çalışmaları süresince farklı kaya gruplarından derlenmiş olan tabaka doğrultu-eğim ölçümleri bu bölümde tartışılmıştır. Korudağı ve çevresinde yüzeyleyen Soğucak Formasyonu ve Korudağı antiklinali boyunca baskın olarak gözlenen Keşan Formasyonu'ndan ölçülen tabaka duruşları, deformasyon sürecinde herhangi bir değişimin olup olmadığının tespit edilmesi amacıyla ayrı kontur diyagramları olarak verilmiş ve inceleme alanı boyunca gözlenen genel trendleri irdelenmiştir.

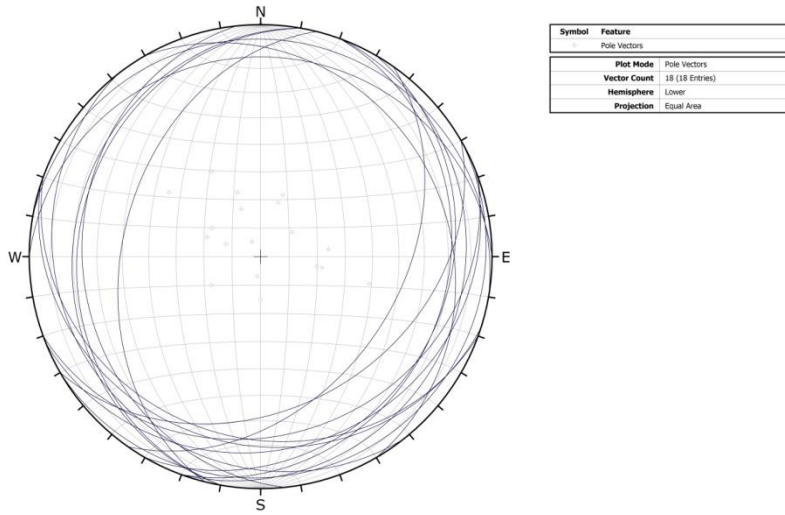
6.2.1. Soğucak Formasyonu tabaka duruşları

Soğucak Formasyonu'nu oluşturan kireçtaşları çalışma alanında dört kısımda gözlenmektedir. Kireçtaşı tabakaları Pınar Köyü ve çevresinde 1,5 km uzunlukta 1 km genişlikteki bir alanda dağılmıştır. Yapı olarak bir doma benzeyen bu kesimde tabakalar çoğunlukla 15°-20° eğim açılarına sahiptir. Tabakaların eğim yönleri Soğucak Formasyonu'nun bu bölgedeki mostra dağılımı ve paternine bağlı olarak oldukça değişkenlik gösterir ve dört bir tarafa doğru eğimlidir (Şekil 5.24).

Soğucak Formasyonu'nun Saros Körfezi kıyısındaki doğuda Gökçetepe ve batıda Mecidiye hattındaki tabakaları %90 oranında DKD-BGB ve KKD-GGB doğrultulu olarak bulunur. Tabakaların eğim açıları baskın olarak 15°-30° arasında değişkenlik gösterir. Saros Körfezi boyunca kireçtaşı tabakalarında diğer bir dikkat çekici unsur yatay tabakaların varlığıdır. Özellikle tam deniz kıyısında, örneğin GÖK kesitinin olduğu kesimler ve onun batıya doğru olan devamında tabakalar ya yatay konumludur ya da 5°-6°'lik açılarla GGD'ya Saros Körfezi'ne doğru eğimlidir. İnceleme alanında Soğucak Formasyonu'ndan yapılan ölçümlerden hazırlanan kontur diyagramı aşağıda gösterilmiştir (Şekil 6.3 ve 6.4).



Şekil 6.3: Soğucak Formasyonu'ndan derlenen tabaka doğrultu-eğimlerinden oluşturulmuş kontur diyagramı.



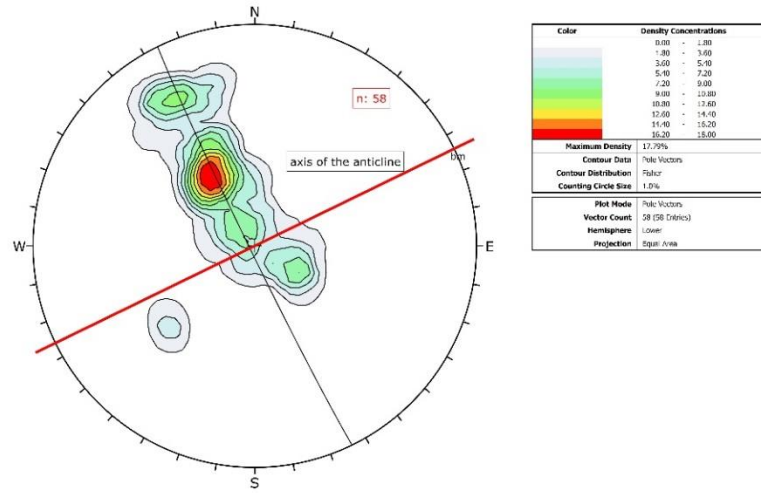
Şekil 6.4: Soğucak Formasyonu tabaka düzlemlerinin duruşlarının büyük daireler şeklinde gösteren diyagram.

6.2.2. Korudağı antiklinalinin yapısal özellikleri

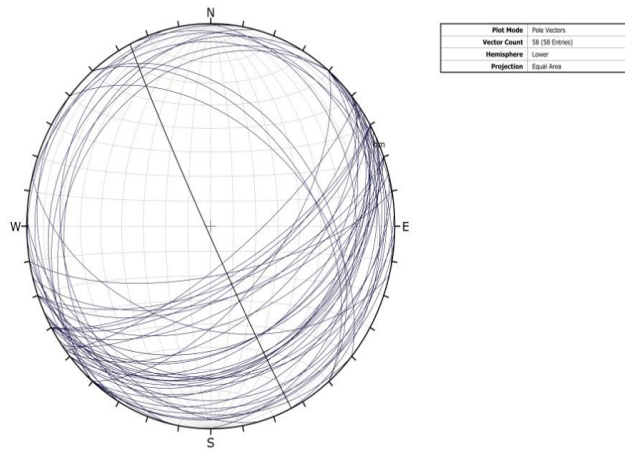
Korudağı antiklinali boyunca yüzeyde, yukarıda açıklanmış olan kaya birimlerinden sadece Keşan Formasyonu gözlenmektedir. Keşan Formasyonu her türbidit istifinde olduğu gibi oldukça iyi tabakalanma gösterir. Bu bölümde Korudağı antiklinali boyunca gözlenen tabaka duruşları tartışılmıştır.

Korudağı bütün olarak KD-GB doğrultuda Saros Körfezi'nin KKD'sunda bir sırt şeklinde uzanır. Kıvrımın tepe çizgisi (hinge line) ve kıvrım eksenine birbirine paralel doğrultuda K65°D gidişlidir ve Kuzey Anadolu Fayı ile hemen hemen paraleldir.

(K 70°D). Kıvrım ekseninin dalımı $\sim 2^\circ$ 'dir. Böylesi bir dalım açısına sahip kıvrımlar yatay dalımlı (upright horizontal) kıvrımlar olarak adlandırılır. Kıvrımın tamamı boyunca tabakaların gençleşme yönleri Korudağı'nın yukarı doğru bakan bir antiklinal (upward-facing anticline) olduğunu göstermektedir. Korudağı antiklinali boyunca sistematik olarak ölçülmüş tabaka doğrultu-eğim değerlerinden yararlanılarak hazırlanan kontur diyagramı ve tabaka düzlemi duruşları aşağıda sunulmuştur (Şekil 6.5 ve 6.6).



Şekil 6.5: Korudağı antiklinali boyunca yapılan tabaka ölçümleri kullanılarak hazırlanmış kontur diyagramı. Kıvrımın eksenini K65°D gidişli ve yatay dalımlıdır. Tabaka duruşlarındaki ikincil sapmalar muhtemelen daha genç bir deformasyon ile ilişkilidir.



Şekil 6.6: Korudağı antiklinali boyunca ölçülmüş tabaka doğrultu-eğimlerinin stereografik projeksiyon üzerinde büyük daireler şeklinde gösteren diyagram.

Korudağı antiklinalinin kuzey kanadında bulunan tabakalar genellikle KD-GB doğrultulu şekilde bulunmaktadır. Bazı lokasyonlarda doğrultular D-B şeklinde olmasına karşın genel trendi değiştirmemektedir. Eğim açılarının değerleri çoğunlukla düşüktür. 5° - 20° arasında KKB yönünde eğimlidir.

Korudağı antiklinalinin güney kanadı, kuzey kanada nazaran daha kompleks bir yapı sunar. Güney kanat bir bütün olarak ele alınırsa, en güneyden en kuzeye durum şu şekilde özetlenebilir:

Kocaçeşme köyü ve Evreşe düzlüğü çevresinde tabakaların doğrultuları tamamıyla KD-GB doğrultuludur. Neredeyse hiç mostra bulunmayan bu kısım bir aşınım düzlüğü olarak adlandırılabilir. Düzlük içerisinde tepelik alanlarda nadir kumtaşı tabakaları ve şeyller gözlenmektedir. Tabakaların eğimleri 7° ile 28° arasındadır. Keşan-Gelibolu otoyolu boyunca güney kanat devam etmektedir. Daha kuzeyde Kalealtı ve Şadırlı köyleri arasında vadiler içerisinde ve vadilerin yamaçlarında tabakaların doğrultuları tamamıyla KD-GB doğrultuludur. Korudağı antiklinalinin bu kısmında % 80 oranında şeyl % 20 oranında ince tabakalı kumtaşları bulunur. Bu hatta dikkat çekici diğer bir unsur oldukça yüksek eğim derecesine sahip (70° - 80°) tabakaların ve/veya dik eğimli tabakaların varlığıdır (Şekil 6.7).

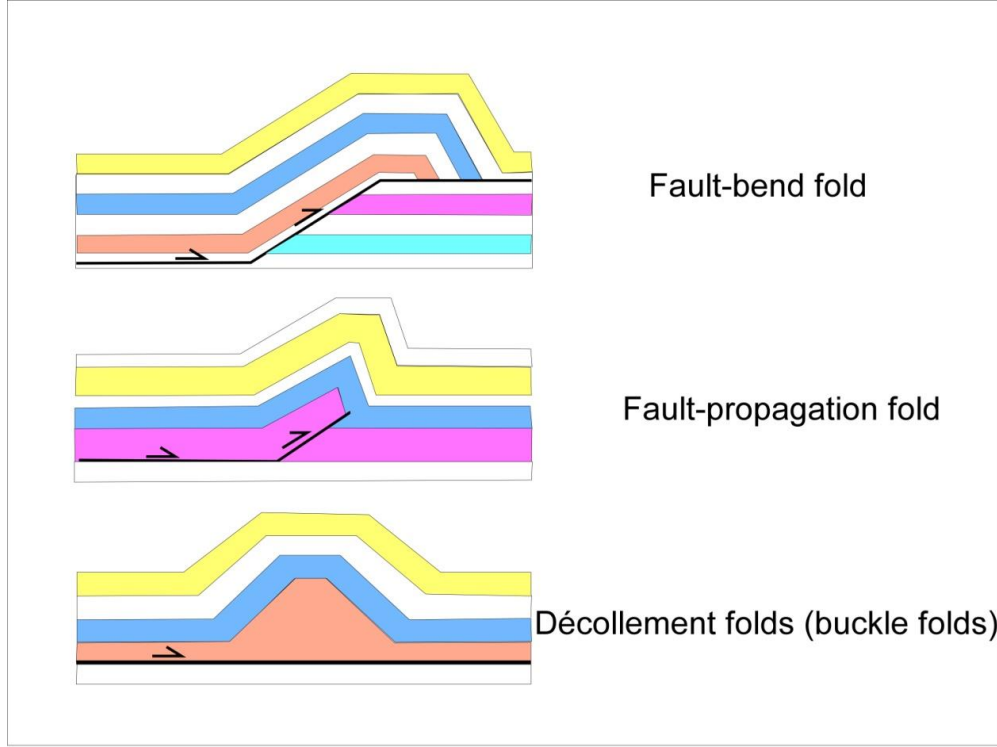


Şekil 6.7: Korudağı antiklinali güney kanadı boyunca bazı kesimlerde gözlenen oldukça yüksek eğimli ve dik tabakaların mostra görünümü.

Dik tabakaların bulunduğu bu hat bir çizgisellik (lineament) şeklinde Korudağı antiklinalinin güney kanadında antiklinal eksenine paralel biçimde uzanmaktadır.

Korudağı antiklinali güney kanadı boyunca gözlenen bir diğer değişim eksen kısmına yani kuzeye doğru gidildikçe yüksek eğimli tabakaların yerini daha düşük eğimli tabakaların almasıdır. Bu kesimde çoğunlukla aynı doğrultuda KD-GB doğrultulu ve

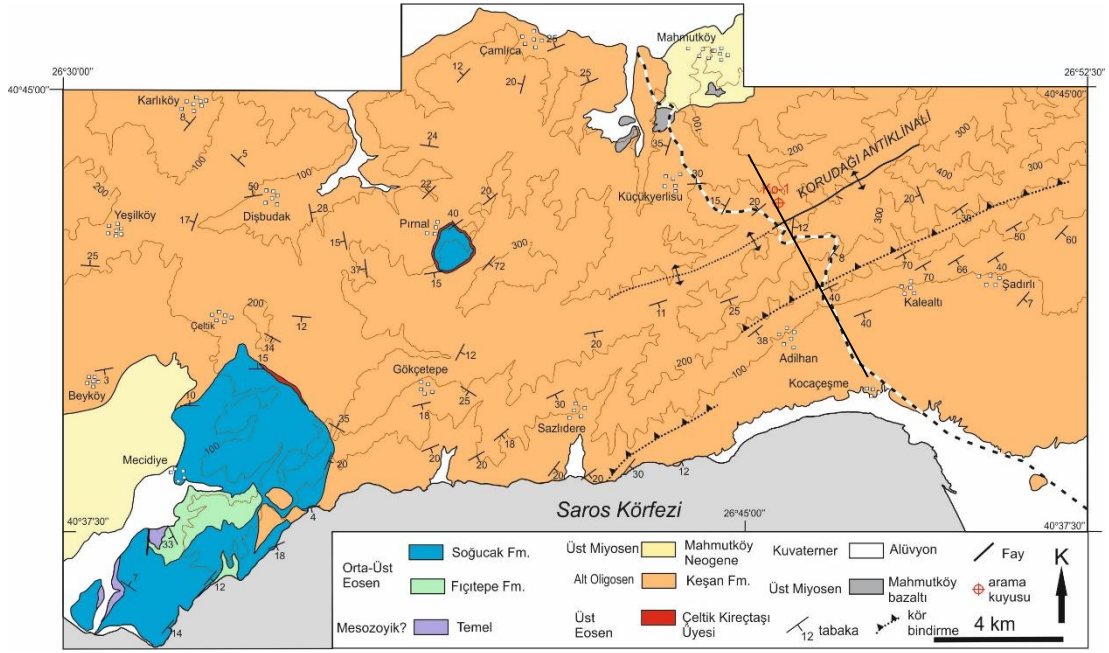
(fault related folds) tanımı jeoloji dünyasına girmiştir (Dahlstrom, 1969; Ramsay ve Huber, 1987). Bu kıvrımlar fay büküm kıvrımları (fault-bend folds), fay yayılma kıvrımları (fault-propagation folds) ve sıyrılma kıvrımları (detachment-décollement folds) olarak üç kısımda incelenmektedir (Şekil 6.9).



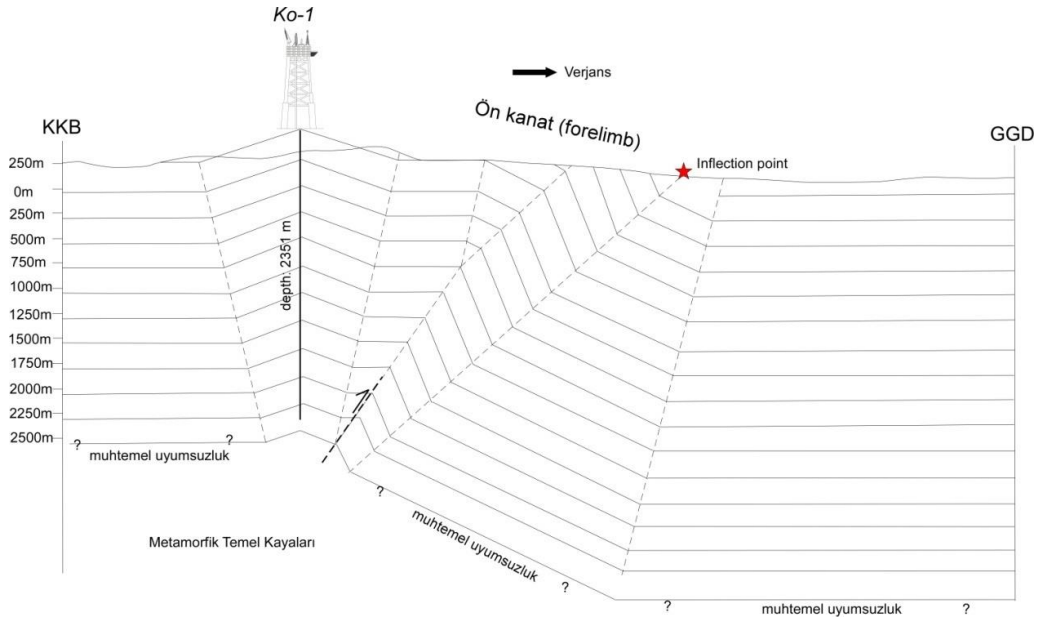
Şekil 6.9: Faylarla ilişkili kıvrımların (fault related folds) geometrilerini gösteren skeç kesitler.

Faylarla ilişkili kıvrımların geometrisi detaylı olarak incelendiğinde fay büküm kıvrımlarının (fault-bend fold) fayın hareketi ve geometrisi ile sınırlı ve lokalize oldukları, dekolman kıvrımları ve fay yayılma kıvrımlarının ise çoğunlukla “tabakalanmaya paralel kısalma (layer-parallel shortening)” mekanizması ile ilişkili ve asimetrik yapıya sahip olabildikleri görülmektedir.

Yukarıda tartışılmış olan veriler değerlendirildiğinde Korudağı antiklinalinin de asimetrik bir yapıya sahip olduğu görülmektedir. Yapılan arazi çalışmalarında ziyaret edilen 600’den fazla lokasyonda, kıvrımlanan bölgede kıvrımın paralel tip olduğu, kıvrım boyunca tabaka kalınlıklarının sabit olduğu belirlenmiştir. Paralel kıvrımlı bölgeler için uygulanan “Busk Metodu” kullanılarak kıvrımın eksenine dik biçimde yapılan jeolojik enine kesit aşağıda sunulmuştur (Şekil 6.10 ve 6.11). Yapılan enine kesit yalnızca kontrol edilebilecek parametrelerin ve verilerin ışığında (kuyu logu verileri) belirli bir derinliğe kadar oluşturulmuştur.



Şekil 6.10: Profil güzergahını gösteren Korudağı bölgesinin jeoloji haritası.

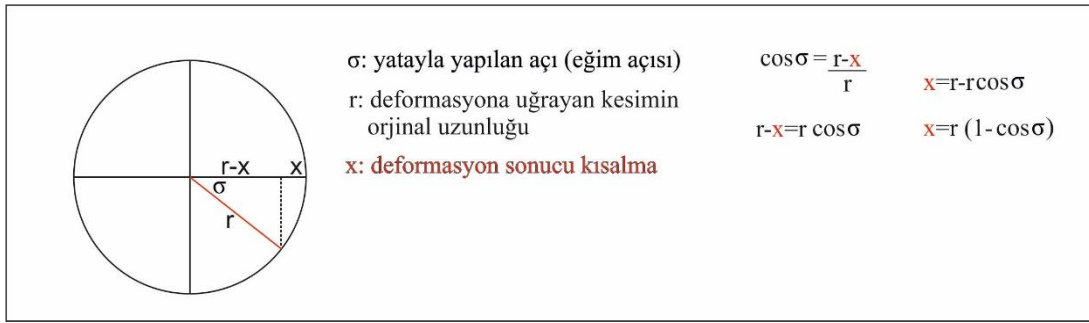


Şekil 6.11: Korudağı antiklinalinin kıvrım eksenine dik alınmış profili. Yapılan enine kesit klasik Busk Metodu kullanılarak oluşturulmuştur. Profil koordinatları: KB ($40^{\circ}44'22.86''\text{K}-26^{\circ}46'51.56''\text{D}$)-($40^{\circ}39'15.65''\text{K}-26^{\circ}50'44.24''\text{D}$) GD.

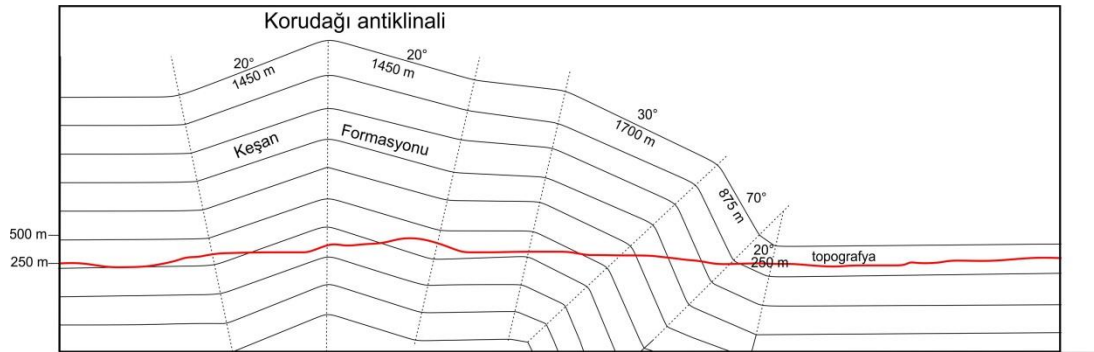
Korudağı antiklinalinin profili incelendiğinde önceki bölümde tartışılmış olan tabaka duruşlarının enine kesit üzerinde gözlendiği görülmektedir. Güney kanatta bulunan yatay konumlu ve düşük eğim dereceli tabakalar aniden yüksek eğim açılı tabakalar şeklinde devam etmektedir. Bu durum kıvrıma asimetric bir yapı kazandırmıştır.

Tabakaların eğim değerlerindeki bu değişim yüzeye ulaşmamış bir fay, muhtemelen kör bir bindirme (blind thrust) fayının aktivitesi sonucu gelişmiştir. Bu hat yukarıda da tanımlanmış olan morfolojik çizgiselliğe (lineament) karşılık gelmekte ve Keşan Formasyonu' nunu karakterize eden kalın kumtaşlarına nazaran oldukça yoğun şeyl serilerinden meydana gelmektedir. Yapılmış olan enine kesit sonucu deformasyondaki bölgesel taşınmanın (regional transport) GGD yönlü olduğu tespit edilmiştir. Kıvrım boyunca tabakalı türbidit çökelleri rijit temel üzerinde tabakalanmaya paralel biçimde K25°B yönlü kısalmış ve kıvrılmışlardır.

Korudağı antiklinali boyunca gerçekleşen “minimum” sıkışma miktarını belirlemek için Şekil 6.12’de detaylandırılmış standart trigonometri kullanılmıştır. Hesaplanan kısalma miktarı ~ 1 km’dir, bu kısalma miktarının oranı ~ % 12’lik bir değere karşılık gelmektedir (Şekil 6.13).



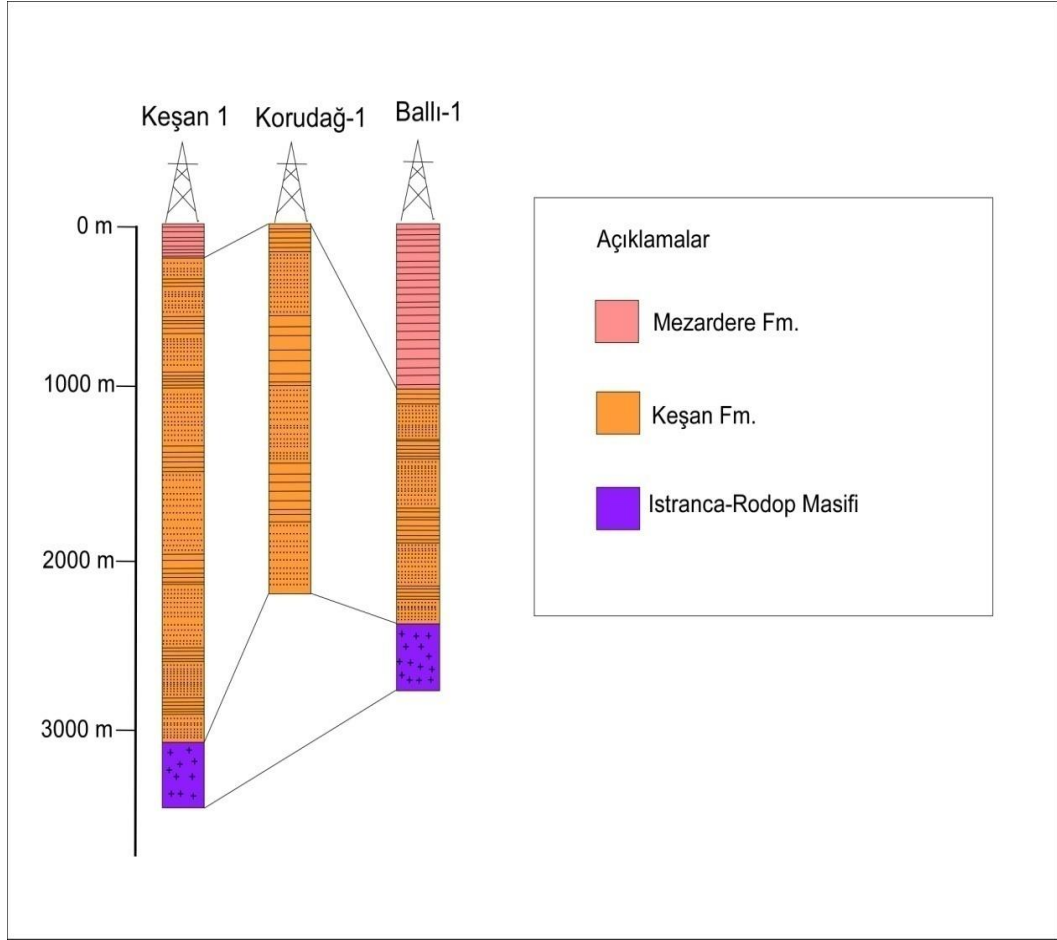
Şekil 6.12: Bir doğru boyunca gerçekleşen kısalmanın hesaplanmasını açıklayan denklemler.



Şekil 6.13: Korudağı antiklinalindeki kısalma. Araziden derlenen veriler formüle döküldüğünde yaklaşık 1 km sıkışma tespit edilmektedir.

Korudağı antiklinali üzerinde yapılan jeolojik enine kesit bölgede açılmış olan petrol arama kuyusu Ko-1’in kuyu logu ile kontrol edilmiştir. Ko-1 kuyusunda yüzeyden itibaren 2351 m’ye kadar Keşan Formasyonu kesilmiştir. Aynı şekilde Trakya güneyinde açılmış Keşan-1 ve Ballı-1 kuyularında da sırasıyla 3100 m ve 2560 m’de

temel kayalarına girilmiştir (Şekil 6.14). Yapılan enine kesit ve bölgedeki kuyu verileri değerlendirildiğinde havzanın temel kayalarının yaklaşık 3000 m-2600 m derinlikte olduğu düşünülebilir.



Şekil 6.14: Trakya Havzası'nda açılmış olan hidrokarbon arama kuyularının logları.

6.4. Uyumsuzluklar

Korudağı boyunca gözlenen uyumsuzluklar deformasyonu sınırlandırma açısından önemli uyumsuzluklardır. Yapılan jeolojik haritalama sonucu Valesiyen (geç Orta Miyosen-Üst Miyosen) yaşlı Mahmutköy Neojen istifinin Korudağı antiklinalinin kuzey kanadı üzerinde uyumsuz olarak bulunduğu tespit edilmiştir. Yaklaşık 20°-30° eğime sahip kuzey kanat yatay Miyosen tabakaları tarafından örtülmüştür. Üst Miyosen yaşlı Mahmutköy bazaltı Yerlisu köyü kuzeyinde Keşan Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Bazalt kayaları aynı zamanda Mahmutköy güneyinde Neojen yaşlı çökellerin üzerinde uyumsuz stratigrafik bir dokanakla yer alır.

6.5. Faylar

İnceleme alanında arazi çalışmaları sonucu doğrudan gözlenmiş ve tabaka duruşlarının derlenmesi ile çıkarımsal faylar olarak nitelendirilmiş iki farklı fay grubu bulunmaktadır.

Arazide doğrudan gözlenebilen faylardan ilki Gökçetepe Tabiat Parkı batısında (UTM: 64745/97530) Saros Körfezi kıyısında iki tane eğim atımlı normal faydır. Fay düzlemleri sırasıyla $K50^{\circ}B$ ve $K40^{\circ}B$ doğrultuludur. Bu iki fayın aktivitesi sonucu Keşan Formasyonu kumtaşları Soğucak Formasyonu kireçtaşlarının yanına düşmüştür. Fayların aktivitesi kesen-kesilen ilişkisine göre Oligosen sonrası bir dönemde, Ganos Fayı'nın aktivitesi ile başlamış olabilir. Bölgede yapılmış önceki çalışmalarda Saros Körfezi içerisinde BKB-DGD doğrultulu eğim bileşenli en-échelon fay sistemlerinin oldukça yaygın olduğunu göstermiştir (Ustaömer ve diğ., 2008).

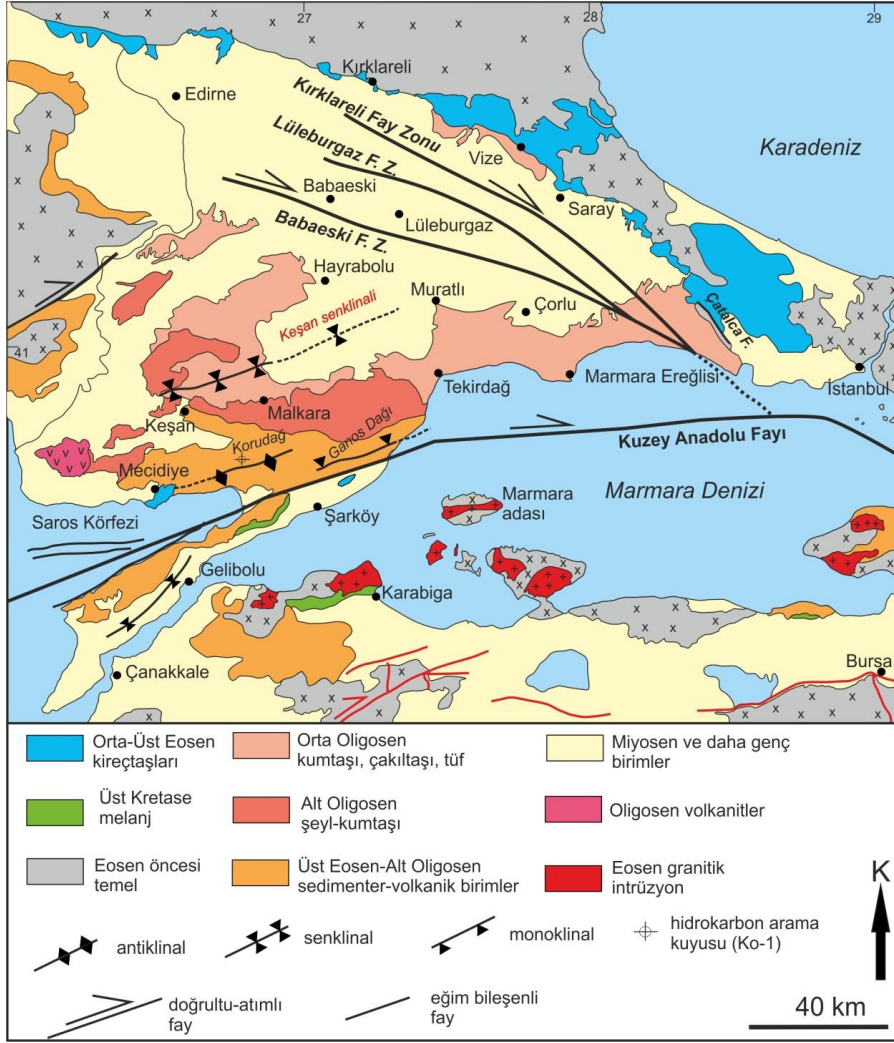
İnceleme alanında bulunan ikinci grup faylar ise saha çalışmaları sırasında doğrudan gözlenememiş tabaka duruşlarının sistematik incelenmesi sonucu ortaya konmuş faylardır. Böylesi faylar olası fay (inferred faults) olarak adlandırılmıştır. Korudağ antiklinalinin eksenine ile aynı doğrultuda bir hat şeklinde Şadıllı, Adilhan ve Kalealtı köyleri kuzeyinde uzanan KB-GD doğrultulu bir takım faylar bulunmaktadır (Şekil 6.8). Bu faylar tabakaların hakim doğrultuları olan DKD-BGB doğrultusunda sapmalarına neden olmuş ve tabakaların doğrultularını değiştirmiştir. Bu fayların doğrultuları Gökçetepe civarındaki normal faylar ile benzer özelliktedir.

7. KORUDAĞI ANTİKLİNALİNİN OLUŞUM YAŞINA DAİR KISITLAR

Yukarıda detaylı biçimde açıklanmış olan litostratigrafik kayıt incelendiğinde Trakya Havzası'nın güneyinin Eosen-Oligosen yaşta birimlerden meydana geldiği görülmektedir. Trakya Havzası'nın güneyinde, Ganos Fayı'nın kuzeyinde bulunan Korudağı bölgesinde yaygın olarak yüzeyleyen birimler platform karbonatları ile temsil edilen Soğucak Formasyonu kireçtaşları ve kalın bir türbidit istifinden yapıları Keşan Formasyonu'dur. Bu kaya grubu sıkışmalı bir deformasyon sonucu kıvrılmış ve faylanmış, sonucunda Korudağı antiklinalini oluşturmuştur.

Korudağı antiklinalini oluşturan sıkışmalı deformasyonun yaşını hassas olarak tespit etmek amacıyla gerçekleştirilen detaylı jeolojik harita alımı, U-Pb zirkon jeokronolojisi ve biyostratigrafi çalışmaları sonucu bir takım kısıtlar ortaya konmuştur. Söz gelimi; inceleme alanında bulunan Soğucak Formasyonu ve onu uyumlu olarak üzerleyen kırıntılı birimlerin (Keşan Formasyonu) dokanağı boyunca bir adet biyostratigrafik kesit ölçülmüştür. Yapılan bu çalışma sonucunda Keşan Formasyonu'nun taban yaşı Priyaboniyen (Üst Eosen/SBZ20) olarak belirlenmiştir. Korudağı antiklinalinin tepe noktasında istifin üst kesimlerinden alınmış bir adet tuf örneği Alt Oligosen (Rupeliyen) zirkon yaşı vermiştir. Bu veriler ışığında Korudağı antiklinali boyunca gözlenen en yaygın birim olan Keşan Formasyonu'nun yaşının Alt Oligosen (Rupeliyen) olduğu söylenebilir. Korudağı bir antiklinal yapı olarak en Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı birimlerin kıvrılıp deformasyona uğraması sonucu gelişmiş olduğu yapılan çalışmalar sonucu anlaşılmaktadır. Bu veriler ışığında kıvrımın Alt Oligosen sonrası bir dönemde gerçekleştiği kesindir.

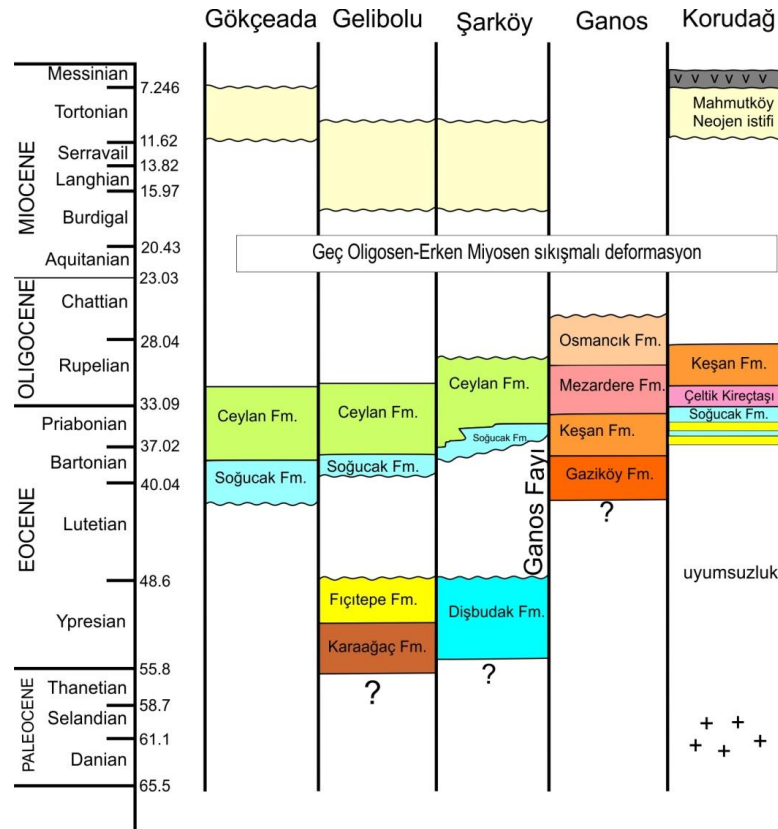
İnceleme alanının kuzeyinde, Keşan çevresinde geniş alanlarda Keşan Formasyonu üzerine çökelmiş yaygın Oligosen birimleri yüzeylemektedir (Mezardere, Osmancık/Danişmen formasyonları). Keşan ilçesi kuzeyinde Oligosen yaşlı birimler büyük ölçekte bir senklinal yapı oluşturmaktadır (Şekil 7.1). Aynı şekilde monoklinik bir yapı olan Ganos Dağı da Oligosen yaşta birimlerin kıvrımlandığı bir alandır (Okay ve diğ., 2004).



Şekil 7.1: Trakya Havzası güney kesimindeki kıvrımlanmış Eosen-Oligosen yaşlı birimlerin dağılımını gösteren jeoloji haritası. Türkecan ve Yurtsever (2002) ve Perinçek (1991)'den revize edilmiştir.

Yapılan son çalışmalar Mezardere Formasyonu'nun yaşının palinolojik verilere göre Erken Oligosen olduğunu göstermektedir (Gürgey ve Batı, 2018). İnceleme alanının kuzeyinde Keşan ilçesi ve çevresi, Yenimuhacir köyü dolayında Keşan Formasyonu ve Mezardere Formasyonu geçişi açık bir biçimde gözlenir. Keşan-Mezardere formasyonları geçişinin hassas yaşını tayin etmek amacıyla Keşan Formasyonu'nun en üst seviyesinden Mezardere Formasyonu ile olan dokanaktan alınan bir adet tuf örneği Erken Oligosen (31 My) U-Pb zirkon yaşı vermiştir (Aral Okay, yayınlanmamış veri).

Oligosen dönemdeki oldukça büyük bir delta sistemini temsil eden Mezardere Formasyonu uyumlu olarak Osmancık/Danişmen formasyonları tarafından üzerlenir (Turgut ve diğ., 1991). Osmancık ve Danişmen formasyonlarının çoğunlukla içerisinde bulunan omurgalı faunası ve polenlere göre Geç Erken Oligosen-Erken Geç Oligosen (Üst Rupeliyen-Alt Şattiyen) yaşında olduğu düşünülmektedir (Ozansoy, 1962; Lebküchner, 1974; Ediger ve Alişan, 1989; Ünay ve Bayraktar, 1989). Bu yaş verilerine ek olarak Trakya Havzası'nın doğu kısmından Osmancık/Danişmen formasyonlarının en üst seviyesindeki tüflerden (Çantaköy tüfü) Orta Oligosen (27.86 ± 0.16 My) U-Pb zirkon yaş verisi rapor edilmiştir (Okay ve diğ., 2019). Bu veriler ışığında Trakya Havzası'nda sedimantasyonun Geç Oligosen döneminde sonlandığı açıkça görülmektedir (Şekil 7.2). Eosen-Oligosen yaşındaki Trakya Havzası istifleri üzerinde Geç-Orta Miyosen ve Üst Miyosen (Valesiyen/MN9) yaşlı Neojen çökelleri bariz bir uyumsuzlukla yer alır.



Şekil 7.2: Trakya Havzası'nın farklı bölümlerinin geliştirilmiş stratigrafik kesitleri (Ganos Dağı kesiti Sümengen ve Terlemez (1991)'den alınmıştır).

Antiklinalin kuzey kanadı üzerinde uyumsuz olarak bulunan Valesiyen yaşlı Mahmutköy Neojen istifı, bölgede deformasyonun Oligosen sonu ve Valesiyen öncesi bir dönemde, muhtemelen En Geç Oligosen-Erken Miyosen arası kısa bir dönemde gerçekleştiğini göstermektedir. Bu savın kanıtı olarak Korudağı'nın kuzey kanadında $\sim 20^{\circ}$ - 30° eğimli tabakalar halinde bulunan Keşan Formasyonu'na ait birimler üzerinde açısız uyumsuz olarak bulunan karasal Neojen çökelleri (Mahmutköy Neojen istifı) gösterilebilir.

8. JEOLojİK EVRİM

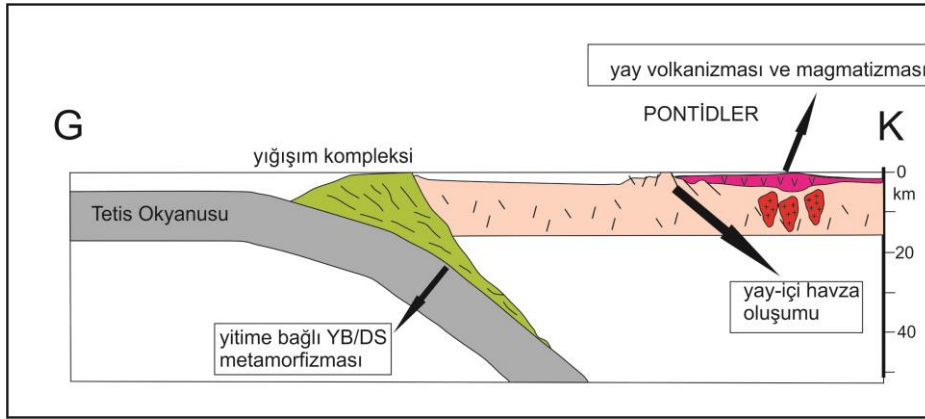
İnceleme alanının jeolojik evriminin anlatıldığı bu bölüm Trakya Havzası'nın jeolojik evrimine dair çıkarımlar ve Korudağı antiklinalinin jeolojik evrimi olmak üzere iki ana başlıkta değerlendirilebilir. Jeolojik evrim kısmı, inceleme alanında gözlenen kaya gruplarından derlenmiş yaşlar ve bölgeden önceki araştırmacıların elde ettiği jeolojik verilere dayanılarak alt başlıklara bölünmüş ve açıklanmıştır.

8.1. Trakya Havzası Güney Kesiminin Jeolojik Evrimi

8.1.1. Geç Kretase-Erken Eosen

Eosen-Oligosen yaşta geniş bir çökel alanı temsil eden Trakya Havzası'nın güneybatı kesimini Üst Kretase yaşlı okyanusal yitim-yığışım kompleksleri, YB/DS metamorfizmasına maruz kalmış kayalar ve Rodop Çevresi Kuşağı'nın düşük dereceli metamorfik kayalarından oluşmaktadır. Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanjlar ve YB/DS metamorfizmasına uğramış kayalar bölgede Tetis okyanusunun Üst Kretase döneminde aktif bir yitiminin olduğuna işaret etmektedir (Şekil 8.1). Bu yitim Balkanlar'dan Kafkaslar'a değin, Türkiye'de Rodop-Pontidler'i de kapsayacak şekilde geniş ölçekli bir magmatik yayın oluşmasına ve Karadeniz'in Geç Kretase döneminde bir yay-ardı havza olarak açılmasına neden olmuştur (Okay ve diğ., 1994). Istranca Masifi'nde de bu yitime bağlı olarak magmatik yay ve yay-içi havza çökelleri gelişmiştir (Okay ve diğ., 2002).

Üst Kretase döneminde okyanusal yitimi takiben güneyde Anatolid-Torid bloku ile kuzeyde Pontidler Paleosen'de çarpışmışlardır. Trakya Havzası'nın temelindeki Üst Kretase yaşlı mavişistlere benzer yaştaki mavişistler (Trakya'da 86 My, Tavşanlı Zonu'nda 80 My yaşlı) Anatolid-Torid blokunun dalma-batmaya uğramış kuzey kenarında da yaygın olarak gözlenmektedir (Topuz ve diğ., 2008; Okay, 2009). İki farklı bölgedeki mavişist kayalarındaki tek fark protolitlerin farklı olmasıdır. Trakya Havzası bu iki kıtasal blokun çarpışması sonrası, Eosen döneminden itibaren oluşmaya başlamıştır.



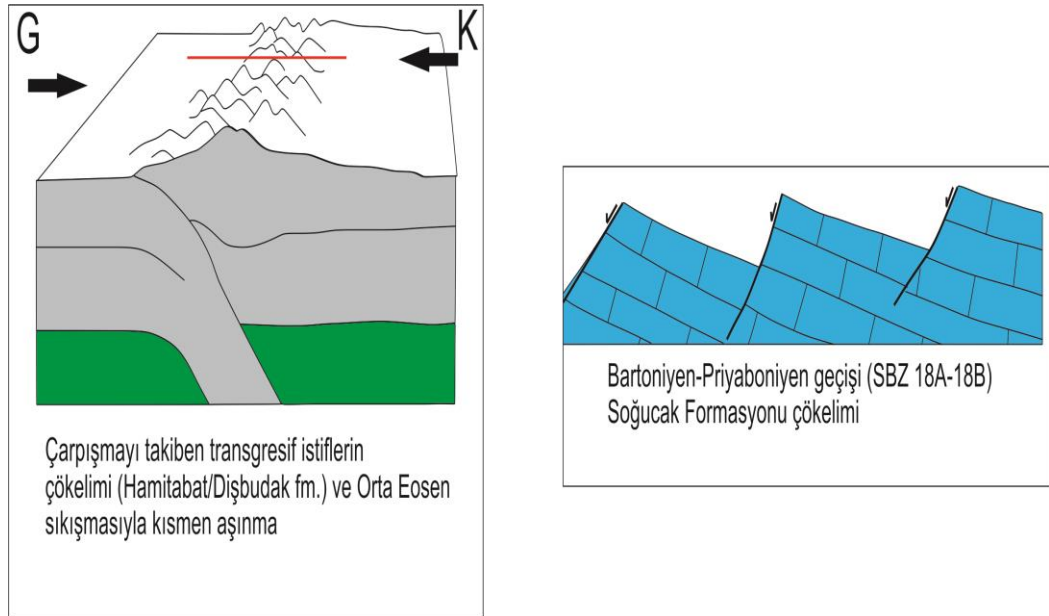
Şekil 8.1: Trakya Havzası'nın da üzerinde konumlandığı Batı Pontidler'in Geç Kretase dönemindeki jeolojik evrimini gösteren blok diyagram.

8.1.2. Erken-Orta Eosen çökelişi ve Orta Eosen sıkışmalı deformasyonu

Erken-Orta Eosen dönemi Trakya Havzası dahil olmak üzere Pontid kuşağında yaygın silisiklastik türbidit çökelişinin gerçekleştiği bir dönemdir (Özcan ve diğ., 2012). Trakya Havzası'nda Erken-Orta Eosen dönemi, genellikle sismik kesitler ve kuyu loglarında tanımlanmış olan ve Hamitabat Formasyonu olarak adlandırılan birimin çökeliş dönemine karşılık gelir (Turgut ve diğ., 1991; Siyako ve Huvaz, 2007). Hamitabat Formasyonu karasal kırıntılılardan, olistostromal-türbiditik karaktere kadar değişik fasiyes grubunu barındıran bir birimdir. Hamitabat Formasyonu'nun eşleniği olarak değerlendirilebilecek (yaş bakımından) benzer nitelikteki kayalar Trakya Havzası'nın güney kesiminde Dişbudak Formasyonu ismiyle tanımlanmıştır (Okay ve diğ., 2010). Dişbudak Formasyonu transgresif bir istiftten oluşmaktadır. Bölgede açılmış hidrokarbon arama kuyularında (Tepeköy-1, Şarköy-1) litolojik olarak yine Dişbudak Formasyonu'na benzer kayalar kesilmiştir (Yaltırak, 1996). Hamitabat Formasyonu ve eşlenikleri İzmir-Ankara-Erzincan kenedi boyunca Paleosen'de gerçekleşen kıta-kıta çarpışmasını takiben çökelmiş ilk kaya gruplarını temsil eder. Dişbudak Formasyonu ve Hamitabat Formasyonu üzerine sığ denizel karbonat kayalarından oluşan Soğucak Formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir (Siyako ve Huvaz, 2007; Okay ve diğ., 2010). Bu uyumsuzluk KB Türkiye'de önemli bir sıkışmalı deformasyon dönemini karakterize etmektedir (Özcan ve diğ., 2012; Okay ve diğ., 2019). Bu sıkışmaya bağlı olarak oldukça iyi bilinen "Sarıyer-Şile Bindirmesi" İstanbul Zonu üzerinde açık bir biçimde gözlenir (Baykal ve Önal, 1980; Özgül, 2012).

Bu bindirme hattı boyunca Paleozoyik yaşı kayalar, Üst Kretase yaştaki volkanik kayaların üzerine K-G yönlü bir sıkışmalı deformasyon sonucu itilmiştir. Trakya Havzası'nda Dişbudak ve Hamitabat Formasyonlarının üzerinde gözlenen bu uyumsuzluk Orta Eosen döneminde gerçekleşen bu sıkışmalı deformasyon sonucu gelişmiştir (Okay ve diğ., 2019). Bu sıkışmalı deformasyon muhtemelen kıta-kıta çarpışması sonrası gerçekleşen sıkışmanın devam etmesi sonucudur (Şekil 8.2). Bu çarpışmanın ve çarpışma sonrası olayların magmatik-volkanik kayıtları KB Türkiye'de bulunmaktadır. Trakya Havzası güneyinde, hem Pontidler'de hem de Anatolid-Torid blokunda olmak üzere çarpışma sonrasında sokulmuş, jeokimyasal bakımdan yitim bileşeni içeren, yaşları 52 My ile 35 My arasında değişkenlik gösteren bir dizi granitik sokulum bulunmaktadır (Delaloye & Bingöl, 2000; Okay ve Satır, 2006; Ustaömer ve diğ., 2009). Bu sokulumlar çarpışma sonrası gelişmiş orojenik bir magmatizmanın ürünleridir (Harris ve diğ., 1994).

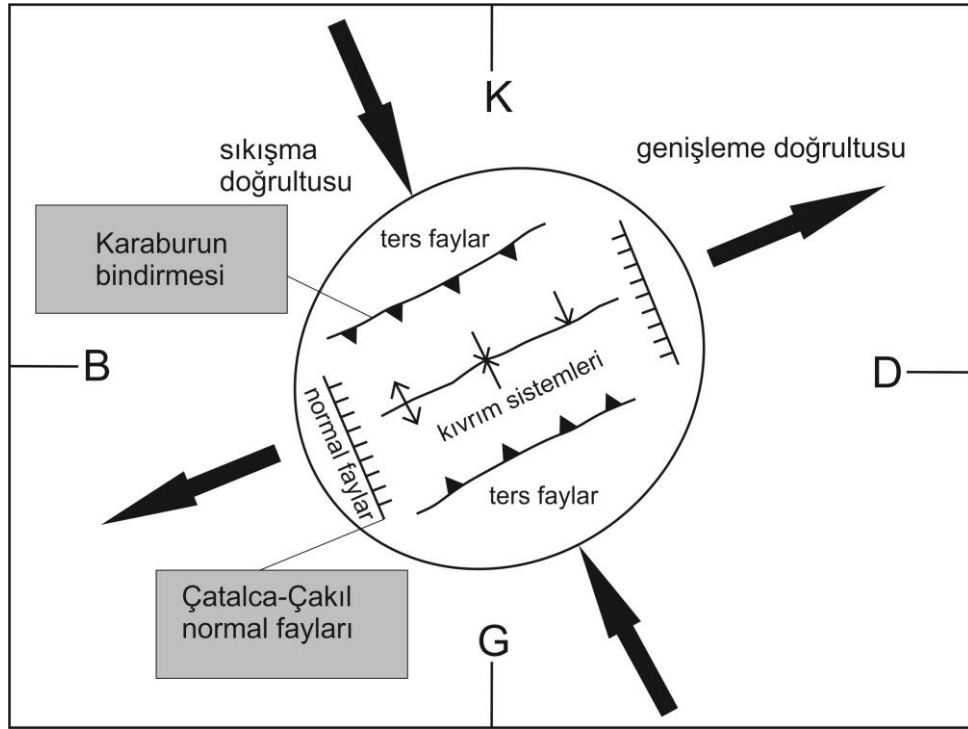
Orta Eosen (Lütesyen) uyumsuzluğunu takiben inceleme alanında da Soğucak Formasyonu'nun çökelişi ile karakterize olan yeni bir transgresyon dönemi başlamıştır. Geç Bartoniyen döneminde Pınar'da gözlenen Soğucak Formasyonu bu evreye karşılık gelir. Bu dönemin jeolojik geçmişi aşağıda gösterilmiştir.(Şekil 8.2)



Şekil 8.2: İnceleme alanının Erken Eosen-geç Orta Eosen döneminin ortamını gösteren skeç kesitler

8.1.3. Geç Eosen-Erken Oligosen: Trakya Havzası'nın Karadeniz ile bağlantısı ve Erken Oligosen deformasyonu

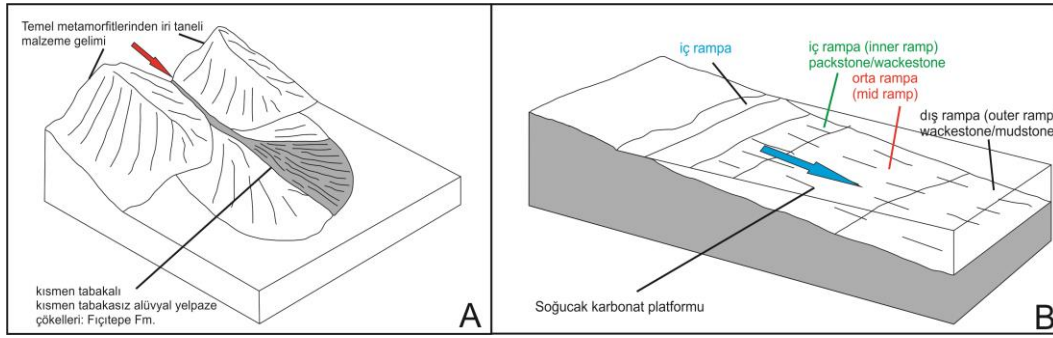
Üst Eosen dönemi Doğu Akdeniz bölgesinin rejyonel jeolojik evrimi açısından oldukça önemli bir zaman dilimine tekabül etmektedir. Orta-Üst Eosen sınırı ve geç Üst Eosen döneminde (SBZ 18A-SBZ 19-20/Bartoniye-Priyaboniye geçişi-orta/üst Priyaboniye) Çatalca Boğazı olarak adlandırılan bir kanal boyunca Trakya Havzası ve Karadeniz'in bağlantılı olduğu bilinmektedir (Okay ve diğ., 2019). İki havza arasındaki bağlantının sedimentolojik kayıtları Trakya Baseni ile bugünkü Karadeniz'in kesişimindeki Karaburun civarında gözlenir. Bu bölgede Geç Eosen'in sonlarına doğru Soğucak Formasyonu üzerine uyumsuz olarak pelajik marnlardan oluşan ve tuf seviyeleri içeren İhsaniye Formasyonu çökelmiştir. Soğucak Formasyonu ile İhsaniye Formasyonu arasındaki bu uyumsuzluk ilişkisi neptüniyen dayklar ve çökelmezlik seviyesi (hardground surface) ile karakterizedir (Okay ve diğ., 2019; Yücel ve diğ., 2019). Bu uyumsuzluk Eosen-Oligosen sınırında Karadeniz kıyısı boyunca bir deformasyon gerçekleşmesi veya deniz seviyesindeki lokal bir değişim şeklinde yorumlanabilir. Bu dönemdeki volkanizma aynı zamanda bölgenin tektonik açıdan aktif olduğunu göstermektedir. Örneğin, Trakya Havzası'ndaki Üst Eosen yaşlı volkanizmanın karakteri yüksek potasyumlu kalk-alkalen nitelikte andezitik niteliklidir (Yılmaz ve Polat, 1998). Trakya Havzası'nın Bulgaristan kesimlerinde de Üst Eosen-Oligosen döneminde benzer şekilde orojenik nitelikte, kabuksal malzemeden kirlenmiş negatif Nb-Ta anomalisi gösteren volkanizma gerçekleşmiştir (Marchev ve diğ., 2004). Yukarıda açıklanmış olan Trakya Havzası'nın Karadeniz ile bu deniz bağlantısı Rupeliye ortası bir dönemde (P19 zonu sonunda, ~30 My) D-B doğrultulu bindirme fayları boyunca gerçekleşen K-G yönlü sıkışma sonucu kapanmıştır (Natal'in ve Say, 2015; Okay ve diğ., 2019). Karaburun civarında gözlenen bu ters faylanma, bu dönemde sıkışmanın olduğunu göstermektedir. Diğer bir yandan daha güney kesimde, Çatalca civarında bulunan Çakıl ve Çatalca Fayları normal fay karakterindedir. Bu faylar, Istranca Masifi'nin kristalen kayalarının bir sırt şeklinde yüzeylenmesine sebep olmuştur. Çatalca bölgesinde gözlenen normal faylar KKB-GGD doğrultulu olarak uzanmaktadır. Böylesi bir geometri ve yukarıda açıklanmış olan sıkışmalı deformasyon göz önüne alındığında bölgenin DKD-BGB genişlemeyle eş oblik olarak K-G yönlü sıkışma rejimi altında kaldığı yorumu yapılabilir (Şekil 8.3).



Şekil 8.3: İnceleme alanının kuzeyinde Karadeniz kıyısında gözlenen bindirme fayı ve Çatalca bölgesinde gözlenen temel yükselimine sebep olmuş normal fayın oluşum mekanizmasına dair öne sürülen yapısal model.

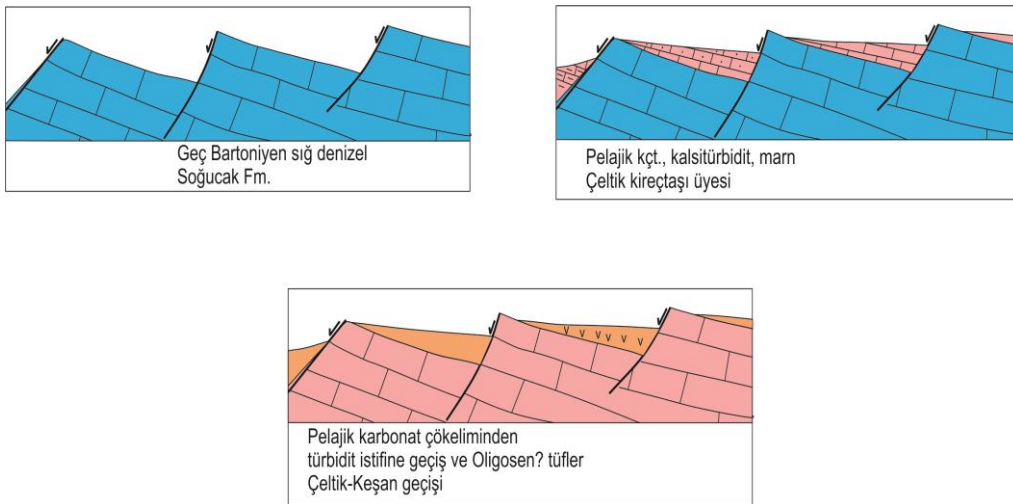
İnceleme alanında gözlenen stratigrafik ilişkiler, yukarıda Çatalca Boğazı olarak tanımlanmış olan bölgeyle benzer özellikler sunması bakımından önemlidir. İnceleme alanında Geç-Orta Eosen (Bartoniye) döneminde başlayan çökme dönemi Geç Eosen (Geç Priyaboniye) dönemine kadar derinleşerek devam etmiştir. Bu hipotezin kanıtı inceleme alanından elde edilmiş detaylı yaş verileridir.

Gökçetepe civarında ölçülen GÖK kesitinde gözlenen kireçtaşları Üst Priyaboniye (SBZ 20) yaşta ve uyumlu olarak Keşan Formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Priyaboniye yaşlı Soğucak Formasyonu'nun altında ve bazı kesimlerde ardalı biçimde alüvyal yelpaze çökellerinden oluşan Fıçitepe Formasyonu bulunur. Soğucak Formasyonu Gökçetepe civarında vaketaşı fasiyesindedir ve ıraksak ramp ortamının göstergesidir (Şekil 8.4) (Yücel ve diğ., 2019). Benzer şekilde bu çalışma kapsamında üye mertebesinde değerlendirilmiş ve tanımlanmış olan pelajik birimlerden yapılı Çeltik Kireçtaşı Üyesi Üst Eosen yaşındadır ve stratigrafik olarak altta Soğucak Formasyonu üstte Keşan Formasyonu arasında bulunur.



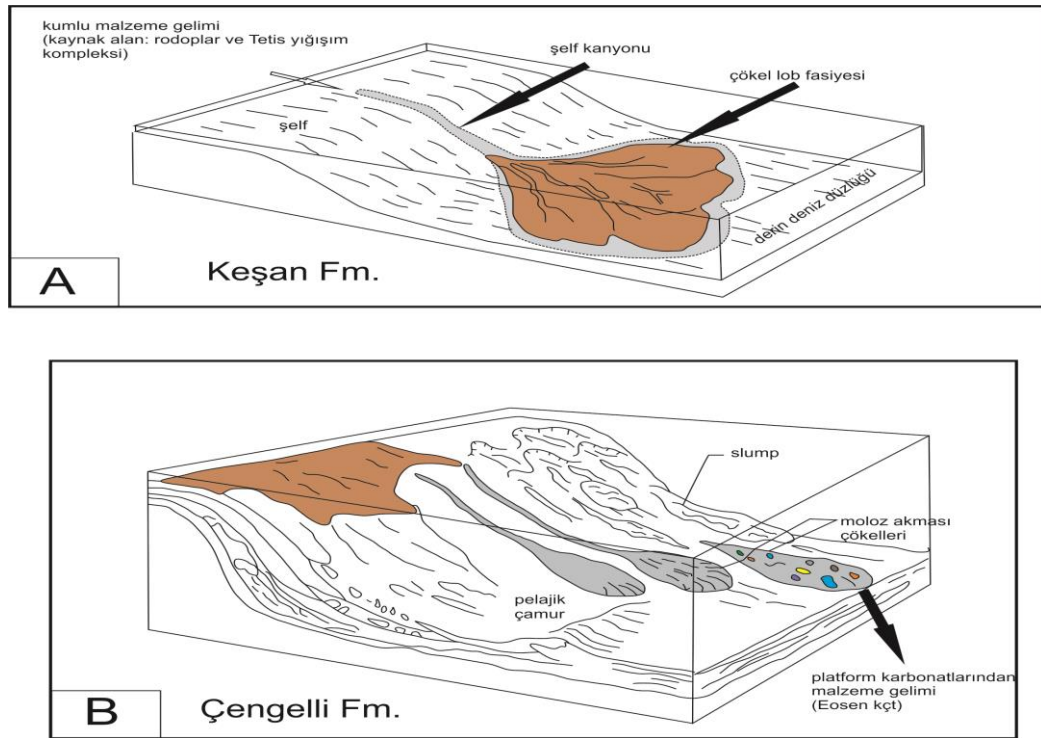
Şekil 8.4: Fıçıtepe ve Soğucak formasyonlarının çökelim ortamlarını gösteren şekiller. Mavi renkli ok Soğucak Formasyonu'nun çökelim ortamındaki derinleşme güzergahını göstermektedir.

Çeltik Kireçtaşı Üyesi'nin eşleniği olan Pınar civarındaki Üst Eosen yaşlı pelajik marnlar benzer şekilde Soğucak Formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunmaktadır. Pelajik kireçtaşlarına seyrek kalsitürbidit ara seviyeleri eşlik etmektedir. Bu biyostratigrafik-litostratigrafik veriler Bartonien döneminden itibaren bölgede derinleşmeye bağlı olarak Geç Priyabonien'e kadar tektonik açıdan aktif bir ortamda pelajik birimlerin çökeldiğini göstermektedir (Şekil 8.5). Çatalca Boğazı'nda Eosen birimleri ile Oligosen birimleri arasındaki uyumsuzluğa karşın, inceleme alanında herhangi bir uyumsuzluk gözlenmemiştir. Karadeniz kıyısındaki bu uyumsuzluk lokal bir deniz seviyesi değişimi ya da bir lokal ölçekte bir deformasyon sonucu gelişmiş olmalıdır.



Şekil 8.5: İnceleme alanının geç Orta Eosen-Erken Oligosen dönemindeki jeolojik evrimini gösteren skeç kesitler.

Geç Eosen’de başlayan sedimentasyon dönemi, inceleme alanında türbidit çökelişi ile devam etmiştir (Şekil 8.6a). Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu’nun üzerine uyumlu olarak gelen Keşan Formasyonu bu türbidit istifine karşılık gelmektedir. İnceleme alanında bulunan Keşan Formasyonu çoğunlukla düzenli kumtaşı-şeyl ardalanmasından, bazı kesimlerde ise baskın olarak kaba kumtaşlarından oluşmaktadır. Kumtaşlarının şeyle olan oranı yüksek olmasından kaynaklı birim yakınsak kumlu türbidit serisi (sandy system) olarak tanımlanabilir. Keşan Formasyonu’nun yaş ve çökel ortam olarak eşleniği kabul edilebilecek olan ve Okay ve diğ. (2010)’da tanımlanmış olan Üst Eosen yaşlı Çengelli Flişi genişlemeli bir tektonik ortamda oluşmuştur (Şekil 8.6b). Burada önemli olan durum bir tarafta bloklu bir fasiyes gözlenirken diğer tarafta monoton kumtaşı-şeyl ardalanmasının görülmesidir. Yaş ve ortam bakımından birbirine eş değer sayılabilecek bu iki birim arasındaki yaklaşık sınırı Kuzey Anadolu Fayı’nın batı uzantısı olan Ganos Fayı oluşturmaktadır. Ganos Fayı’nın güneyinde vahşi fliş istifi gözlenirken, kuzeyinde düzenli türbidit serilerinin gözlenmesi ve kütle akıntısı çökellerinin genişlemeli tektonik ortamda oluşmuş olması ancak Ganos Fayı’nın Üst Eosen (Priyaboniyen) döneminde eğim bileşenli normal bir fay olarak çalışmış olması ile açıklanabilir.

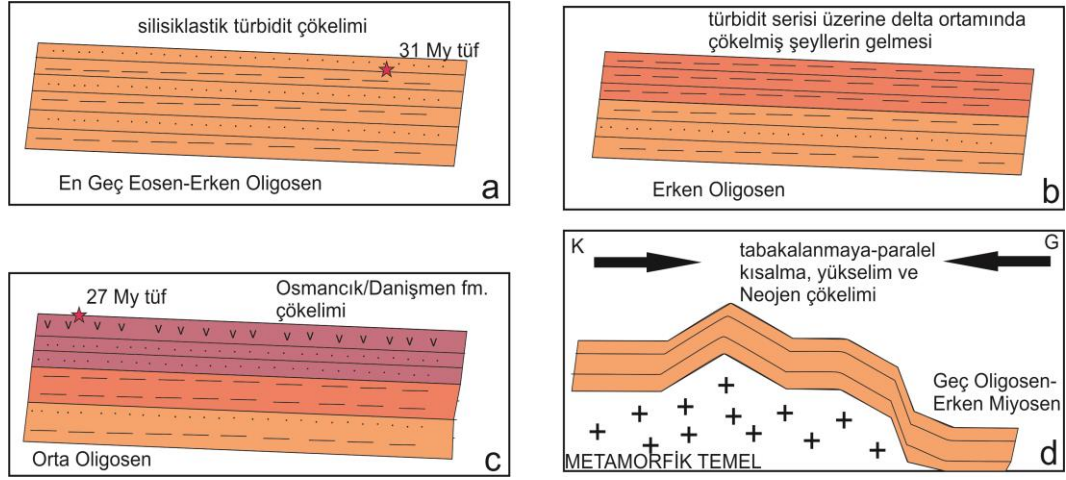


Şekil 8.6: Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı Keşan-Çengelli formasyonlarının çökelim ortamını gösteren blok diyagramlar.

Bu bağlamda Çengelli olistostromu slope apron çökellerini, Keşan Formasyonu ise yakınsak havza düzlüğü türbidit fasiyesini temsil ettiği sonucu çıkarılabilir. Keşan Formasyonu'ndan elde edilmiş 31 My U-Pb tuf yaşı, türbidit çökelinin ve çıkarımsal olarak Çengelli Flişi'nin yaşının Erken Oligosen'e uzandığını göstermektedir.

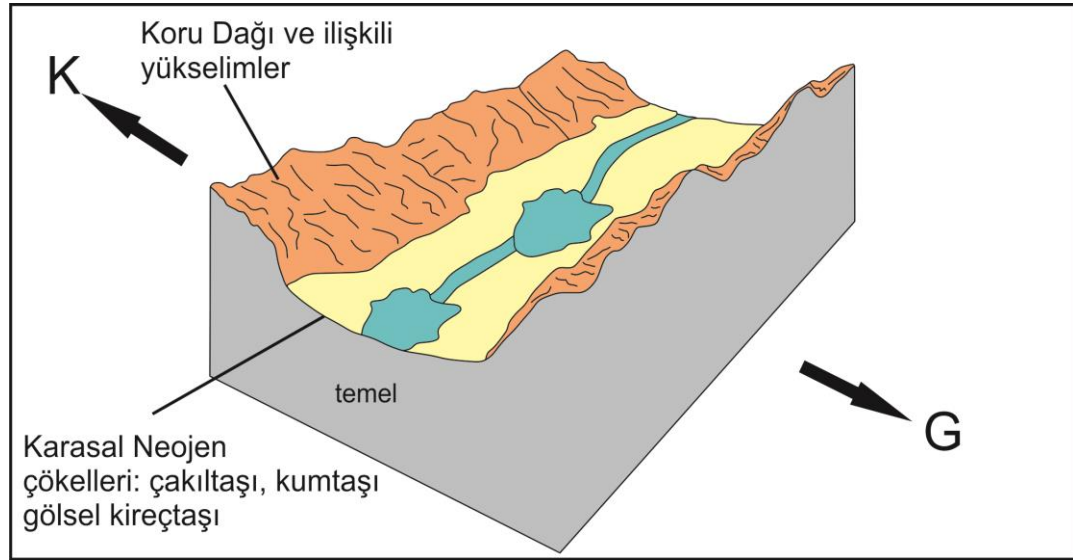
8.1.4. Erken Oligosen-Geç Miyosen: Korudağı antiklinalinin gelişimi

İnceleme alanında Korudağı antiklinalini oluşturan Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı Keşan Formasyonu'nun üzerine, uyumsuz olarak Mahmutköy Neojen istifi ve bazı kesimlerde Üst Miyosen yaşlı Mahmutköy Bazaltı gelmektedir. Buna karşın inceleme alanında bulunmayıp, Trakya Havzası'nın bazı kesimlerinde gözlenen ve Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı türbiditik birimler üzerine uyumlu olarak gelen ve şeyllerden oluşan Alt Oligosen yaşlı pro-delta fasiyesindeki Mezardere Formasyonu ve kıyı çökelleri olarak tanımlanan Alt-Orta Oligosen yaşlı Osmancık/Danişmen formasyonları gelmektedir (Turgut ve diğ., 1991; Turgut ve Eseller, 2000; Okay ve diğ., 2019). Yukarıda bahsi geçen Üst Miyosen (Valesiyen/MN9) yaşlı çökeller Keşan, Mezardere ve Osmancık/Danişmen formasyonlarını açık bir uyumsuzlukla üzerlemektedir (Ünay ve De Bruijn, 1984; Turgut ve diğ., 1991; Yaltırak ve Alpar, 2002; Elmas ve Şengül, 2012). Bu durum Erken-Orta Oligosen döneminden sonra Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde Trakya Havzası'nda sedimentasyonun bir deformasyon sonucu bittiğini ve bölgenin kıvrımlanıp faylanarak yükseldiğini kanıtlamaktadır. Korudağı antiklinalinin oluşumuna tekabül eden bu deformasyon yapılan yapısal jeolojik çalışmalar neticesinde, diğer deformasyon dönemlerine benzer (Orta Eosen, Erken Oligosen) biçimde K-G yönlü sıkışma (~K25°B) sonucu gelişmiş yaklaşık D-B yönlü kıvrım ve/veya bindirme faylarının gelişmesine sebep olmuştur (Şekil8.7). İnceleme alanında üst Miyosen istifi baskın olarak karasal çakıl taşı-kumtaşı ve eser miktarda gölsel kireçtaşıdan oluşmaktadır. Korudağı antiklinalinin kuzey kanadını ve aynı zamanda Trakya Havzası'nın genelinde Tersiyer çökellerini açılı diskordans ile örten bu Neojen istifi havzadaki sıkışmalı deformasyonun Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde gerçekleştiğini ve bölgenin Üst Miyosen döneminde kara halini kazanarak yükseldiğini (dağlar arası havza/intermontane basin) kanıtlar (Şekil 8.8)



Şekil 8.7: Kırdağ'ın oluşumunu gösteren skeç kesitler. Kurulan model bölgede elde edilmiş yaş verileri ve bu çalışmada elde edilmiş biyostratigrafik-jeokronolojik verilere dayandırılmıştır. 27 My tuf yaşı verisi Okay ve diğ. (2019)'dan alınmıştır.

Benzer şekilde Ganos Dağı'nda, yapılan apatit fizyon izi ve apatit-He termokronoloji çalışmalarına göre geç Oligosen-erken Miyosen döneminde (~22.3 My-16.1 Ma) yükselimin gerçekleştiğini kanıtlamaktadır (Zattin ve diğ. 2010).



Şekil 8.8: Trakya Havzası'nın Üst Miyosen dönemi ortamını gösteren blok diyagram. Model aynı zamanda Neojen istifinin beslendiği ortamları da açıklamaktadır.

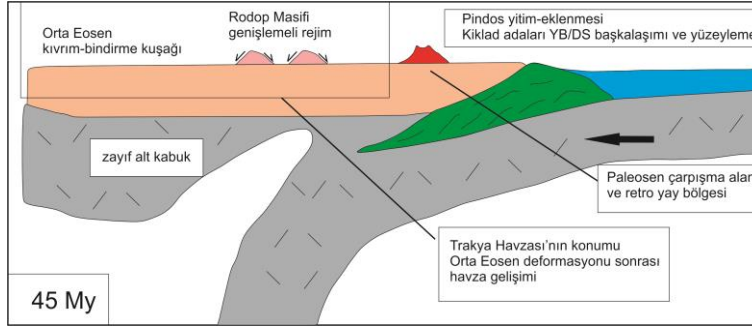
9. TARTIŞMALAR

9.1. Trakya Havzası'nın Kökenine Dair Tartışmalar

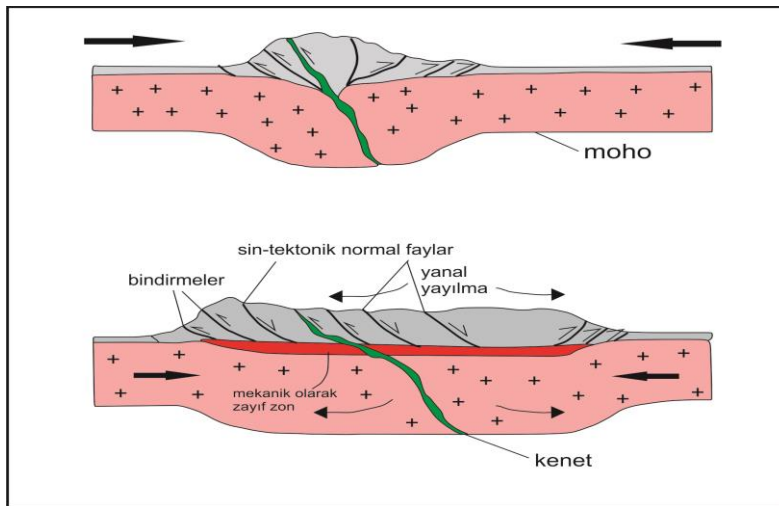
Trakya Havzası uzun yıllardır birçok araştırmacı tarafından çalışılmış bir yöredir. Havzanın kökenine dair önerilmiş çeşitli tektonik evrim modelleri bulunmaktadır. Bunlardan ilki yay-önü havza modelidir (Okay ve Görür, 1996). Önerilen bu modele göre Trakya Havzası güneyde bir yitim-yığışım kompleksi (Çetmi Melanjı) kuzeyde ise magmatik bir yay arasında (Üst Kretase yayı) gelişmiş bir alanı temsil etmektedir. Fakat Trakya Havzası boyunca gerek paleontolojik gerek stratigrafik olarak gözlenebilen en yaşlı birimin Eosen yaşta olması, havzanın Kretase döneminde oluşmadığını açık bir biçimde kanıtlamaktadır.

Trakya Havzası için öne sürülmüş diğer bir evrim modeli havzanın çarpışma sonrası transtansiyonel bir havza olduğudur (Turgut ve diğ., 1991; Tüysüz ve diğ., 1998). Bu modele göre Trakya Havzası Pontid-içi kenedinin doğu ve batı kısmının farklı zaman dilimlerinde kapanmış olmasını takiben gelişmiştir (Tüysüz ve diğ., 1998). Araştırmacılara göre bu okyanusun doğu kesimi Mastrohtiyen döneminde, batı kesimi ise Orta Eosen döneminde kapanmıştır. Fakat Tüysüz ve diğ. (1998)'de belirtilen bu okyanusun (Pontid-içi okyanusu) doğu kesiminde bahsi geçen kapanmanın, İstanbul ve Sakarya Zonları üzerinde çökelen kayalara dayanılarak, hassas yaş verileri ile Santoniyen öncesi olduğu tespit edilmiştir (Özcan ve diğ., 2012). Benzer şekilde bahsi geçen okyanusun batı kesimlerinde, Biga Yarımadası'nda yapılmış paleontolojik çalışmalar, kıta-kıta kenetlenmesinin Lütesyen-Bartoniyen (Orta Eosen) döneminden önce gerçekleştiğini göstermektedir (Özcan ve diğ., 2018). Trakya Havzası'nın gelişimini açıklamak üzere öne sürülmüş diğer bir model havzanın Vardar kenedi boyunca kıta-kıta çarpışması sonucu, orojen-sonrası çökme (post-orogenic collapse) ile ve/veya Pindos Okyanusu'nun yitimi ve geri çekilmesi sonucu üst plakada gerçekleşen gerilme sonucu geliştiğini öne sürer (d'Atri ve diğ., 2012). Daha önce irdelenmiş önceki iki modelin, belirtilen sebeplerden ötürü doğru

olmadığı düşünülmektedir. Bu sebepten ötürü orojenez sonrası çökme, yada yitim sistemindeki üst plakanın gerilmesi modeli doğru kabul edilebilir. Bu savı doğrular nitelikteki kanıtlardan birisi o dönemde Doğu Akdeniz bölgesinde Afrika levhasının Avrasya'ya kuzeye doğru hareketi, çeşitli okyanusal alanların yitimi ve farklı büyüklüklerdeki kıtasal blokların birbirine yamamalarıyla çarpıştığı bir tektonizmanın hakim olmuş olmasıdır (Şekil 9.1) (Jolivet ve Brun, 2010). Bu konverjans bugün, oldukça iyi bilinen Neotetis Okyanusu'nun kalıntısı olan Doğu Akdeniz'in kuzeye doğru hareketi ile devam etmektedir. Ayrıca tektonik ortam olarak orojenik bir kuşakta bulunan Trakya Havzası'nın bulunduğu bu hat boyunca, orojeneze bağlı olarak kabuğun kalınlaşması, kalınlaşan kabuğun derinlerde ısınması ve bunun sonucunda gravitasyonel kuvvetler sonucu zayıflayarak çökmesi çok büyük bir olasılıktır (Şekil 9.2)



Şekil 9.1: Kuzey Ege bölgesinin 45 My öncesinin rekonstrüksiyonu. Trakya Havzası o dönemde yitim esnasında üst plaka konumunda bulunmaktaydı. Jolivet ve Brun (2010)'a dayanarak ve revize edilerek çizilmiştir.

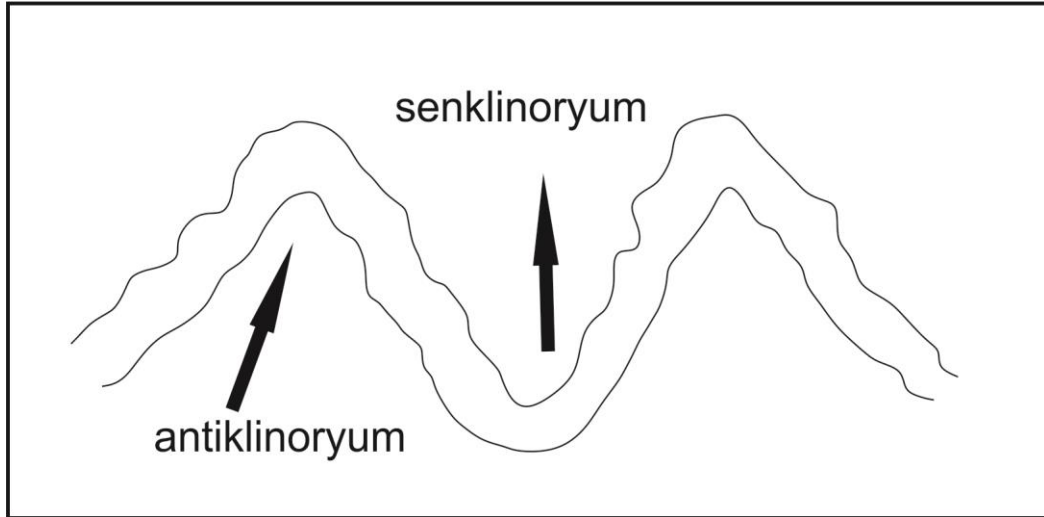


Şekil 9.2: Orojenez sonrası çökme modelini gösteren blok diyagramlar. Model bölgenin sıkışmayla eş aynı zamanda normal faylanma ve çökel oluşum modelini de açıklamaktadır. Şekiller Van der Pluijm ve Marshak (2004)'ten alınmıştır

9.2. Geç Oligosen-Erken Miyosen Deformasyonunun Gelişimine Dair Tartışmalar

İnceleme alanında gözlenen stratigrafik ilişkiler, yapısal özellikler ve bölgede yapılmış olan önceki çalışmalar değerlendirildiğinde, Trakya Havzası'nın Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde K25°B yönlü bir sıkışmaya maruz kalarak, kıvrımlanıp faylanmayla yükseldiği anlaşılmaktadır. Bu deformasyonun nedenine ve geometrisine dair öne sürülmüş bir takım görüş ayrılıkları bulunmaktadır. Bu görüşler “Trakya Havzası Korudağı Bölgesindeki Önceki Çalışmalar” bölümünde detaylı olarak verilmiştir. Bu bölümde bu görüşler irdelenip, elde edilen veriler yorumlanarak Trakya'daki Geç Oligosen yükselimine dair bir model ortaya konacaktır.

Korudağı antiklinalinin yapısı ve geometrisine dair önerilmiş en eski görüşlerden birisi Korudağı'nın bir antiklinoryumu temsil ettiğidir (Saner, 1985). Benzer şekilde Şen ve Yıllar (2009), Korudağı ve Ganos Dağı'nı bir antiklinoryumun parçaları olarak tanımlamışlardır. Yukarıda açıklandığı üzere, inceleme alanında yapılan yapısal jeolojik çalışmalar bu görüşü desteklememektedir. Öncelikle antiklinoryum (ya da antiklinorya) herhangi bir bölgedeki bir kıvrımın kanatlarının kıvrımlanması olarak tanımlanmaktadır (Şekil 9.3) (Davis, 1984).



Şekil 9.3: Antiklinoryum ve senklinoryum yapılarının görüntüleri.

Bir antiklinorya yahut senklinorya olarak tanımlanan kıvrımların kanatlarının da “sistematik” olarak belirli bir yeknesaklık içerisinde kıvrımlanmış olması gerekmektedir. Poliharmonik kıvrımlar olan antiklinoryum ve senklinoryum çeşitli

zamanlarda gerçekleşen sıkışmalı deformasyon sonucu gelişir. Dolayısıyla Ganos ve Korudağı bir antiklinoryumu temsil ediyorsa ana kıvrım ekseninin, kıvrım eksen düzleminin nereden geçtiği tanımlanmalıdır. Fakat Ganos ve Korudağı bu tanıma uymamaktadır. Dağ oluşturmuş iki geniş kıvrım olan Ganos ve Korudağı, bir antiklinoryumdan ziyade aynı dönemde oluşmuş sırasıyla monoklinal ve asimetric antiklinal yapıları temsil etmektedirler.

Korudağı antiklinaline dair önerilmiş diğer bir tektonik görüş, Korudağı'nın normal fay kontrolüyle yükselmiş olduğudur (Tüysüz ve diğ., 1998). Yapılan çalışma kapsamında Korudağı bölgesinde kıvrımın eksenine ve dağın uzanımına paralel herhangi bir normal fay gözlenmemiştir. Aksine Korudağı'nın güney kanadındaki dikleşmiş yer yer terslenmeye başlamış tabakalar kıvrımın gelişiminin sıkışmalı bir deformasyona bağlı geliştiğinin açık kanıtıdır.

Korudağı ve Ganos Dağı'nın kökenine dair ileri sürülmüş son model iki kıvrımında bir antiklinal yapıyı temsil ettiğidir. Karakaş ve diğ. (2018) bölgede yaptıkları çalışmalarda Ganos Dağı'nı güney yarısı KAF etkisiyle biçilmiş yarım bir antiklinal olarak tanımlamaktadır. Korudağı ve Ganos Dağı antiklinallerinin oluşum yaşını bölgede yaptıkları stratigrafik çalışmalara dayanarak ~5.6-5.04 My olarak belirlemektedir. Karakaş ve diğ. (2018)'in dayanak olarak aldığı nokta Eosen birimleri ile Miyosen birimleri arasındaki dokanağın uyumlu olarak yorumlanmasıdır. Ancak yapılan detaylı haritalama çalışmaları sonucu Eosen ve Miyosen birimleri arasındaki dokanağın açısız uyumsuz olduğu gözlenmiştir. Trakya Havzası'ndaki bu uyumsuzlukuzun yıllardan beri bilinmektedir (Turgut ve diğ., 1991; Turgut ve Eseller, 2000; Elmas ve Şengül, 2012). Korudağı antiklinali boyunca yüzeyleme veren Üst Eosen-Oligosen yaşlı türbiditik istif üzerinde ve aynı zamanda Korudağı antiklinalinin kuzey kanadı üzerinde Üst Miyosen yaşlı birimler açık bir uyumsuzlukla yer almaktadır. Bu bölgede türbidit istifi yaklaşık 20°-30° kuzeye eğimliyken Miyosen çakıltaşları tamamiyle yatay konumludur. Benzer şekilde bazı kesimlerde Eosen kireçtaşları üzerine doğrudan Miyosen yaşlı çökeller oturmakta arada Oligosen birimleri bulunmamaktadır (Okay ve diğ., 2010). Dolayısıyla Oligosen sonu Miyosen başı Trakya'da genel bir deformasyon zamanına karşılık gelmektedir. Bu veriler Korudağı'nın Geç Miyosen'de değil Geç Oligosen dönemde oluştuğunu gösterir.

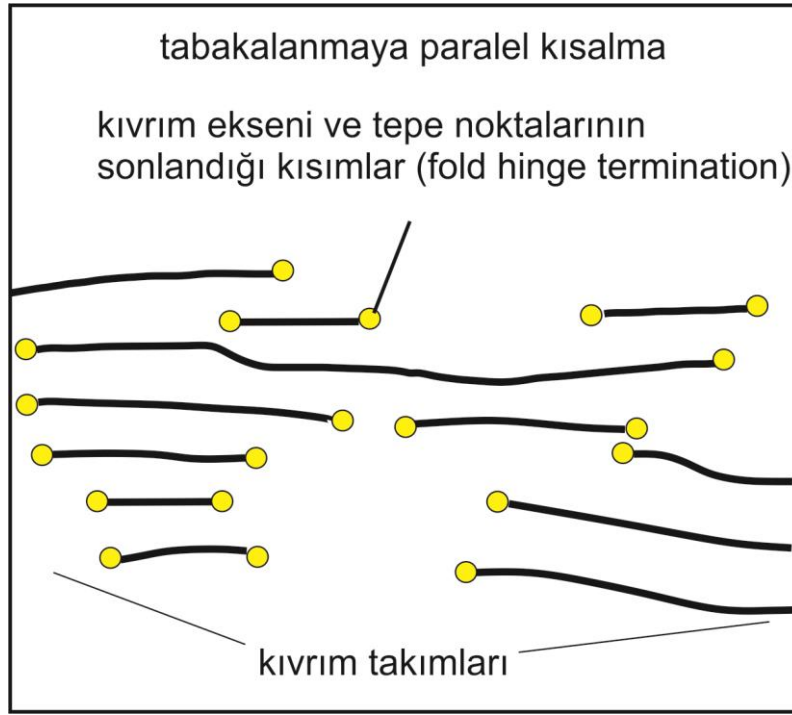
Yukarıda açıklanmış olan evrim modelleri incelendiğinde, önerilmiş üç modelin de Korudağı ve Ganos Dağı için uygun olmadığı görülmektedir. Bu çalışma kapsamında haritalanmış olan Korudağı bölgesinde yapılan jeolojik enine kesit, U-Pb zirkon yaşı ve biyostratigrafik çalışmalar neticesinde Korudağı ve ilişkili yapıların Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde, bir paralel kıvrım olarak, ~K25°B yönlü sıkışma ve yükselme sonucu tabakalanmaya paralel kısalma neticesinde kıvrımlandığı anlaşılmaktadır.

Bölgeden elde edilmiş apatit fizyon ve apatit He yaş verileri Korudağı'nın Geç Oligosen-Miyosen (24.9 My - 17.9 My) döneminde yükselime maruz kaldığını göstermektedir (Zattin ve diğ., 2010). Bu yükselim Trakya Havzası'nın güney kesiminde gerçekleşmiş büklüm tipi kıvrım sistemlerinin (buckle fold) oluşmasına sebep olmuştur.

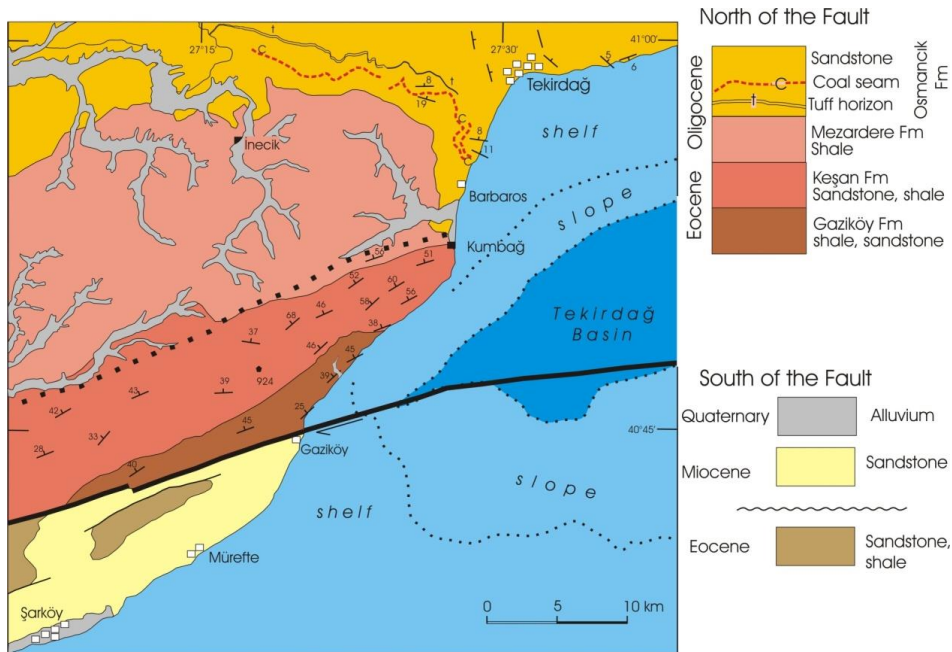
Morfolojik olarak birer dağ oluşturmuş bu kıvrımların kıvrım eksenleri aynı zamanda belli kısımlarda kaybolup sönümlenmektedir. Eksenlerin gidişleri yaklaşık yükselti bitiminde kaybolmaktadır. Bu tarz geometriler tabakalanmaya paralel kısalma sonucu gelişmiş kıvrımlarda oldukça yaygındır (Şekil 9.4) (Butler ve diğ., 2019).

Öte yandan Korudağı ve Ganos Dağı'nın kökenine dair önerilmiş diğer bir model bu kıvrım sistemlerinin doğrultu-atımlı fay aktivitesi sonucu gelişmiş yapılar olduğudur. (Okay ve diğ., 2004; Zattin ve diğ., 2005; Zattin ve diğ., 2010). Okay ve diğ. (2004) Ganos Dağı çevresinde yaptığı çalışmada, yükselimin bir monoklinal yapıyı temsil ettiğini ve Ganos monoklinalinin kuzeyinde doğuya dalımlı açık bir kıvrımın olduğunu ve bu iki yapının birbirinden farklı dönemde oluştuğunu bahsetmiştir.

Okay ve diğ. (2004)'ün bahsettikleri geniş antiklinal Ganos monoklinalinin kuzeyinde, Korudağı antiklinalinin hemen doğusunda bulunmaktadır ve araştırmacılar bu antiklinalin bir “pre-transform” yapı olduğunu belirtmişlerdir (Şekil 9.5).



Şekil 9.4: Tabakalanmaya paralel kısalma sonucu gelişen bükümlü kırırımlar. Kırırımların eksen çizgileri eksen boyunca belli bir yerde kaybolmaktadır. Butler ve diğ. (2019)'dan değiştirilerek alınmıştır.



Şekil 9.5: Ganos monoklinalinin jeoloji haritası. Bahsi geçen antiklinal yapı Osmancık-Mezardere formasyonlarında gelişmiştir ve monoklinal yapının hemen kuzeyinde yer alır. Okay ve diğ. (2004)'ten değiştirilerek alınmıştır.

Bu iki yapının (Ganos monoklinali ve kuzeyindeki antiklinal) eksenleri birbirlerine paralel uzanmaktadır. Bölgede gerçekleştirilen termokronoloji çalışmaları, eksenlerin birbirlerine paralel uzanmaları, kıvrımları oluşturan Orta-Üst Eosen ve Erken-Orta Oligosen birimlerinin genel olarak Miyosen birimlerine uyumsuz olarak üzerlenmesi bu yapıların pre-transform ve transform fay aktivitesi şeklinde iki ayrı fazdan ziyade tek bir deformasyon sonucu gelişmiş yapılar olduğunu göstermektedir. Trakya Havzası'nda gerçekleşmiş olan bu deformasyonun olası sebepleri sonraki bölümde bölgesel ölçekte değerlendirilerek tartışılmıştır.

9.3. Bölgesel Çıkarımlar ve Geç Oligosen-Erken Miyosen Deformasyonunun Niteliği

Trakya Havzası Eosen-Oligosen çökelleri, KB Türkiye'deki Trakya Yarımadası'nın yanı sıra, Bulgaristan ve Yunanistan'da da geniş alanlar kaplamaktadır. Örneğin, inceleme alanı içerisinde bol fosilli sığ denizel kireçtaşları ile temsil edilen Soğucak Formasyonu, Trakya Yarımadası'nın hemen güneyinde Semadirek (Samothraki) adasında "Nummulitic Limestone" adıyla tanımlanmaktadır (Meinhold ve Boudagher-Fadel, 2009). Benzer şekilde inceleme alanında Fıçitepe Fm. olarak adlandırılmış taban klastikleri ve konglomeralar, türbiditik seriler ve volkaniklastikler yine KD Yunanistan'da da yaygın olarak gözlenir (örn; Caracciolo ve diğ., 2011).

Eosen-Oligosen birimlerindeki benzerliklerin dışında Trakya Havzası'nın Yunanistan-Bulgaristan kısmında, kendinden yaşlı birimleri uyumsuzlukla üzerleyen Mahmutköy Neojen istifine benzer Miyosen birimleri geniş alanlar kaplamaktadır (Kiliyas ve diğ., 2013). Korudağı'ndaki duruma benzer şekilde deformasyon sonrası (post-deformation) dönem çökellerini temsil eden ve çoğunlukla karasal nitelikteki Miyosen birimleri, Eosen-Oligosen birimlerinde gözlenen deformasyondan etkilenmemiş birimler ile temsil edilmektedir (Tranos ve diğ., 1999). Tüm bu veriler göz önüne alındığında coğrafi olarak Korudağı bölgesinin batıya doğru devamı olan Rodop Trakya'sında da Neojen öncesi dönemde bir yükselim ve deformasyonun gerçekleştiği anlaşılmaktadır. Eosen-Oligosen birimlerinde gerçekleşen bu deformasyona dair çalışmalar az sayıdadır. Son yıllarda yapılan detaylı çalışmalar özellikle Yunanistan KD'sunda Oligosen sonu Miyosen başı döneminde (Geç Oligosen-Erken Miyosen) sıkışmalı deformasyon, kıvrımlanma, normal ve doğrultu

atımlı faylanma gibi olayların gerçekleştiğini göstermiştir (Kilias ve diğ., 2013). Yapısal jeoloji çalışmaları KD Yunanistan'da Eosen-Oligosen birimlerinde gerçekleşen hakim sıkışma doğrultusunun, fay-atım verilerine göre K20°B yönlü olduğunu göstermektedir. Bu veri, bu çalışma kapsamında elde edilen, Trakya Havzası'nın güneybatı kesimlerinde bulunan kıvrım takımlarından elde edilen veriler ile doğrudan örtüşmektedir (Korudağı antiklinali, Ganos monoklinali, Keşan senklinali). Kilias ve diğ. (2013) Dedeagaç bölgesinde Korudağı antiklinali eksenine paralel, Oligosen sonu dönemde oluşmuş kıvrım sistemleri tanımlamış, D2 deformasyon döneminin ürünleri olarak belirttiği bu kıvrımların Oligosen sonu bir dönem ile Miyosen öncesi bir dönemde oluşmuş olduğunu belirtmiştir.

Benzer şekilde Burchfiel ve diğ. (2000), Oligosen sonunda Trakya Havzası'nda sedimentasyonun geniş ölçüde sonlandığını ve bölgenin yükselerek aşındığını belirtmektedir. Burchfiel ve diğ. (2000) bölgedeki kıvrımlanma ve yükselimin Geç Miyosen öncesi bir dönemde Bulgaristan'ın batı ve orta kısımlarında gerçekleşmiş olduğunu, Türkiye kısmında ise muhtemelen daha önceki bir dönemde gerçekleşmiş olabileceğini belirtmiştir. Son olarak araştırmacılar bölgede gerçekleşen sıkışmanın, Ege genişlemeli tektonik rejimi ile aynı anda gerçekleştiğini ve kesin zaman sınırlamasının net olmadığını söylemiştir.

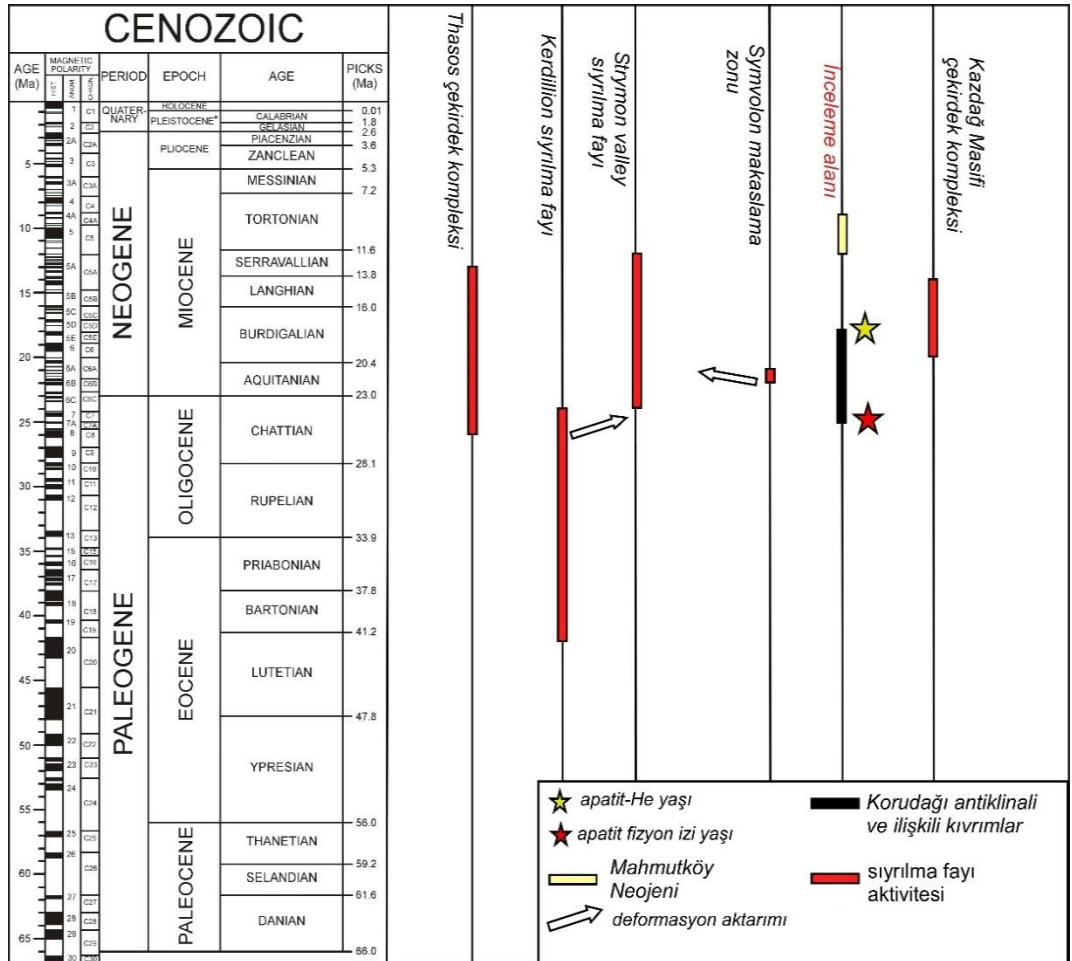
Bu çalışma kapsamında, yukarıda bahsi geçen sıkışmalı tektonizmanın yapısal özelliklerinin yanısıra Türkiye'deki bölümünde ne zaman gerçekleştiğinin ortaya konulması hedeflenmiştir. Trakya Havzası'nda gözlenen kıvrımlanma, yükselim ve faylanma olaylarının ne zaman gerçekleşmiş olabileceği, bu çalışma kapsamında elde edilen veriler ve önceki araştırmacıların elde etmiş olduğu veriler sonucu değerlendirilip bir sonraki bölümde tartışılmıştır. Kullanılan veriler, deformasyonu kısıtlaması bakımından önemli olduğundan sadece radyometrik yöntemler ile elde edilmiş yaş verileri ile sınırlandırılmıştır.

9.3.1. Rodop Masifi çekirdek kompleksleri ve Oligo-Miyosen deformasyonu

Kuzey Ege bölgesinde bulunan Rodop Masifi, metamorfik çekirdek kompleks gelişiminin incelenemediği dünyadaki başlıca alanlardan biridir (Dinter ve diğ., 1995; Bonev, 2006; Georgiev ve diğ., 2010; Jolivet ve Brun, 2010). Çoğunlukla gerilmeli tektonik rejim sonucu oluşan çekirdek kompleks yapıları boyunca sıyrılma fayları en yaygın gözlenen yapılardır. Rodop Masifi'nde çekirdek kompleks gelişimi Eosen

döneminde başlamış ve Geç Oligosen-Miyosen döneminde hızlanarak devam etmiştir (Wawzenitz ve Krohe, 1998; Kounov ve diğ., 2015).

Yukarıda detaylı biçimde açıklandığı üzere Korudağı antiklinali ve ilişkili kıvrımların oluşumuyla zaman-mekan bakımından örtüşen bu dönem, Trakya Havzası'nın ve kuzey Ege bölgesinin jeodinamiğini anlamak bakımından oldukça önem arz etmektedir. Bu hususta akla gelen ilk nokta Korudağı antiklinali ve bölgedeki benzer diğer kıvrımların, genişlemeli tektonizma içerisindeki yeri ve onunla ilişkisidir. Ne tür bir jeodinamik ortam bölge genişlerken, diğer taraftan sıkışmasını kontrol etmiştir? Sıkışma ve genişlemenin birbiriyle olan ilişkisi nedir? Bu sorulara cevap getirmek ve bu ilişkiyi anlamak maksadıyla hazırlanan zaman-deformasyon çizelgesi aşağıda sunulmuştur (Şekil 9.6).



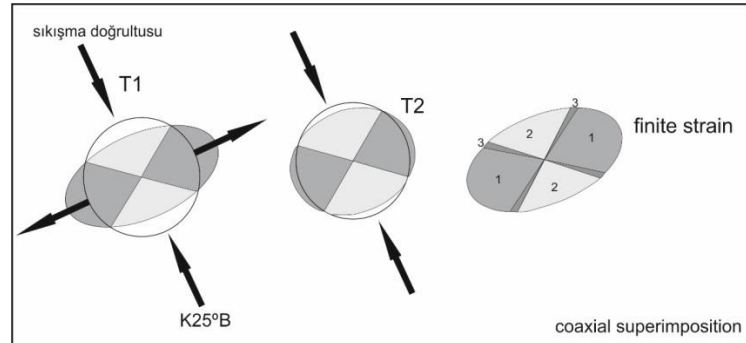
Şekil 9.6: Kuzey Ege bölgesinde bulunan sıyrılma faylarının aktif olduğu dönemleri gösteren zaman-deformasyon çizelgesi.

Şekil 9.6'da görüldüğü gibi Korudağı antiklinalinin de temelini oluşturan Rodop Masifi ve çevresi Eosen döneminden itibaren yükselmeye başlamış ve sıyrılma

fayları gelişmiştir. Rodop Masifi'nde rapor edilen sıyrılma faylarından ilki Kerdillion sıyrılma fayıdır (Kounov ve diğ., 2015). Bölgede bu dönemde başka bir sıyrılma fayı aktivitesinin rapor edilmemiş olması bunun lokal bir genişleme olması şeklinde yorumlanabilir. Bu sıyrılma fayı ~42 Ma-24 Ma arasında aktif olmuş daha sonra genişleme rejimi oldukça iyi bilinen bir zon olan Strymon valley sıyrılma fayı (~24 Ma- 12 Ma) ile karşılaşmıştır (Dinter ve diğ., 1995; Kounov ve diğ., 2015). Bu dönem (Geç Oligosen-Erken Miyosen) Ege'deki gerilmenin yeni yeni başladığı, bununla beraber yaygın volkanizma ve magmatizmanın gözlemlendiği bir dönemdir (örn; Okay ve Satır, 2000). Yine bu dönemde Strymon valley sıyrılma fayının hemen doğusunda Symvolon makaslama zonu boyunca deformasyon gerçekleşmiştir. Benzer şekilde Korudağı antiklinalinin batısında, kuzey Ege Denizi'nde bulunan Thasos'ta ~26 Ma-13 Ma arası dönemde çekirdek kompleks gelişimi oldukça iyi bilinen sıyrılma fayı aktivitelerinin bir sonucudur. (Wawrzenitz ve Krohe, 1998).

Yukarıda açıklanmış olan veriler değerlendirildiğinde, Şekil 9.6'daki zaman-deformasyon çizelgesinde Geç Oligosen döneminde, çok kısa bir süreliğine genişlemeli tektonik rejimde bir durma ve bu durgunluk sonrası sıyrılma aktivitesinin yer değiştirdiği görülmektedir. Bu dönem ~25 Ma-24 Ma arası bir döneme tekabül etmektedir. Nitekim bu dönem (en Geç Oligosen) Georgiev ve diğ. (2010) tarafından da genişlemeli rejim açısından tektonik olarak sessiz bir dönem (tectonic quiescence) olarak tanımlanmıştır. Bu dönem Türkiye Trakya'sında Korudağı antiklinali ve ilişkili kıvrımların geliştiği, Dedeoğlu ve çevresinde Rodop Çevresi Kuşağı metamorfikleri üzerinde bulunan Eosen-Oligosen birimlerinin kıvrımlandığı, metamorfik birimlerin Paleojen birimleri üzerine bindirdiği ve bölgenin büyük ölçüde yükseldiği döneme karşılık gelmektedir (Tranos ve diğ., 1999; Zattin ve diğ., 2010; Kiliç ve diğ., 2013). Sonuç olarak bölgedeki genişlemenin duraksadığı ve/veya genişleme zonlarının yer değiştirdiği (sıyrılma faylarındaki değişim) dönemde ~K25°±5°B yönlü sıkışma hakim olmuş ve kıvrım takımları gelişmiştir. Rodoplar'daki genişlemenin doğrultusunun Geç Oligosen döneminde DKD-BGB yönlü olduğu göz önüne alınırsa, bu doğrultuya yaklaşık dik bir sıkışmanın gerçekleştiği görülmektedir. Bu dönemde Thasos adasındaki metamorfik birimler birbirleri üzerine yaklaşık D-B yönlü bindirme fayları boyunca itilmiş ada K-G yönlü sıkışmıştır (Brun ve Sokoutis, 2007).

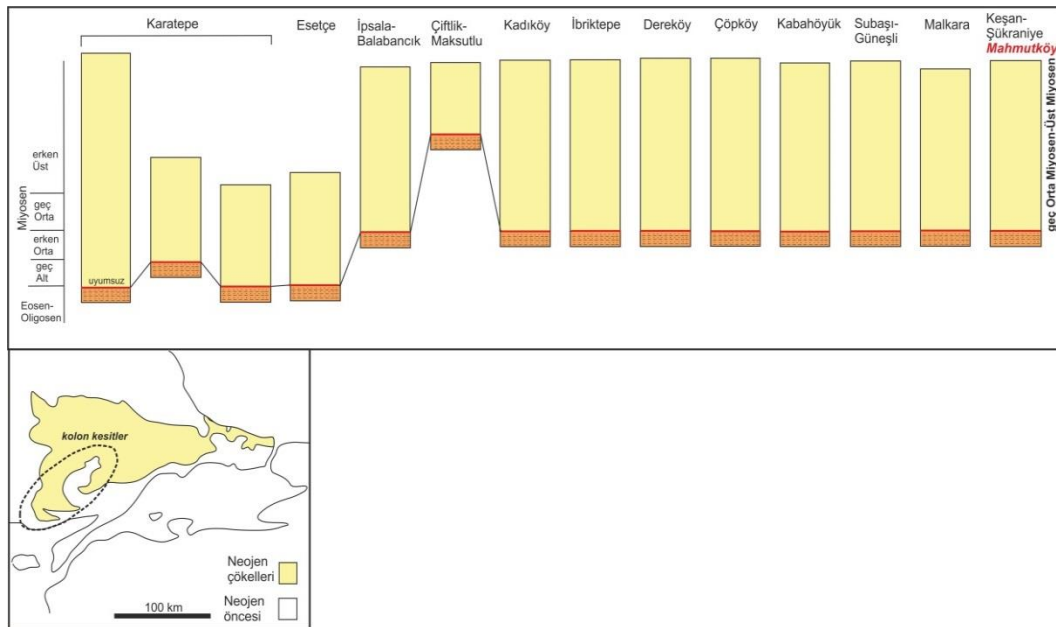
Gerilmeli tektonizmanın gözlemlendiği alanlarda aynı zamanda sıkışmalı yapılar (ters faylar, kıvrımlar) ve doğrultu-atımlı fay zonları da yaygın olarak bulunur (Faulds ve diğ., 2002; Dewey, 2004). Gerilmenin ve sıkışmanın arasındaki zaman-mekan ilişkisi, bölgedeki kıvrımların/bindirmelerin ve sıyrılma faylarının/normal fayların birbirlerine göre konumlarını belirler. Kuzey Ege bölgesi gibi kabuksal ölçekte gerilmeli tektonik rejime maruz kalan alanlarda da yukarıda açıklandığı gibi geniş ölçekli kıvrımların geliştiği görülmektedir. Gerilmeli tektonik ortamlarda; örneğin bir rift sisteminde yahut çekirdek kompleks oluşumunda, gerilmenin başladığı ilk dönemlerde gerçekleşen strese bağlı deformasyon gelişimi ve bölgedeki stres dağılımı çoğunlukla gerilme hatlarının yer değiştirmesine ve bölgenin sıkışmasına sebep olabilmektedir. Çünkü genişlemenin henüz yeni başladığı dönemde bölgedeki yamulma oranı (strain rate) düşüktür, progresif deformasyon henüz yeni başlamıştır (Şengör ve Bozkurt, 2013 ve içerdiği referanslar). Rodoplar ve Trakya Havzası'nda gerçekleşen durum buna benzerdir. Bölgenin geniş ölçekte gerilmeye başlamasından evvel (en Geç Oligosen-Erken Miyosen) kristalen kayaların üzerinde bulunan Eosen-Oligosen yaşlı sedimenter birimler tabakalanmaya paralel kısalarak, bükümlü-ondüleli kıvrımları oluşturmuş bölgenin yükselmesine neden olmuştur. Korudağı antiklinali ve ilişkili kıvrımlar bir eş eksenli deformasyon (coaxial deformation) sonucu oluşmuşlardır. İlksel olarak sıkışmanın gerçekleştiği kesimler, daha sonrasında gerilmenin gerçekleştiği kesimlere dönüşmüş olmalıdır. Bu durum yapısal jeolojik açıdan eş eksenli üst üste gelen (coaxial superimposed) deformasyon şeklinde yorumlanabilir (Şekil 9.7). Aşağıda yamulma elipsinde görüldüğü gibi, elipsoid üzerinde eş eksenli üstüste gelen deformasyon sonrası sıkışan (2), genişleyen (1) ve T1'de önce sıkışmış daha sonra genişlemiş (3) alanlar oluşmaktadır.



Şekil 9.7: Korudağı antiklinali ve ilişkili kıvrımların strain elipsoidindeki olası gelişimi. Sıkışmanın doğrultusu olarak Korudağı antiklinalindeki sıkışma yönü olan K25°B gösterilmiştir.

9.3.2. Trakya Havzası'nda Neojen çökelişi ve deformasyonun sonlanması

Bölüm 9.3.1'de detaylandırılmış olan jeolojik olaylar Trakya Havzası'nda Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde sıkışma ve yükselimin gerçekleştiğini açıklamaktadır. Trakya Havzası'nda sadece Korudağı antiklinali üzerinde değil, oldukça geniş alanlarda bu sıkışma ve yükselim dönemi sonucu birtakım Neojen istifleri Eosen-Oligosen birimleri üzerine uyumsuz çökelmiştir. Havzada birbirlerine paralel uzanan antiklinal, monoklinal ve senklinal gibi yapıların birbirleri ile komşu olduğu çöküntü alanlarında bu Neojen birimleri yaygın olarak bulunmaktadır (Türkecan ve Yurtsever, 2002). Benzer şekilde Yunanistan'da da bu genç birimler kendinden yaşlı birimleri uyumsuzlukla örter (bkz. Bölüm 9.3). Dolayısıyla Trakya genelindeki Neojen birimlerinin hassas yaşlarının bilinmesi Geç Oligosen-Erken Miyosen deformasyonunun milyon yıl mertebesinde ortaya konabilmesi bakımından önem arz etmektedir. Aşağıda Trakya Havzası'nın GGB kesiminde bulunan Neojen çökellerinin farklı bölgelerden elde edilmiş stratigrafik sütun kesitleri sunulmuştur (Şekil 9.8).



Şekil 9.8: Trakya Havzası GGB kesiminde bulunan Neojen çökellerinin yaş dağılımını gösteren stratigrafik kesitler. İnceleme alanında bulunan Mahmutköy kesiti geç Orta Miyosen-Üst Miyosen (Valesiyen) yaşındadır. Elmas ve Şengül (2013)'ten revize edilmiştir.

Görüldüğü gibi Trakya Havzası genelinde Eosen-Oligosen birimleri üzerinde bulunan karasal Neojen çökelleri geç Orta Miyosen'den Üst Miyosen'e uzanan bir yaş konağı sunmaktadır. Mahmutköy çevresinde gözlenen Neojen istif de benzer şekilde geç Orta Miyosen-Üst Miyosen (Valesiyen/~11.6 Ma-9.0 Ma) yaşındadır.

Önceki iki bölümde tartışılmış bölgesel veriler, bu çalışma kapsamında elde edilen yaş verileri ve son olarak Korudağı bölgesinden elde edilmiş apatit fizyon izi ve apatit He yaşları birlikte değerlendirildiğinde Trakya Havzası'ndaki sıkışmalı deformasyonun~24.9 Ma-11.9 Ma arasında gerçekleştiği sonucu çıkmaktadır.

10. SONUÇLAR

Yapılan bu yüksek lisans tezi kapsamında Korudağı bölgesinin 1/25 000 ölçekli detaylı jeoloji haritası oluşturulmuş, birimlerin litolojik özellikleri ortaya konmuştur. Yapılan haritalama çalışmalarına ek olarak yapısal jeolojik veriler ışığında bölgenin tektonik evrimi hakkında görüşler öne sürülmüştür. Öne sürülen bu görüşleri hem test etmek hem de kanıtlamak maksatlı biyostratigrafik-paleontolojik çalışmalar çeşitli araştırmacılarla ortak olarak gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışma neticesinde elde edilmiş veriler ve bölgede gerçekleştirilmiş diğer çalışmalar göz önüne alındığında çıkarılan sonuçlar şu şekilde özetlenebilir:

- 1) İnceleme alanının Tersiyer stratigrafisi metamorfik temel üzerine çökelmiş alüvyal yelpaze çökelleri ile başlamaktadır. Üst Eosen yaşlı konglomeralar ve kumtaşlarından oluşan bu birim üste doğru sıg denizel kireçtaşlarından yapılı Soğucak Formasyonu'na geçmektedir ve bazı kesimlerde iki birim ardalı halde bulunmaktadır.
- 2) Soğucak Formasyonu platform karbonatları üzerine uyumlu olarak türbiditik bir istif olan Keşan Formasyonu gelmektedir. Bu iki birimin dokanağı boyunca elde edilmiş biyostratigrafik veriler transgresyonun Geç Priyaboniyen (Sığ Bentik Zon 20/ SBZ 20) döneminde olduğunu göstermiştir.
- 3) İnceleme alanında Çeltik köyü civarında uzun yıllardır varlığı bilinen yaşı ve stratigrafik konumu tartışmalı derin denizel kireçtaşları bulunmaktadır. Yapılan haritalama ve paleontolojik çalışmalar sonucu bu birimin Üst Eosen (P15-P17) yaşta olduğu ve altta Soğucak üstte Keşan formasyonları arasında stratigrafik olarak bulunduğu tespit edilmiştir. İlk kez bu çalışma kapsamında benzer pelajik birimler (baskın marn) bahsi geçen lokasyonun doğusunda Pınar köyü ve çevresinde tanımlanmıştır.
- 4) Kumtaşı, şeyl ve kısmen tuf seviyelerinden oluşan Keşan Formasyonu içerisinde, Korudağı antiklinalinin kuzey kanadı üzerinden derlenen bir adet tuf örneğinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır. Yapılan zirkon yaş tayini sonucu Erken Rupeliyen (31.63 ± 0.37 My) yaşı elde edilmiştir. Bu veri Keşan

- 5) Formasyonu'nun çökeliminin Erken Oligosen (Rupeliyen) döneminde gerçekleştiğini göstermektedir.
- 6) Eosen-Oligosen döneminde başlayan sedimentasyon, çalışma alanında ve Trakya Havzası genelinde Oligosen sonunda gerçekleşen sıkışma ve bunun sonucu gelişen yükselme ile sonlanmış ve bölgede geç Orta-Üst Miyosen yaşlı karasal çökeller, daha yaşlı birimlerin üzerini uyumsuzlukla örtmüştür. Korudağı antiklinali ve ilişkili kıvrımların oluşumu bu döneme karşılık gelmektedir. Trakya Havzası'nda deformasyonun yaklaşık ~K25°B yönlü bir sıkışma sonucu geliştiği ve buna bağlı olarak ~D-B (K65°D: Korudağı, K70°D: Ganos Dağı) doğrultulu monoklinal, antiklinal, kör bindirme fayı ve senklinal gibi yapıların oluştuğu ortaya konmuştur.
- 7) Oligosen sonu Miyosen başında Trakya Havzası'nda gerçekleşen bu deformasyon tabakalanmaya paralel kısalma (layer parallel shortening) sonucu gelişen büklümlü kıvrım takımları (buckle fold) ile temsil edilmektedir. Trakya Havzası'nda gerçekleşen bu kıvrımlanma eş eksenli bir deformasyonun (coaxial deformation) ürünüdür. Bu veriler Trakya yarımadasının Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde bir kıvrım kuşağı olduğunu gösterir.

KAYNAKLAR

- Akbayram, K., Şengör, A. M. C., ve Özcan, E.** (2018). The evolution of the Intra-Pontide suture: Implications of the discovery of late Cretaceous–early Tertiary mélanges, in Sorkhabi R.,ed., Tectonic Evolution Collision and seismicity of Asia: In Honor of Manuel Berberian’s Forty-Five Research Contributions: *Geological Society of America Special Paper* 525
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., ve Barka, A.** (1999). Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, **27**(3), 267–270.
- Barka, A.** (1992). The North Anatolian Fault zone. *Annales Tectonicae*. **6**, 164-195.
- Baykal, A.F. ve Önal, M.** (1980). Şile sedimentary melange (Şile Olistostrome) (Türkçe), *Proceedings of the Altın Symposium, Ankara, Türkiye Jeoloji Kurumu*, 15-25.
- Bonev, N.** (2006). Cenozoic tectonic evolution of the eastern Rhodope massif (Bulgaria): Basement structure and kinematics of syn-to postcollisional extensional deformation. *Special Paper of the Geological Society of America*, **409**, 211–235.
- Brun, J.P. ve Sokoutis, D.** (2007). Kinematics of Southern Rhodope Core Complex (North Greece). *International Journal of Earth Sciences*, **96**, 1079-1099.
- Burchfiel, C.B., Nakov, R., Tzankov, T., Royden, L.H.** (2000). Cenozoic extension in Bulgaria and northern Greece: the northern part of the Aegean extensional regime. *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society of London, special publications*, **173**, 325-352.
- Butler, R.W.H., Bond, C.E., Cooper, M.A., Hannah, W.** (2019). Fold-thrust structures- where have all the buckles gone ? *Geological Society of London, Special publications*, **487**, 20.
- Caracciolo, Luca, Critelli, S., Innocenti, F., Kolios, N., ve Manetti, P.** (2011). Unravelling provenance from Eocene-Oligocene sandstones of the Thrace Basin, North-east Greece. *Sedimentology*, **58**(7), 1988–2011.
- Caracciolo, L., Von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Critelli, S., Manetti, P., & Marchev, P.** (2012). Petrological, Geochemical, and Statistical Analysis of Eocene-Oligocene Sandstones of the Western Thrace Basin, Greece and Bulgaria. *Journal of Sedimentary Research*, **82**(7), 482–498.
- Cavazza, W., Okay, Aral I., Zattin, M.** (2009). Rapid early-middle Miocene exhumation of the Kazdağ Massif (western Anatolia). *International Journal of Earth Sciences*, **98**, 1935-1947.
- Cavazza, W., Caracciolo, L., Critelli, S., Datri, A., ve Zuffa, G. G.** (2013). Petrostratigraphic evolution of the Thrace Basin (Bulgaria, Greece, Turkey) within the context of Eocene-Oligocene post-collisional

evolution of the Vardar-Izmir-Ankara suture zone. *Geodinamica Acta*

- Chen, F., Siebel, W., Satır, M., Terzioğlu, M., ve Saka, K.** (2002). Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone. *International Journal of Earth Sciences*.
- Coşkun, B.** (2000). Influence of the Istranca-Rhodope Massifs and strands of the North Anatolian Fault on oil potential of Thrace Basin, NW Turkey. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **27**(1–2), 1–25.
- Dahlstrom, C.D.A.** (1969). Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **6**, 743-757
- D'Atri, A., Zuffa, G. G., Cavazza, W., Okay, A. I., ve Di Vincenzo, G.** (2012). Detrital supply from subduction/accretion complexes to the Eocene-Oligocene post-collisional southern Thrace Basin (NW Turkey and NE Greece). *Sedimentary Geology*.
- Dean, W. T., Monod, O., Rickards, R. B., Demir, O., ve Bultynck, P.** (2000). Lower Palaeozoic stratigraphy and palaeontology, Karadere-Zirze area, Pontus mountains, northern Turkey. *Geological Magazine*.
- Delaloye, M. ve Bingöl, E.** (2000). Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modelling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, **42**, 241-268.
- Dewey, J.F.** (2004). Folded detachments and contractional fabrics in transtension; spoof orogenies. *Geological Society of Amerika, Abstract Book*, **36**, 458.
- Dinter, D.A., Macfarlane, A., Hames, W., Isachsen, C., Bowring, S., Royden, R.** (1995). U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of the Symvolon granodiorite: Implications for the thermal and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northeastern Greece. *Tectonics*, **14-4**, 886-908.
- Ediger, V., ve Alişan, C.** (1989). Tertiary fungal and algal palynomorph biostratigraphy of the northern Thrace basin, Turkey. *Rev. Palaeobotany and Palynology*, **58**, 139-161.
- Elmas, A. ve Yigitbaş, E.** (2005). Comment on “Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey” by Robertson and Ustaömer. *Tectonophysics*, **C. 405**, ss. 213–221.
- Elmas, A. ve Şengül, A.** (2012). Miocene formations and NE-trending right-lateral strike-slip tectonics in Thrace, northwest Turkey: geodynamic implications, *International Geology Review*, **55**, 705-729
- Ersoy, Y., Palmer, M., Uysal, İ., Gündoğan, İ.** (2014). Geochemistry and petrology of the Early Miocene lamproites and related volcanic rocks in the Thrace Basin, NW Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **283**, 143-158.
- Esenli, F.** (1999). Tekirdağ bölgesi (Trakya) alkali bazaltları içerisindeki peridotitik ksenolitler. *MTA Dergisi*, **121**, 125-139.
- Faulds, J.E., Olson, E.L., Harlan, S.S., Mc Intosh, W.C.** (2002). Miocene extension and fault-related folding in the Highland range, southern Nevada: a three-dimensional perspective. *Journal of Structural Geology*, **24**, 861-886.

- Georgiev, N., Pleuger, J., Froitzheim, N., Sarov, S., Jahn-Awe, S., ve Nagel, T. J.** (2010). Separate Eocene-Early Oligocene and Miocene stages of extension and core complex formation in the Western Rhodopes, Mesta Basin, and Pirin Mountains (Bulgaria). *Tectonophysics*, **487**(1–4), 59–84.
- Görür, N., ve Okay, A. I.** (1996). A fore-arc origin for the Thrace Basin, NW Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, **85**(4), 662–668.
- Görür, N., Monod, O., Okay, A. I., Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Akkök, R.** (1997). Palaeogeographic and tectonic position of the Carboniferous rocks of the western Pontides (Turkey) in the frame of the Variscan belt. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **168**, 197–205.
- Gürgey, K. ve Batı, Z.** (2018). Palynological and petroleum geochemical assessment of the Lower Oligocene Mezardere Formation, Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **27**, 349–383.
- Harris N.B.W., Kelley S., Okay Aral I.** (1994). Postcollision magmatism and tectonics in northwest Anatolia. *Contributions Mineralogy And Petrology*, **117**, 241–252.
- Holmes, A.W.** (1961). A stratigraphic review of Thrace. *Turkish Petroleum Corporation yayınlanmamış rapor*, **368**, 1-56.
- Jamison, W.R.** (1987). Geometric analysis of fold development in overthrust terranes, *Journal of Structural Geology*, **9**, 207–219.
- Jolivet, L. ve Brun, Jean, P.** (2010). Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences*, **99**, 109–138.
- Karakaş, Ç., Armijo, R., Lacassin, R., Suc, J-P., Dobrinescu, M.C.M.** (2018). Crustal strain in the Marmara pull-apart region associated with the propagation process of the North Anatolian Fault. *Tectonics*, **37**-5, 1507–1523.
- Kaymakçı, N., Aldanmaz, E., Langereis, C., Spel, T.L., Gurer, O.F. & Zanetti, K.A.** (2007). Late Miocene transcurrent tectonics in NW Turkey: evidence from paleomagnetism and ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of alkaline volcanic rocks. *Geological Magazine*, **144**, 379–392.
- Kilias, A., Falalakis, G., & Mountrakis, D.** (1999). Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece). *International Journal of Earth Sciences*, **88**(3), 513–531.
- Kilias, Adamantios, Falalakis, G., Sfeikos, A., Papadimitriou, E., Vamvaka, A., ve Gkarlaouni, C.** (2013). The Thrace basin in the Rhodope province of NE Greece - A tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications. *Tectonophysics*, **595–596**, 90–105.
- Kounov, A., Wüthrich, E., Seward, D., Burg, JP., Stockli, D.** (2015). Low temperature constraints on the Cenozoic thermal evolution of the Southern Rhodope Core Complex (Northern Greece). *International Journal of Earth Sciences*, **104**, 1337–1352.

- Kozur, H., ve Göncüoğlu, M. C.** (1998). Main features of the pre-Variscan development in Turkey. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, **42**(3-4), 459-464.
- Lebküchner, R.F.** (1974). Beitrag zur Kenntnis des Geologie des Oligozäns von MittelThrakien (Türkie). *Bull. Mineral Res. Expl. Ins. Turkey*, **83**, 1-30.
- Less, G., Özcan, E., ve Okay, A. I.** (2011). Stratigraphy and larger foraminifera of the middle Eocene to lower Oligocene shallow-marine units in the northern and eastern parts of the Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **20**(6), 793-845.
- Magganas, A. C.** (2002). Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece. *Lithos*, **65**(1-2), 165-182.
- Marchev P., Raicheva R., Downes H., Vaselli O.** (2004). Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics*, **393**, 301-328.
- Meinhold, G. ve Boudagher-Fadel, M.** (2009). Geochemistry and biostratigraphy of Eocene sediments from Samothraki Island, NE Greece. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, **256-1**, 17-38.
- Natal'in, B. ve Say, A.G.** (2015). Eocene-Oligocene stratigraphy and structural history of the Karaburun area, southwestern Black Sea coast, Turkey: transition from extension to compression. *Geological Magazine*, **152**, 1104-22.
- Okay, A. I., Şengör, A. M. C. ve Görür, N.** (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions, *Geology*, **22**, 267-270.
- Okay, Aral I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N., Kuşçu, İ.** (1999). An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey. *Tectonics*, **(18-1)**, 129-147
- Okay, Aral I., ve Tüysüz, O.** (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*.
- Okay, Aral I. ve Satır, M.** (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, **137** (5), 495-516.
- Okay, A. I., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., ve Chen, F.** (2001). The tectonics of the Strandja Massif: Late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the Northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences*, **90**(2), 217-233.
- Okay, Aral I., Tüysüz, O., ve Kaya, Ş.** (2004). From transpression to transtension: Changes in morphology and structure around a bend on the North Anatolian Fault in the Marmara region. *Tectonophysics*, **391**(1-4 SPEC.ISS.), 259-282.
- Okay, A.I. ve Satır, M.** (2006). Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northwest Turkey: evidence for a possible magmatic arc. *Geodinamica Acta*, **19-5**, 251-266.

- Okay, Aral I., Yurtsever, A., ve Siyako, M.** (2006). Trakya bölgesi litostratigrafi birimleri. *Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi birimleri serisi*, C. 2, s. 83.
- Okay, Aral I., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q. G., & Shang, C. K.** (2008). Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: Geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics*.
- Okay, Aral I.** (2009). Tavşanlı Zone: The northern subducted margin of the Anatolide-Tauride Block. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, **142**, 191-221.
- Okay, Aral I., Özcan, E., Okay, N., Cavazza, W., ve Less, G.** (2010). Basement types, lower eocene series, upper eocene olistostromes and the initiation of the Southern Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*.
- Okay, Aral I., ve Topuz, G.** (2017). Variscan orogeny in the Black Sea region. *International Journal of Earth Sciences*, **106(2)**, 569–592.
- Okay, Aral I., Özcan, E., Hakyemez, A., Siyako, M., Sunal, G., ve Kylander-Clark, A. R. C.** (2019). The Thrace Basin and the Black Sea: The Eocene-Oligocene marine connection. *Geological Magazine*, **5**, 1-23.
- Ozansoy, F.** (1962). Doğu Trakya Alt Oligosen Antrakoterienleri. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, **58**, 85-96.
- Özcan, Ercan, Less, G., Okay, A. I., Báldi-Beke, M., Kollányi, K., ve Ömer Yilmaz, I.** (2010). Stratigraphy and larger foraminifera of the Eocene shallow marine and olistostromal units of the Southern Part of the Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **19(1)**, 27–77.
- Özcan, Z., Okay, Aral I., Özcan, E., Hakyemez, A., Özkan-Altınır, S.** (2012). Late Cretaceous-Eocene geological evolution of the Pontides in northwest Turkey between the Black Sea coast and Bursa. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **21**, 817-66.
- Özcan, E., Okay, A. I., Bürkan, K. A., Yücel, A. O., & Özcan, Z.** (2018). Middle-late Eocene marine record of the Biga Peninsula, NW Anatolia, Turkey. *Geologica Acta*, **16(2)**, 163–187.
- Özgül, N.** (2012). Stratigraphy and some structural features of the istanbul palaeozoic. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **21(6)**, 817–866.
- Paton, S.** (1992). The relationship between extension and volcanism in western Turkey, the Aegean Sea and central Greece [doktora tezi]: *Cambridge, UK, University of Cambridge*, 300 s.
- Perinçek, D.** (1991). Possible strand of the North Anatolian Fault in the Thrace Basin, Turkey- an interpretation. *AAPG Bulletin*, **25-2**, 241-257.
- Ramsay, J.G. ve Huber, M.I.** (1987). The techniques of modern structural geology, volume 2: Folds and Fractures, *Academic press*, 700s.
- Robertson, A. H. F., & Ustaömer, T.** (2004). Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey. *Tectonophysics*, **381(1–4)**, 175–209.

- Saner, S.** (1985). Saros Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi , Kuzeydoğu Ege Denizi , Türkiye Saros Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi , Kuzeydoğu Ege Denizi , Türkiye. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28(Ocak), 1–10.
- Şen, Ş., ve Yıllar, S.** (2009). The Korudağ anticlinorium in the south Thrace Basin, northwest Turkey: A super giant petroleum trap complex? *AAPG Bulletin*, 93(3), 357–377.
- Şengör, A. M. C.** (1979). The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society*.
- Şengör, A. M. Celâl, ve Yılmaz, Y.** (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3–4).
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A. K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambureau, Y., Tosquella, J. ve Zakrevskaya, E.,** 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene, *Bulletin de la of Société géologique de France*, 169- 2, 281–299.
- Siyako, M. ve Huvaz, O.** (2007). Eocene stratigraphic evolution of the Thrace Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*, 198(1–2), 75–91.
- Sunal, G., Natal'in, B. A., Satır, M., ve Toraman, E.** (2006). Paleozoic magmatic events in the Strandja Massif, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 19(5), 283–300.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K., Karaköse, C., Erkan, N.E., Ünay, E., Gürbüz, M. ve Atalay, Z.** (1987) Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Trakya Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimantolojisi ve tektoniği, *MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi, yayınlanmamış teknik rapor*, 2121, 337.
- Sümengen, M., ve Terlemez, İ.** (1991). Güneybatı Trakya Yöresi Eosen Çökellerinin Stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 113, 17–30.
- Ternek, Z.** (1949). Geological study of the region Keşan-Korudağ. yayınlanmamış doktora tezi.
- Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Satır, M., ve Schwarz, W. H.** (2008). Late Cretaceous blueschist facies metamorphism in southern Thrace (Turkey) and its geodynamic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(9), 895–913.
- Tranos, M.D., Kiliyas, A.A., Mountrakis, D.M.** (1999). Geometry and kinematics of the Tertiary post-metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 33, 5-16.
- Turgut, S., Türkarslan, M., ve Perinçek, D.** (1991). Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. *Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons*.
- Turgut, S. ve Eseller, G.** (2000). Sequence stratigraphy, tectonics and depositional history in Eastern Thrace Basin, NW Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 61-100.

- Türkecan, A. ve Yurtsever, A.** (2002). *1: 500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası (İstanbul paftası)*, Maden Tetkik ve Arama, Ankara.
- Tüysüz, O., Barka, A., ve Yigitbaş, E.** (1998). Geology of the Saros graben and its implications for the evolution of the North Anatolian fault in the Ganos-Saros region, northwestern Turkey. *Tectonophysics*, **293**(1-2), 105-126.
- Ustaömer, P. A., Mundil, R., ve Renne, P. R.** (2005). U/Pb and Pb/Pb zircon ages for arc-related intrusions of the Bolu Massif (W Pontides, NW Turkey): Evidence for Late Precambrian (Cadomian) age. *Terra Nova*.
- Ustaömer, T., Gökaşan, E., Tur, H., Görüm, T., Batuk, F., Kalafat, D., Alp, H., Ecevitoglu, B., Birkan, H.** (2008). Faulting, mass-wasting and deposition in an active dextral shear zone, the Gulf of Saros and the NE Aegean Sea, NW Turkey. *Geo-Marrine Letter*, **28**, 171-193.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Collins, A.S., Reischpeitsch, J.** (2009). Lutetian arc-type magmatism along the southern Eurasian margin: New U-Pb LA-ICP-MS and whole rock geochemical data from Marmara Island, NW Turkey. *Mineralogy and Petrology*, **96**, 177-196.
- Ünal, O.T.** (1967). Trakya jeolojisi ve petrol imkanları. *TPAO Arama Grubu Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor*, **391**, 80.
- Ünay-Bayraktar, E.** (1989). Rodents from the Middle Oligocene of Turkish Thrace. *Utrecht Micropaleontological Bulletins, Special Publication*, **5**, 120.
- Ünay, E. ve de Bruijn, H.** (1984). On some rodent assemblages from both sides of the Dardanelles, Turkey. *Newsletter in Stratigraphy*, **13**, 119-132.
- Van Der Pluijm, B.A. ve Marshak, S.** (2004). Earth structure: An introduction to structural geology and tectonics. *W.W. Norton & Company*, **2.baskı**, 641 s.
- Von Raumer, J., Stampfli, G., Borel, G., ve Bussy, F.** (2002). Organizationn of pre-Variscan basement areas at the North-Gondwanan margin. *International Journal of Earth Sciences*, **91**(1), 35-52.
- Wawrzenitz, N. ve Krohe, A.** (1998). Exhumation and doming of the Thasos metamorphic core complex (S Rhodope, Greece): structural and geochronological constraints. *Tectonophysics*, **285**, 310-332.
- Yaltırak, C.** (1996). Ganos Fay sisteminin tektonik tarihi. *TPJD bülteni*, **8**, 137-150.
- Yaltırak, C. ve Alpar, B.** (2002). Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros, *Marine Geology*, **190**, 307-327.
- Yaltırak, C., Sakıncı, M., Özkar, İ.** (2002). Çeltik Kireçtaşı. *Türkiye Stratigrafi Komitesi Çalıştayı, Trakya Bölgesi Litostratigrafi Adlamaları, Özler, MTA Genel Müdürlüğü*, Ankara. 8.
- Yılmaz Şahin, S., Aysal, N., Güngör, Y., Peytcheva, I., Neubauer, F.** (2014). Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of metagranites in Istranca (Strandja) Zone, NW Pontides, Turkey: Implications for the geodynamic evolution of Cadomian orogeny, *Gondwana Research*, **26-2**, 755-771.
- Yılmaz, Y., ve Polat, A.** (1998). Geology and evolution of the Thrace volcanism,

Turkey. *Acta Vulcanologica*, **10(2)**, 293–303.

Yücel, A. O., Özcan, E., ve Erbil, Ü. (2019). Latest Priabonian larger benthic foraminiferal assemblages at the demise of the Soğucak Carbonate Platform (Thrace Basin and Black Sea shelf , NW Turkey): implications for the shallow marine biostratigraphy. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **28**, 1–30.

Zattin, Massimiliano, Okay, A. I., ve Cavazza, W. (2005). Fission-track evidence for late Oligocene and mid-Miocene activity along the North Anatolian Fault in south-western Thrace. *Terra Nova*, **17(2)**, 95–101.

Zattin, M., Cavazza, W., Okay, A. I., Federici, I., Fellin, M. G., Pignalosa, A., ve Reiners, P. (2010). A precursor of the North Anatolian Fault in the Marmara Sea region. *Journal of Asian Earth Sciences*, **39(3)**, 97–108.

EKLER

EK A.1: Korudağı bölgesi jeoloji haritası

EK A.2: Korudağı bölgesi jeoloji enine kesitleri

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Ümitcan ERBİL

Doğum Yeri ve Tarihi: Balıkesir/ 20.07.1992

E-Posta: erbilu17@itu.edu.tr

Lisans: İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü/ 2017

Yüksek Lisans: İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü-Katı Yer Bilimleri ABD/2019

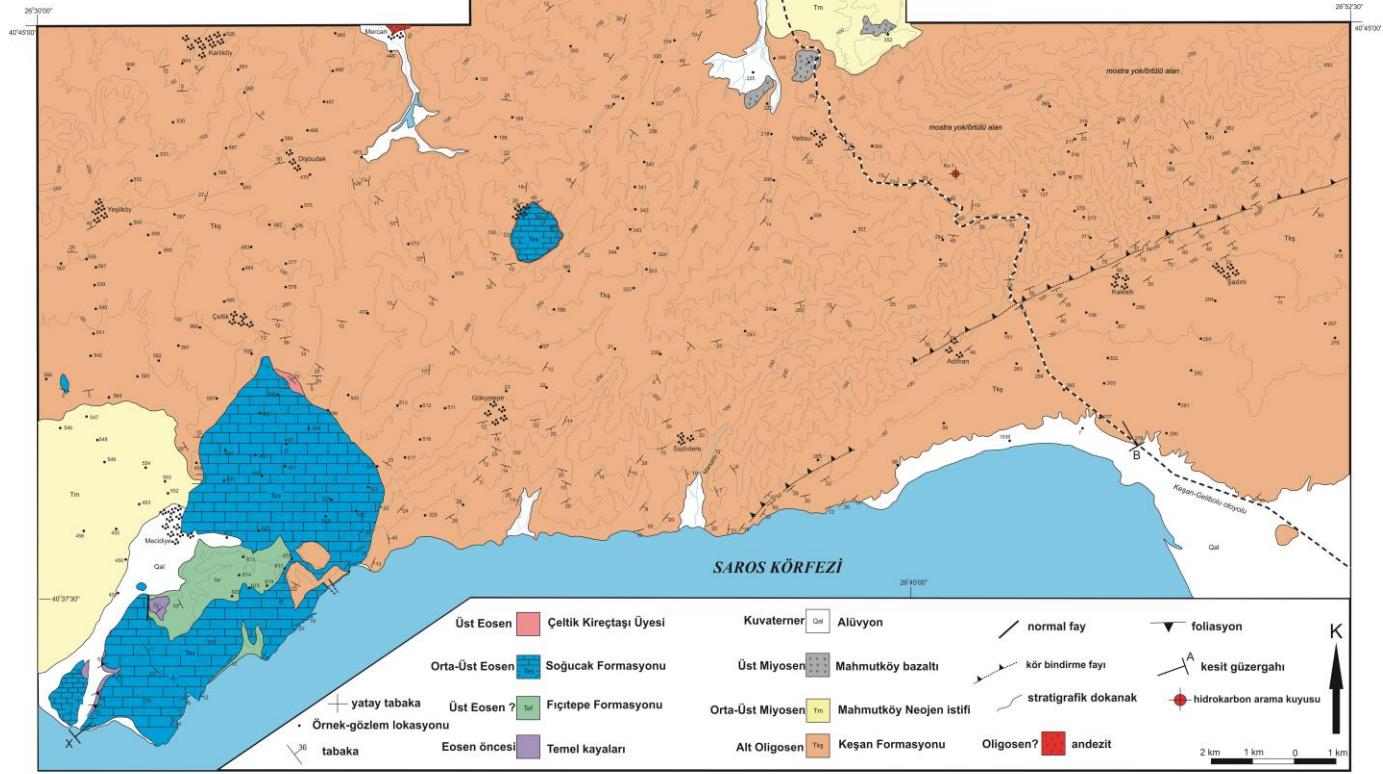
Tezden üretilmiş yayın ve bildiriler:

Yücel, A.O., Özcan, E., **Erbil, Ü.**, 2019. Latest Priabonian larger benthic foraminiferal assemblages at the demise of Soğucak Carbonate Platform (Thrace Basin and Black Sea shelf, NW Turkey): implications for the shallow marine biostratigraphy. Turkish Journal of Earth Sciences 28, 1-30.

Erbil, Ü., Okay, A.I., Özcan, E., 2019. Late Oligocene-Early Miocene deformation in the Thrace Basin and the structure of the Koru Dağı, NW Turkey. International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, IESCA-2019, İzmir, Turk

**KORUDAĞI BÖLGESİ JEOLojİ HARİTASI
(2019)**

**GEOLOGICAL MAP OF KORUDAĞI REGION
(2019)**



EK A.1

EKA.2

