

**T.C.
BOZOK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

Yüksek Lisans Tezi

**KUZEYDOĞU PONTİDLER'İN
TEKTONOSTRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ VE
JEODİNAMİK EVRİMİ**

Özgür KANDEMİR

**Tez Danışmanı
Doç. Dr. Uğur TEMİZ**

Yozgat 2016

**T.C.
BOZOK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

Yüksek Lisans Tezi

**KUZEYDOĞU PONTİDLER'İN
TEKTONOSTRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ VE
JEODİNAMİK EVRİMİ**

Özgür KANDEMİR

**Tez Danışmanı
Doç. Dr. Uğur TEMİZ**

Yozgat 2016

T.C.
BOZOK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

TEZ ONAYI

Enstitümüzün Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı 70111110006 numaralı öğrencisi Özgür KANDEMİR'in hazırladığı "Kuzeydoğu Pontidlerin Tektonostratigrafik Özellikleri ve Jeodinamik Evrimi" başlıklı ~~Doktora~~/Yüksek Lisans tezi ile ilgili Tez Savunma Sınavı, Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliği uyarınca 23/05/2016 Pazartesi günü saat 10:00'da yapılmış, tezin onayına oy birliği ile karar verilmiştir.

Başkan : Doç. Dr. Fikret KOÇBULUT



Üye : Doç. Dr. Uğur TEMİZ (Danışman)



Üye : Yrd. Doç. Dr. Caner KAYA ÖZER



ONAY:

Bu tezin kabulü, Enstitü Yönetim Kurulu'nun 26.05.2016 tarih ve 18... sayılı kararı ile onaylanmıştır.

26.05.2016



Yrd. Doç. Dr. Handan ARIÖZGEN
Bozok Üniversitesi
Fen. Bil. Enst. M. B. V.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	iii
ABSTRACT	iv
TEŞEKKÜR	v
TABLolar LİSTESİ	vi
ŞEKİLLER LİSTESİ	vii
KISALTMALAR LİSTESİ	xi
1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç	1
1.2. Çalışma Alanı.....	1
1.3. Materyal ve Yöntem.....	3
2. JEOLojİ	5
2.1. Bölgesel Jeoloji/Önceki Çalışmalar	5
2.2. İnceleme Alanı ve Yakın Çevresinin Jeolojisi	9
2.3. Stratigrafi.....	12
2.3.1. Temel Birimler	14
2.3.1.1. Artvin Granitoyidi	14
2.3.1.2. Narlık Grubu	17
2.3.1.2.1. Berta Formasyonu	17
2.3.1.2.2. Hızarlidere volkaniti.....	20
2.3.1.3. Öğdem Formasyonu	22
2.3.1.4. Aşağımaden Formasyonu.....	24
2.3.2. Yay İçi Havza Birimleri	27
2.3.2.1. Çatak Formasyonu	27
2.3.2.1.1. Zeytinlik Üyesi.....	31
2.3.2.2. Kızılkaya Formasyonu	33
2.3.2.3. Çağlayan Formasyonu.....	38
2.3.2.4. Çayırbağ Formasyonu	41
2.3.2.5. Kaçkar Granitoyidi.....	44
2.3.3. Yay İçi Örtü Birimleri	45
2.3.3.1. Ovacık Formasyonu	45

2.3.3.2. Ağıllar Formasyonu	47
2.3.3.3. Beşâğıl Formasyonu.....	49
2.3.4. Yay Ardı Havza Birimleri.....	53
2.3.4.1. Cankurtaran Formasyonu	53
2.3.5. Çarpışma Sonrası Birimler.....	57
2.3.5.1. Erenler Formasyonu	57
2.3.5.2. Kabaköy Formasyonu	61
2.3.6. Taraça.....	64
2.3.7. Yamaç Molozu	64
2.3.8. Alüvyon.....	64
3. YAPISAL JEOLJİ	65
3.1. Çalışma Alanının Tektonik ve Yapısal Unsurları	65
3.1.1. Kıvrımlar	66
3.1.2. Faylar	68
3.1.2.1. Artvin Bindirmesi	68
3.1.3. Uyumsuzluklar	72
4. TARTIŞMA VE BÖLGENİN JEOLJİK EVRİMİ.....	76
5. SONUÇLAR	84
KAYNAKLAR	86
ÖZGEÇMİŞ.....	101

KUZEYDOĞU PONTİDLER’İN TEKTONOSTRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ VE JEODİNAMİK EVRİMİ

Özgür KANDEMİR

**Bozok Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Yüksek Lisans Tezi**

2016; Sayfa: 101

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Uğur TEMİZ

ÖZET

Bu çalışmada, Doğu Karadeniz’in kuzeydoğusunda yayılım gösteren jeolojik birimlerin tektonostratigrafik özellikleri ve bölgeyi etkileyen jeodinamik süreçler belirlenmeye çalışılmıştır. Bu unsurların belirlenmesi için litoloji toplulukları formasyon ve üye mertebesinde ele alınmış, detaylı stratigrafik kesitlerle birimlerin oluşum koşulları, yaşları ve ilişkileri belirlenmiştir. Bölgede en geniş yayımlı litoloji topluluğunun Geç Kretase dönemi yay volkanizması ürünleri olması nedeniyle, bu dönem öncesi litolojiler ”Temel Birimler” başlığıyla incelenmiştir. Turoniyen-erken Maastrichtiyen arasında yay bölgesinde gelişen birimler “Yay-içi Havza Birimleri”; bu birimleri uyumsuz üzerleyen karbonat kayaları, kırıntılılar “Yay-içi Örtü Birimleri”; yay ardında açılan havzada gelişen pelajikler “Yay-ardı Havza Birimleri” ve tüm bu birimleri uyumsuz üzerleyen kırıntılılar “Çarpışma Sonrası Birimleri” başlıkları altında gruplandırılmıştır. Yay ile yay-ardı sınırını oluşturan tektonik hat, Murgul-Borçka Hattı olarak tanımlanmıştır. Yay bölgesi ilk olarak geç Kampaniyen / erken Maastrichtiyen’ de yükselerek pozitif alan oluşturmuş ve Murgul-Borçka hattının kuzeyinde Doğu Karadeniz havzası, yay-ardı havza olarak açılmıştır. Doğu Pontidler ile Toridler’in çarpışması ise Selandiyen-erken Tanesiyen’de gerçekleşmiştir.

Anahtar Kelimeler: Doğu Pontid Volkanik Yayı, Karadeniz, Neotetis, yay-ardı havza, çarpışma.

TECTONO-STRATIGRAPHIC PROPERTIES AND GEODYNAMIC EVOLUTION OF NORTHEAST PONTIDES

Özgür KANDEMİR

**Bozok University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geology
Master Sc. Thesis**

2016; Page: 101

Thesis Supervisor: Asist. Prof. Dr. Uğur TEMİZ

ABSTRACT

In this study, it is aimed to reveal tectono-stratigraphic properties of geological units showing an areal extent in northeast of the Eastern Black Sea and geodynamic processes acting on the region. Lithologic units are considered as formations and members to reveal these elements, and conditions of formation, ages and interrelationships for these units are explained by detailed stratigraphic sections. Because the most extensive lithologic association is known as Late Cretaceous arc volcanism products in the region, lithologies prior to this period are entitled by “Basic Units”. The units are grouped under the titles as “Intra-arc Basin Units”, which developed in the region of arc between Turonian and early Maastrichtian, and as “Intra-arc Cover Units”, which are carbonate rocks and clastics overlying these units unconformably, and as “Back-arc Basin Units”, which are pelagics developed in a basin opened at back of arc, and as “Post-Collisional Units” which are clastics overlying all these units unconformably. Tectonic line forming the boundary of arc with back-arc is defined as Murgul-Borçka Line. The region of arc firstly rose in late Campanian / early Maastrichtian forming a positive area and Eastern Black Sea basin opened as a back-arc basin in the north of Murgul-Borçka Line. The collision of East Pontides with Taurides took place during Selandian-early Thanetian.

Keywords: Volcanic arc of East Pontide, Black Sea, Neotethyan, back-arc basin, collision.

TEŞEKKÜR

Tez çalışmasının her aşamasında katkı ve yönlendirmelerinden dolayı değerli hocam Doç. Dr. Uğur TEMİZ'e teşekkür ederim.

Bu tez çalışması, MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi'ne bağlı olarak gerçekleştirilen "Artvin-Borçka-Yusufeli Arasında Kalan Alanın Jeolojisi" projesinin bir bölümü ile ortak sonuçları içermektedir. Bana bu imkânı veren, personeli olduğum MTA Genel Müdürlüğü'ne, Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı'na ve katkılarından dolayı değerli proje arkadaşlarım Şükrü PEHLİVAN, Fatih KANAR, Turgut TOK, Mehmet ÇOBANKAYA, Dr. Kenan AKBAYRAM; Gökhan ATICI'ya; görüşlerini aldığım Dr. Halil YUSUFOĞLU'na; Alper SAKİTAŞ'a teşekkür ederim.

Paleontolojik ve petrografik tanımlamaları yapan MTA Genel Müdürlüğü personellerinden değerli meslektaşlarım Dr. Erkan EKMEKÇİ, Dr. Aynur HAKYEMEZ, Meral GÜREL, Füsün DANACI, Ayşegül AYDIN, Dr. Fatma GEDİK, Dr. Birkan ALAN, Hacer ŞEVİK, Kemal Erdoğan, Banu TÜRKMEN BOZKURT, Meltem BAYKAL DÖLEN, Yelda ILGAR, Havva SOYCAN'a teşekkür ederim.

Meslek hayatımın ilk yıllarından itibaren mesleki tecrübe ve bilgisini bize aktaran, elim bir trafik kazasında kaybettiğimiz Dr. Mehmet DURU'yu saygıyla anıyorum.

Destekleriyle yanımda olan değerli annem Badegül KANDEMİR ve babam Ali KANDEMİR'e teşekkür ederim.

Kıymetli eşim Abide KANDEMİR, çocuklarımız Umut Ali ve Alkan Efe'ye gösterdikleri manevi destek ve anlayıştan dolayı çok teşekkür ederim.

TABLULAR LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Tablo 2.1: Çatak formasyonuna ait paleontolojik veriler (planktik foramanifer)	30
Tablo 2.2: Kızılkaya formasyonuna ait paleontolojik veriler (planktik foramanifer)	37
Tablo 2.3: Çağlayan formasyonuna ait paleontolojik veriler (planktik foramanifer)	40
Tablo 2.4: Çayırbağ formasyonuna ait paleontolojik veriler (planktik foramanifer).....	43
Tablo 2.5: Ovacık formasyonuna ait paleontolojik veriler (foramanifer) ...	47
Tablo 2.6: Ağıllar formasyonuna ait paleontolojik veriler (foramanifer)....	48
Tablo 2.7: Beşağıl formasyonuna ait paleontolojik veriler (foramanifer)...	51
Tablo 2.8: Cankurtaran formasyonuna ait paleontolojik veriler (planktik foramanifer)	55
Tablo 2.9: Erenler formasyonuna ait paleontolojik veriler (nanno-plankton).	59
Tablo 2.10: Kabaköy formasyonuna ait paleontolojik veriler (nanno-plankton).....	62

ŞEKİLLER LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Şekil 1.1: Çalışma alanı ve yakın çevresinin yer bulduru haritası	2
Şekil 2.1: Türkiye'nin tektonik birlikleri	7
Şekil 2.2: Çalışma alanının Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti	11
Şekil 2.3: Çalışma sahasının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti	13
Şekil 2.4: a) Ortoklazlı, iri taneli granit, b) Artvin granitoidinin arenelaşmış kesimler ve onları kesen dayklar, c) Normal fayla kesilmiş, Artvin granitoidini kesen aplitler, d) İri plajiyoklaz ve amfibollü diyorit porfirler	15
Şekil 2.5: a) Artvin granitoidinde tektonik hatlarda gelişen kataklazma, b) Diyabaz daykları, c) Artvin granitoidi ile aynı dönemde gelişen dayklar, d) Artvin granitoidinde mafik mikrogranüler anklav.....	16
Şekil 2.6: a) Artvin granitoidi içerisinde ksenolitli granit damarı, b) İnce taneli granitlerdeki ksenolitler	16
Şekil 2.7: a) Artvin granitoidi dasitleri üzerine Berta formasyonu uyumsuzluğu, b) Silis, dasit, şist çakıllı taban konglomerası, c) Kalın tabakalı uzamış çakıllı konglomera, d) Berta formasyonu konglomerasında uzamış çakıllar (tektonik deformasyon)	19
Şekil 2.8: a) Berta formasyonuna ait metaşeyller, b) Metapelitikler içerisindeki fosil izleri	20
Şekil 2.9: a) Sarp topoğrafyalar oluşturan Hızarlidere volkaniti, b) Birimin tabanında gözlenen Bajosiyen yaşta radyolaryalı çört bandı, c) Andezitlerde suyla temas sonucu gelişen hyaloklastitler, d) Hızarlidere volkaniti yastık yapılı bazaltları	22
Şekil 2.10: a) Öğdem formasyonu ile Dogger volkanitlerinin taban ilişkisi, b) Öğdem formasyonuna ait karasal konglomeralar, c) Sığ denizel konglomera	24
Şekil 2.11: a) Öğdem formasyonu ile Aşağımaden formasyonu ilişkisi, b) Öğdem formasyonu içerisinde granit çakılı, c) Aşağımaden formasyonu mostra görünümü, d) Öğdem formasyonu kumtaşları içerisinde pembe granit taneleri	25
Şekil 2.12: a) Çatak formasyonunun düzenli tabakalarının genel görüntüsü, b) Bazaltlarla ardalanan pelajik kireçtaşları	28

Şekil 2.13:	a) Çatak formasyonuna ait, laminalı gözlenen kalsisiltit, kalsilütit, kalklarenit ardalanımı, b) Çatak formasyonu bazaltlarına ait yastık yapıları	29
Şekil 2.14:	Çatak formasyonu üzerine Kızılkaya formasyonu uyumlu dokanağı	30
Şekil 2.15:	a) Jura volkanitleri üzerine Turoniyen uyumsuzluğu, b) Zeytinlik üyesi konglomeraları ile geçişli pelajik kireçtaşları, c) Zeytinlik formasyonuna ait konglomera	32
Şekil 2.16:	Çatak formasyonu üzerine Kızılkaya formasyonu uyumlu dokanağı	34
Şekil 2.17:	Kızılkaya formasyonu ignimbiritleri	35
Şekil 2.18:	Kızılkaya formasyonu soğuma yapılı dasit lav gölü	36
Şekil 2.19:	a) Kızılkaya formasyonu tavanında piroklastlarla tedrici geçişli olarak gözlenen mikritik kireçtaşı, b) Kızılkaya formasyonu üzerine uyumlu gelen Çağlayan formasyonu bazaltları	36
Şekil 2.20:	a) Çağlayan formasyonu bazalt ve piroklastları, b) Çağlayan formasyonu bazaltları ile ara seviyeli mikritik kireçtaşları, c) Yastık yapılı bazaltlar ile eş yaşlı peperitleşmeler (çamurtaşları), d) Çağlayan formasyonu üzerine Beşağıl formasyonu uyumsuzluk dokanağı (Beşağıl yolu)	39
Şekil 2.21:	a) Çayırbağ formasyonu volkanoklastikleri, b) Sütun yapılı dasitler, c) Birim içerisinde pelajik kireçtaşı ara seviyeleri, d-e) Yaygın izlenen lapilli ve ignimbiritler, f) Çayırbağ formasyonu üst kesimlerinde gözlenen 25-50 kalınlıkta Maastrichtiyen yaşta mikritik kireçtaşları	42
Şekil 2.22:	a) Çağlayan formasyonu üzerine Ovacık formasyonu uyumsuzluğu, b) Ovacık formasyonu konglomera - kumtaşlarına ait mostra görünümü, c) Ovacık formasyonu kırıntılı kireçtaşları, d) Ovacık formasyonu üzerine uyumlu gelen Beşağıl formasyonuna ait makro fosil kavkılı hemipelajik kireçtaşı	46
Şekil 2.23:	Çağlayan formasyonu üzerine uyumsuz gelen Ağıllar formasyonuna ait konglomera, resifal kireçtaşları	49
Şekil 2.24:	Çağlayan formasyonu üzerine uyumsuz gelen Beşağıl formasyonuna ait kireçtaşları	50
Şekil 2.25:	Beşağıl formasyonu pelajikleri üzerine paralel uyumsuz olarak gelen Erenler formasyonuna ait kumtaşı, silttaşı (Beşağıl yolu)...	51

Şekil 2.26:	a-b) Cankurtaran formasyonu tabanında kalsitürbidit ve kazarak yerleşen tane akmalari, c) Pelajik kireçtaşlarında slamp yapıları, d) Pelajiklere yerleşen genç bazalt dayk ve silleri, e) Birimin üst seviyelerindeki geç Daniyen yaşta pembe-bordo pelajikler, f) Pelajik kireçtaşarı ile istifin en üst kesimindeki çamurtaşlarının geçişi	54
Şekil 2.27:	Çağlayan formasyonu üzerine Beşagıl formasyonu uyumsuzluğu ve her ikisi üzerine açısız uyumsuzlukla Erenler formasyonuna ait pelitik kayaçlar gelmektedir (Murgul)	58
Şekil 2.28:	a-b) Beşagıl formasyonu üzerine Erenler formasyonu paralel uyumsuzluğu, c-d) Erenler formasyonu taban kesimlerinde gözlenen olistostromal seviyeler/tane akmalari	60
Şekil 2.29:	a) Kabaköy formasyonu andezitlerinin Kızılkaya formasyonu dasitlerini üzerlemesi, b) Kabaköy formasyonu andezitleri kırıklarına yerleşen daha genç andezit daykı, c) Kabaköy formasyonu bazaltları, d) Kabaköy formasyonu andezitleri ve onları kesen bazalt daykı	63
Şekil 3.1:	Çalışma alanından ölçülmüş olan 103 adet tabaka doğrultu-eğimlerine ait a) gül diyagramı, b) π ve yoğunluk diyagramı.....	67
Şekil 3.2:	Variskan temele ait 63 adet çatlak ölçümüne ait gül diyagramı...	69
Şekil 3.3:	a) Artvin bindirmesine bağı gelişmiş simetrik ve asimetrik kıvrımlar, b) eğik asimetrik kıvrım, c) asimetrik kıvrım	70
Şekil 3.4:	Artvin bindirmesi: Karbonifer yaşlı Artvin granitoyidinin Üst Kretase yaşlı Çağlayan formasyonu üzerine itilmesi; Çağlayan formasyonunun Kızılkaya formasyonu üzerine itilmesi	71
Şekil 3.5:	Artvin bindirmesinde gelişen kataklastik deformasyonlar	71
Şekil 3.6:	Artvin bindirmesi taban blokunda gelişmiş olan yaklaşık kuzeye eğimli normal faylar	72
Şekil 3.7:	Artvin yöresi birimlerinin stratigrafik korelasyonu	74
Şekil 3.8:	Çoruh Nehri eski yatağına ait taraçalar	75
Şekil 4.1:	Doğu Pontidler'in Jura-Alt Kretase dönemi tektonik gelişimi için alternatif bölgesel tektonik modeller	77
Şekil 4.2:	Kuzeydoğu Pontidler'de üç kritik lokasyonda (Cankurtaran, Beşagıl ve Zeytinlik), Geç Kretase-Eosen dönemi büyük tektonik olayları gösteren sadeleştirilmiş stratigrafik kesitler	79

Şekil 4.3:	Doğu Pontidler’de Geç Kretase-Eosen dönemi tektonik gelişimi gösteren şematik modeller	81
Şekil 4.4:	A) Türkiye’nin yapısal haritası, B) Doğu Pontidler’in basitleştirilmiş Jeoloji Haritası	83



KISALTMALAR LİSTESİ

cm	: Santimetre
D	: Doğu
G	: Güney
GB	: Güney Batı
GD	: Güney Doğu
K	: Kuzey
KB	: Kuzey Batı
KD	: Kuzey Doğu
km	: Kilometre
m	: metre
MTA	: Maden Tetkik Arama
Pb	: Kurşun
s	: Sayfa
sp	: Species (tür)
ş	: Şekil
VMS	: Volkanojenik Masif Sülfid
MBH	: Murgul-Borçka Hattı
My	: Milyon yıl

1. GİRİŞ

Doğu Pontidler kuzeyde Karadeniz, güneyde İzmir-Erzincan ofiyolitinin doğu kesimi ile sınırlanır. Doğuda Küçük Kafkaslara kadar uzanırken, batıda Orta Pontidler ile ilişkisi stratigrafiktir [115]. İnceleme alanı Kuzeydoğu Pontidler'i kapsar. Doğu Pontidler'i Ketin (1966), Pontid Tektonik Birliği'nin doğu kesimini oluşturan "Doğu Pontid Orojenik Kuşağı" adı altında incelerken; Şengör ve Yılmaz (1981), Kimmerid Kıtasının bir parçası olarak değerlendirmiş; Okay (1989), Okay ve Tüysüz (1999) ise Sakarya Zonu'nun doğu uzantısı olarak ele almıştır.

Bu tez çalışması 2012-2013 yıllarında MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı projelerinden "Artvin-Borçka-Yusufeli Arasında Kalan Alanın Jeolojisi" projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir.

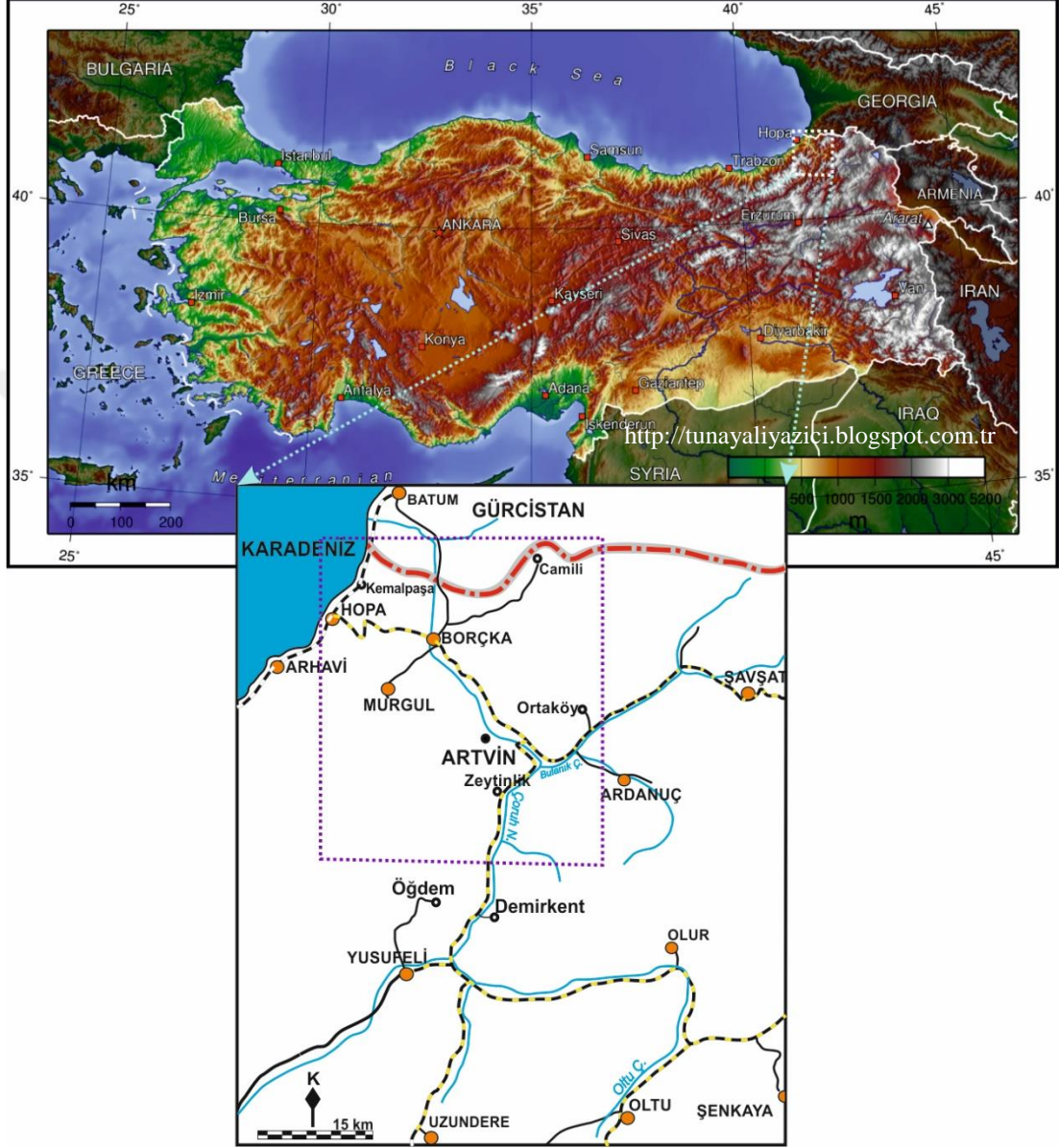
1.1. Çalışmanın Amacı

Doğu Karadeniz ilginç jeolojik yapısı, yaygın maden yatakları ve doğal kaynakları ile jeolojik açıdan önemli bir yere sahiptir. Bölgede birçok çalışma yapılmasına karşılık Doğu Pontidler'in tektonostratigrafisi ve jeodinamik evrimi ile ilgili çalışmalar kısıtlıdır ve bölgenin jeolojisi hala tartışmalıdır. Bu çalışmada bu sorunlara yönelik olarak, Doğu Karadeniz'in kuzeydoğusunda yayılım gösteren jeolojik birimlerin stratigrafisinin kurulması, bölgeyi etkileyen tektonik unsurların belirlenerek, jeodinamiğinin yorumlanması hedeflenmiştir. Bu unsurların belirlenmesinde farklı litoloji toplulukları formasyon ve üye mertebesinde incelenerek, bu formasyonların alt-üst ilişkileri ve yanal devamlılıkları irdelenmiş, birimlerin detaylı bir şekilde yaşlandırılması yapılmış, litolojileri etkileyen deformasyon süreçlerini belirleyen tektonik unsurlar ortaya konmaya çalışılmıştır. Verilerin yorumlanması ile bölgeyi şekillendiren jeodinamik süreçlerin şematik modellemeleri yapılmıştır.

1.2. Çalışma Alanı

Çalışma alanı, Doğu Karadeniz'in kuzeydoğusundaki yaklaşık 2700 km² alanı kapsar ve F46 paftasının bir kısmı ile F47 paftası içerisinde yer alır (Şekil 1.1). Artvin il

merkezini içinde barındıran inceleme alanındaki diğer yerleşim yerleri Murgul, Borçka, Hopa, Camili, Arhavi ilçeleridir.



Şekil 1.1. Çalışma alanı ve yakın çevresinin yer bulduru haritası.

Kuzeydoğu Pontidler oldukça sert morfolojilerden oluşan bir topoğrafyaya sahiptir. Sıradağlar Karadeniz'e paralel uzanır, derelerse genelde diktir. Ani yükselen tepeler ve dağlar, tüm Doğu Karadeniz Kuşağında olduğu gibi, hızlı bir yükselimin ve buna bağlı kuvvetli aşınmanın göstergesidir. En önemli vadisi, Çoruh Nehri'nin akışını sağladığı Çoruh Vadisi'dir. Çoruh Nehri Gürcistan sınırları içerisindeki Batum üzerinden Karadeniz'e dökülür ve burada geniş bir delta oluşturmuştur. Debisi oldukça yüksek olan nehir üzerinde kuzeyden güneye doğru Muratlı Barajı, Borçka Barajı ve Artvin'deki Deriner Barajı yer alır. Yusufeli istikametine doğru çok sayıda baraj inşaatı devam etmektedir. Deriner Barajı 249 metre gövde yüksekliği ile Türkiye'nin en yüksek, dünyanın 6. yüksek gövdeli barajıdır. 670 MW kurulu gücü ile bugün itibarıyla 750.000 kişinin yıllık enerji ihtiyacını karşılayacaktır. (<http://www.dsi.gov.tr/projeler/deriner-barajı>). Artvin ili yıllık yağış miktarı ortalama 58 kg/m², sıcaklık kışın 3-6 °C, yazın 18-21 °C'dir (<http://www.dmi.gov.tr/veridegerlendirme/il-ve-ilceler-istatistik.aspx?m=ARTVIN>). Bölge oldukça yüksek yayla ve dağlara sahiptir. Karçal Dağı (3440 m) ve Kaçkar Dağları (3500) en önemlileridir.

Çalışma alanına Erzurum üzerinden Artvin istikametine giden asfalt yol ve Rize'den Artvin istikametine asfalt yol ile ulaşım sağlanabilir.

1.3. Materyal ve Yöntem

Tez aşamasında arazi öncesi büro çalışmaları, arazi çalışmaları ve arazi sonrası büro ve laboratuvar çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

Arazi çalışmaları 2012-2013 yıllarının Mayıs-Ekim ayları arasında yürütülmüştür. Bu bağlamda birimlerin en iyi gözlemlendiği yerlerden stratigrafik kesitler alınmış; örnekler derlenmiş ve bölgedeki litostratigrafi birimlerinin alt-üst sınır ilişkileri, fasiyes özellikleri ve yanal-düşey fasiyes değişimleri irdelenmiş; litolojik özelliklerine göre gerek görülen alanlarda birimler formasyon ve üye mertebesinde ele alınmış, çalışma alanının belli alanlarında 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası (F47-a4-b3-c1 paftaları) yapılmış, MTA "Artvin-Borçka-Yusufeli Arasında Kalan Alanın Jeolojisi" projesi kapsamında elde edilen haritalardan da (Kandemir ve ark., 2016-yayın aşamasında) yararlanılarak 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası oluşturulmuştur (Şekil 2.2). Yapısal

unsurlar belirlenerek bölgeyi etkileyen ana sıkışma yönü ve buna bağlı tektonizma belirlenmeye çalışılmış, bölgenin jeodinamik evrimi yorumlanmıştır.

Arazi çalışması esnasında 150 adet paleontolojik, 150 adet petrografik numune alımı gerçekleştirilmiştir. Bunun yanı sıra 3 adet radyometrik örnekteki zirkonlardan lazer aplasyon yöntemiyle yaşlar elde edilmiştir. Paleontoloji ve petrografi determinasyonları MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Paleontoloji ve Petrografi Araştırmaları Koodinatörlüğü'nce yapılmıştır. Paleontolojik yaş tayinleri ince kesit, yıkama (tane planktik foraminifer), nanno-plankton ve radyolaryalardan yapılmıştır.

Arazi çalışmaları sonrası sütun kesit oluşturulmuş, belirlenen hatlardan jeolojik enine kesit alımı gerçekleştirilmiş, örnek sonuçları formasyon bazlı incelenmiş ve tez yazım çalışmaları yapılmıştır.

2. JEOLOJİ

2.1. Bölgesel Jeoloji / Önceki Çalışmalar

Türkiye oldukça karmaşık bir yapı sunan Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alır. Türkiye'deki tektonik kuşakların sınıflaması ilk olarak Suess (1885), arazi çalışmalarına dayalı ilk adlama ise Naumann (1896) tarafından yapılmıştır. Bunları Suess (1901), Kober (1921), Stille (1928), Chaput (1936), Arni (1939), Parejas (1940), Salomon-Calvi (1940), Blumenthal (1946) ve bu dalda ilk Türk araştırmacı Egeran (1947)'in sınıflamaları izler [144]. Egeran (1947) Türkiye'yi kuzeyden güneye Pontidler, Anatolidler, Orta Bölge, Toridler, Ege-İranidler, Anadolu-İran Kenar Kıvrımları şeklinde bölümlenmiştir. Ketin (1966)'nın ofiyolitik kuşakları temel olarak belirlediği 4 adet tektonik birlik vardır. Bunlar kuzeyden güneye Pontidler, Anatolidler, Toridler, Kenar Kıvrımları şeklindedir. Brinkmann (1966) ise Batı Pontid Bloku, Kuzey Anadolu Hattı, Misiya-Galatya Bloku, İzmir-Ankara Zonu ve Menderes Masifi şeklinde sıralamıştır. Türkiye'de ilk levha tektoniğine dayalı tektonik sınıflamayı Şengör ve Yılmaz (1981) yapmıştır. Bu sınıflamada suture kuşakları ile bunlar tarafından ayrılan kıtasal birlikler esas alınmıştır. Buna göre Pontidler, Sakarya Kıtası, Torid-Anatolid Platformu, Arap Platformu, Doğu Anadolu Yığılım Karmaşığı şeklinde tektonik birlikler; Paleotetis, Karakaya Süturu, Neotetis Süturları (8 adet) şeklinde de suture zonları belirlemiştir. Okay ve Tüysüz (1999) ise Şengör ve Yılmaz (1981)'in belirlediği Pontidler'den Istranca ve İstanbul Zonları'nı ayırmış, geriye kalan Pontid alanlarını Sakarya Zonu'na dâhil etmiştir. Buna göre Rodop-Istranca Zonu, İstanbul Zonu, Sakarya Zonu, Kırşehir Masifi, Torid-Anatolid Bloku, Arap Platformu şeklinde sınıflama yapmıştır (Şekil 2.1). Suture sınıflamasında ise Paleotetis-Neotetis kavramlarını kullanmamış, bunun yerine İntra-Pontid Süturu, İzmir-Ankara-Erzincan Süturu, İç Torid Süturu, Pamfilya Süturu, Asur-Zagros Süturu şeklinde tanımlama yapmıştır.

Pontidler: Ketin (1966) tarafından adlanmış olan Pontid Orojenik Kuşağı batıda Istranca Masifi'nden, doğuda Kafkaslar'a kadar Kuzey Türkiye boyunca uzanmaktadır [140; 117; 170].

Doğu Pontid kuşağının temeli jeolojik olarak ya Kimmerid kıtasının parçası [140; 142] ya da Sakarya Zonunun doğu uzantısı (Şekil 2.1) [113; 117] olarak yorumlanmaktadır. Doğu Pontidler'in Turoniyen öncesi kayaları yaygın olarak kuşağın güney kesimlerinde yüzlek verirken, kuşağın kuzeyinde Turoniyen-Orta Eosen volkanik ve volkanoklastikleri temel kayaları örtmektedir [10; 71; 125; 99; 100] Doğu Pontidler'in Turoniyen öncesi jeolojik birimleri iki bölümde incelenebilir: **(1)** Jura öncesi temel birimler ve **(2)** Jura-Alt Kretase volkanik-volkanoklastikleri ile temel birimleri uyumsuz örten karbonat platformu [10; 71; 125; 100].

Doğu Pontidler'in Jura öncesi temeli ise 4 bölümde incelenebilir: **(1)** gnays, migmatit, metakuvarsit, amfibolit, metadiyoritler ve az oranda metadunit-metaharzburjit bantlarından oluşan erken Karbonifer'de yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfizması geçirmiş, Pulur masifi olarak adlandırılan metamorfik kompleks (331-327 My; [154-155]), **(2)** 295-325 My yaşta [156; 162] Karbonifer plutonları [173; 165], **(3)** Jura yaşlı kumlu kireçtaşları tarafından uyumsuz olarak örtülen yaklaşık 1100 metre kalınlığındaki Geç Karbonifer fusilin ve konodontları içeren Üst Paleozoyik sedimanları [114; 37], **(4)** Yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metabazit, mermer ve fillatlardan oluşan ve literatürde Karakaya Kompleksi olarak adlanmış olan Permo-Triyas yaşlı birimler [111; 117; 155].

Bu dört temel birim Alt-Orta Jura yaşlı, ammonitikorosso seviyeleri volkanik-volkanosedimanter kayalarla örtülür ve bu volkanitlerin plutonik eşleniği gabro, diyorit ve granitlerce kesilirler [27; 28; 75; 166; 99; 138; 79; 72; 47; 161; 162].

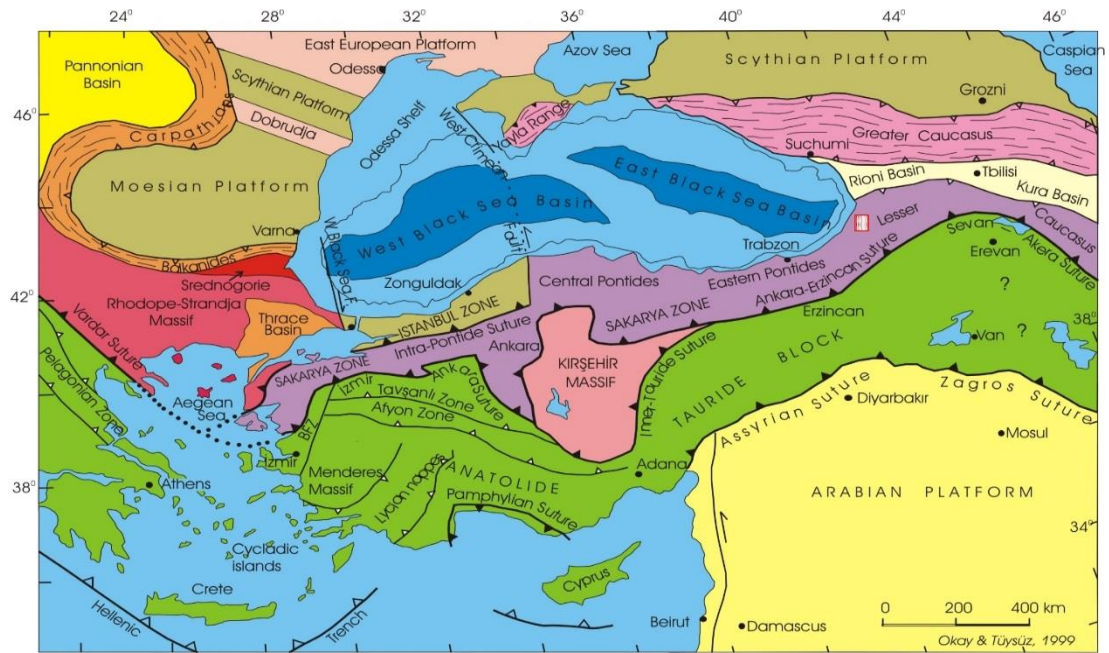
Bergougnan (1987), Alt Jura volkanitlerinin içerdiği klinopiroksenlerin kompozisyonlarına dayanarak bu volkanitlerin toleytik bileşenli ilksel bir magma kaynağından türediğini söylemektedir.

Ammonitikorosso seviyelerindeki ammonitlerden alt Pleinsbahiyen-Toarsiyen Toarsiyen [121; 90; 91; 164; 122; 28] ve kömür seviyelerinden elde edilen polen analizlerinden Liyas [7; 131; 132] ve Dogger [6] yaşları bildirilmiştir.

Doğu Pontidler'in Alt Jura sedimanter serileri iki ayrı şekilde yorumlanmıştır. Buna göre Alt Jura birimleri Neotetis okyanusunun açılması ile ilişkili rift ortamında [139; 140; 75; 28; 169; 97] veya dalma-batmayla ilişkili yay ortamında gelişmiştir [88; 118; 117; 101; 120].

Erken-Orta Jura sedimanter serileri dereceli olarak üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarına geçiş gösterir ve aynı zamanda Alt Kretase karbonatlarını kesen az oranda magmatik kaya intrüzyonları da vardır. Karbonifer plutonik kayalarını kesen erken-orta Jura granitleri (179-156 My) de bildirilmiştir [47; 162].

Çok sayıda araştırmaya konu olan bölgede Doğu Pontidler'in tektonik gelişimi ile ilgili farklı görüşler ortaya çıkmıştır. Bunlardan bazıları okyanusal litosferin Paleozoyik'ten Eosen'e kadar kuzeye daldığı [1; 2; 151; 71; 152; 158; 159; 160; 161; 133; 43] tezini savunur. Bunun tersini savunan araştırmacılara göre Tetis okyanusal kabuğu Paleozoyik'ten Eosen'e kadar güneye dalmış ve magmatik kuşak bu yitime bağlı gelişmiştir [42; 22; 23; 24; 25; 26; 35; 55; 58; 59; 60; 57]. Ayrıca Eyüboğlu ve ark., (2012) Tetis okyanus litosferinin güney yönlü dalma batmasının Oligo-Miyosen'e kadar devam ettiğini belirtmektedir. Yazarlara göre Oligo-Miyosen döneminde Avrasya ile Doğu Pontidler-Küçük Kafkaslar-Elburz magmatik yayı çarpışmış, bu çarpışma sonucunda Tetis okyanusunun günümüzdeki kalıntıları olan Karadeniz Havzası ve Hazar Havzası birbirinden ayrılmışlardır. Diğer bir çalışmada ise Paleozoyik'ten Dogger'e kadar güneye dalan Paleotetis'in Dogger sonunda kapandığı, güneyde açılan Neotetis'in kuzey kolunun Paosen'e kadar kuzeye yitiminin gerçekleştiği ve bu dönemde kapandığı yönünde görüş bildirilir [140; 141].



Şekil 2.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri [117].

Bölge kimi araştırmacılar tarafından güneyden kuzeye farklı zonlara/kuşaklara ayrılmıştır. En güneydeki ofiyolitik kuşak, Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı [140], Kırdag-Karadağ Ekaylı Kuşağı [98], Sevan-Akera Zonu [171], Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu [99], Kuzey Anadolu Ofiyolit Zonu [9] şeklinde tanımlanmıştır. Onun kuzeyinde yer alan yay-önü birimleri Olur-Tortum Zonu [99], Ovacık-Olur Zonu [9] adıyla incelenirken; yay birimleri Artvin Bolnisi [4; 167; 171], Artvin-Yusufeli Zonu [99], Bayburt-Artvin Zonu [9] ve yay-ardı birimleri de Adjara-Trialeti [4; 171], Hopa-Boręka Zonu [99], Harşit-Boręka Zonu [9] olarak tanımlanmıştır. Bu zonlar kendi içinde daha küçük birliklere ayrılmıştır. Bu çalışmalarda bahsedilen yay ile yay-ardı sınırı inceleme alanı içerisinde kalır ve Artvin güneyinden geçen tektonik hat olarak belirtilmektedir. alışmacılara göre yay bölgesindeki birimler Maastrichtiyen'de neritik kireçtaşları ile uyumsuz olarak üzerlenir, yay-ardındaki birimler Lütesiyen'e kadar uyumlu olarak devam eder.

Güven (1993) bölgenin stratigrafisini incelemiş ve tüm Doğu Karadeniz'i kapsayan 1/250.000 ölçekli jeolojik haritalar hazırlamıştır.

İnceleme alanı ve yakın dolayında magmatik kayaçların petrojenezi jeokimyası hakkında çok sayıda araştırma vardır [164; 41; 40; 129; 149; 150; 153; 107; 125; 126; 106; 67; 44; 30; 31; 15; 86; 87; 45; 46; 47;48; 54; 57; 58; 59; 60; 61; 63; 80; 81; 82; 83; 84; 85; 16; 18; 17]. Bu çalışmalarla bölgenin magmatik faaliyetinin gelişimi ve jeotektoniği hakkında yaklaşımlarda bulunulmuştur. Doğu Pontidler'deki en yaygın yay magmatikleri olan Geç Kretase volkanitlerinin genelde kalk-alkalen, nadiren alkalen, toleyitik veya şoşonitik özellikte ada yayı volkanitleri olduğu belirtilir [149; 153; 129; 69; 10; 50; 130; 51; 52; 53; 19; 67; 20; 86; 87; 9].

Doğu Torid Bloğu: Doğu Pontidler ve Toridler birbirlerinden İzmir-Ankara-Erzincan kenedi ile ayrılmaktadırlar (şekil 2.1) [140; 117].

Torid Bloğu'nun Arkeen [104] - Erken Kambriyen kristalin temeli, alt kesimlerde Triyas yaşlı magmatiklerce kesilen kalın Paleozoyik ve Mesozoyik sedimanter istiflerle örtölmektedir [143; 123; 102; 33; 12]. Doğu Pontid yayının güneyinde Munzur Dağları'nda, Torid Bloğu'na ait 1200 metre kalınlığında Üst Triyas-Üst

Kretase platform karbonatları ve bunları uyumlu olarak üzerleyen Turoniyen-Kampaniyen pelajik biyomikritleri yüzlek vermektedir [123; 124].

Toridler'de birkaç bölgede gözlenen orta Kampaniyen döneminde ofiyolitik nap üzerlemesi [134; 140; 133; 135] Munzur Dağları'nda da gözlenmiştir [124; 115]. 67-70 My yaşındaki bir siyenit intrüzyonu ofiyolitleri ve bunların altındaki kireçtaşlarını kesmektedir [128]. Ofiyolit dilimlerini ve ofiyolit üzerlemesine bağlı oluşmuş melanjlari, Maastrichtiyen-Üst Paleosen yaşlı neritik kireçtaşları uyumsuz olarak örter [123; 66; 78]. Az oranda volkanik arakatkıları içeren alt Lütseyen neritik kireçtaşları, Munzur Dağlarında yüzlek veren daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örter [115].

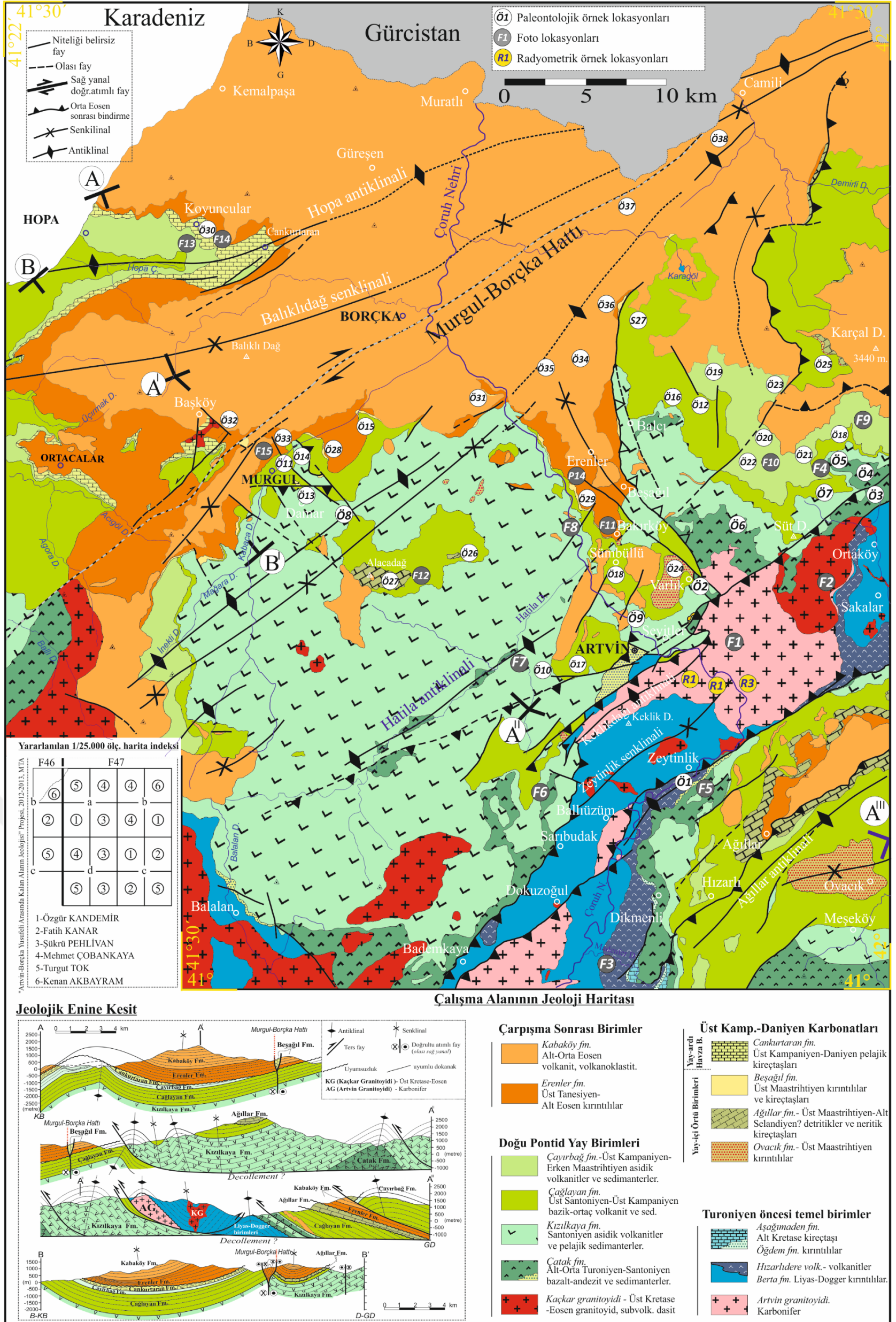
2.2. İnceleme Alanı ve Yakın Çevresinin Jeolojisi

Bölgede gözlenen en yaşlı kaya topluluğu Artvin granitoyididir. Hersiniyen orjonezine bağlı olarak Karbonifer'de gelişen Artvin granitoyidi çalışma alanında gözlenemeyen metamorfik bir temel (Harsdere metamorfileri) içerisine sokulmuştur. Bu temel üzerine Liyas'ta Narlık grubu birimleri uyumsuzluğa gelir. Narlık grubu, kırıntılıların hâkim olduğu Berta formasyonu ve volkanitlerin yoğun olduğu Hızarlidere formasyonunu kapsar. Dogger sonunda bölge yükselerek pozitif alan haline gelmiş, Malm'de ve Erken Kretase'de transgresyonla iki uyumsuzluk düzlemi gelişmiştir. Malm uyumsuzluğu çalışma alanının güneyinde gözlenmektedir [99]. Alt Kretase yaşlı Öğdem formasyonu konglomera, kumtaşları ile temsil edilirken, neritik karbonatlardan oluşan Aşağımaden formasyonu, Öğdem formasyonu içerisinde mercekler halinde gözlenebilir.

Kuzeydoğu Pontidler'de Erken-Orta Turoniyen'den itibaren tüm bölgeyi kapsayan yoğun bir yay volkanizması gelişmiştir. Turoniyen-Santoniyen'de bazik-ortaç bileşimde volkanitler ve vakanoklastiklerden oluşan Çatak formasyonu, Santoniyen'de asidik bileşimde volkanizma ürünleri ve volkanoklastiklerden oluşan Kızılkaya formasyonu, geç Santoniyen-geç Kampaniyen'de bazik-ortaç bileşimli volkanizma ürünleri ile volkanoklastiklerden oluşan Çağlayan formasyonu, geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen'de yine asidik bileşimde volkanizma ürünleri ve bunlarla ara seviyeli sedimanter kayalardan oluşan Çayırbağ formasyonu yay

volkanizmasının birimleridir. Erken-Orta Turoniyen ile Erken Maastrichtiyen arasından gelişen bu yay birimleri birbirleri ile düşey ve yanal olarak geçişlidir. Volkanizmanın duraksadığı dönemlerde pelajik kireçtaşı, kiltası, silttaşı ve kumtaşları çökelmiştir.

Erken Maastrichtiyen’de, bu döneme kadar denizel ortam koşullarında olan yay bölgesi yükselerek karasal ortam koşullarına geçmiş ve yayın kuzeyinde Doğu Karadeniz Havzası yay-ardı havza olarak gelişmiştir. Yay-ardında pelajik kireçtaşı, kalsitürbidit, kiltaşlarından oluşan Cankurtaran formasyonu, Çayırbağ formasyonu üzerine uyumlu gelmektedir. Buna karşın aynı dönem aralığında yay bölgesinde neritik kireçtaşı/hemipelajik kireçtaşlarından oluşan Beştaşlı formasyonu ve Ağıllar formasyonu Çağlayan formasyonu üzerine taban konglomerası (Ovacık formasyonu) ile uyumsuz olarak gelir. Konglomera, kumtaşı, silttaşı, yer yer de kireçtaşlarından oluşan türbiditik karakterli Erenler formasyonu geç Tanesiyen’de yay ve yay-ardı istiflerini uyumsuz olarak üzerler. Erken İpresiyen-Lütesiyen’de çarpışma sonrası gelişen volkanizma ürünlerinden ve volkanoklastiklerden oluşan Kabaköy formasyonu, Erenler formasyonunu uyumlu olarak üzerler. Çalışma alanının en genç birimleri bu birimleri uyumsuz olarak örten alüvyon ve yamaç molozudur.



Şekil 2.2. Çalışma alanının Jeoloji Haritası ve Jeolojik Enine Kesiti (Kandemir ve ark., (2016 - yayın aşamasında)'dan düzenlenmiştir).

2.3. Stratigrafi

İnceleme alanı ve yakın çevresinde farklı jeolojik döneme ait kaya birimleri yer alır. En yaygın gözlenen litoloji topluluğu Geç Kretase dönemi yay volkanizması ürünleri ve sedimanter kayalardır. Bu nedenle Hersiniyen temele ait Artvin granitoyidi; bunu uyumsuzlukla örten Liyas-Dogger yaşlı Narlık grubu; Alt Kretase yaşlı Öğdem formasyonu ve Aşağımaden formasyonu “**Temel Birimler**” olarak ele alınmıştır. Geç Kretase dönemi yay ürünlerini temsil eden Çatak formasyonu, Kızılkaya formasyonu, Çağlayan formasyonu, Çayırbağ formasyonları “**Yay-ıçi Havza Birimleri**” üst başlığı ile incelenmiştir. Bölgede Geç Kretase-Eosen yaş aralığında yerleşmiş olan intrüzipler Kaçkar granitoyidi olarak ele alınmıştır. Yay bölgesinin yükselimine işaret eden geç Maastrichtiyen uyumsuzluğuyla çökelimine başlayan Ovacık formasyonu, Ağıllar formasyonu ve Beşâğıl formasyonu birimleri, “**Yay-ıçi Örtü Birimleri**” adı altında incelenmiştir. Geç Kampaniyen-geç Daniyen dönemi birimlerinin yay-ardı havzadaki eşleniği Cankurtaran formasyonudur. Bu birim “**Yay-ardı Havza Birimleri**” adı altında ele alınmıştır. Son olarak tüm birimleri geç Tanesiyen-erken İpresiyen’de uyumsuz olarak üzerleyen Erenler formasyonu ve Kabaköy formasyonu “**Çarpışma Sonrası Birimleri**” ‘ni temsil eder (Şekil 2.3).

Üst Sistem	Sistem	Seri	Kat	Formasyon / Üye	Kalınlık (m)	Litoloji	Açıklama
Senozoyik	Kuvaterner	Paleojen	Eosen	Lütesiyen	2000		Tutturulmamış, çakıl, kum, çamur Uyumsuzluk Bazık-ortaç, yer yer asidik volkanizma ürünleri Diyorit Porfir, Andezit Konglomera, Kumt., olistostrom, silttaşı, killi taşı, marl
				İpresiyen	1200		
	Paleosen	Daniyen	Geç Tanesiyen	475		Uyumsuzluk (Yay bölgesi) Killi kireçtaşı, çamurtaşı, kalsitürbidit Sediman ara seviyeli asidik piroklastlar, riyolit, riyo-dasit, dasit	
			Erenler	500			
	Kretase	Üst	Geç Santoniyen-Geç Kampaniyen	Geç Maast.	500		
				Geç Kamp.-Erken Maast.	Çayırbağ		900
			Santoniyen	Kızılkaya	3650		Killi kireçtaşı, çamurtaşı, kumtaşı, silttaşı ara seviyeri içeren asidik piroklastikler, Dasit, riyodasit
				Turoniyen-Santoniyen	Çatak		
			Zeytinlik		70		Killi kireçtaşı, çamurtaşı, kumtaşı, silttaşı ara seviyeri
			Jura	Alt	Hızarlidere		
Öğdem	75					Taban konglomerası, kumtaşı Uyumsuzluk Gri renkli resifal kireçtaşları	
Paleozoyik	Karbonifer		Orta	Berta	500-750		
		500				Asidik ve bazık dayklar Metakırıntılı (ankimetamorfik) kayalar Bazık lav ara seviyeri Kanal dolgusu Taban konglomerası	
Paleozoyik	Karbonifer	Alt	Artvin Granitoyidi	500-750			
				500-750		Pembemsi, sarımsı, beyazımsı renkli iri taneli, holokristalin dokulu, hafif yönlü granitoyit ve diyabaz-apilit daykları	

Şekil 2.3. Çalışma sahasının geliştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).

2.3.1. Temel Birimler

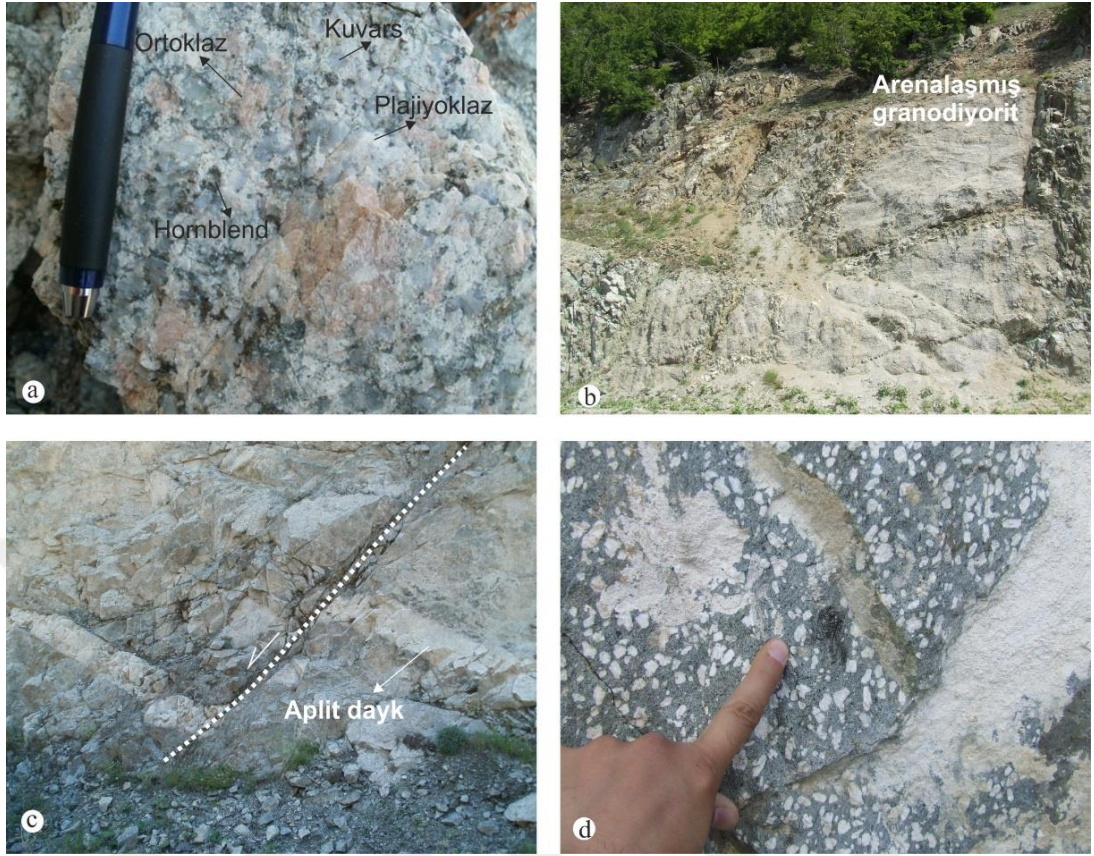
Kuzey Doğu Pontidler'in temelinde Karbonifer yaşlı Artvin granitoyidi yer alır. Artvin granitoyidini Liyas-Dogger yaştaki Narlık grubu uyumsuz olarak üzerler. Narlık grubu, kırıntılılardan oluşan Berta formasyonu ve volkanitlerden oluşan Hızarlidere volkaniti adı ile iki alt başlıkta incelenmiştir. Ankimetamorfizma izleri taşıyan bu birimleri Alt Kretase yaşlı Öğdem formasyonu uyumsuz olarak üzerler. Karasal-sığ denizel kırıntılılardan oluşan birim Öğdem formasyonu ve onu uyumlu üzerleyen neritik kireçtaşları Aşağımaden formasyonu adı ile incelenmiştir.

2.3.1.1. Artvin Granitoyidi

Çalışma alanının temelini oluşturan ve farklı bileşimlerde granitoyidlerden oluşmuş olan birim ilk kez Konak ve ark. (2001) tarafından adlandırılmıştır. Hersiniyen orojenezine bağlı olarak gelişen granitoyidler çalışma alanının güneyinde yer alan metamorfik temele sokulmuştur.

Birim, Artvin yakın dolayında geniş yüzeylemeler göstermekte ve bu nedenle adını buradan almaktadır. İnceleme alanının güney kesiminde Salkımlı, Ortaköy, Hamamlı, Şehitlik, Ballüzüm, Dokuzoğul köyleri dolayında KD-GB uzanımlı olarak yüzlek verir. Genel olarak yeşil, beyazımsı yeşil grimsi renklerde gözlenen, oldukça geniş yayılım gösteren granitoyidler bileşim olarak farklılıklar sunmaktadır. Granit, granodiyorit, monzogranit, monzonit, diyorit, granit porfir, tonalit porfir, diyorit porfir, aplit ve diyabaz dayklarından meydana gelen birim genelde iri taneli gözlenmekte; yer yer arenalaşmalar göstermektedir (Şekil 2.4-b). Granitoyidler holokristalin taneseli dokuludur. Kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, kalsit, klorit, biyotit, hornblend mineralleri ana bileşendir (Şekil 2.4-a). Granitoyidlerde killeşme, serizitleşme ve kloritleşme yaygındır. Ayrıca kayaçta yer alan çatlaklar ikincil kalsit mineralleri ile doldurulmuştur.

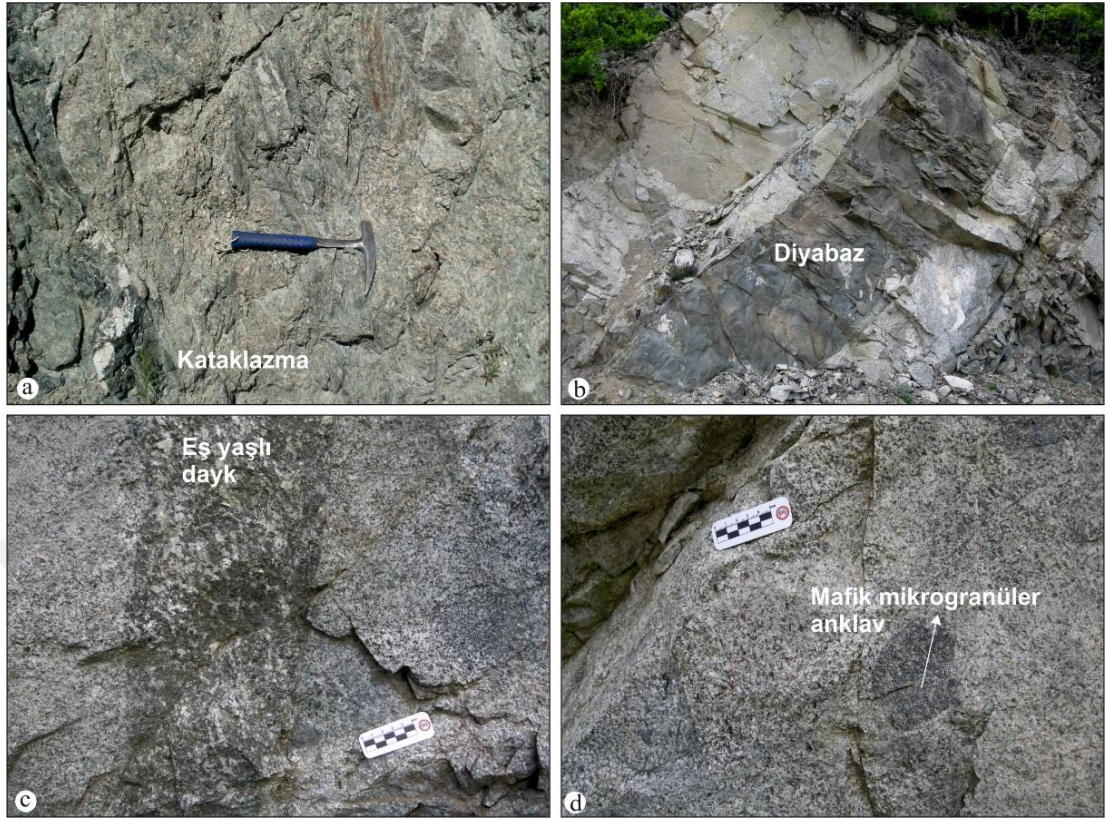
Artvin granitoyidinde sıklıkla diyabaz dayklarına rastlanılır (Şekil 2.5-b). Diyabazlar yeşil renkli, genelde 10-150 cm kalınlık sunan, intergranüler dokuludur. Diyoritporfir, tonalitporfir ve grandiyoritporfirler holokristalin porfirik dokulu olarak gözlenir (Şekil 2.4-d).



Şekil 2.4. a) Ortoklazlı, iri taneli granit, b) Artvin granitoidinin arenelaşmış kesimler ve onları kesen dayklar, c) Normal fayla kesilmiş, Artvin granitoidini kesen aplitler, d) İri plajiyoklaz ve amfibollü diyorit porfirler.

Birim içerisinde seyrek olarak 3-15 cm genişlikte mafik mikrogranüler anklavlara rastlanır (Şekil 2.5-d). Bunların yanı sıra aplit (Şekil 2.4-c) ve eş yaşlı mafik bileşenli damarlar da gözlenir (Şekil 2.5-c). Artvin granitoidinin tektonizmadan yoğun etkilenen kesimleri kataklazma ve düşük dereceli metamorfizma izleri taşır (Şekil 2.5-a). Bazı kesimlerde protomilonit, milonit oluşumları söz konusudur.

Artvin granitoidinin yerleştiği çevre kayası (Harsdere metamorfileri) çalışma alanında gözlenmemiştir. Çalışma alanının güneyinde G47 paftasında Paleozoyik yaşlı metakırıntılılar granitoidlerin yan kayası konumundadır [99]. Artvin-Ardanuç yolu üzerinde (Varyant) Artvin granitoidi içerisine, yaklaşık 2 metre genişlikte, küçük taneli granit sokulumunda ksenolitlere rastlanmıştır. Bu ksenolitler biyotitist, metagranit ve silisten oluşur. Ksenolitlerin, granitoidin yan kayası olan Harsdere metamorfilerine ait olması muhtemeldir (Şekil 2.6-a-b).



Şekil 2.5. a) Artvin granitoidinde tektonik hatlarda gelişen kataklaşma, b) Diyabaz daykları , c) Artvin granitoyidi ile aynı dönemde gelişen dayklar, d) Artvin granitoidinde mafik mikrogranüler anklav.



Şekil 2.6. a) Artvin granitoyidi içerisinde ksenolitli granit damarı, b) İnce taneli granitlerdeki ksenolitler (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F1).

Artvin'in 2 km güneyinde yer alan Genya dağında Artvin granitoidleri Liyas-Dogger yaşlı ankimetamorfik kırıntılılardan oluşan Berta formasyonu açılı uyumsuz olarak üzerlemektedir. Granitoyitlerin kenar kesimlerinde yer alan eş yaşlı sarımsı beyaz renkli, genelde altere subvolkanik dasitler, dasitler ve riyodasitler gözlenir.

Hipokristalin porfirik, felsitik, sferülitik dokulu gözlenen volkanitlerde kuvars, alkali feldispat, plajiyoklaz minerallerine rastlanır. Tektonik deformasyona ve hidrotermal getirimlere bağlı olarak yüzey alterasyonu yoğun gözlenir. Sakalar kuzeyinde yer alan Liyas-Dogger yaşlı Berta formasyonu, bu dasitler üzerinde uyumsuz olarak yer alır.

Artvin granitoyitinden alınan örneklerdeki zirkonlardan laser aplasyon yöntemiyle 310.3 ± 3.4 My (R1-lokasyon), 315.7 ± 1.9 My (R2), $327.3 + 1.9 - 1.7$ My (R3) yaşlar elde edilmiştir (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2.). Buna göre Artvin granitoyidi Karbonifer yaşadadır.

Artvin granitoyidinin eşleniği Gümüşhane plutonu yüksek potasyumlu, kalk-alkalin I tipi granitoid özelliği sunar [157]. Artvin granitoyidi Tetisin Geç Paleozoyik'te dalımına bağlı olarak aktif kıta kenarında gelişmiş yay ürünüdür [161]. Birim Gümüşhane granitoyidleri ile benzer mineralojik bileşime sahiptir.

2.3.1.2. Narlık Grubu

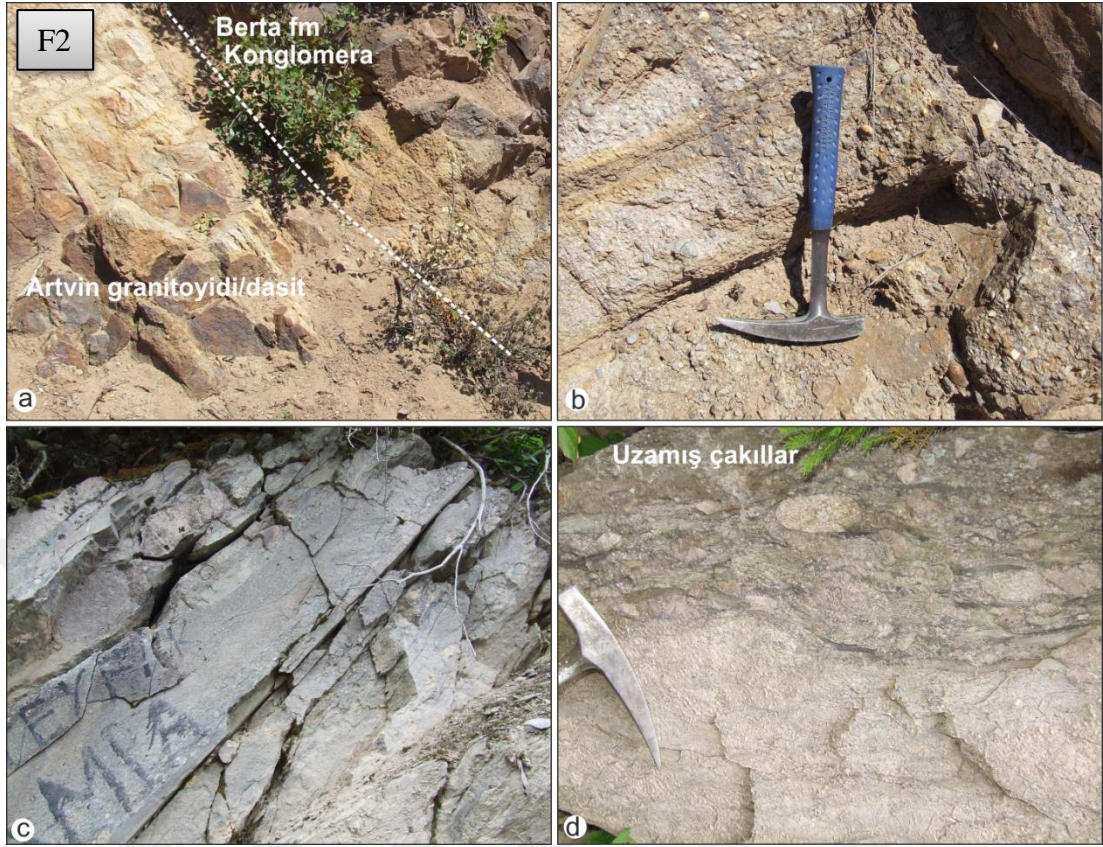
Liyas-Dogger yaş aralığında gelişmiş olan ankimetamorfik kırıntılılardan oluşan Berta formasyonu ve volkanitlerden oluşan Hızarlidere volkaniti Narlık grubu adı altında ele alınmıştır [99]. Çalışma alanı ve yakın çevresinde yapılan önceki çalışmalarda kırıntılı birimlerle volkanitler birlikte değerlendirilerek Hamurkesen formasyonu [5; 73] adı altında incelenmiştir. Daha önce tek bir formasyon olarak haritalanmış olan Liyas-Dogger yaşlı birimler iki ayrı formasyon olarak incelenmiştir. Buna göre tabanda yer alan dinamik etkilerle düşük dereceli metamorfizma geçirmiş olan metakırıntılılar Berta formasyonu ve volkanizma ürünleri Hızarlidere volkaniti olarak ayrılmıştır.

2.3.1.2.1. Berta Formasyonu

Berta formasyonu adı ilk olarak Konak ve ark. (2001) tarafından Berta (Ortaköy) dolayında iyi gözlenen ankimetamorfik kırıntılılar için kullanılmıştır. Bu çalışmada da benzer litolojik özelliklerde ve Liyas-Dogger yaş aralığında gelişmiş olan metakırıntılılar aynı adla incelenmiştir. Berta formasyonu inceleme alanında Ortaköy (Berta), Zeytinlik, Bademkaya, Balalan köyü dolaylarında yayılım gösterir.

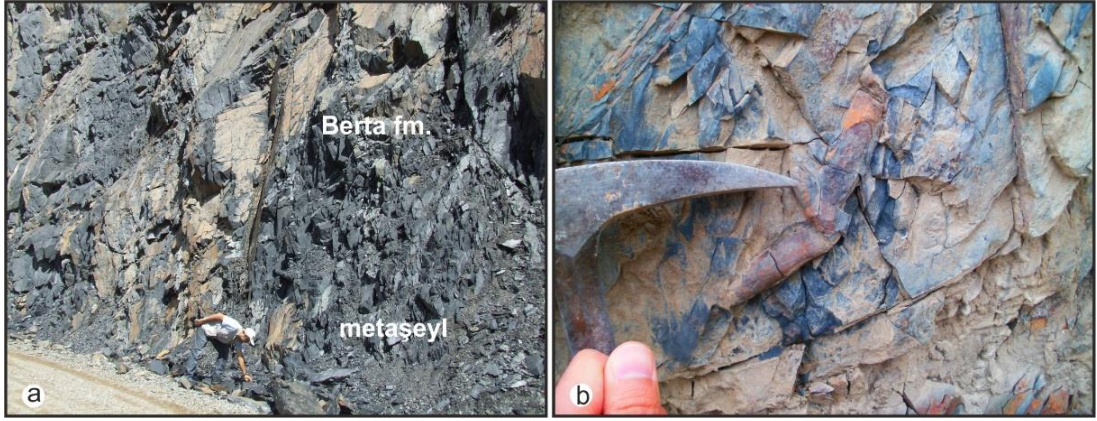
Berta formasyonu beyaz-sarımsı renkli konglomera, kumtaşı, litik arenit, kuvars arenit, metakumtaşı, metakuvars kumtaşı ile başlar ve ortamın hızla derinleşmesi ile birlikte siyahımsı gri renkte silttaşı, şeyl, metasilttaşı, metaşeyl ve çört bantları ile devam eder. Birimin tabanında gözlenen konglomeralar polijenik çakıllı (silis, dasit, granit, şist), orta-kalın tabakalı, sıkı tutturulmuş, orta boylanmalıdır (Şekil 2.7b). Silttaşı, kiltası ve şeyller gri-siyahımsı renkli, ince tabakalı, kıymıksı döküntülüdür. Yer yer bitümlü seviyelere ve fosil izlerine rastlanır (Şekil 2.8a, b). Geçirdiği ankimetamorfizma nedeniyle tıkız bir görünüm sunar. Metakırıntılılarda blastopsamitik doku gelişmiştir. Kuvars, plajiyoklaz, feldispat, muskovit, biyotit, klorit, serisit, grafit (?), kayaç parçaları, opak mineraller içermektedir. Ankimetamorfik kırıntılılar içerisinde yer alan ince çatlaklar serisit, kalsit mineralleri ile doldurulmuştur. Kayaçta yer alan minerallerin belirli bir yönde dizildikleri, bazı bileşenlerin uzadığı makro olarak da gözlenmektedir. Özellikle tektonik hatlara yakın lokasyonlardaki konglomeralarda uzamış ve yönlenmiş çakıllar iyi gözlenmektedir (Şekil 2.7c, d). Bu nedenle birimde dinamik etkilerin neden olduğu düşük dereceli metamorfizmadan bahsedilir.

Berta formasyonunun içerisinde eş yaşlı gelişmiş olan volkanizma ürünlerine rastlanabilmektedir. Haritalanamayacak boyuttaki bu volkanitler Berta formasyonu ile birlikte değerlendirilmiştir. Ancak volkanizmanın yoğun gözlendiği lokasyonlarda volkanitler Hızarlıdere formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Berta formasyonu ile yapısal uyumluluk arz eden, benzer deformasyon izleri taşıyan asidik ve bazik siller, dayklar gözlenir. Bu yapısal benzerlik, dayk ve sillerin Liyas-Dogger döneminde yerleşmiş olduğu düşüncesini uyandırır.



Şekil 2.7. a) Artvin granitoyidi dasitleri üzerine Berta formasyonu uyumsuzluğu, b) Silis, dasit, şist çakıllı taban konglomerası, c) Kalın tabakalı uzamiş çakıllı konglomera, d) Berta formasyonu konglomerasında uzamiş çakıllar (tektonik deformasyon) (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F2).

Oldukça kıvrımlı gözlenen Berta formasyonunun görünür kalınlığı 750 metreyi bulabilmektedir. Kaba taneli detritiklerle başlayan birim yanarda ve düşeyde ince taneli pelitik kayalara geçiş göstermektedir. Artvin yakın güneyindeki Genya Dağı'nda Artin granitoyidleri üzerine uyumsuzlukla gelen birimin bu ilişkisi bitki örtüsü nedeniyle çok iyi gözlenemez. Ancak taban kesimlerindeki konglomera ve kumtaşları bu granitoyidlerden beslenmiştir. Berta formasyonunun taban ilişkisi en iyi Sakalar dolayında gözlenir (Şekil 2.7a). Bu lokasyonda Artvin granitoyidine ait dasitler üzerine Berta formasyonu uyumsuzlukla gelmektedir. Berta formasyonunun üzerine ise Hızarlidere formasyonuna ait volkanizma ürünleri uyumlu olarak gelir.



Şekil 2.8. a) Berta formasyonuna ait metapeşyller, b) Metapelitikler içerisindeki fosil izleri.

Derin denizel ortamda oluşan pelitik kayalarda (şeyl-silttaşı) çeşitli fosil izlerine rastlanmaktadır (Şekil 2.8a, b). Artvin güneyi Çakmakçılar Mahallesi'nden alınan kumtaşı örneği *Nodosarid* foraminifer, *Ekinite* plak ve dikenleri, *Lamellibranch* kavkı parçaları, *Bryozoa*, *Alg*, Makro fosil kavkı parçaları fosil faunasına göre Liyas fasiyesindedir. Ayrıca Madenler Dere üzerinde, Berta formasyonunun üst kesimleri ile Hızarlıdere volkaniti taban seviyeleri geçişinde *Triactoma jakopsae* Carter, *Paronaella bandyi* Pessagno, *Praezhamoidellum convexa* (Yao), *Eucyrtidiellum* sp. radyolarya fosilleri Bajosiyen yaşını vermektedir. Buna göre Berta formasyonu Liyas-Dogger yaş aralığında çökelmiştir.

Berta formasyonu karasal-sığ denizel fasiyeste transgresif olarak gelişimine başlamış ve hızla derinleşen denizel ortam koşullarında iraksak türbiditik çökellere geçiş göstermiştir. Birim Hamurkesen formasyonu [5], Bertaderesi formasyonu [11], Kelkit formasyonu [28], Jura filiş serisi [109], Şenköy formasyonu [172] 'nun kırıntılı kesimleri ile deneştirilebilir.

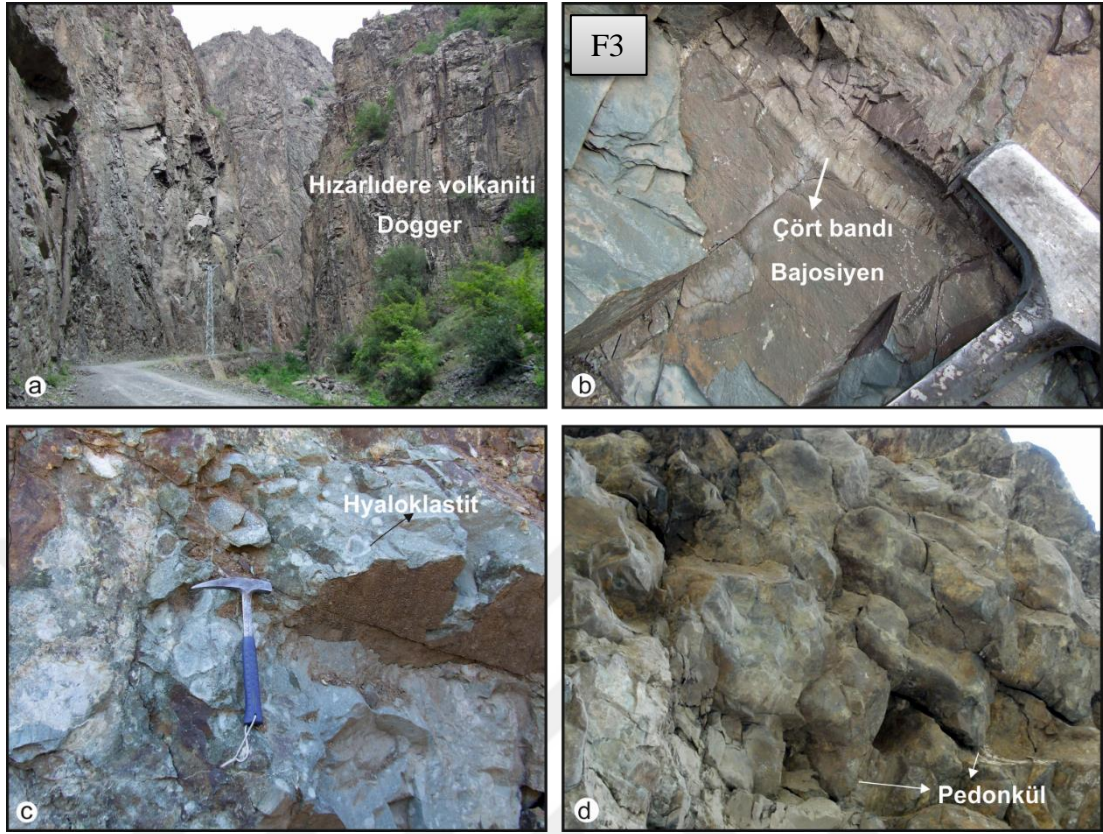
2.3.1.2.2. Hızarlıdere Volkaniti

Hızarlıdere köyünde iyi gözlenen andezit, bazalt, piroklastlardan oluşan volkanizma ürünleri, ilk olarak Konak ve ark., (2001) tarafından Hızarlıdere volkaniti adı altında incelenmiştir.

Hızarlıdere volkaniti, koyu yeşil, siyahımsı renklere gözlenen yarı derinlik ve yüzey magmatik kayalarından oluşmaktadır. Birim bazalt, andezit, çört ara katkılı spilit,

piroklastlar ile bunları kesen diyabaz dayklarından oluşur. Volkanitlerin su ile teması sonucu gelişen hiyaloklastikler (Şekil 2.9-c) ile tipik yastık yapısı gösterebilen bazaltlar (Şekil 2.9-d), bunlarla ara seviyeli çört bantları ve metaşeyller yaygındır. Hızarlidere volkaniti yaklaşık 500 metre kalınlık sunabilmektedir. Birim Çoruh Vadisi dolayında oldukça sert topoğrafya oluşturur (Şekil 2.9-a). Hızarlidere volkaniti genel itibariyle Berta formasyonu üzerine uyumlu gelir. Berta formasyonu ile yanalda ve düşeyde girik olarak izlenir. Madenler Dere dolayında karasal konglomera, kumtaşlarından oluşan Alt Kretase yaşlı Öğdem formasyonu Hızarlidere volkanitini uyumsuzlukla üzerler. Hızarlidere volkanitinin alt seviyelerinde gözlenen çört bantlarındaki radyolarya faunasından Bajosiyen yaşlı elde edilmiştir (Şekil 2.9-b). Bu lokasyonun güneyinde Hızarlidere volkanitini uyumsuzlukla üzerleyen Öğdem formasyonu o bölgede çökelimine Malm'de başlar [99; 100]. Bu verilere göre Berta formasyonuna ait kırıntılılarla yanalda ve düşeyde girik gözlenen Hızarlidere volkanitinin yaşlı Liyas-Dogger kabul edilmiştir.

Hızarlidere volkaniti Liyas başlarından itibaren giderek derinleşen denizel ortam koşullarında gelişen volkanizma ürünleridir. Bu volkanitlerin yitimle ilişkili kalalkalen-toleyitik bileşimli yay (152; 153; 88; 118; 99; 119; 101; 120] ya da gerilmeli rift [139; 140; 75; 28; 169; 97] volkanizması ürünleri olduğuna dair farklı görüşler vardır. Karadeniz'in kuzey kesimlerinin Jura döneminde yay içi havza, güney kesiminin yayardı rift havzaları şeklinde geliştiği belirtilir [23]. Bergougnan (1987) ise Alt Jura volkanitlerinin içerdiği klinopiroksen kompozisyonlarına dayanarak bu volkanitlerin toleyitik bileşimli ilksel bir magma kaynağından türediğini belirtmektedir.



Şekil 2.9. a) Sarp topoğrafyalar oluşturan Hızarlidere volkaniti, b) Birimin tabanında gözlenen Bajosiyen yaşta radyolaryalı çört bandı, c) Andezitlerde suyla temas sonucu gelişen hyaloklastitler, d) Hızarlidere volkaniti yastık yapılı bazaltları (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F3).

Hızarlidere volkaniti Hamurkesen fomasyonu [5], Kelkit formasyonu [28], Jura filiş serisi [109], Şenköy formasyonu [172]'nun volkanitli kesimi ile denestirilebilir. Konak ve Hakyemez (2009) birimi Mudurnu formasyonu olarak isimlendirmişlerdir.

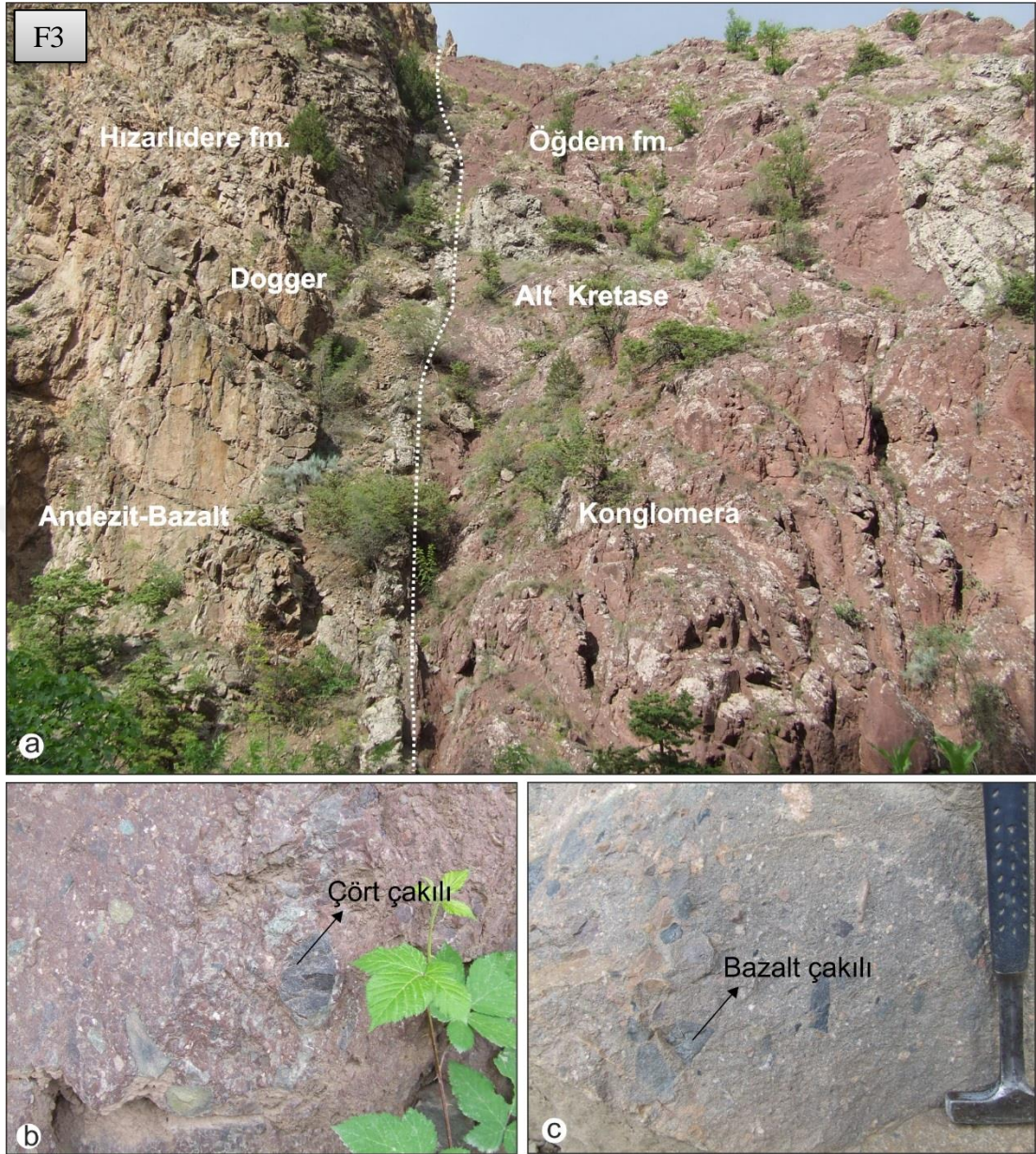
2.3.1.3. Öğdem Formasyonu

Karasal konglomera, kumtaşlarından oluşan birim Konak ve Hakyemez (2009) tarafından Öğdem Bucağı dolayında adlandırılmıştır.

Öğdem formasyonu kırmızı-bordo renkli, polijenik çakıllı, sıkı tutturulmuş, kalın tabakalı, kötü boylanmalı olarak gözlenen konglomera ve kumtaşlarından oluşur. Bu karasal birimler üzerinde denizel ortam koşullarında, kıyı fasiyesinde gelişmiş olan sarımsı renkli, kumtaşı-konglomera, sittaşı geçişli olarak gözlenir. Konglomeralar yarı köşeli-az yuvarlak spilitik bazalt, bazalt, andezit, diyabaz ve radyolarit çakıllarından

oluşur (Şekil 2.10-b-c). Ayrıca Artvin granitoidine ait granit çakılları da yaygındır (Şekil 2.11b, d). Kalın tabakalı konglomeralar yeşil-koyu yeşil renkli bazik sil ve dayklar tarafından kesilir. Birimin kalınlığı Madenler mevkiinde 100 metre kadardır. Ancak tip yeri olan Öğdem Bucağı (G47) dolayında bu kalınlık yaklaşık 600-700 metredir [99]. Öğdem formasyonu içerisinde Alt Kretase yaşta resif mercceklerine rastlanılır. Bu kireçtaşları Konak ve ark. (2001) tarafından Aşağımaden kireçtaşı üyesi (bu çalışmada formasyon mertebesinde incelenmiştir) olarak ayrılmıştır. Öğdem formasyonu Hızarlıdere volkanitleri üzerine Madenler Dere dolayında açılı uyumsuzlukla gelirken (Şekil 2.10-a); birimin üzerine Alt Kretase yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Aşağımaden formasyonu uyumlu olarak gelir (Şekil 2.11-a). Öğdem formasyonu içerisinde yaş elde edilememiştir ancak üzerine geçişli olarak gelen Aşağımaden formasyonundan Erken Kretase? yaşı elde edilmiştir. Ayrıca güneyde birimin eşdeğeri olan litolojiler Üst Jura-Alt Kretase yaş aralığındadır ancak Erken Kretase'de yeni bir uyumsuzluk olabileceği ihtimalinden de bahsedilmiştir [99]. Birimi Erken Kretase? yaşta karbonat platformu uyumlu üzerlediğinden, Öğdem formasyonun yaşı çalışılan alan için Alt Kretase olarak değerlendirilmiştir.

Öğdem formasyonu karasal ve sığ denizel ortam koşullarında gelişmiştir. Birim Güven (1993) tarafından Malm yaşta Madenler formasyonu olarak değerlendirilmiş ve Narlık grubunun eşleniği olan Hamurkesen formasyonu üzerinde uyumlu kabul edilmiştir.

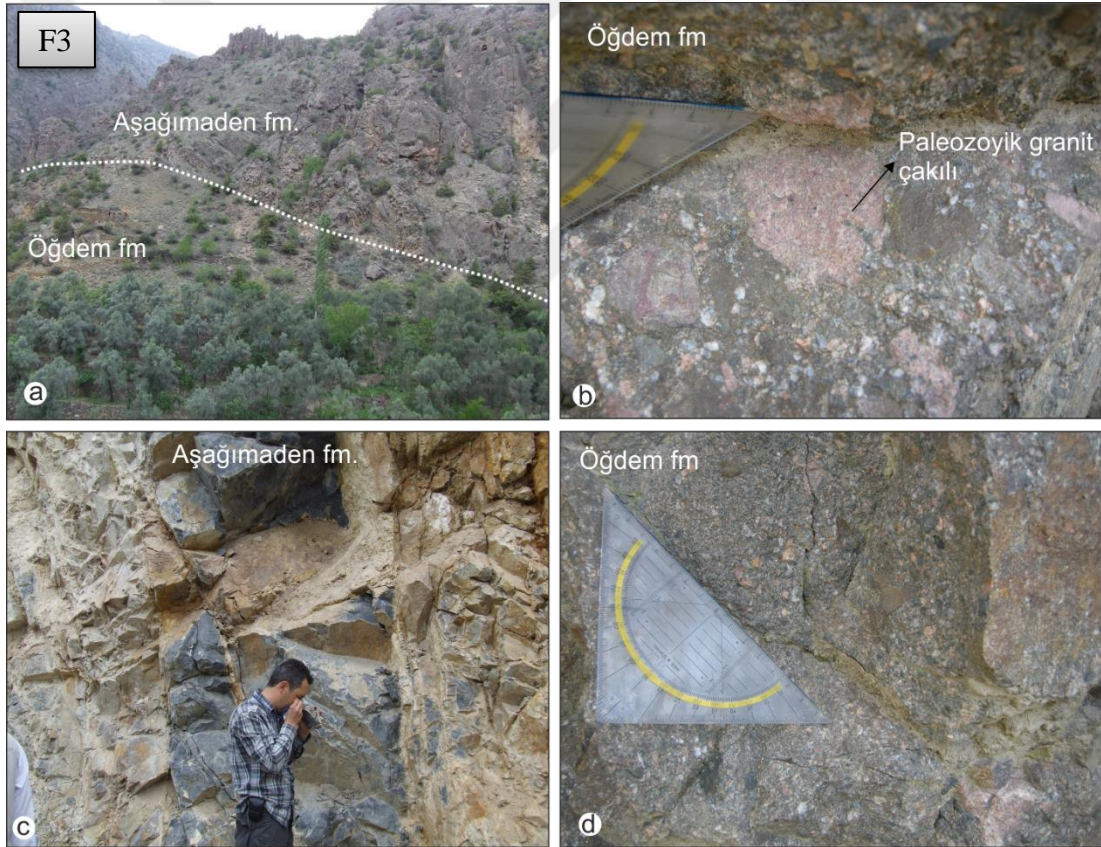


Şekil 2.10. a) Öğdem formasyonu ile Dogger volkanitlerinin ilişkisi, b) Öğdem formasyonuna ait karasal konglomeralar, c) Sığ denizel konglomera (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F3).

2.3.1.4. Aşağımaden Formasyonu

Resifal kireçtaşlarından oluşan Aşağımaden formasyonu inceleme alanının güneyinde ve G47 paftası kuzeyinde yayılım gösterir. Konak ve Hakyemez (2009) tarafından Öğdem formasyonu içerisinde Aşağımaden kireçtaşı üyesi olarak adlanan Alt Kretase yaşta neritik kireçtaşları, formasyon mertebesinde ele alınmıştır.

Aşağımaden formasyonu gri, koyu gri renkli orta-kalın tabakalı, yer yer masif görümlü, bol çatlak ve kırıklı, bu çatlakları boyunca ikincil kalsit dolgulu, karstik boşluklar barındıran neritik kireçtaşlarından oluşur (Şekil 2.11-a-c). Birimin kalınlığı yanal yönde değişkenlik göstermekle birlikte Aşağımaden-Yukarımaden Köyü dolaylarında yaklaşık 100 metredir. Öğdem formasyonu içerisinde mercek halinde gözlenebilmektedir [99]. Aşağımaden formasyonu Aşağımaden Köyü (F47-c4) dolayında Öğdem formasyonuna ait sığ denizel, sarımsı renkli konglomera, kumtaşları üzerine geçişli olarak gelirken (Şekil 211-a-b); Geç Kretase yay magmatizmasının ilk ürünü olan erken-orta Turoniyen yaşlı Çatak formasyonu tarafından açılı uyumsuz olarak örtülür.



Şekil 2.11. a) Öğdem formasyonu ile Aşağımaden formasyonu ilişkisi, b) Öğdem formasyonu içerisinde granit çakılı, c) Aşağımaden formasyonu mostra görünümü, d) Öğdem formasyonu kumtaşları içerisinde pembe granit taneleri (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F3).

Aşağımaden formasyonundan elde edilen *Pseudocyclammia lituus* (Yokoyama), *Vercorsella* sp.?, *Haphlophragmoides* sp., *Valvulina* sp., Ophthalmidiidae,

lamellibrans kavkuları, ekinid dikenli fosillerine göre birime Erken Kretase? yaşı verilmiştir. Konak ve Hakyamez (2009) bazı resif merceklerinde Valanjiniyen, Barremiyen-Apsiyen yaşlarını elde etmişlerdir. Buna göre birimin yaşı Alt Kretase kabul edilmiştir. Birim kıyı-şelf ortamında çökelmiştir.

Konak ve ark. (2001) tarafından adlandırılan Hesmanet kireçtaşı; Pelin (1977a, b) tarafından Alucra (Giresun) yöresindeki Berdiga Dağları'nda adlandırılan neritik kireçtaşlarından oluşan Berdiga formasyonunun üst bölümleri ile denetirilebilir. Berdiga formasyonu Malm'de çökelimine başlarken Aşağımaden formasyonu Erken Kretase'de çökelimine başlamıştır. Aşağımaden formasyonu, Öğdem formasyonu içerisinde resif mercekleri şeklinde de gözlenebilirken, Berdiga formasyonu kilometrelerce yanal devamlılığı olan platform kireçtaşlarından oluşur.

2.3.2. Yay İçi Havza Birimleri

Neotetis'in Sakarya Zonu altına kuzey yönlü dalımı sonucu [112] erken-orta Turoniyen'de faaliyetine başlayan Geç Kretase yay volkanizması erken Maastrichtiyen'e kadar varlığını sürdürmüştür. Volkanizmanın faaliyetine ara verdiği dönemlerde sedimanter kayaçlar çökelime eşlik etmiştir. Geç Kretase yay magmatizması tüm Doğu Pontidler'de yaygın olarak gözlenir ve Çatak formasyonu, Kızılkaya formasyonu, Çağlayan formasyonu, Çayırbağ formasyonu ve Kaçkar granitoyidi ile temsil edilir.

2.3.2.1. Çatak Formasyonu

Bazik-ortaç volkanizma ürünlerinden ve bunlarla ara katkılı sedimanter litolojilerden oluşan birim Güven (1993) tarafından Trabzon-Maçka-Çatak mevkiinde adlandırılmıştır. Artvin dolayındaki benzer konum ve litolojideki kaya toplulukları Çatak formasyonu, bunların taban konglomerası ise Zeytinlik üyesi olarak ayrılmıştır.

Çatak formasyonu inceleme alanının kuzeydoğusunda Ahlat Köyü, Hak Mahallesi, Perengal Mahallesi ve İkindikayası Sırtı dolaylarında düzenli bir yayılım gösterir (Şekil 2.2).

Geç Kretase yay magmatizmasının ilk ürünleri Çatak formasyonu birimleridir. Birim tabanda kırmızı-bordo renkli karasal konglomeralarla çökelimine başlamaktadır. Ortamın hızlı bir transgresyonla denizel ortama geçmesi, derinleşmesi sonucu pelajik kireçtaşları çökelime eşlik etmiş ve volkanik faaliyet başlamıştır. Çoğunlukla bazalt, andezit, piroklastikler ile bunlarla ara seviyeli biyomikrit, çamurtaşı, kalkarenit, kalsisiltit, kalsilütlerden oluşur (Şekil 2.12-a-b; Şekil 2.13-a-b). Bazaltlar siyahımsı, yeşil, grimsi renklere, çoğunlukla masif görünümlü, gaz boşluklu, yer yer yastık yapılıdır. Yastık yapıları 50-100 cm boyutta gözlenebilmektedir. Birimin yapısal konumuna işaret eden pedonkül yapıları belirgindir (Şekil 2.13b). Amigdoloidal, intersertal ve yer yer ofitik dokulu gözlenebilen bazaltlar; plajiyoklaz, ojit, kalsit, klorit mineralleri içermektedir. Kayaç içerisinde bol miktarda gözlenen gaz boşlukları ikincil kalsit, klorit ve zeolit mineralleri ile doldurulmuştur.

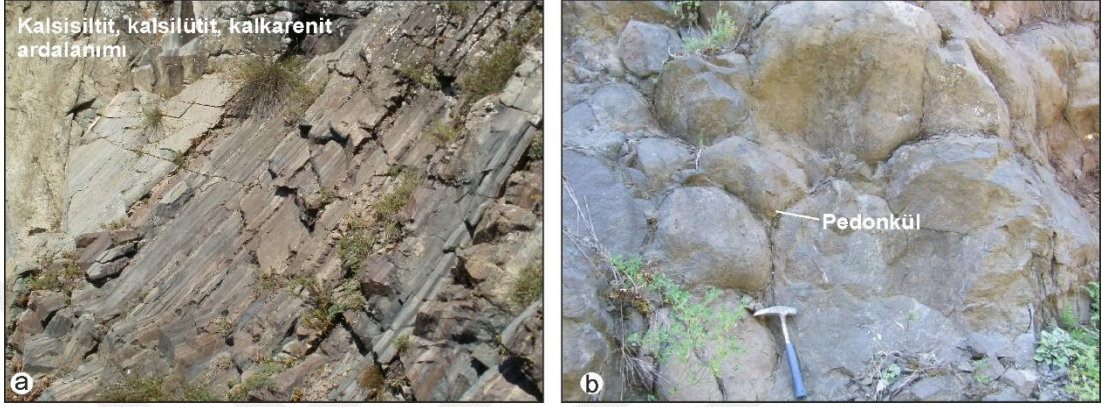


Şekil 2.12. a) Çatak formasyonunun düzenli tabakalarının genel görüntüsü, b) Çatak formasyonunda bazaltlarla ardalanmış pelajik birimler.

Andezitler yeşilimsi renkte, masif görünümlü, porfirik ve amigdoloidal dokuludur. Birincil olarak fenokristaller halinde plajiyoklaz ve opak mineraller içeren andezitlerde ikincil olarak kalsit ve klorit minerallerine rastlanılır. Plajiyoklaz minerallerinde killeşme, kayaç genelinde kloritleşme yaygın olarak gözlenmektedir. Bu volkanitler ile ara seviyeler oluşturan aglomera, lapilli, kristal tuf, litik tuf, kristal litik tuf gibi piroklastların yanı sıra bordo, yeşilimsi, gri renklerde, laminalı kalsilütit, biyomikrit, çamurtaşı silttaşı, volkanik arenit gibi sedimanter birimlere de çoğu seviyede rastlanır (Şekil 2.13a). Bu sedimanter ara seviyelerin kalınlığı azami 30 metreye kadar çıkmakta ve birim yanal olarak birkaç kilometre devam etmektedir. Türbiditik ortamda gelişen Çatak formasyonu içerisinde ortam hareketliliğine bağlı olarak 1-20 metre arası kalınlık sunabilen olistosromal kanallar gözlenmektedir. Bu olistostromlar taban kesimlerde genelde Jura birimlerinden, üst kesimlerde formasyon içi (intraformasyonel) çakıl ve bloklardan yapılıdır.

Çatak formasyonunun kalınlığı değişkenlik göstermekle beraber en fazla 1200 metre kalınlık sunabilmektedir. Çatak formasyonunun taban uyumsuzluğu çalışma alanında Balalan ve Zeytinlik köyü dolayında; çalışma alanı dışında Şavşat yolu üzerinde (F48) iyi gözlenir. Bu lokasyonlarda uyumsuzluk Dogger yaşlı Hızarlidere volkaniti üzerinde izlenir. Birim ayrıca, Artvin güneybatısı Dere Mahallesi dolayında Berta formasyonu üzerinde, Hak Mahallesi dolayında Artvin granitoyidi üzerine uyumsuz olarak yer alır. Birimin üzerinde ise Hatila Vadisi, Ahlat Elmalı Mahallesi'nde, Keçidağ güneyi, Zeytinlik doğusu, Serinsu ve Ortaköy dolaylarında asidik volkanizma ürünlerinden oluşan Kızılkaya formasyonu uyumlu olarak yer alır (Şekil

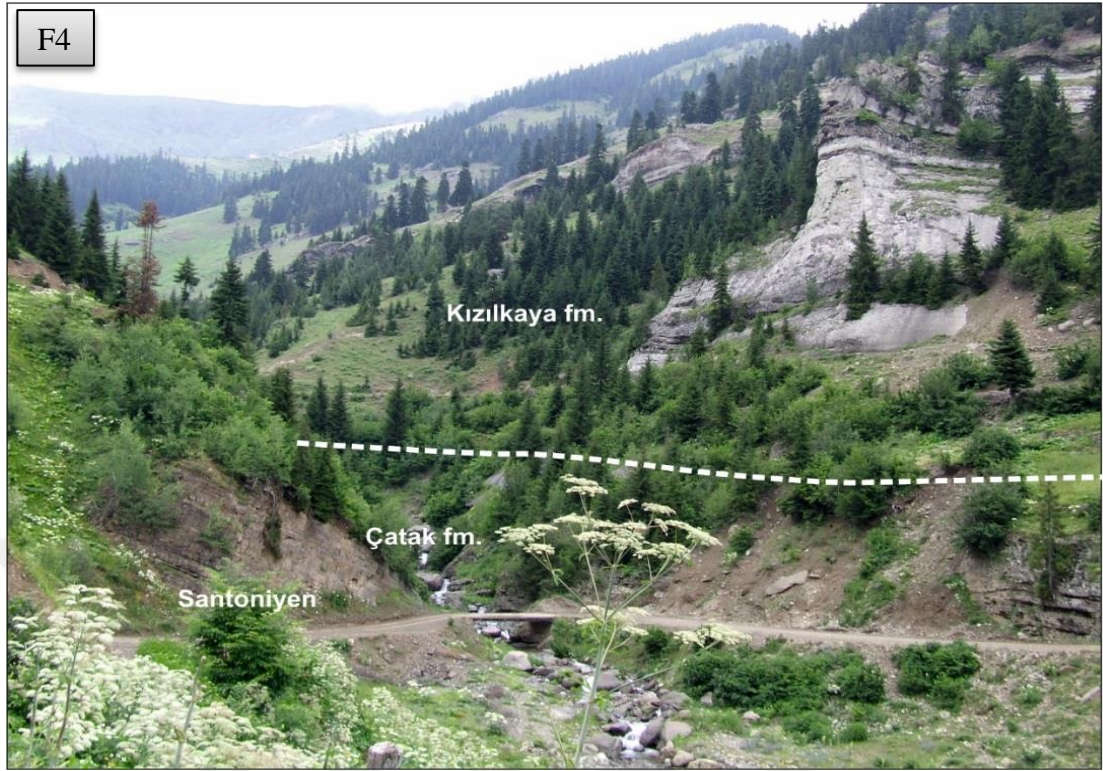
2.14; Şekil 2.16). Çatak formasyonu yanal olarak tüm Doğu Karadeniz yay kuşağı boyunca uzanır. Bu hat boyunca yanal fasiyes değişimlerine sıklıkla rastlanır. Kimi yerlerde bazaltik-andezitik lavlar yoğun gözlenirken kimi bölgelerde volkanoklastik kayalar egemendir.



Şekil 2.13. a) Çatak formasyonuna ait, laminalı gözlenen kalsisiltit, kalsilütit, kalklarenit ardalanımı, b) Çatak formasyonu bazaltlarına ait yastık yapıları.

Çatak formasyonunun alt kesimlerindeki pelajik kireçtaşlarından derlenen örneklerdeki fosil faunasına göre; istifin tabanından Alt-Orta Turoniyen, üst kesimlerinden Santoniyen yaş elde edilmiştir (Tablo 2.1). Buna göre Çatak formasyonu Turoniyen-Santoniyen yaş aralığında gelişmiştir.

Çatak formasyonu karasal ortam koşullarında çökelimine başlamış, hızlı bir transgresyon ve ortamın derinleşmesi neticesinde şelf çökelleri gözlenmeksizin yamaç karakterli birimler çökelmiştir. İstifin volkanitlerle ara seviyeli litolojileri yamaç karakterli pelajik ve türbiditik çökellerden oluşur. Çatak formasyonu birimleri, Geç Kretase dönemi denizaltı kıtasal yayının ilk ürünleridir. Çatak formasyonu Schultze-Westrum (1961) tarafından adlanan Üst Bazik Seri; Yılmaz ve ark. (1997) tarafından adlanan Varlık grubu; Aksay ve Turhan (1998) tarafından tanımlanan Turoniyen-Kampaniyen yaşlı Tosunlar formasyonunun alt kesimleri; Kurt ve ark. (2006) tarafından adlanan Karabulduk formasyonu ile deneştirilebilir.



Şekil 2.14. Çatak formasyonu ile Kızılkaya formasyonunun uyumlu dokanağı (Ortaköy yaylası) (Lokasyon için bkzn. Şekil 2.2-F4).

Tablo 2.1. Çatak formasyonuna ait paleontolojik veriler (planktik foraminifer) (Ö1-Örnek lokasyonları için bkzn. Şekil 2.2).

Örnek no	Koordinat	Fosil Fauna	Yaş
12-TT-02 Ö1	740906 4554886	<i>Praeglobotruncana cf. gibba</i> Klaus, <i>Helvetoglobotruncana cf. helvetica</i> (Bolli), <i>Marginotruncana renzi</i> (Gandolfi), <i>Praeglobotruncana sp.</i> , <i>Dicarinella sp.</i> , <i>Macroglobigerinelloides sp.</i> , <i>Muricohedbergella sp.</i> ,	Alt-Orta Turoniyen
12-ÖK-233 Ö2	740521 4566613	<i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Helvetoglobotruncana cf. helvetica</i> , <i>Globigerinelloides sp.</i> , <i>Dicarinella sp.</i> , <i>Heterohelix sp.</i> , Radyolarya	Turoniyen
12-ÖK-234 Ö2	740521 4566613	<i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Helvetoglobotruncana cf. helvetica</i> , <i>Globigerinelloides sp.</i> , <i>Dicarinella sp.</i> , <i>Heterohelix sp.</i> , Radyolarya	Turoniyen
12-ÖK-252 Ö3	750743 4571925	<i>Dicarinella spp.</i> , <i>Globigerinelloides sp.</i> , <i>Heterohelix sp.</i> , <i>Marginotruncana spp.</i> , Radyolarya	Turoniyen- Santoniyen

12-ÖK-257- 258-259 Ö3	750771 4572991	<i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., <i>Marginotruncana</i> sp., Radyolarya	Turoniyen- Santoniyen
12-ÖK-261 Ö4	749691 4573939	<i>Marginotruncana renzi</i> (Gandolfi), <i>Dicarinella concavata</i> (Brotzen), <i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., <i>Marginotruncana</i> sp., Radyolarya	Turoniyen- Santoniyen
12-ÖK-262 Ö5	748226 4574237	<i>Marginotruncana renzi</i> (Gandolfi), <i>Dicarinella concavata</i> (Brotzen), <i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., <i>Marginotruncana</i> sp., Radyolarya	Santoniyen
12-ÖK-405 Ö6	742193 4570410	<i>Marginotruncana renzi</i> (Gandolfi), <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Dicarinella cf. asymetrica</i> (Sigal), <i>Dicarinella concavata</i> (Brotzen), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> sp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Santoniyen
12-ÖK-228- 229 Ö2	740466 4566297	<i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Dicarinella. asymetrica</i> (Sigal), <i>Dicarinella concavata</i> (Brotzen), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> sp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Santoniyen

2.3.2.1.1. Zeytinlik Üyesi

Çatak formasyonunun tabanında gözlenen karasal konglomera, kumtaşı seviyeleri Zeytinlik üyesi adı ile incelenmiştir. Birimin tip kesiti Zeytinlik Köyü dolayındadır. Zeytinlik üyesi çalışma alanında Zeytinlik ve Balalan köyü, Artvin batı-güneybatısında Kafkasör mevkiinde yayılım gösterir.

Birim kırmızı, bordo renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer masif görünümlü, polijenik çakıllı, kötü boylanmalı, sıkı tutturulmuş konglomeralardan ve ince-orta-iri taneli kumtaşlarından oluşur. İstifin üst kesimleri, denizel ortam koşullarının egemen olması ile birlikte sarımsı renkli, orta tabakalı, ince-orta taneli kumtaşlarına geçiş gösterir. Konglomeralar köşeli-yarı köşeli, yer yer orta yuvarlak bazalt, andezit, granit çakıllarını ihtiva eder (Şekil 2.15c). Çakılların iyi yuvarlaklaşmayı birimin çökeltme ortamının kaynak alana yakın ve tektonik faaliyetle ilişkili olduğunu gösterir.



Şekil 2.15. a) Jura volkanitleri üzerine Turoniyen uyumsuzluğu, b) Zeytinlik üyesi konglomeraları ile geçişli pelajik kireçtaşları, c) Zeytinlik üyesine ait konglomera (Lokasyon için bknz. Şekil 2.2-F5).

Birim inceleme alanında yaklaşık 70 metre kalınlık gösterir. Kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu olarak uzanan birim yanal yönde 3-5 km devamlılık sunar. Zeytinlik üyesi çalışma alanı dışında Şavşat yolu üzerinde (F48) Hızarlidere formasyonu üzerinde, Zeytinlik köyü dolayında Dogger yaşlı Hızarlidere volkaniti üzerinde; Artvin güneybatısı Dere Mahallesi dolayında Berta formasyonu üzerinde, Hak Mahallesi dolayında Artvin granitoyidi üzerinde açılı uyumsuz olarak yer alır (Şekil 2.15a; Şekil 2.2). Birim tedrici olarak Çatak formasyonunun pelajik çökellerine ve volkanitlere geçiş gösterir.

Zeytinlik üyesi içerisinde herhangi bir yaş verisi elde edilememiştir. Ancak Zeytinlik dolayında hemen üzerine gelen Çatak formasyonunun tabanındaki pelajik kireçtaşlarından erken-orta Turoniyen yaşı elde edilmiştir (Tablo 2.1, Şekil 2.15b). Bu verilere göre birimin yaşı Alt-Orta Turoniyen'dir. Birim transgresif olarak karasal-sığ denizel ortam koşullarında çökelmiştir.

Zeytinlik üyesi Aksay ve Turhan (1998)'in Tosunlar formasyonunun tabanındaki İsolevler üyesi, Konak ve ark. (2001)'nin Akmezar formasyonu ile denetlenir.

2.3.2.2. Kızılkaya Formasyonu

Asidik volkanizma ürünlerinden oluşan Kızılkaya formasyonu Güven (1993) tarafından Trabzon/Kızılkaya dolayında tanımlanmıştır. Bölgedeki benzer litolojik ve stratigrafik özellikteki denizel asidik volkanizma ürünleri ve bunlarla ara katkılı sedimanter birimler Kızılkaya formasyonu adı altında incelenmiştir. İnceleme alanında geniş bir yayılım sunan Kızılkaya formasyonu Hopa, Murgul, Artvin ile Beşığı, Derinköy, Meşeköy, Balalan, Bademköy köyleri dolaylarında gözlenir.

Birim çoğunlukla beyaz, yeşilimsi, sarımsı renklerde dasit, beyazımsı pembemsi riyolit, riyodasitlerden oluşur. Dasitler genelde domsal yapılı, subvolkanik ve lav gölleri şeklinde ve bazen sütun yapılı olarak gözlenir. Hatla Vadisi'nde yaklaşık 200 metre altıgen prizmatik sütun yapısı gösteren lav gölüne rastlanır (Şekil 2.18). Dasitler soğuma hızına göre afanitik dokulu ya da porfirik dokulu olarak gözlenebilir. Genelde 2-4 km derinde oluşan subvolkanik dasitler porfirik dokulu izlenir. Riyolitlerde akma yapıları tipiktir. İgnimbirit, lapilli, vitrik tuf, litik tuf, aglomera ve bunlarla ara katkılı bordo, yeşil, gri renkli mikritik kireçtaşı, killi kireçtaşı, kıltaşı, çamurtaşı, kalsilütit, kalkarenitler ince-orta-kalın, yer yer çok kalın tabakalı olarak izlenir. Özellikle ignimbiritler birkaç yüz metre kalınlık sunarken pelajik çökeller ince-orta tabakalıdır. Fiyam yapıları ve kayaç parçaları içeren denizel ignimbiritler yoğun kloritleşme nedeniyle genelde yeşil renkte gözlenir (Şekil 2.17-a-b). Pelajik kireçtaşları genelde ince, düzenli tabakalı, midye kabuğu kırılmalıdır. Volkanizmanın duraksadığı dönemde istifin her seviyesinde sedimanter çökelim gerçekleşmiştir. Volkanizmanın çıkış merkezlerinde volkanizma oldukça yoğun yaşandığı için bu bölgelerde sedimanter çökelim gerçekleşmemiştir. Yoğun volkanik faaliyetin

gerçekleştiği bu çıkış merkezleri Volkanojenik Masif Sülfid (VMS) yataklarının gelişimi açısından oldukça önemlidir. Doğu Karadeniz’de bilinen tüm VMS yatakları Kızılkaya formasyonu içerisinde, bu bölgelerdeki dasitik domların etrafında tespit edilmiştir. Volkanizma ile eş yaşlı gelişen bu cevher yataklarının korunabilmesi için her hangi bir örtü kayası (piroklast, dasit, riyadasit, sedimanter) ile örtülmesi gerekmektedir. Buna örnek olarak Murgul, Çayeli bakır yatakları gösterilebilir. Çıkış merkezlerinden uzaklaştıkça piroklastlar ve sedimanter ara seviyeler yoğunluk kazanır.

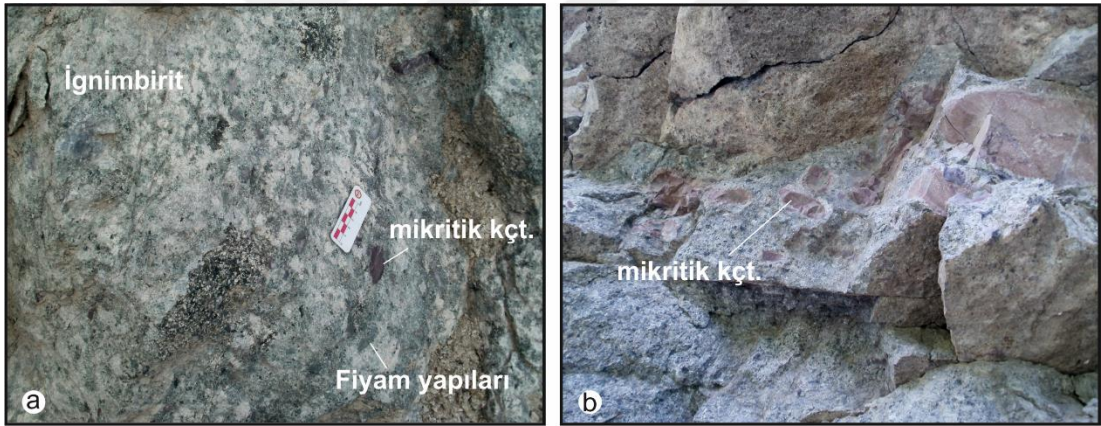
Kızılkaya formasyonunun kalınlığı farklılık göstermekle birlikte en kalın olduğu Murgul dolayında yaklaşık 3500 metre dolayındadır. Murgul dolayında gerçekleştirilen sondajlarda 800 metre derine gidilmesine karşın birimin tabanına ulaşamamıştır (Murgul Bakır İşletmesi sözlü görüşme). Bu veri bu bölgenin volkanik çıkış noktası olabileceğinin işaretidir.



Şekil 2.16. Çatak formasyonu üzerine Kızılkaya formasyonu uyumlu dokanağı (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F6).

Birim Hatila Vadisi, Ahlat Elmalı Mahallesi'nde Çatak formasyonu üzerinde uyumlu olarak gözlenir (Şekil 2.16). Birimin üst kesiminde, Sumbüllü köyü dolayında volkanizma duraksamış ve bordo renkli mikritik kireçtaşları, asidik piroklastlar üzerine tedrici geçişli olarak gelmiştir. Bu dönemden sonra yeni bir volkanik evre başlamış ve Çağlayan formasyonuna ait bazaltik-andezitik volkanizma ürünleri ve volkanoklastikler birimi uyumlu olarak üzerlemiştir.

Oldukça geniş bir alanda yayılım sunan birim içerisinde hemen her yerde mikritik kireçtaşlarına rastlanır. Bu kireçtaşlarından derlenen örneklerden Santoniyen yaşı elde edilmiştir (Tablo 2.2). Balcı doğusunda istifi üzerleyen Çağlayan formasyonu taban kesiminden geç Santoniyen yaşı elde edilmiştir (Tablo 2.3). Buna göre Kızılkaya formasyonunun yaşı Santoniyen'dir.

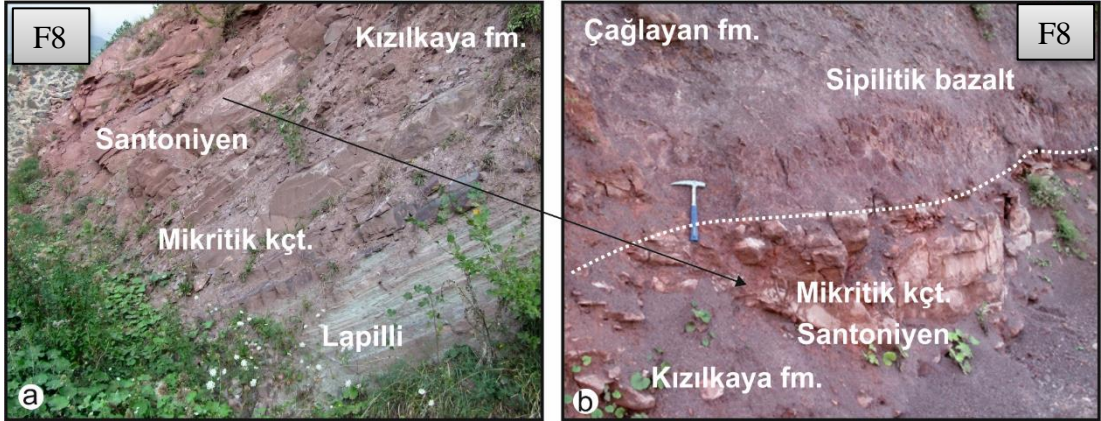


Şekil 2.17. a-b) Kızılkaya formasyonu ignimbiritleri

Kızılkaya formasyonu denizel ortam koşullarında, yay ürünleri olarak gelişmiştir. Birim içerisinde yer alan hyaloklastitler, volkanizmanın denizaltında gerçekleştiğinin göstergesidir. Bunun yanı sıra pelajik ve türbiditik ara seviyeler ile fosil faunası birimin yamaç ortamında geliştiğini gösterir.



Şekil 2.18. Kızilkaya formasyonu soğuma yapıları olan sütunlu dasit lav gölü (Hatıla Vadisi). (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F7).



Şekil 2.19. a) Kızilkaya formasyonu tavanında piroklastlarla tedrici geçişli olarak gözlenen mikritik kireçtaşı, b) Kızilkaya formasyonu üzerine uyumlu gelen Çağlayan formasyonu bazaltları (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F8).

Birim ilk kez Shultz-Westrum (1961) tarafından 'Alt asidik seri' olarak tanımlanmıştır. Kızilkaya formasyonu Güven (1993) tarafından Turoniyen-

Kampaniyen yaşta kabul edilmiştir. Kurt ve ark. (2006) tarafından Turoniyen-Santoniyen yaşta kabul edilmiş ve Alemağaç formasyonu adı altında incelenmiştir.

Tablo 2.2. Kızılıkaya formasyonuna ait paleontolojik veriler (planktik foraminifer) (Ö1-Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 2.2).

Örnek	Koordinat	Fosil Fauna	Yaş
13-ÖK-07 Ö7	747481 4572287	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Dicarinella asymetrica</i> (Sigal), <i>Dicarinella cf. concovata</i> (Brotzen), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> spp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Santoniyen
13-ÖK-08 Ö7	747367 4572300	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Dicarinella asymetrica</i> (Sigal), <i>Dicarinella cf. concovata</i> (Brotzen), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> spp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Santoniyen
13-ÖK-47 Ö8	719646 4570216	<i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Dicarinella cf. asymetrica</i> (Sigal), <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> sp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Santoniyen
12-ÖK-34 Ö9	737575 4563484	<i>Marginotruncana tarfayaensis</i> (Lehmann), <i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Marginotruncana renzi</i> (Gandolfi), <i>Dicarinella concovata</i> (Brotzen), <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., <i>Marginotruncana</i> spp., Radyolarya	Turoniyen- Santoniyen
12-ÖK-38- 39-40 Ö9	737394 4564253	<i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Dicarinella concovata</i> (Brotzen), <i>Dicarinella cf. asymetrica</i> (Sigal), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> spp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Santoniyen
12-ÖK- 122 -123- 125-127 Ö10	731500 4562134	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Dicarinella. asymetrica</i> (Sigal), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> sp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Santoniyen

2.3.2.3. Çağlayan Formasyonu

Bazik-ortaç volkanizma ürünlerinden ve bunlarla ara katkılı volkanoklastiklerden oluşan Çağlayan formasyonu, Güven (1993) tarafından Trabzon-Maçka-Çağlayan dolayında tanımlanmıştır. İnceleme alanındaki benzer birimler aynı adla ele alınmıştır. Birim Hopa, Murgul, Artvin, Balcı Köyü, Alacadağ, Karçal Dağı ve Ovacık Köyü dolaylarında geniş alanlarda yayılım gösterir.

Çağlayan formasyonu bazaltik, andezitik lav ve piroklastları ile bunlarla ara seviyeler oluşturan kumtaşı, silttaşı, kiltası, mikritik kireçtaşı, çamurtaşlarından oluşur. Kireçtaşları genelde bordo, bazen yeşil, gri renklidir. Bazalt ve andezitler genelde masif yapılıdır. Ancak bazaltlar yer yer akma yapısı sunabilmektedir. Bazaltik lavlarda iyi gelişmiş yastık yapıları mevcuttur. Bu yastık yapılarının aralarında volkanizma ile eş yaşlı, volkanizma esnasında henüz diyajeneze uğramamış çamurtaşı (peperitleşme), mikritik kireçtaşları gözlenir (Şekil 2.20a, b, c). Bordo renkli spilitik bazaltlar ve bazı bazaltlar amigdoloidal dokuludur. Bu gaz boşlukları ikincil kuvars, kalsit, zeolit minerallerince doldurulmuştur. Andezitler genelde hipokristalin porfirik dokuda gözlenir. Plajiyoklaz, hornblend ve opak mineraller içerir. Kayaç genelinde killeşme yaygındır. Çağlayan formasyonu piroklastları kristal litik tuf, kristal vitrik tuf, kristal tuf, lapillitaşından oluşur.

Çağlayan formasyonunun kalınlığı çalışma alanında yaklaşık 300-400 metre gözlenmektedir. Birimin üstünde uyumsuzluk düzleminin yer aldığı alanlarda bu değer gerçek kalınlığı yansıtmamaktadır. Ancak kuşak bazında bakıldığında 900 metre kalınlık gösterdiği yerler mevcuttur. Birim geç Santoniyen'de Kızılkaya formasyonu üzerine uyumlu gelirken, geç Maastrichtiyen yaşta Ovacık formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür. Birimin taban ilişkisi en iyi Sümbüllü dolayında gözlenir (Şekil 2.19b). Doğu Karadeniz kuşağında Çağlayan formasyonu üzerine normalde geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen yaşta asidik volkanizma ürünlerinden oluşan Çayırbağ formasyonu uyumlu gelir. Bu ilişki yay bölgesinde her yerde gözlenememektedir. Bunun iki nedeni olabilir: Birincisi geç Kampaniyen'den itibaren Çayırbağ formasyonunun geliştiği dönemde bu bölge yükselip pozitif alan haline gelmiş, dolayısıyla Çayırbağ formasyonu hiç gelişmemiştir; ya da erken Maastrichtiyen sonrası yükselen bölgede Çayırbağ formasyonu aşınmıştır (Şekil 4.3c). Sonrasında geç

Maastrichtiyen transgresyonu ile (Ovacık, Beşağıl ve Ağıllar formasyonları) bölge tekrar denizel ortam haline gelmiştir (Şekil 4.2, 4.3).



Şekil 2.20. a) Çağlayan formasyonu bazalt ve piroklastları, b) Çağlayan formasyonu bazaltları ile ara seviyeli mikritik kireçtaşları, c) Yatık yapılı bazaltlar ile eş yaşlı peperitleşmeler (çamurtaşları), d) Çağlayan formasyonu üzerine Beşağıl formasyonu uyumsuzluk dokanağı (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F8).

Birimin üstte Ovacık formasyonu ile ilişkisi Bakırköy, Varlık Köyü dolayında iyi gözlenir. Ayrıca birçok bölgede geç Maastrichtiyen yaşta kireçtaşları, Çağlayan formasyonunu aşmalı uyumsuz olarak üzerler. Çağlayan formasyonunun hemen her seviyesinde volkanizmanın duraksadığı dönemlerde pelajik çökeller gelişmiştir. Birimin tabanındaki çökellerden geç Santoniyen, orta ve üst kesimlerinden ?-Kampaniyen, Kampaniyen yaşlar elde edilmiştir (Tablo 2.3). Üzerine geç Kampaniyen yaşta Çayırbağ formasyonunun gelmesi nedeniyle birimin yaşı geç Santoniyen-geç Kampaniyen olarak değerlendirilmiştir. Çağlayan formasyonu litolojileri nispeten derin deniz ortamında, yay bölgesinde gelişmiştir. Volkanitler arasında gözlenen peperitleşme (Şekil 2.20c), pelajik çökellerin varlığı, fosil faunası yamaç ortamına işaret eder.

Table 2.3. Çağlayan formasyonuna ait paleontolojik veriler (planktik foraminifer) (Ö1-Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 2.2).

Örnek	Koordinat	Fosil Fauna	Yaş
13-ÖK-10 Ö11	715679 4573169	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Dicarinella</i> cf. <i>asymetrica</i> (Sigal), <i>Dicarinella</i> cf. <i>concovata</i> (Brotzen), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> spp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Santoniyen
13-ÖK-17 Ö12	740617 4577860	<i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), ? <i>Marginotruncana</i> sp., <i>Globigerinelloides</i> sp., Radyolarya	?Santoniyen- Kampaniyen
13-ÖK-29 Ö13	716225 4571910	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Dicarinella</i> cf. <i>asymetrica</i> (Sigal), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> spp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Santoniyen
13-ÖK-201 Ö14	716760 4574270	<i>Globotruncanita stuartiformis</i> (Dalbiez), <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Globigerinelloides</i> sp. <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Kampaniyen- Maastrichtiyen
13-ÖK-202 Ö15	719988 4576365	<i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Dicarinella</i> cf. <i>asymetrica</i> (Sigal), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> sp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Santoniyen
13-MC-28 Ö16	739015 4577091	<i>Dicarinella concavata</i> Brotzen, <i>Dicarinella asymetrica</i> (Sigal), <i>Globotruncana linneiana</i> (D'orbigny), <i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Globotruncana ventricosa</i> White, <i>Rosita fornicata</i> (Plummer), Globigerinidae	geç Santoniyen
12-ÖK-01 Ö9	737490 4564856	<i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Dicarinella asymetrica</i> (Sigal), <i>Dicarinella concavata</i> (Brotzen), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> spp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Textularid foraminifera, Radyolarya	Santoniyen
12-ÖK-111 Ö17	733581 4562408	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Dicarinella concavata</i> (Brotzen), <i>Dicarinella</i> cf. <i>asymetrica</i> (Sigal), <i>Dicarinella</i> sp., <i>Marginotruncana</i> sp. <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., Radyolarya	Santoniyen
12-ÖK-263 Ö18	748758 4575500	<i>Marginotruncana renzi</i> (Gandolfi), <i>Marginotruncana coronata</i> Bolli, <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Dicarinella concovata</i> (Brotzen), <i>Dicarinella</i> cf. <i>asymetrica</i> (Sigal), <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., <i>Marginotruncana</i> sp., Radyolarya	Santoniyen

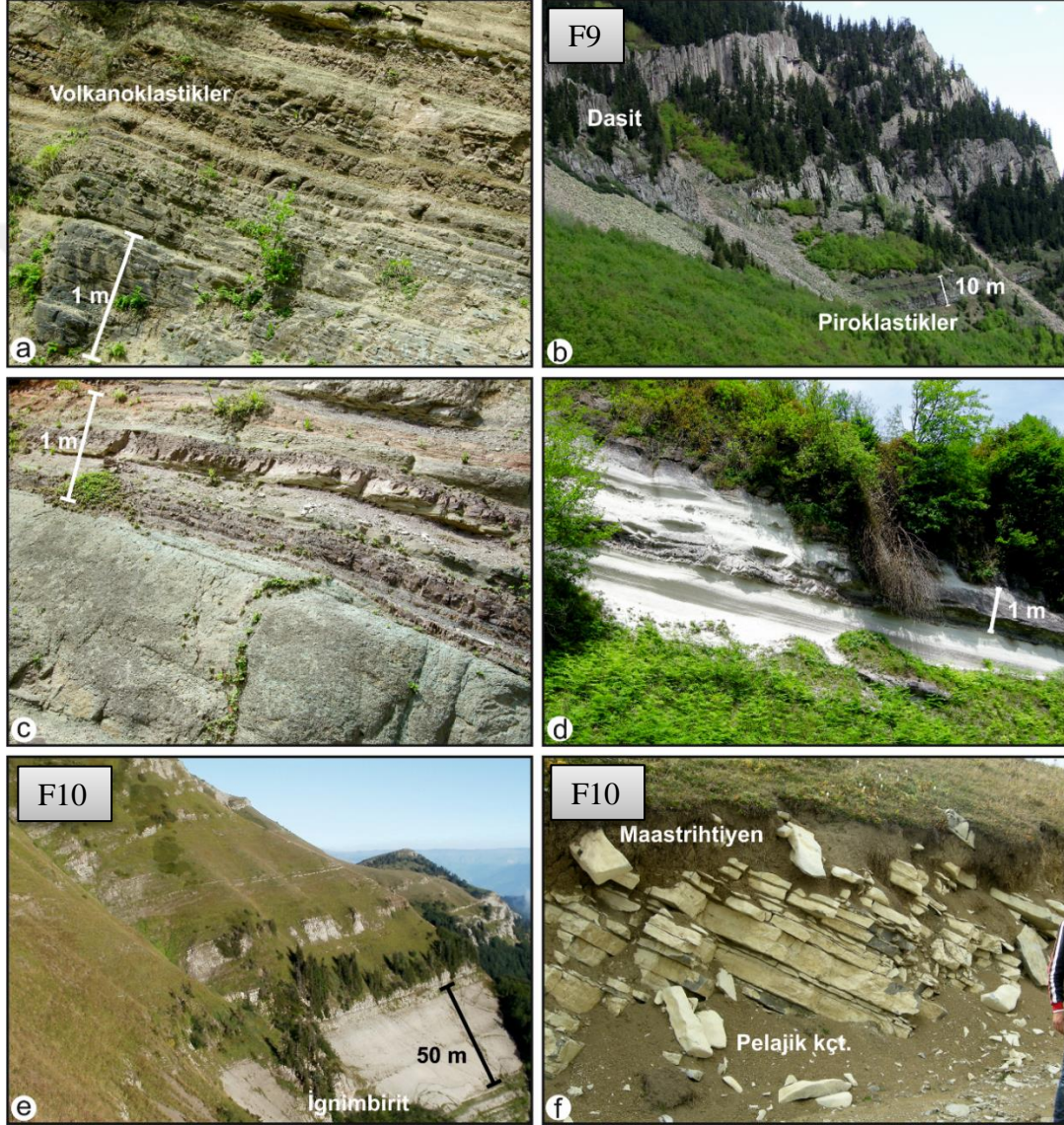
2.3.2.4. ayırbağ Formasyonu

ayırbağ formasyonu adı ilk kez Güven (1993) tarafından Trabzon ili Düzköy ilçesi ayırbağ yerleşim alanındaki asidik karakterli volkanizma ürünleri için kullanılmıştır. Artvin dolayındaki benzer konum ve litolojideki asidik volkanizma ürünleri ile bunlarla ardalanan pelajik kireçtaşı, volkanoklastikler ayırbağ formasyonu adı ile incelenmiştir. Hopa-Cankurtaran mevkiinde, Karçal Dağı G-GB yamaçlarında, Kabaca Dere batısında, Başköy, Hızarlı dolaylarında yayılım gösterir.

ayırbağ formasyonu beyaz, yeşilimsi, pembemsi renkte, dasit, riyolit, riyodasitler ile bunların piroklastlarından ve bunlarla ara seviyeli türbiditik sedimanter kayalardan oluşur (Şekil 2.21-a-b-f). Birim içerisinde kalınlığı 200 metreyi bulabilen denizel ignimbirit seviyeleri mevcuttur. Bu ignimbiritlerde fiyam yapıları, pomza ve kayaç parçaları tipik olarak gözlenir (Şekil 2.21-c-d-e). Dasitler genelde porfirik dokuludur. Kuvars, plajiyoklaz, alkali feldispat minerallerinden oluşur. İkincil olarak serizit, kalsit, kuvars mineralleri gelişmiştir. Volkanizmanın duraksadığı dönemlerde kalsilütit, kiltası, silttası, kumtası ardalanımlı türbiditik istif volkanitler ile ara seviyeler oluşturur.

Birimin kalınlığı Karçal Dağı güney yamacında 500 metreyi bulabilmektedir (Şekil 2.21-e). Yanalda ve düşeyde volkanitlerle sedimanter birimler girik olarak izlenir. Bora doğusunda dasit, riyodasit sokulumları yaygındır. ayırbağ formasyonu ağlayan formasyonu üzerine uyumlu gelir. Bu ilişki Ortaköy K-KB'sında, Murgul güneyi Kuvahi Yayla ve Hopa-Cankurtaran dolaylarında iyi gözlenir. Murgul-Bora Hattı'nın kuzeyinde, yay-ardı bölgesinde ayırbağ formasyonu üzerine Cankurtaran formasyonu uyumlu olarak gelirken (Cankurtaran dolayında iyi gözlenir); hattın güneyindeki yay bölgesinde kısıtlı alanlarda gözlenebilen ayırbağ formasyonu üzerine geç Maastrichtiyen yaştaki Beşagıl ve Ağıllar formasyonları uyumsuzlukla gelir. Kabaca Dere batısı ve Ağıllar dolayında bu ilişki iyi gözlenir. ayırbağ formasyonu yay volkanizmasının son ürünü olarak denizel koşullarda gelişmiştir. İçerdiği pelajik çökeller ve fosil faunası birimin yamaç ortamında çökeldiğini gösterir. Ancak geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen aralığında yükselimini gerçekleştiren yay bölgesinde yersel sığlaşmalar söz konusu olabilmektedir.

Birimin tabanından Kampaniyen, geç Kampaniyen, üst seviyesinden ise Maastrichtiyen yaşlar elde edilmiştir (Tablo 2.4). Birim üzerinde geç Maastrichtiyen yaşta uyumsuzluk düzlemlerinin varlığı nedeniyle Çayırbağ formasyonunun üst sınırı erken Maastrichtiyen yaşta değerlendirilmiştir. Buna göre birimin yaşı geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen'dir.



Şekil 2.21. a) Çayırbağ formasyonu volkanoklastikleri, b) Sütun yapılı dasitler, c) Birim içerisinde pelajik kireçtaşı ara seviyeleri, d-e) Yaygın izlenen lapilli ve İgnimbiritler, f) Çayırbağ formasyonu üst kesimlerinde gözlenen 25-50 kalınlıkta Maastrichtiyen yaşta mikritik kireçtaşları (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F9-10).

Çayırbağ formasyonu, Kurt ve ark. (2006) tarafından adlandırılan Tirebolu formasyonunun bir kısmı ile denestirilebilir.

Tablo 2.4. Çayırbağ formasyonuna ait paleontolojik veriler (planktik foraminifer) (Ö1-Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 2.2).

Örnek No	Koordinat	Fosil Fauna	Yaş
13-MC-41 Ö19	740420 4579482	<i>Contusotruncana fornicata</i> (Plummer), <i>Globotruncana linneiana</i> (D'Orbigny), <i>Radotruncana calcarata</i> (Cushman), <i>Globotruncanita stuartiformis</i> Dalbiez, Schackoina sp.	geç Kampaniyen
13-MC-42 Ö19	740420 4579482	<i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Globotruncana linneiana</i> (D'Orbigny), <i>Globotruncana ventricosa</i> White, <i>Contusotruncana fornicata</i> (Plummer)	Kampaniyen
13-ÖK-194 Ö20	744171 4576039	<i>Globotruncanita stuartiformis</i> (Dalbiez), <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Globigerinelloides</i> sp. Radyolarya	Kampaniyen- Maastrichtiyen
13-ÖK-196 Ö21	745935 4574473	<i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Globigerinelloides</i> sp., Radyolarya	Kampaniyen- Maastrichtiyen
12-ÖK-408 Ö22	741979 4573560	<i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp.	Kampaniyen- Maastrichtiyen
12-ÖK-410 Ö22	743610 4574590	<i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp.	Kampaniyen- Maastrichtiyen
12-ÖK-331 Ö23	744826 4579025	<i>Globotruncanita stuartiformis</i> (Dalbiez), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Globotruncana</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., <i>Globigerinelloides</i> sp., Radyolarya	Kampaniyen- Maastrichtiyen
12-ÖK-326- 327-328 Ö23	744920 4579197	<i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Globotruncanita stuartiformis</i> (Dalbiez), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Contusotruncana fornicata</i> (Plummer), <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Contusotruncana cf. contusa</i> (Cushman), <i>Heterohelix</i> sp., <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Rugoglobigerina</i> sp.	Maastrichtiyen

2.3.2.5. Kaçkar Granitoyidi

Doğu Karadeniz’de Kaçkar dağları boyunca geniş alanlarda yüzeyleyen Geç Kretase-Eosen yaş aralığında gelişen granitoidler Güven (1993) tarafından Kaçkar granitoidleri olarak adlandırılmıştır. Granit, granodiyorit, tonalit, kuvars diyorit, diyorit, diyorit porfir, granodiyorit porfir, mikro granit, gabro, mikro gabro gibi intrüzif kayalardan ve subvolkanik dasitlerden oluşur. Geç Kretase ve Eosen yaş aralığında gelişmiş olan iki farklı fazda granitoid söz konusudur. Geç Kretase granitoidleri genelde yitimle ilişkili çarpışma öncesi yay magmatizmasını temsil ederken, Eosen dönemi plütonları çarpışma sonrası genişlemeli tektonik rejimi temsil eder [81; 82; 17].

Granitoidler inceleme alanının güneyinde yarısında dar alanlarda gözlenir.

İnrüzifler genelde holokristalin taneli dokuludur. Birincil olarak plajiyoklaz, alkali feldispat (ortoklaz), kuvars, klinoamfibol, biyotit, titanit, opak mineral ihtiva eder. Plajiyoklaz minerallerinde serisitleşme, ortoklazlarda killeşme ve serisitleşme, biyotitlerde kloritleşme gözlenmektedir.

Geç Kretase yaşlı granitoidlerin kestiği en genç birim Santoniyen yaşlı Kızılkaya formasyonudur. Bundan daha genç birimleri kestiği gözlenmemiştir. Santoniyen sonrası birimleri kesen holokristalin taneli dokulu granitoidlerin yerleşme derinliği hesaba katıldığında (minimum 6-7 km) Geç Kretase yaşta olması beklenmez. Zira Santoniyen sonrası Kretase birimlerinin kalınlığı maksimum 2000 metredir.

Kaçkar granitoyidi yakın çevresindeki Erenler formasyonu tabanında granit çakıllarına rastlanmaktadır. Bu granitler Kaçkar granitoyidine ait olmalıdır. Buna göre Geç Kretase dönemi Kaçkar granitoidinin geç Tanesiyen-erken İpresiyen öncesinde yüzeylediği söylenebilir. Bu da gösterir ki Geç Kretase sonları ile geç Tanesiyen arası dönemde hızlı bir yükselim ve yoğun bir aşınma gerçekleşmiştir.

2.3.3. Yay İçi Örtü Birimleri

Geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen’de Yay-içi bölgesi yükselerek karasal ortam halini almış ve bu yükselti ilk defa Doğu Karadeniz’i Neotetis’ten ayıran bir set oluşturmuştur. Yay-içi bölge yükselirken kuzeyindeki deniz giderek derinleşmiş, yay-ardında Doğu Karadeniz havzası açılmıştır. Bu dönemde, muhtemelen yay ekseninin güneye gerilemesi ile yay bölgesi çökmüş, yeni bir transgresyonla bölge tekrar denizel ortam halini almış ve kaba kırıntılardan oluşan Ovacık formasyonu, “yay-içi havza birimlerini” uyumsuzlukla üzerlemiştir. Devamında Beşağıl formasyonu ve Ağıllar formasyonu çökelmiştir. Ağıllar formasyonu yay ile yay-ardı havza sınırına (Murgul-Borçka Hattı) nispeten uzak kesimlerdeki şelf karakterli neritik karbonatlarca ve az oranda bunlarla ara seviyeli kırıntılılarca temsil edilir. Beşağıl formasyonu bu hatta yakın yay ile yay-ardı hemipelajik geçiş karbonatları ve kırıntılılarını kapsar.

2.3.3.1. Ovacık Formasyonu

Beşağıl ve Ağıllar formasyonlarının tabanında yer alan konglomera, kumtaşı ve kırıntılı kireçtaşı, nadiren hemipelajik kireçtaşarından oluşan birim Ovacık formasyonu adı altında incelenmiştir. Ovacık köyün dolayında iyi gözlenir.

Birim inceleme alanında Ovacık, Varlık, Bakırköy köyleri ile Keçi Dağı, Karçal Dağları, dolaylarında yayılım gösterir.

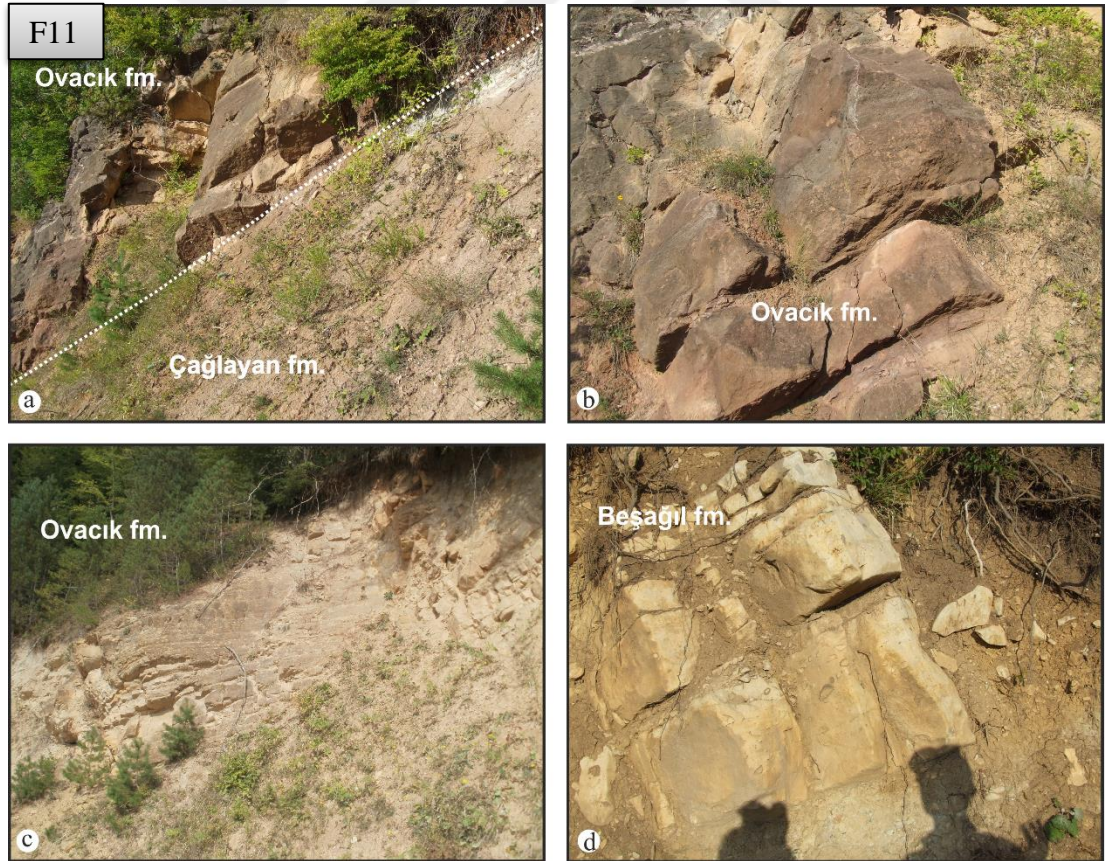
Ovacık formasyonu kırmızı-bordo renkli konglomera, kumtaşlarından ve sarımsı kırıntılı karbonatlardan oluşur. Masif görümlü, orta-iri taneli, volkanojenik kumtaşı-karbonat bağlayıcı, polijenik çakıllı, orta-kötü boylanmalı, orta yuvarlak, yer yer yarı köşelidir ve sıkı tutturulmuştur (Şekil 2.22b). Ovacık formasyonuna ait birimlerin tanelerinin kaynak kayası çoğunlukla üzerinde geliştiği Çağlayan formasyonuna ait volkanit ve sedimanter birimlerdir (Şekil 2.22a). Ancak asidik volkanizma ürünlerinden oluşan olistostromal seviyeler de gözlenebilmektedir. Devamında istif, sarımsı renkli kumtaşı, kırıntılı kireçtaşlarına geçiş göstermektedir (Şekil 2.22c). Bu kırıntılılar içerisinde sığ denizel ortam koşullarını yansıtan bentik foraminiferlere ve mercanlara rastlanır. Yer yer çapraz tabakalanma gözlenir. Varlık dolayında orta-kalın tabakalı düzenli bir istiflenme sunan birim içerisinde oldukça yoğun epiklastik malzeme mevcuttur. Asidik ve bazik karakterli epiklastikler bazen ince-orta

tabakalanma gösterirken, ortamın zaman zaman derinleştığı bölgelerde hemipelajik kireçtaşlarına rastlanır.

Birimin kalınlığı 10-50 metre arasındadır. İnceleme alanında çoğunlukla Çağlayan formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir (Şekil 2.22a). Yemişli Mahallesi dolayında Beşağıl formasyonuna ait hemipelajik, pelajik kireçtaşlarına geçiş gösterir. Hemipelajik kireçtaşları içerisinde makro kavkılara rastlanmıştır (Şekil 2.22d).

Birim içindeki hemipelajik kireçtaşlarında belirlenen foraminiferler Maastrichtiyen yaşını vermektedir (Tablo 2.5). Ayrıca birimin üzerinde uyumlu yer alan Beşağıl formasyonu kireçtaşlarından geç Maastrichtiyen yaşı elde edilmiştir. Buna göre Ovacık formasyonunun yaşı geç Maastrichtiyen'dir.

Ovacık formasyonu alüvyal fan delta fasiyesinde gelişmiştir.



Şekil 2.22. a) Çağlayan formasyonu üzerine Ovacık formasyonu uyumsuzluğu, b) Ovacık formasyonu konglomeralarına ait mostra görünümü, c) Ovacık formasyonu kırıntılı kireçtaşları, d) Ovacık formasyonu üzerine uyumlu gelen Beşağıl formasyonuna ait makro fosil kavkılı hemipelajik kireçtaşı (F11- Şekil 2.2).

Tablo 2.5. Ovacık formasyonuna ait paleontolojik veriler (foraminifer) (Ö1-Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 2.2).

Örnek No	Koordinat	Fosil Fauna	Yaş
13-ÖK-165-166-167 Ö24	738143 4566957	<i>Rugoglobigerina rugosa</i> (Plummer), <i>Contusotruncana contusa</i> (Cushman), <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Globigerinelloides</i> sp. <i>Heterohelix</i> sp.	Maastrichtiyen
12-ÖK-400 Ö24	739223 4567461	<i>Globotruncanita situartiformis</i> (Dalbiez), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Contusotruncana</i> sp., <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Heterohelix</i> sp., <i>Globotruncanella</i> sp., <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Rugoglobigerina</i> sp., Radyolarya	Maastrichtiyen

2.3.3.2. Ağıllar Formasyonu

İnceleme alanında Ağıllar dolayında yüzeyleyen resifal kireçtaşı ve kumlu kireçtaşından oluşan istif Güven (1993) tarafından Ağıllar formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Birim çalışma alanında Alacadağ, Ağıllar Köyü, Cehennemdere Vadisi, Kafkasör mevkiinde yayılım gösterir.

Ağıllar formasyonu gri renkli, çoğunlukla masif, yer yer çok kalın tabakalı resifal kireçtaşlarından oluşur. Birimin tabanında yer alan haritalanabilecek ölçekteki kırıntılılar Ovacık formasyonu olarak ayrılmıştır. Bu kırıntılı seviyelere her yerde rastlanmaz. Kireçtaşları yer yer aşmalı olarak önceki birimleri üzerler. Resifal kireçtaşları oldukça sarp şevleri ile tipiktir. Bol miktarda mercan, hippurites, makro kavkılar içerir.

Birimin kalınlığı 475 metre kadardır. Ağıllar dolayında geniş yanal yayılım gösterirken, Alacadağ dolayında yanal devamlılığı gözlenmez. Birim Çağlayan formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla gelir (Şekil 2.23). Erenler formasyonu tarafından uyumsuz üzerlenir.

Birimden derlenen örneklerden tabanda Maastrichtiyen, üstte Daniyen-Selandiyen? yaşlar elde edilmiştir. Birimin resif önündeki eşleniği olan Beşağıl formasyonunun tabanından geç Maastrichtiyen yaşı elde edildiğinden Ağıllar formasyonunun yaşı geç Maastrichtiyen-Selandiyen? kabul edilmiştir.

Ağıllar formasyonu, Gedik ve Korkmaz (1987)'in Rize formasyonu, kısmen Terlemez ve Yılmaz (1980)'in Fatsa ve Gököy formasyonları, Çekiç ve ark. (1984)'nin tanımladığı kireçtaşı ile deneştirilebilir.

Tablo 2.6. Ağıllar formasyonuna ait paleontolojik veriler (foraminifer) (Ö1-Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 2.2).

Örnek No	Koordinat	Fosil Fauna	Yaş
13-ÖK-187 Ö25	747425 4580750	<i>Siderolites calcitropoides</i> Lamarck., <i>Orbitoides cf. medius</i> (d'Archiac), <i>Marsonella oxycona</i> (Reuss), <i>Rotalia</i> sp., <i>Lithothamnium</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Anomalina</i> sp., Ekinid parçaları, Makro fosil parçaları	Maastrichtiyen
13-ÖK-188 Ö25	747425 4580750	<i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Globigerinelloides</i> sp. <i>Globotruncana</i> sp.,	Maastrichtiyen?
13-ÖK-189 Ö25	747425 4580750	<i>Siderolites calcitropoides</i> Lamarck., <i>Orbitoides cf. medius</i> (d'Archiac), <i>Marsonella oxycona</i> (Reuss), <i>Rotalia</i> sp., <i>Lithothamnium</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Anomalina</i> sp., Ekinid parçaları, Makro fosil parçaları	Maastrichtiyen
12-MC-112- 113 Ö26	725992 4567854	<i>Globotruncanita situartiformis</i> (Dalbiez), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Siderolites calcitropoides</i> Lamarck., <i>Heterohelix</i> sp., <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Rugoglobigerina</i> sp., Anomaliniidae, Radiolaria, Algae, Bryozoa, Rudist shell fragments	Maastrichtiyen
12-MC-116- 117-118 Ö27	723000 4566500	<i>Marsonella oxycona</i> (Reuss), <i>Siderolites calcitropoides</i> Lamarck., <i>Orbitoides cf. medius</i> (d'Archiac), <i>Lepidorbitoides</i> sp., <i>Textularia</i> sp.	Maastrichtiyen
12-MC-121- 122 Ö27	721059 4565851	<i>Marsonella oxycona</i> (Reuss), <i>Siderolites calcitropoides</i> Lamarck., <i>Orbitoides cf. medius</i> (d'Archiac), <i>Lepidorbitoides</i> sp., <i>Textularia</i> sp.	Maastrichtiyen



Şekil 2.23. Çağlayan formasyonu üzerine uyumsuz gelen Ağıllar formasyonuna ait konglomera, resifal kireçtaşları (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F12).

2.3.3.3. Beşağıl Formasyonu

Hemipelajik, pelajik kireçtaşlarından ve yer yer bunlarla ara seviyeli kırıntılılar, olistostromlardan oluşan birim Beşağıl formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birimin tip yeri Beşağıl dolayındadır.

Gri renkli hemipelajik kireçtaşı, kırıntılı kireçtaşları, kumtaşları ile silttaşı, kiltaşı ve bunlarla ara seviyeler halinde olistostromlardan oluşur. Kumtaşı, kırıntılı kireçtaşları içerisinde sığ denizel ortam koşullarını yansıtan bentik foraminiferlere ve mercanlara rastlanır. Sonraki dönemde ortam hızla derinleşmiş ve gri, beyaz renkli hemipelajik, pelajik kireçtaşları çökeline eşlik etmiştir. Beşağıl formasyonu, Cankurtaran formasyonundan farklı olarak sıklıkla olistostromal seviyeler barındırır. Pelajik kireçtaşları bazen taban konglomerası olmaksızın altındaki birimleri aşmalı sedimantasyonla uyumsuz olarak üzerleyebilmektedir (Şekil 2.24).

Birimin kalınlığı 10-100 metre arasındadır. Üst kesimlerinin aşınmış olması nedeniyle gerçek kalınlığı bilinmemektedir. Yanal yönde belli bir uzanımı vardır ancak

üzerindeki Erenler formasyonu tarafından açılı uyumsuz örtülmesi nedeniyle bu düzlem altında çoğunlukla gözlenmemektedir. Birim çoğunlukla Çağlayan formasyonu, yer yer de Çayırbağ formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir (Şekil 2.24). Geç Tanesiyen-erken İpresiyen’de Erenler formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir (Şekil 2.25) (Şekil 2.2).



Şekil 2.24. Çağlayan formasyonu üzerine uyumsuz gelen Beşağıl formasyonuna ait kireçtaşları (Lokasyon için bkz. Şekil 2.2-F8).

Beşağıl formasyonundan alınan örneklerden geç Maastrichtiyen, Maastrichtiyen fosilleri elde edilmiştir (Tablo 2.7). Erenler yolu üzerinde pelajik kireçtaşları içerisinde ammonitlere de rastlanır. Yükselen yay bölgesinde geç Maastrichtiyen transgresyonu ile çökeline başlayan Beşağıl formasyonunun üst yaşı aşınma dolayısıyla belirlenememiştir. Ancak kuzeydeki eşleniği Cankurtaran formasyonunda olduğu gibi Daniyen sonuna kadar varlığını sürdürdüğü tahmin edilmektedir. Yılmaz ve ark. (1997) Beşağıl formasyonunun eşleniği olan Ziyarettepe formasyonunun Maastrichtiyen-Daniyen yaşta olduğunu belirtir.

Beşağıl formasyonu geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen döneminde yükselen ve geç Maastrichtiyen transgresyonuyla denizel ortama geçen yay bölgesindeki şelf ortamı ile

yay-ardı bölgesindeki yamaç ortamı arasında geçiş litolojilerini temsil eder. Birim karasal koşullarda çökelimine başlamış, ortamın denizel olması ile resif önünde çökelimine devam etmiştir. Hemipelajik kireçtaşlarında planktik foraminiferlerin yanı sıra bentik foraminifer ve makro kavkılar da barındırması, resif önünde-dış şelfte çökeldiğini göstermektedir.



Şekil 2.25. Beşagıl formasyonu pelajikleri üzerine paralel uyumsuz olarak gelen Erenler formasyonuna ait kumtaşı, silttaşı (Lokasyon için bkzn. Şekil 2.2-F8).

Birim önceki çalışmalarda Cankurtaran formasyonu, Ziyarettepe formasyonu olarak değerlendirilmiştir [171; 93].

Tablo 2.7. Beşagıl formasyonuna ait paleontolojik veriler (foraminifer) (Ö1-Örnek lokasyonları için bkzn. Şekil 2.2).

Örnek No	Koordinat	Fosil Fauna	Yaş
13-ÖK-21- 22-23 Ö28	717846 4573608	<i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Globotruncanita situartiformis</i> (Dalbiez), <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann),	Maastrichtiyen

13-ÖK-38 Ö14	716087 4573359	<i>Globotruncanella</i> cf. <i>havanensis</i> (Voorwijk), <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Radyolarya</i> <i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Globotruncanita situartiformis</i> (Dalbiez), <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Textularia</i> sp., <i>Anomalina</i> sp., <i>Rugoglobigerina</i> sp., <i>Globotruncanella</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Radyolarya</i>	Maastrichtiyen
12-ÖK-282- 283 Ö29	733622 4570776	<i>Siderolites calcitropoides</i> Lamarck., <i>Orbitoides</i> cf. <i>medius</i> (d'Archiac), <i>Marsonella oxycona</i> (Reuss), <i>Globotruncanita situartiformis</i> (Dalbiez), <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Lepidorbitoides</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Nodosariidae</i> , <i>Rotaliidae</i> , <i>Miliolidae</i> , <i>Ophthalmidiidae</i> , <i>Anomalinidae</i>	Maastrichtiyen
12-ÖK- 286B- 286C-286D Ö29	733662 4570776	<i>Siderolites calcitropoides</i> Lamarck., <i>Omphalocyclus macroporus</i> (Lamarck), <i>Orbitoides medius</i> (d'Archiac), <i>Marsonella oxycona</i> (Reuss), <i>Lepidorbitoides</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Lithothamnium</i> sp., <i>Nodosariidae</i> , <i>Rotaliidae</i> , <i>Miliolidae</i> , <i>Ophthalmidiidae</i> , <i>Anomalinidae</i> , Algae, Echinid, part of Lamellibranch shell, part of Rudist shell, Gastropoda	Maastrichtiyen
13-ŞP-44 B Ö29	733126 4571352	<i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Pseudotextularia nuttalli</i> (Voorwijk), <i>Globotruncana orientalis</i> El-Naggar, <i>Globotruncanita stuartiformis</i> (Dalbiez), <i>Globotruncanella</i> cf. <i>havanensis</i> (Voorwijk), <i>Kuglerina</i> cf. <i>rotundata</i> (Brönnimann), <i>Rugoglobigerina</i> cf. <i>pennyi</i> Brönnimann, <i>Heterohelix</i> sp.	geç Maastrichtiyen
13-ŞP-45 B Ö29	733126 4571352	<i>Racemiguembelina fruticosa</i> (Egger), <i>Globotruncanita stuarti</i> (de Lapparent), <i>Planoglobulina acervulinoides</i> (Egger), <i>Contusotruncana plicata</i> (White), <i>Globotruncanella</i> cf. <i>havanensis</i> (Voorwijk), <i>Pseudotextularia elegans</i> (Rzehak), <i>Globotruncanita</i> cf. <i>angulata</i> (Tillev), <i>Planoglobulina carseyae</i> (Plummer), <i>Laeviheterohelix glabrans</i> (Cushman), <i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Pseudotextularia</i> sp., <i>Heterohelix</i> spp., <i>Macroglobigerinelloides</i> spp.	geç Maastrichtiyen

2.3.4. Yay Ardı Havza Birimleri

Murgul-Borçka Hattı'nın (MBH) kuzeyinde yer alan ve yay volkanizmasının sonlarına doğru çökeline yay birimleri ile uyumlu olarak başlayan, pelajik çökellerden oluşan Cankurtaran formasyonu, yay-ardı havza litolojilerini temsil eder.

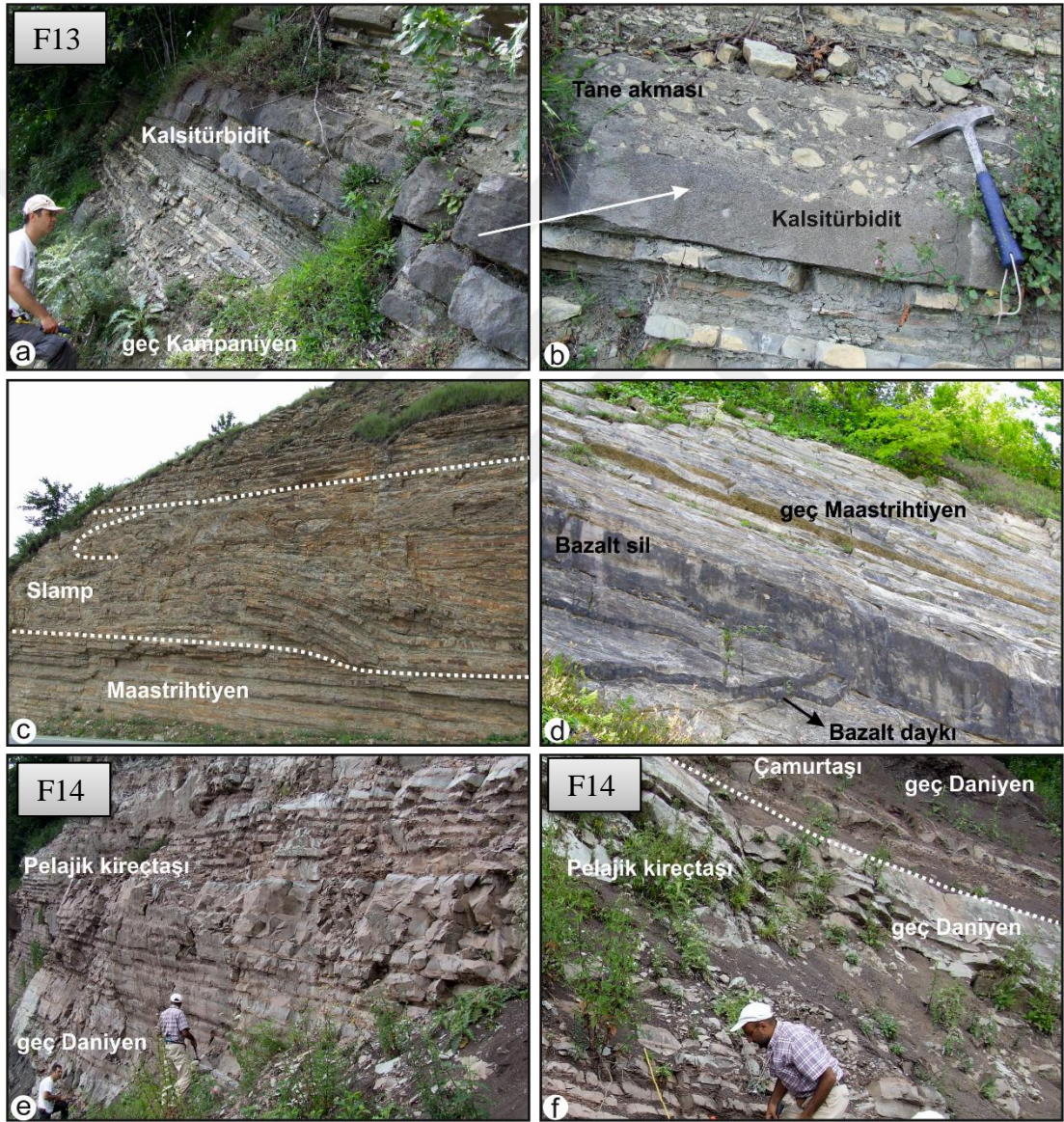
2.3.4.1. Cankurtaran Formasyonu

Tabanda kalsitürbiditlerle başlayan; pelajik kireçtaşı, killi kireçtaşı, kiltası ardalanımıyla devam eden birim ilk kez Yılmaz ve ark. (1997) tarafından Cankurtaran formasyonu olarak adlandırılmıştır. Tip kesiti Hopa-Cankurtaran mevkiidir. Bununla birlikte Ortacalar, Başköy dolayında yayılım gösterir.

İstif tabanda beyaz-bej, gri renkli kalsitürbiditlerle başlayıp killi kireçtaşı, mikritik kireçtaşı, kiltası ardalanımı ile devam eder. Taban kesimdeki kalsitürbiditler ve kumtaşları ortalama 5-10 cm kalınlıkta düzenli tabakalıdır (Şekil 2.26a). Yer yer 50 cm kalsitürbiditler gözlenir. Bu kalsitürbiditleri kazıyarak yerleşen tane akmaları belirgindir (Şekil 2.26b). Bu kesim yaklaşık 50 metre kalınlıktadır. Sonrasında beyaz renkte killi kireçtaşı, mikritik kireçtaşı ve ince seviyeler halinde kiltaları gözlenir. Üst kesimlerinde geç Maastirihtiyen'in geç evresinde pelajikler pembe-bordo renk alır (Şekil 2.26e). Ortamın giderek derinleşmesiyle en üstte bordo renkli çamurtaşlarına geçer (Şekil 2.26f). İnce tabakalı gözlenen Cankurtaran formasyonunda, çökeldiği ortamın yamaç eğimine ve sintektonik aktiviteye bağlı olarak gelişmiş slamp yapılarına rastlanır (Şekil 2.26c). Birimin üst kesimleri geç Maastirihtiyen'den erken Daniyen'e geçiş gösterir. Kretase-Tersiyer geçişi açısından oldukça önemli bir lokasyondur. Bu kesimler pembe, bordomsu renkte gözlenir. Cankurtaran formasyonunu kesen, muhtemelen Eosen yaşta bazaltik sil ve dayklar sık gözlenir (Şekil 2.26d).

İstifin kalınlığı tip yerinde 250 metre kadardır. Birimin yanal devamında daha az kalınlık söz konusudur. Bu kalınlık farkının nedenlerinden en önemlisi, geç Tanesiyen'de üzerine gelen açılı uyumsuzluk düzlemidir. Birim Cankurtaran mevkiinde Çayırbağ formasyonu üzerine tedirici geçişli gelirken, çoğunlukla geç Tanesiyen'de, yer yer erken İpresiyen'de çökeline başlayan Erenler formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Cankurtaran formasyonunun tabanından Cankurtaran mevkiinde geç Kampaniyen-Maastrichtiyen, Kampaniyen yaşlar elde edilmiştir. Birimin altında yer alan Çayırbağ formasyonundan Kampaniyen yaş elde edilmiş ve Cankurtaran formasyonunun çökelişinin geç Kampaniyen’de başladığı değerlendirilmiştir. Üste doğru Maastrichtiyen, en üst kesimlerden geç Maastrichtiyen, erken Daniyen, Daniyen, geç Daniyen yaşlar elde edilmiştir (Tablo 9).



Şekil 2.26. a-b) Cankurtaran formasyonu tabanında kalsitürbidit ve kazarak yerleşen tane akmaları, c) Pelajik kireçtaşlarında slamp yapıları, d) Pelajiklere yerleşen genç bazalt dayk ve silleri, e) Birimin üst seviyelerindeki geç Daniyen yaşta pembe-bordo pelajikler, f) Pelajik kireçtaşarı ile istifin en üst kesimindeki çamurtaşlarının geçişi (Şekil 2.2-F13-14).

Arhavi güneyinde ise birim Maastrichtiyen'de çökeline başlar. Bu durum birimin yanarda Çayırbağ formasyonu ile girik olduğunu gösterir. Buna göre birimin yaşı geç Kampaniyen-geç Daniyen'dir.

Cankurtaran formasyonu yay volkanizmasının son evrelerinde, volkanik faaliyetten etkilenmeyen sakin derin deniz koşullarında, yay-ardında çökelmiştir. Litoloji ve fosil faunası birimin yamaç-havza karakterli olduğunu gösterir.

Birim Kraeff (1963)'ün Kalker-marn serisinin kalker kesimine, Bakırköy formasyonu [73] ve Kireçhane formasyonunun [105] bir kısmına, Khatila formasyonunun (Gürcistan'da) [3] üst kesimlerine karşılık gelir.

Tablo 2.8. Cankurtaran formasyonuna ait paleontolojik veriler (planktik foraminifer) (Ö1-Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 2.2).

Örnek	Koordinat	Fosil Fauna	Yaş
13-ÖK-88A Ö30	710279 4586350	<i>Globotruncana cf. ventricosa</i> White, <i>Pithonella ovalis</i> (Kaufmann), <i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Globotruncanita situartiformis</i> (Dalbiez), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Heterohelix</i> sp., <i>Globigerinelloides</i> sp.	Kampaniyen
13-ÖK-97B Ö30	710576 4586127	<i>Kuglerina rotundata</i> (Brönnimann), <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Rugoglobigerina cf. pennyi</i> Brönnimann, <i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Pseudotextularia nuttalli</i> (Voorwijk), <i>Globotruncana orientalis</i> El-Naggar, <i>Rugoglobigerina rugosa</i> (Plummer), <i>Heterohelix globulosa</i> (Ehrenberg), <i>Globotruncanella petaloidea</i> (Gandolfi), <i>Macroglobigerinelloides</i> spp., <i>Heterohelix</i> spp.	geç Kampaniyen- Maastrichtiyen
13-ÖK- 100A Ö30	710279 4586350	<i>Globotruncanella havanensis</i> (Voorwijk), <i>Contusotruncana contusa</i> (Cushman), <i>Contusotruncana fornicata</i> (Plummer), <i>Rugoglobigerina rugosa</i> (Plummer), <i>Pithonella ovalis</i> (Kaufmann), <i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Globotruncanita situartiformis</i> (Dalbiez), <i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Globotruncanella</i> sp., <i>Heterohelix</i> sp., <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Radiolaria</i>	Maastrichtiyen

13-CP-01 S36 Ö30	710279 4586350	<i>Rugoglobigerina hexacamerata</i> Brönnimann, <i>Pseudotextularia elegans</i> (Rzehak), <i>Racemiguembelina fructicosa</i> (Egger), <i>Planoglobulina carseyae</i> (Plummer), <i>Planoglobulina acervulinoides</i> (Egger), <i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>Globotruncana mariei</i> Banner ve Blow, <i>Kuglerina rotundata</i> (Brönnimann), <i>Rugoglobigerina rugosa</i> (Plummer), <i>Contusotruncana contusa</i> (Cushman), <i>Globotruncana</i> spp., <i>Heterohelix</i> sp., <i>Macroglobigerinelloides</i> sp.	geç Maastrichtiyen
13-CP-20 Ö30	710576 4586127	<i>Subbotina triloculinoides</i> (Plummer), <i>Parasubbotina pseudobulloides</i> (Plummer), <i>Praemurica pseudoconstans</i> (Blow), <i>Subbotina trivialis</i> (Subbotina), <i>Eoglobigerina edita</i> (Subbotina), <i>Eoglobigerina eobulloides</i> (Morozova), <i>Globanomalina</i> sp.	erken Daniyen
13-CP-37B Ö30	710576 4586127	<i>Eoglobigerina spiralis</i> (Bolli), <i>Praemurica inconstans</i> (Subbotina), <i>Globanomalina compressa</i> (Plummer), <i>Parasubbotina pseudobulloides</i> (Plummer), <i>Globanomalina</i> sp.	geç Daniyen

2.3.5. Çarpışma Sonrası Birimleri

Doğu Pontidler ile Toridler'in çarpışması, verilerimize göre Selandiyen-Erken Tanesiyen zaman aralığında gerçekleşmiştir. Çarpışma sonrası gerilmeli tektonik rejim sonucu bölgede denizel ortam koşulları egemen olmuş, bir uyumsuzluk düzlemi ile kırıntılılardan oluşan Erenler formasyonu ve volkanitlerden oluşan Kabaköy formasyonu gelişmiştir.

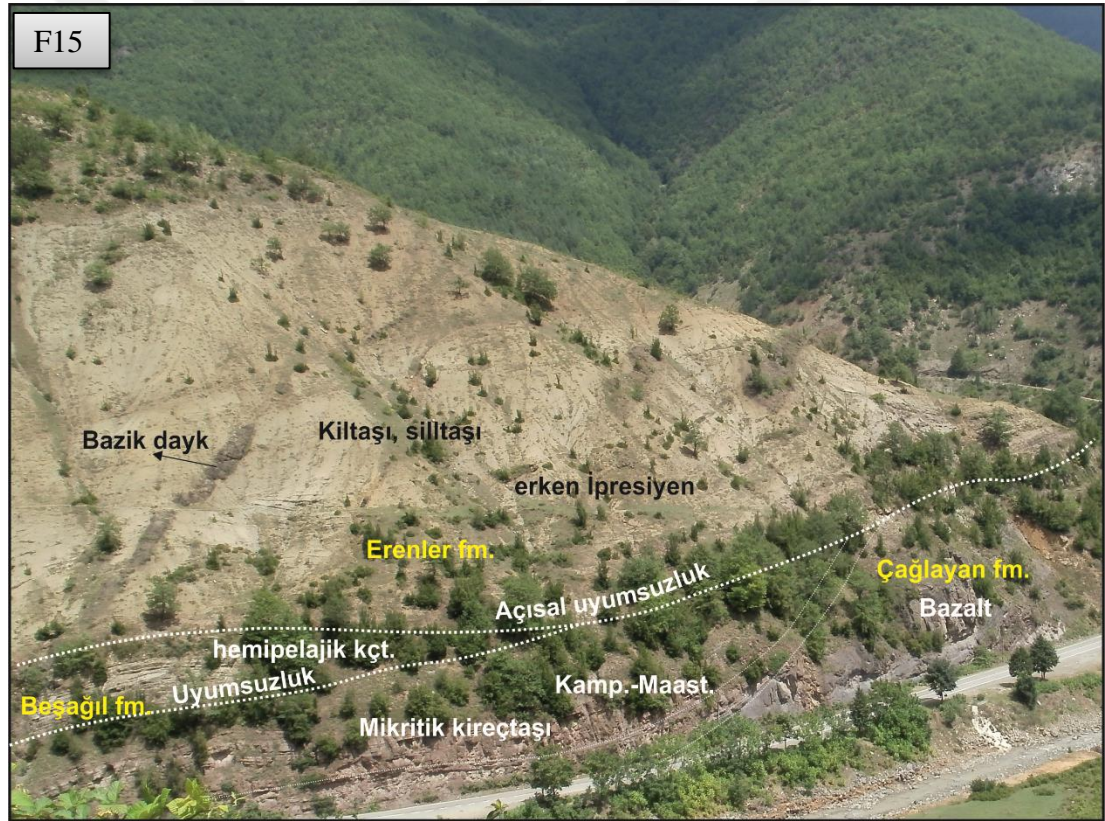
2.3.5.1. Erenler Formasyonu

İlk kez Yılmaz ve ark. (1997) tarafından Artvin-Erenler dolayında iyi gözlenen Lütesiyen yaşta türbiditik kırıntılılar için Erenler formasyonu adı kullanılmıştır. Yılmaz ve ark. (1997), önceki birimleri uyumlu üzerleyen, kırıntılılardan oluşan Bakırköy formasyonundan [73] bahseder ve Erenler formasyonunun bu birimi Lütesiyen'de uyumsuz olarak üzerlediğini belirtir. Ancak bu çalışmada Bakırköy ve Erenler formasyonlarının aynı formasyona karşılık geldiği, tabanının uyumsuz olduğu belirlenmiş, birimin tabanından geç Tanesiyen-erken İpresiyen yaşı elde edilmiştir ve Erenler formasyonu adı ile incelenmiştir. Birim Erenler, Bakırköy, Balcı, Ağıllar köyleri, Murgul, Hopa ilçeleri dolayında geniş alanlarda yüzeyleyir.

Birim çoğunlukla türbiditik kırıntılı kayaçlardan oluşur. Bakırköy dolayında sarımsı renkli orta-kaba taneli kumtaşı, konglomera ve olistostromal seviyeler egemendir (Şekil 2.28c, d). Havza kenarı özelliğindeki bu bölgede çok sayıda bloklara rastlanır. Bloklar bazen 10-15 metre boyutta olabilmektedir. Çok fazla taşınmamış olan bu bloklar Çağlayan formasyonuna ait bazik-ortaç volkanizma ürünleri ile kireçtaşları; Kızılkaya formasyonuna ait asidik volkanizma ürünleri ve kireçtaşları; Beşağıl formasyonu kireçtaşlarından oluşur. Bu derece yoğun bloklara rastlanması ortamın hareketli olduğuna, dolayısıyla Erenler formasyonu havza kenarının tektonik kontrollü olarak geliştiğine işaret eder. Kuzeye doğru havzanın daha sakin kesimlerinde gri, yeşil renkte silttaşı, kiltası, marn, volkanoklastikler ve sarımsı, boz kumtaşları ardalanımlar sunar. Sakin deniz koşullarında gelişen pelitik kayaçlar içerisinde uygudolgu izlerine rastlanır. Genelde ince-orta tabakalı, yer yer kalın tabakalı gözlenen türbiditik kırıntılılar içerisinde de kumtaşı-konglomera kanallarına rastlanır. Erenler formasyonunun bazı kesimlerinde türbiditik kırıntılılar ile ara seviyeler oluşturan

andezitik, bazaltik volkanizma ürünlerine rastlanılır. Üste doğru volkanik faaliyet yoğunlaşır. Volkanik faaliyetin yoğunlaştığı kesimler Kabaköy formasyonu adı altında incelenmiştir.

Erenler formasyonu 1200 metreye kadar kalınlık gösterir. Yanal yönde kaba taneli kırıntılarla ve volkanizma ürünleri girik olarak izlenir. Erenler formasyonu genelde birimleri açılı uyumsuzlukla üzerler (Şekil 2.27) ancak bazı lokasyonlarda bu ilişki paralel uyumsuzluktur (Şekil 2.28a,b). Yanal yönde takip edildiğinde altındaki birimin kamalanarak yok olduğu gözlenir (Bakırköy dolayında bu ilişki iyi gözlenir). Erenler formasyonu yanarda ve düşeyde Kabaköy formasyonuna ait volkanitler ve volkanoklastikler ile geçiş gösterir.



Şekil 2.27. Çağlayan formasyonu üzerine Beşagıl formasyonu uyumsuzluğu ve her ikisi üzerine açılı uyumsuzlukla Erenler formasyonuna ait pelitik kayalar gelmektedir (Murgul) (Şekil 2.2-F15).

Bakırköy kuzeydoğusunda birim içerisindeki bir bloktan Daniyen-Selandiyen yaşı elde edilmiştir. Birçok yerde yapılan stratigrafik kesitlerde derlenen örneklerin

paleontolojik incelemeleri sonucu birimin geç Tanesiyen’de çökeline başladığı geç İpresiyen’e kadar çökelimine devam ettiği belirlenmiştir (Tablo 2.9).

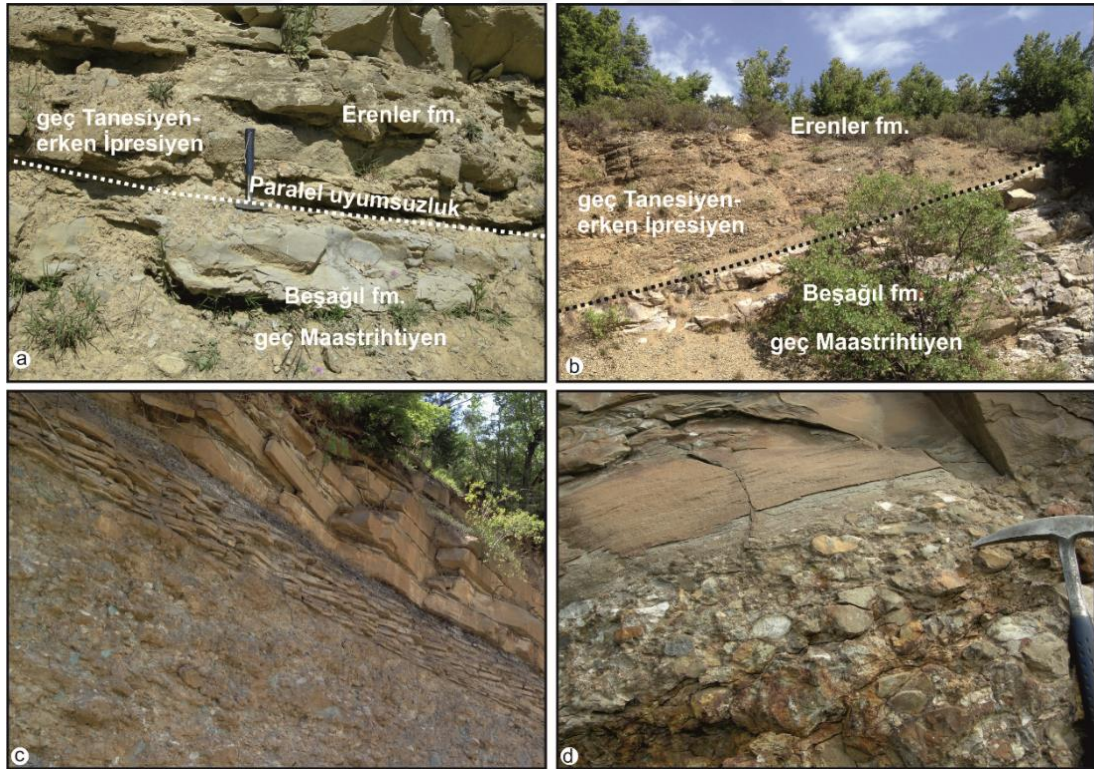
Bakırköy dolayında kumtaşlarında glokoni mineraline rastlanmıştır. “Günümüzde yaygın olarak kıta şelflerinde, 50° G - 65° K enlem kuşakları arasında kalan alanlarda oluşurlar. Bu mineral tam olarak ortam derinliğini vermemekle birlikte sıklıkla üst yamaç-dış şelf ortamında ve 200-300 metre su derinliğinde oluşur.” [76; 163]. “Glokoni oluşumu için ihtiyaç duyulan K (potasyum), deniz suyundan sağlanmaktadır.” [111]. “Glokoni minerali hızlı deniz seviyesi yükselimi evresinde veya maksimum sellenme yüzeylerinde yoğunlaşmaktadır” [13; 163]. Erenler formasyonunun taban kesimlerinde izlenebilen bloklar ve birim içerisindeki tane akmaları bu dönemde tektonik faaliyetlerin yoğun olduğunu gösterir. Bu veriler ışığında kırıntılıların tektonik kontrollü bir havzada çökelimine sığ denizel ortamda başladığı, hızlı deniz seviyesi yükselimi neticesinde türbiditik ve yer yer pelajik çökellerin dış şelf (200-300 m su derinliği) ortamında çökeldiği söylenebilir.

Erenler formasyonunun taban kesimlerindeki türbiditik kırıntılılar, Yılmaz ve ark. (1997) ve Güven (1993) tarafından Bakırköy formasyonuna dahil edilmiş ve altındaki Maastrichtiyen kireçtaşları ile uyumlu kabul edilmiştir. Aynı çalışmalarda Lütseyen’de Erenler formasyonunun bu birimi uyumsuz üzerlediği belirtilmiştir. Beştaşlı, Erenler dolayında bahsedilen bu iki birimin toplamı Erenler formasyonunun karşılığıdır. Özsayar ve ark. (1982) tarafından Ardanuç yöresinde tanımlanan Paleosen-Erken Eosen yaştaki Kızılçık formasyonu, Güven (1933) tarafından adlanan Kabaköy formasyonunun taban kesimlerindeki kırıntılılar Erenler formasyonu ile denestirilebilir.

Tablo 2.9. Erenler formasyonuna ait paleontolojik veriler (nanno-plankton) (Ö1-Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 2.2).

Örnek	Koordinat	Fosil Fauna	Yaş
13-ŞP-55 Ö31	727750 4577650	<i>Discoaster multiradiatus</i> Bramlette ve Riedel, <i>Ericsonia cava</i> (Hay ve Mohler), <i>Ericsonia ovalis</i> Black, <i>Toweius eminens</i> (Bramlette ve Sullivan), <i>Fasciculithus tympaniformis</i> Hay ve Mohler, <i>Ellipsolithus macellus</i> (Bramlette ve Sullivan), <i>Sphenolithus primus</i> Perch-Nielsen, <i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich), <i>Discoaster</i> sp., <i>Thoracosphaera</i> sp..	geç Tanesiyen

13-ÖK-154 Ö32	711406 4574380	<i>Fasciculithus tympaniformis</i> Hay ve Mohler, <i>Fasciculithus involutus</i> Bramlette ve Sullivan, <i>Discoaster multiradiatus</i> Bramlette ve Riedel, <i>Sphenolithus anarrhopus</i> Bukry ve Bramlette.	Geç Paleosen
13-ÖK-138 Ö33	715446 4574159	<i>Discoaster diastypus</i> Bramlette ve Sullivan, <i>Fasciculithus tympaniformis</i> Hay ve Mohler, <i>Ericsonia cava</i> (Hay ve Mohler).	erken İpresiyen
13-ÖK-139 Ö33	714880 4574115	<i>Reticulofenestra dictyoda</i> (Deflandre), <i>Discoaster kuepperi</i> Stradner, <i>Sphenolithus radians</i> Deflandre, <i>Tribrachiatius orthostylus</i> Shamrai, <i>Tribrachiatius bramlettei</i> (Brönnimann ve Stradner), <i>Sphenolithus anarrhopus</i> Bukry ve Bramlette, <i>Ericsonia obruta</i> Perch-Nielsen, <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Deflandre), <i>Toweius ? gammation</i> (Bramlette ve Sullivan).	geç İpresiyen
13-ÖK-148 Ö33	714100 4572650	<i>Reticulofenestra dictyoda</i> (Deflandre), <i>Discoaster kuepperi</i> Stradner, <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Deflandre), <i>Fasciculithus tympaniformis</i> Hay ve Mohler, <i>Rhombaster</i> sp..	geç İpresiyen



Şekil 2.28. a-b) Beşagıl formasyonu üzerine Erenler formasyonu paralel uyumsuzluğu, c-d) Erenler formasyonu taban kesimlerinde gözlenen olistostromal seviyeler/tane akmaları.

2.3.5.2. Kabaköy Formasyonu

Kabaköy formasyonu adı ilk kez Kabaköy (Gümüşhane) dolayında yüzeyleyen Lütesiyen yaştaki bazik-ortaç volkanizma ürünleri ile volkanoklastiklerden oluşan istif için kullanılmıştır [73]. Artvin dolayındaki benzer litolojiler Yılmaz ve ark. (1997) tarafından Lütesiyen yaşta Kabaköy formasyonu olarak değerlendirilmiştir. Bu çalışmada erken İpresiyen-Lütesiyen yaştaki benzer birimler için aynı ad kullanılmıştır. Kabaköy formasyonu çoğunlukla çalışma alanının kuzeyinde, çok geniş alanlarda yayılım göstermektedir.

Kabaköy formasyonu andezit, bazalt (Şekil 2.29), aglomera, lapilli-litik-kristal tüflerle ara seviyeli epiklastikler ile bunları kesen ve yer yer ara seviyeler oluşturan dasit, andezit, bazalt, diyorit porfirlerden oluşur. Genelde alt kesimleri yeşilimsi, grimsi volkanoklastikle başlar ve yeşil, gri, siyahımsı renklerde andezitik ve bazaltik volkanitlere geçiş gösterir. Birim içerisinde volkanizmanın su altında gerçekleştiğini gösteren hyaloklastikler yaygındır. Bunu yanı sıra yastık yapılı bazaltlar da gözlenir. Birimin çeşitli seviyelerinde ve özellikle üst kesimlerinde volkanitlerle ara seviyeli ince-orta, yer yer kalın tabakalı volkanoklastikler yer alır. Kabaköy formasyonun kalınlığı 2000 metre dolayındadır. Alt kesimlerinde düşeyde ve yanarda Erenler formasyonu ile girik olarak izlenir. Kabaköy formasyonu Erken İpresiyen yaşlı Erenler formasyonu ile girik olarak izlenir. Kabaköy formasyonu içindeki kırıntılardan alınan örneklerin fosil faunası İpresiyen ve Lütesiyen arasında yaşlar vermektedir (Tablo 2.10). Yılmaz ve ark. (1997), Borçka-Bozçalı ve Karagöl dolaylarında birim içerisindeki planktik foraminiferlerden Lütesiyen yaşı elde etmiştir. Aydınçakır (2012) birimin içerisindeki Borçka bazaltından Ar/Ar hornblend yaşlandırması sonucu 46 ± 0.8 My ve 46.1 ± 0.6 My yaşlar elde etmiştir. Ayrıca andezit-diyorit porfirlerde (Şekil 2.29a, b) amfibollerden Ar-Ar yöntemiyle 50.04 ± 0.10 My (İpresiyen) yaş elde edilmiştir [18]. Buna göre birim erken İpresiyen-Lütesiyen yaştaadır.

Kabaköy formasyonuna ait volkanitlerin çarpışma sonrası gerilmeli tektonik rejim koşullarında geliştiği belirtilir [17]. İçerdiği kırıntılılar ve fosil içeriği açısından değerlendirildiğinde birimin sığ denizel ortam koşullarından, dış shelf ortam koşullarına kadar çeşitli ortamlarda geliştiği söylenebilir.

Kabaköy formasyonu, Tokel (1972)'in Gümüşhane yöresindeki Alibaba formasyonu, Terlemez ve Yılmaz (1980)'in Ordu dolayındaki Yeşilce formasyonu, Gedik ve Korkmaz, (1987)'in; Melyat formasyonu, kısmen Pelin (1977a-b)'in Fındıklıbel formasyonu, Keskin ve ark. (1989)'nin Yazıyurdu formasyonu ile denestirilebilir. Kabaköy formasyonu daha önce inceleme alanında çalışılan Çapkinoğlu (1981)'nun Hopa-Borçka arasında yüzeyleyen Borçka volkanitleri, Çekiç ve ark. (1984)'nin inceleme alanında çalıştığı andezitik, bazaltik lav ve piroklastikleri ile denestirilebilir [93].

Tablo 2.10. Kabaköy formasyonuna ait paleontolojik veriler (Nanno-plankton, plankt. foram.) (Ö1-Örnek lokasyonları için bkz. Şekil 2.2).

Örnek	Koordinat	Fosil fauna	Yaş
13_MC_70 Ö34	733106 4580399	<i>Sphenolithus radians</i> Deflandre ve Grasse, <i>Sphenolithus moriformis</i> (Brönnimann ve Stradner), <i>Toweius eminens</i> (Bramlette ve Sullivan), <i>Fasciculithus tympaniformis</i> Hay ve Mohler, <i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich), <i>Discoaster</i> sp., <i>Thoracosphaera</i> sp..	İpresiyen
13_MC_80 Ö35	730962 4579852	<i>Subbotina linaperta</i> (Finlay), <i>Acarinina</i> cf. <i>nitida</i> (Martin), <i>Acarinina</i> cf. <i>pseudotopilensis</i> Subbotina, <i>Globanomalina</i> ? sp.	Erken Eosen?
13_MC_81 Ö35	730962 4579852	<i>Reticulofenestra dictyoda</i> (Deflandre), <i>Sphenolithus radians</i> Deflandre ve Grasse, <i>Fasciculithus clinatus</i> Bukry, <i>Fasciculithus tympaniformis</i> Hay ve Mohler, <i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich), <i>Thoracosphaera</i> sp..	İpresiyen
13_MC_90 Ö36	734776 4584415	<i>Reticulofenestra dictyoda</i> (Deflandre), <i>Ericsonia formosa</i> (Kamptner), <i>Sphenolithus primus</i> Perch-Nielsen, <i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich), <i>Thoracosphaera</i> sp..	İpresiyen
13_MC_214 Ö37	735551 4588364	<i>Cribocentrum coenurum</i> (Reinhardt), <i>Reticulofenestra dictyoda</i> (Deflandre), <i>Ericsonia formosa</i> (Kamptner), <i>Sphenolithus moriformis</i> (Brönnimann ve Stradner), <i>Transversopontis latus</i> Müller, <i>Sphenolithus primus</i> Perch-Nielsen, <i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich), <i>Thoracosphaera</i> sp..	Lütesiyen

13-KA-52A
Ö38

741091
4592879

Reticulofenestra hillae Bukry ve Percival,
Cribozentrum coenurum (Reinhardt),
Reticulofenestra dictyoda (Deflandre),
Sphenolithus moriformis (Brönnimann ve Stradner),
Helicosphaera seminulum Bramlette ve Sullivan,
Pemma rotundum Klumpp,
Ericsonia formosa (Kamptner),
Heliolithus kleinPELLI Sullivan,
Coccolithus eopelagicus (Bramlette ve Riedel),
Zygrhablithus bijugatus (Deflandre ve Fert),
Thoracosphaera sp..

Lütesiyen



Şekil 2.29. a) Kabaköy formasyonu andezitlerinin Kızılkaya formasyonu dasitlerini üzerlemesi, b) Kabaköy formasyonu andezitleri kırıklarına yerleşen daha genç andezit daykı, c) Kabaköy formasyonu bazaltları, d) Kabaköy formasyonu andezitleri ve onları kesen bazalt daykı.

2.3.6. Taraça

Sekilerde, az tutturulmuş konglomera kumtaşından oluşan birimler taraça olarak haritalanmıştır (şekil 3.11).

2.3.7. Yamaç Molozu

Yüksek engebeli yerlerin yamaç ve eteklerinde gözlenen, tutturulmamış ya da çok az tutturulmuş köşeli çakıl, blok, kum ve kil gibi malzemeler topluluğu yamaç molozu olarak haritalanmıştır.

2.3.8. Alüvyon

Akarsu yataklarında, vadi tabanlarında ve ovalarda gelişmiş çakıl, kum, silt ve çamurdan oluşan çökellerdir. Tüm birimleri açısal uyumsuzlukla örter.

3. YAPISAL JEOLJİ

Doğu Pontid kuşağı (Ketin, 1966) temeli Hersiniyen orojenezile şekillenir. Tabanda Hersiniyen orojenezi sonucu gelişmiş olan ve bu dönemin molas çökellerini temsil eden Pulur Paleozoyik istifleri yer alır. Benzer istiflerin Büyük Kafkasya'da bulunması Doğu Pontidler'in Geç Paleozoyik'te Lavrasya'nın güney kenarında yer aldığına işaret eder [114]. Bu birimler yeşilist metamorfizmasına uğramışlardır. Metamorfik Pulur istifleri Karbonifer'de yay granitoidlerince kesilir (Artvin granitoidi, Gümüşhane graniti). Bir başka görüşe göre bahsi geçen temel, Gondwana'nın kuzey kenarında yer alır ve Paleotetis'in güneye dalımı neticesinde gelişen granitoidlerce (Gümüşhane graniti) kesilir [139].

Doğu Pontidler'in Alt Jura sedimanter ve volkanik serileri iki ayrı şekilde yorumlanmıştır; (1) Neotetis'in açılması ile ilişkili rift [139; 140; 75; 28; 169; 97] ve (2) Dalma-batmayla ilişkili volkanitlerdir [88; 118; 119; 101; 120]. Erken-Orta Jura sedimanter ve volkanik istifleri Paleozoyik temel üzerinde (Artvin granitoidi) açılmalı uyumsuzlukla yer alır. Bu birimleri açılmalı uyumsuzlukla üzerleyen Geç Jura-Erken Kretase birimleri Doğu Pontidler'deki Erken Alpin dönemini temsil eder. Geç Kretase yay magmatizması ve kıta-kıta çarpışması ise orta-geç Alpin dönemini temsil eder.

3.1. Çalışma Alanının Tektonik ve Yapısal Unsurları

Çalışma alanındaki yapısal unsurların ve tektoniklerin genel doğrultusu KD-GB yönlüdür. Maksimum gerilme ekseninin genel olarak KB-GD yönlü olduğu söylenebilir. Bu bağlamda KD-GB ve K-G doğrultulu bindirmeler ana bileşen olmakla beraber KB-GD doğrultulu normal ve doğrultu atımlı faylar da gelişmiştir. Kıvrım eksenlerinin gidişleri de genel olarak KD-GB yönlüdür. Bununla birlikte bölgede gözlenen asılı taraçalar ve sekiler bölgenin geç dönem yapısal evriminin anlaşılmasına ışık tutan verilerdir. Bu bölümde çalışma alanındaki yapısal unsurlar, tektonizmayı etkileyen ana gerilme yönleri değerlendirilecektir.

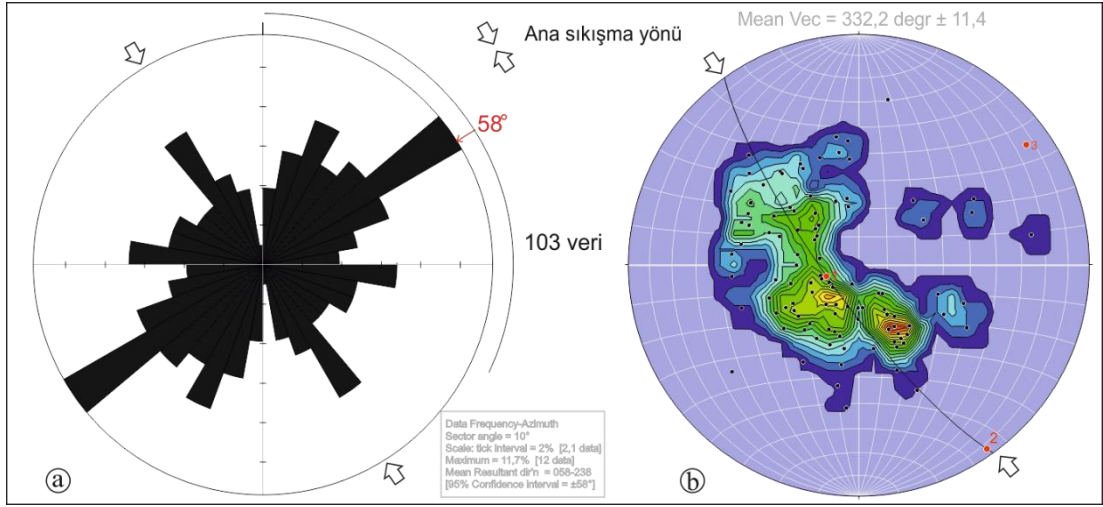
3.1.1. Kıvrımlar

İnceleme alanındaki kıvrımların büyük çoğunluğu bölgenin en büyük tektonik bileşeni olan Artvin bindirmesine paralel yönde KD-GB gidişli olarak gelişmiştir. Çok sayıda antiklinal, senklinal ardalanımından ve küçük ölçekte yatık kıvrımlardan oluşan kıvrım sistemi etkindir. Kıvrıntılılarda meydana gelen kıvrım eksenleri net bir şekilde belirlenebilirken, volkanitlerin yoğun olduğu kesimlerde veriler azdır. Çalışma alanında Kuvaterner dışında tüm birimler bu kıvrım sisteminden etkilenmiştir. Ölçülen çok sayıda tabaka konumları ile hâkim gerilme yönleri ve kıvrımlar belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 3.1). Bu verilerle stereografik izdüşüm yöntemi kullanılarak π ve yoğunluk diyagramı hazırlanmıştır. Gül diyagramları “GEOrient 9” programı ile π ve yoğunluk diyagramı ise “Stereonet 9.3.3 (Richard W. Allmendinger 2013)” programı ile elde edilmiştir. 103 adet tabaka ölçümüyle elde edilen gül diyagramı sonucu ana doğrultuların genel olarak K58D doğrultulu olduğu, ana sıkışma yönünün KB-GD yönlü olduğunu görülmektedir. Eğim yönü ve miktarlarının yoğunluğunu gösterir π ve yoğunluk diyagramı da inceleme alanında benzer şekilde KB-GD yönlü sıkışmayı göstermektedir (Şekil 3.1).

Kıvrımlar kuzeyden güzeye çok sayıda, birbirini takip eden antiklinal ve senklinaller şeklindedir. Bu kıvrımların büyük çoğunluğu, KB-GD yönlü bir sıkışmaya bağlı olarak, Artvin bindirmesine paralel gelişmişlerdir (Şekil 2.2). KB’dan GD’ya doğru kıvrımların en önemlileri şu şekildedir:

Hopa antiklinali; Hopa’dan başlayıp KD yönünde Gürcistan sınırına kadar gidişli olan kıvrım eksenine sahiptir. Çayırbağ, Cankurtaran, Erenler, Kabaköy formasyonlarını etkileyen kıvrım yaklaşık 30 km devam eder. Deformasyona uğrattığı en genç birim Lütesiyen yaşadadır. Kanatları kuzeybatıya 15-55°, güneydoğuya 20-40° eğimli olan antiklinal yaklaşık simetriktr.

Balıklıdağ senklinali; Balıklıdağ’ın uzanımına yaklaşık paralel olarak gözlenen senklinalin eksenini, dağın sırt kısmından geçer ve yaklaşık K50D gidişli olarak Gürcistan sınırına kadar izlenir. Senklinalin çekirdeğinde gözlenen en genç birim Lütesiyen yaşadadır. Senklinalin kuzeybatı kanadı 20-40° eğimliken, güneydoğu kanadının eğimi 15-50° arasındadır.



Şekil 3.1. Çalışma alanından ölçülmüş olan 103 adet tabaka doğrultu-eğimlerine ait a) gül diyagramı, b) π ve yoğunluk diyagramı.

Hatila antiklinali; Hatila Dere'sinde gelişen kıvrımın eksenini yaklaşık K45D'dur. Antiklinal ekseninin dere boyunca aşınan çekirdeğinden, Turoniyen-Santoniyen yaştaki Çatak formasyonu bazaltları çıkar. Kanatların eğimleri 20-40° dolayındadır.

Keklikdağ antiklinali; Keklikdağı'nın zirvesinde KD-GB gidişli olarak devam eder. Kıvrım ekseninin aşınan çekirdeğinden bölgenin en yaşlı birimi olan (Karbonifer) Artvin granitoyidi çıkar. Kıvrımın kuzeybatı kanadı büyük oranda tektonikle kesilmiştir.

Zeytinlik senklinali; Zeytinlik dolayında KD-GB gidişli olarak izlenir. Liyas-Dogger yaştaki Berta formasyonu içerisinde gelişen kıvrım eksenini yaklaşık 9 km uzanır ve çekirdeğinde Geç Kretase yaşta granitoidler yer alır.

Ağıllar antiklinali; Ağıllar köyü güneydoğusunda KD-GB gidişli olarak gözlenir. Hemen kuzeyindeki bindirmeye paralel olarak gelişen kıvrım eksenini yaklaşık 11 km takip edilir. Antiklinalin KB kanadında Çağlayan, Çayırbağ ve Ağıllar formasyonları yer alırken; GD kanadında Çağlayan ve Ovacık formasyonları yer alır. Kıvrımın kanatları 15-35° dolayındadır.

3.1.2. Faylar

İnceleme alanındaki faylar genel olarak KD-GB doğrultuludur. Bu faylarla açılı birçok fay sistemi de gelişmiştir. Genel olarak KB-GD yönlü bir sıkışma göze çarpmaktadır.

Çalışma alanı ve çevresini etkileyen bu sıkışma neticesinde maksimum gerilme eksenine (Sigma 1) dik yönde genelde güneydoğuya eğimli bindirmeler gelişmiştir. Bunlardan yanal yayılımı en fazla olan Artvin bindirmesidir. Bu faylar Lütésiyen birimlerini deforme etmişlerdir. Sıkışmaya dik yönde KD-GB gidişli birçok kıvrım eksenine gelişmiştir. Bunun yanı sıra sonraki bir dönemde sıkışma yaklaşık doğu-batı yönlü olarak gelişmiş olmalıdır. Buna bağlı olarak da Balcı köyü ve Karçal Dağı dolaylarında yaklaşık kuzey-güney doğrultulu doğuya eğimli bindirmeler/ters faylar gelişmiştir. Bu bindirmeler sağ ve sol yanal atımlı birincil-ikincil faylarla kesilmiştir. İnceleme alanında birçok fay gözlenmesine karşın bunlardan en önemlisi kilometrelerce uzanımı olan, güneydoğuya eğimli Artvin bindirmesidir. Artvin bindirmesine paralel olarak Zeytinlik köyü dolayında KB'ya eğimli, Dokuzoğul köyü dolayında GD'ya eğimli, Hızarlı-Ağıllar köyleri dolayında GD'ya eğimli ve Hatıla Dere dolayında yine GD'ya eğimli bindirmeler gelişmiştir. Artvin bindirmesiyle yaklaşık aynı doğrultuda gelişen ve yay-yayardı sınır olarak tanımladığımız Murgul-Borçka Hattı ise olası sağ yanal doğrultu atımlı fay sisteminden etkilenmiştir. (Şekil 2.2).

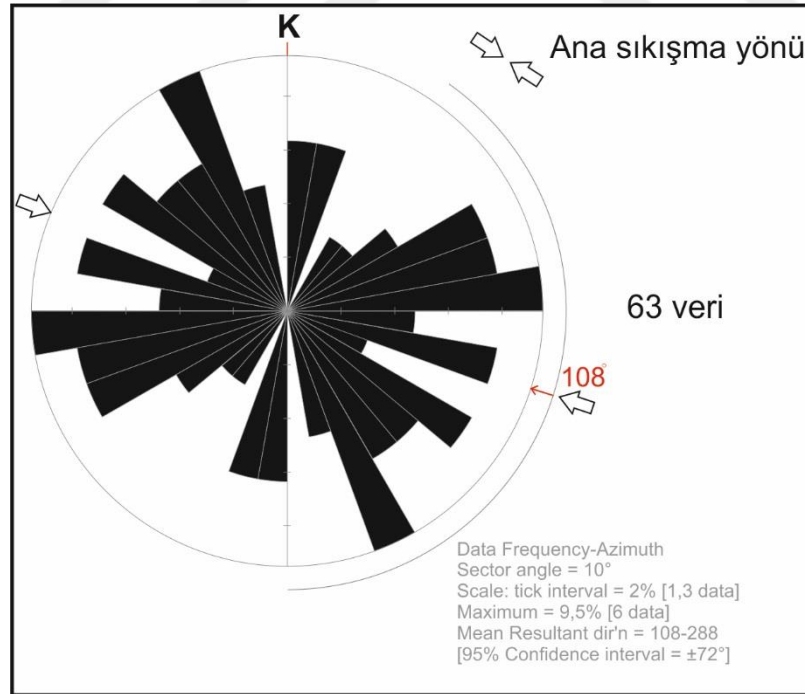
3.1.2.1. Artvin Bindirmesi

Artvin bindirmesi güneyde Yusufeli ilçesinden başlayıp Bademkaya, Sarıbudak, Artvin, Ortaköy hattını takip ederek yaklaşık Gürcistan sınırına kadar devam eden bir bindirme fay zonudur. KD-GB doğrultulu olarak devam eden fayın uzunluğu yaklaşık 100 km'dir.

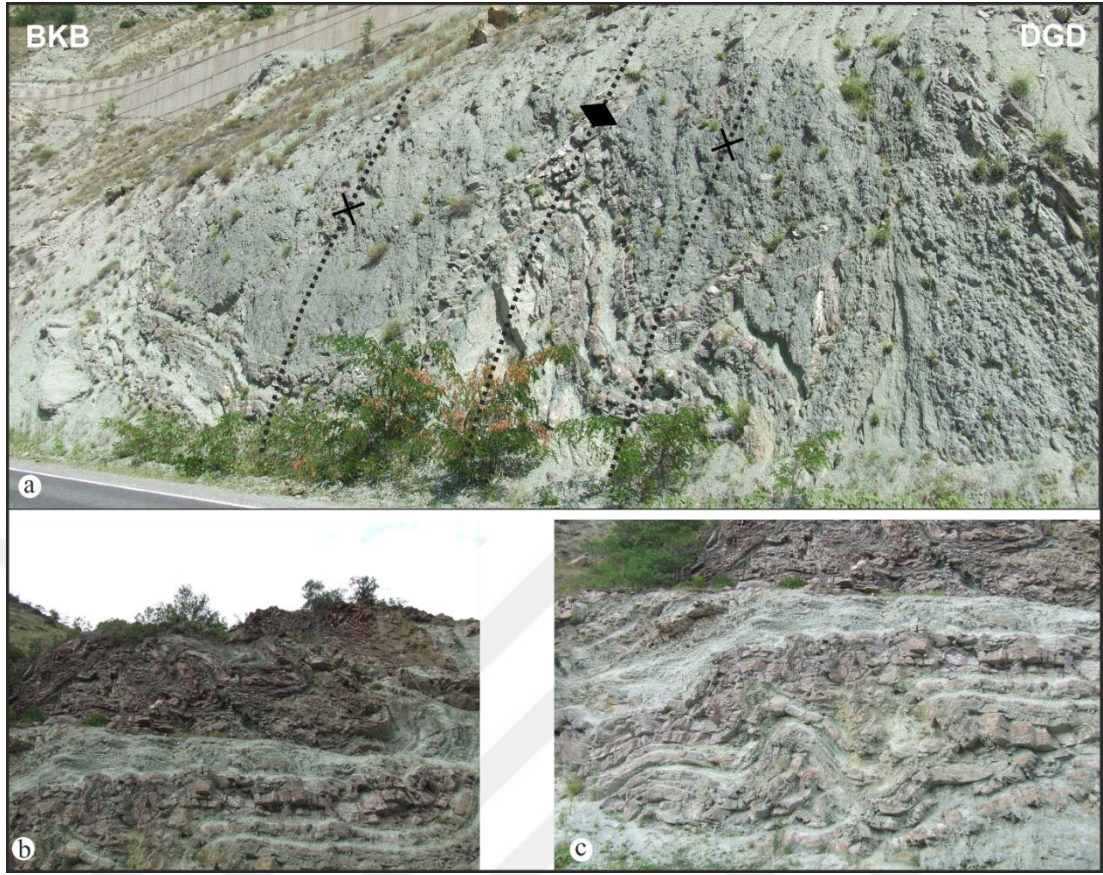
Fay genelde 25-50 derece güneydoğuya eğimlidir. Ancak zaman zaman 70-80 derece eğime ulaşabilmektedir. Yanal yönde kilometrelerce devam ettiği için bölgesel ölçekte bindirme olarak değerlendirilmiştir. İnceleme alanında, Artvin-Yusufeli yolu üzerinde, yaklaşık 3. kilometrede iyi gözlenir (Şekil 3.7). Burada fayın konumu 110/41 olarak ölçülmüştür. Bu lokasyonda Orta-Üst Karbonifer yaşlı Artvin granitoidi,

Çağlayan formasyonu üzerine itilmiştir. Bindirme altında yaklaşık 1,5 metrelik kataklastik zon gözlenir (Şekil 3.8). Bindirme etkisiyle Çağlayan formasyonu Kızılkaya formasyonu üzerine aynı doğrultuyla itilmiştir (Şekil 3.7). Burada Kızılkaya formasyonu içerisindeki mikritik kireçtaşıdan Santoniyen yaşı elde edilmiştir. Fayın kuzeydoğuya yanal devamında Çağlayan formasyonu kamalanarak kaybolur (Şekil 2.2).

Fay zonunun etkileri oldukça geniş alanlarda izlenir. Artvin-Ardanuç yolu üzerinde (Varyant) çok yoğun deformasyon izlerine, kıvrım sistemine rastlanır (Şekil 3.6). Taban blokta yer alan ve birbirinin devamı olan simetrik (Şekil 3.6-a-b), asimetrik, eğik asimerik kıvrımların eksenleri genelde 105/60, 127/69 doğrultuludur. Kıvrım eksenlerinin genel doğrultularına bakıldığında bindirmeye neden olan ana sıkışmanın KB-GD yönlü olduğu söylenebilir. Bindirmenin tavan bloğunda yer alan Artvin granitoyidi içerisindeki eklemlerden ölçülen değerler ile oluşturulan gül diyagramı da bu sıkışma yönünü doğrulamaktadır. Gül diyagramına göre sıkışma yönüne paralel gelişen eklemlerin ana doğrultusu K42B'dir (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Artvin bindirmesi güneydoğusunda, Variskan temele ait 63 adet çatlak ölçümüne ait gül diyagramı.

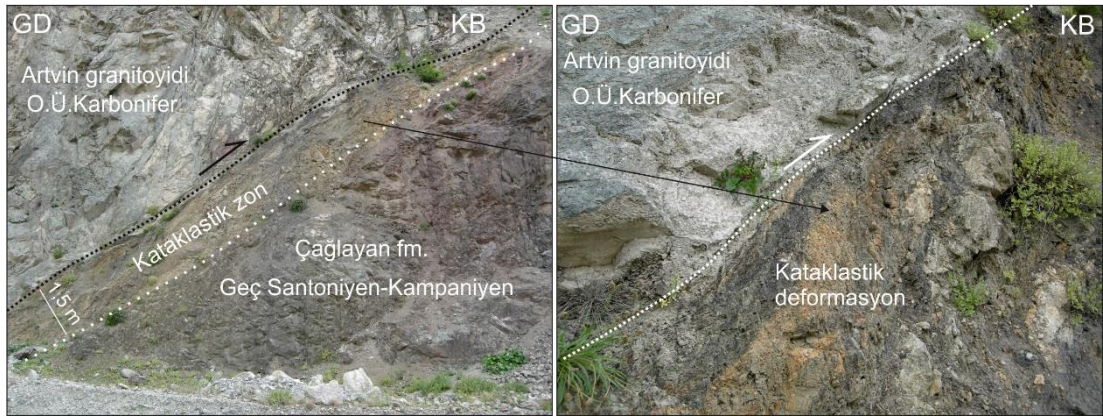


Şekil 3.3. a) Artvin bindirmesine bağlı gelişmiş simetrik ve asimetrik kıvrımlar, b) eğik asimetrik kıvrım, c) asimetrik kıvrım.

Artvin bindirmesi taban blokunda yaklaşık kuzeye eğimli bir normal fay sistemi gözlenir. Kuzeye eğimli bir ana normal fay ve bu ana faya paralel gelişen basamak normal faylar tipiktir. Santoniyen ve Eosen yaşta birimleri etkilemiştir. Dolayısıyla bu normal faylar Eosen dönemi ve sonrası bir gerilmeye bağlı gelişmişlerdir. Bu basamak fayların volkanoklastik ara seviyelerdeki yer değiştirme miktarı ortalama 1 metredir (Şekil 3.9).



Şekil 3.4. Artvin bindirmesi: Karbonifer yaşlı Artvin granitoyidinin Üst Kretase yaşlı Çağlayan formasyonu üzerine itilmesi; Çağlayan formasyonunun Kızılkaya formasyonu üzerine itilmesi.



Şekil 3.5. Artvin bindirmesinde gelişen kataklastik deformasyonlar.



Şekil 3.6. Artvin bindirmesi taban blokunda gelişmiş olan yaklaşık kuzeye eğimli normal faylar.

3.1.3. Uyumsuzluklar

Çalışma alanının yer aldığı Kuzeydoğu Pontidler’i etkileyen 7 uyumsuzluk düzlemi vardır (Şekil 3.10). Bunlar alt başlıklar halinde irdelenecektir.

Liyas Transgresyonu: İlk uyumsuzluk düzlemini Liyas transgresyonu neticesinde Variskan temel üzerine taban konglomerası ile gelen Berta formasyonu tabanı oluşturur (Şekil 2.7). Konglomeralar Paleozoyik yaşlı granitoid, dasit, şist çakıllarında oluşur. Üst Karbonifer-Permiyen ve Triyas birimleri ya çökelmemiş ya da aşınmıştır. Liyas transgresyonu, yay-ardı rift ortamında gerçekleşmiş olmalıdır [161] (Şekil 4.1). Dogger sonunda muhtemel bir çarpışma neticesinde bölge yükselerek pozitif alan oluşturmuştur.

Geç Jura-Erken Kretase Transgresyonu: Üst Jura birimleri çalışma alanında gözlenmemesine karşın, güneyde Malm yaşlı karasal kırıntılılar yer alır [100]. Öğdem formasyonu olarak adlanan birimin Erken Kretase’ye kadar çökeldiği ve resif mercikleri içerdiği belirtilir. Ancak çalışma alanın yakın dolayında aynı adla incelediğimiz ve Dogger volkanitleri üzerine açılı uyumsuzlukla gelen karasal-sığ denizel kırıntılılar Erken Kretase yaştaadır (Şekil 2.10; 2.11). Birimi uyumlu üzerleyen neritik kireçtaşları bu yaşı vermektedir. Bu verilerden yola çıkarak hem Malm’de hem de Erken Kretase’de uyumsuzluktan bahsedilebilir. Malm transgresyonu öncesi birimler dinamik etkilere maruz kalmış ve ankimetamorfizma geçirmiştir. Bu deformasyon bir çarpışma neticesinde okyanusun ekaylanarak kapanması ve yükselmesiyle ilgili olmalıdır. Dogger sonunda varlığı belli olmayan bir kıta ile

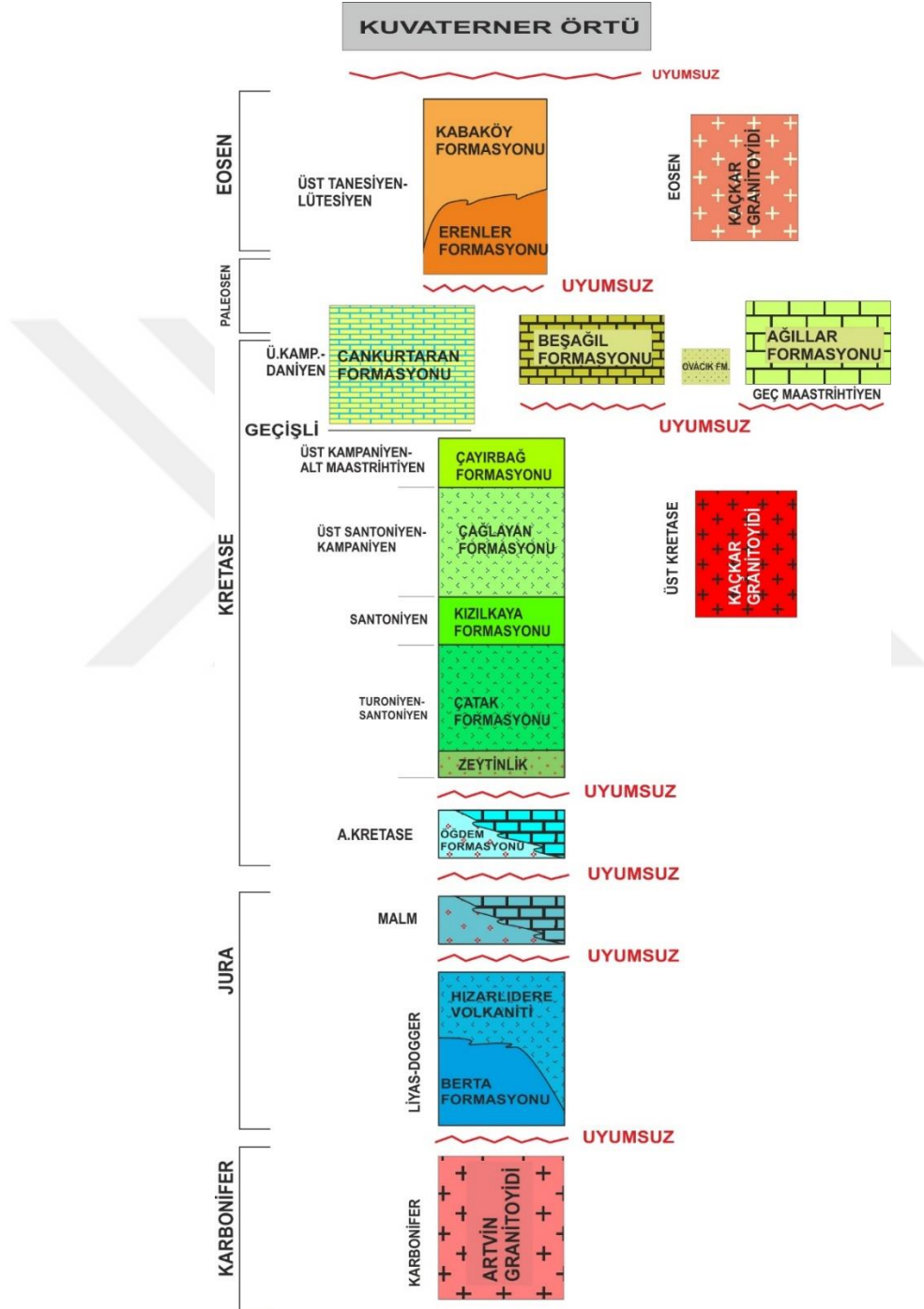
çarpışma neticesinde yükselim gerçekleşmiş olabileceği gibi [161], Paleotetis'in kapanmasıyla da gerçekleşmiş olabilir [140; 141]. Bu modele göre Paleotetis'in kapanması sonrasında Neotetis'in kuzey kolu açılmaya başlamış ve Malm diskordansı gerçekleşmiştir. Erken Kretase diskordansı da aynı sistem içerisinde gerçekleşen bir yerel uyumsuzluk olmalıdır.

Turoniyen Uyumsuzluğu: Erken Kretase sonlarında Sakaraya Zonu güney kenarı üzerine bir ofiyolit üzerlemesi (obdüksiyon) gerçekleşmiş ve Doğu Pontidler'de yükselimle beraber Senomaniyen'de bir çökelmezlik dönemi olmuştur [116]. Turoniyen başlarında dalma-batmaya bağlı gerilme neticesinde bölge hızla çökmüş ve Doğu Pontidler'de yeni ve hızlı bir transgresyon gerçekleşmiştir (Şekil 2.18; 3.10). Hızla gelişen denizel ortamda yay volkanizması faaliyetine başlamış ve geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen'e kadar devam etmiştir.

Geç Maastrichtiyen Uyumsuzluğu: Bu dönem çoğunlukla karbonat kayaları ile temsil olunur ve bu karbonatların taban ilişkisi yay ile yay-ardı sınırını belirlemede kritik öneme sahiptir. Geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen 'de yay bölgesi yükselmiş, yay-ardında Doğu Karadeniz Havzası açılmıştır (Bknz.: Tartışma ve Bölgenin Jeolojik Evrimi). Yay ile yay-ardı sınırı olarak belirlediğimiz Murgul-Borçka Hattı'nın (MBH) güneyinde birimin gözlendiği her yerde geç Maastrichtiyen uyumsuzluğu söz konusudur (Şekil 4.2; 4.3). Bu uyumsuzluk kimi zaman taban konglomerası (Ovacık fm.) ile başlarken, bazen aşmalı sedimantasyona bağlı olarak taban konglomerası olmaksızın gerçekleşir. MBH'nin güneyinde, nispeten uzağında yay-içi birimlerini uyumsuz örten nertitik kireçtaşları (Ağıllar fm.); MBH' ye yakın alanlarda ise hemipelajik kireçtaşlarından oluşan Beşağıl formasyonu çökelirken; yay-ardında çökme/derinleşme neticesinde Daniyen sonuna kadar Cankurtaran formasyonu birimleri çökelmiştir.

Geç Tanesiyen-erken İpresiyen Uyumsuzluğu: Kuzeydoğu Pontidler'de Selandiyen-erken Tanesiyen dönemi çökelmezlik dönemidir. Hem yay-içi hem de yay-ardının güney kenarında gözlenen bu bölgesel yükselim, Toridler ile Pontidler'in çarpışmasına bağlanmıştır (Şekil 4.3e). Geç Tanesiyen'de çarpışma sonrası çökme ve erezyonla bölge tekrar denizel olmuş, kırıntılılardan ve olistostromlardan oluşan Erenler formasyonu çökeline başlamıştır. Tektonik kontrollü olarak geliştiği, havza kenar

kesimlerinde gözlenen olistosromlar içerisindeki devasa bloklardan anlaşılmaktadır. Gerilmenin ilerlemesiyle vakanik faaliyet başlamış ve Lütésiyen sonuna kadar devam etmiştir.



Şekil 3.7. Artvin yöresi birimlerinin stratigrafik korelasyonu.

Kuvaterner uyumsuzluğu: Alüvyon çökelleri, taraçalar ve yamaç molozları tüm birimleri açısal uyumsuzlukla örter. Özellikle sekilerde gözlenen taraçalar vadi aşınma

hızları hakkında bilgi verebilmektedir. Örneğin Artvin KD'sunda Varyant üzerinde gözlenen, 350 m kotunda yer alan taraçalar eski nehir yatağını temsil etmektedirler. Çoruh Nehri'nin günümüzdeki taban kotu yaklaşık 150 metredir. Buna göre nehir yatağında, Kuvaterner'de, yaklaşık 200 metre dolayında bir aşınma gerçekleştiği söylenebilir.



Şekil 3.8. Çoruh Nehri eski yatağına ait taraçalar (Artvin-Ardanuç yolu üzeri).

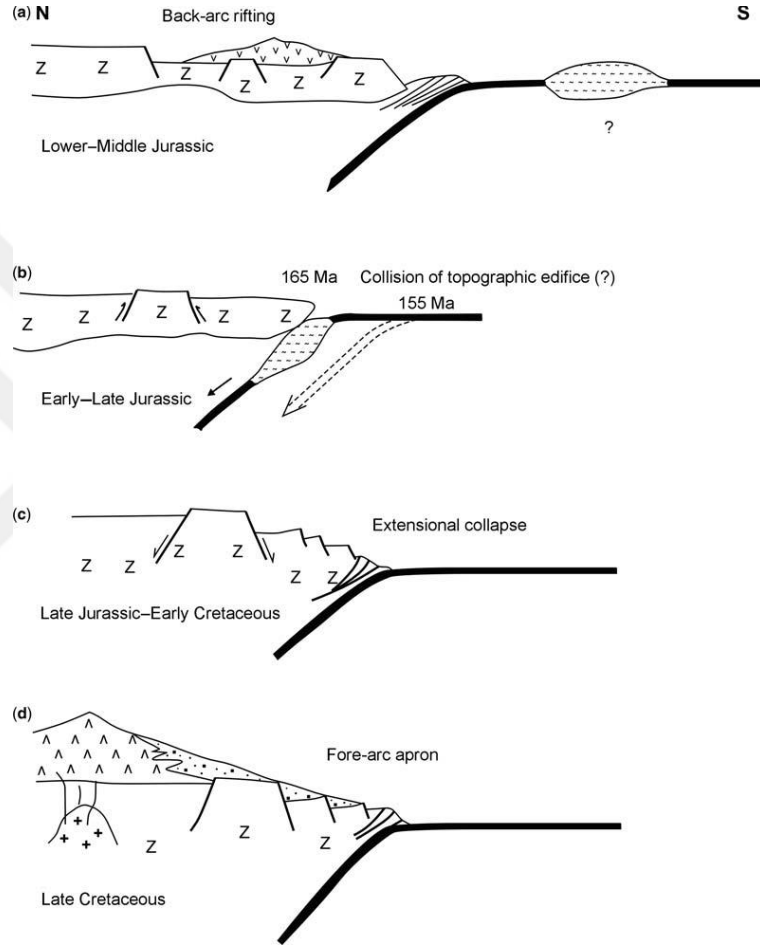
4. TARTIŞMA VE BÖLGENİN JEOLojİK EVRİMİ

Doğu Pontidler ile ilgili jeolojik çalışmalar 20. yüzyılın başlarına kadar uzanır. İlk çalışmalarda Doğu Pontid Orojenik Kuşağı, kuzey ve güney zon şeklinde tanımlanmıştır [14]. Sonraki yıllarda Doğu Pontid Kuşağı güney, orta, kuzey zon şeklinde üçe ayrılarak incelenmiştir [65]. Kretase boyunca Pontid Magmatik yayının kuzeyinde Neotetis'in kuzey kolunun kuzeye dalması sonucu okyanusal yay gerisi havza olarak Karadeniz'in oluştuğu belirtilir [74].

Doğu Pontidler'in Kafkaslarla korelasyonu neticesinde Transkafkasya'nın güneyinde yer alan Somcheti-Kafan (Karabakh) kuşağının Pontid kuşağına karşılık geldiği belirlenmiştir [167]. Yay-ardına karşılık gelen Adjara-Trialetian kuşağı; yay bölgesi Artvin Bolnisi şeklinde tanımlanmıştır [167]. Konak ve ark. (2001) ise yay-ardını Hopa-Borçka zonu, yay bölgesini Artvin-Yusufeli zonu adı altında incelemiştir. Her iki çalışmacı da bu kuşakların sınırını Artvin güneyindeki Artvin bindirmesinden geçirmişlerdir. Ancak verilerimiz bu sınırın Artvin kuzeyinden, Murgul-Borçka Hattı'ndan geçtiğini göstermektedir (Şekil 4.4; Şekil 4.5). Bu veriler aşağıda tartışılacaktır. İnceleme alanı bu iki kuşak içerisinde yer alır.

İnceleme alanı temelindeki Karbonifer yaşlı Artvin granitoyidi Hersiniyen orojenezine bağlı gelişen granitoyidlerdir. Birimin eşleniği Gümüşhane plutonu yüksek potasyumlu, kalk-alkalin I tipi granitoyid özelliği sunar [157]. Artvin granitoyidi Tetisin Geç Paleozoyik'te kapanmasına bağlı olarak aktif kıta kenarında gelişmiş olan bir yay ürünüdür [161]. Bu temel, Sakarya Zonu kaya topluluğu içerisinde değerlendirilir [113; 117]. İnceleme alanı ve yakın çevresinde bu temel üzerine gözlenen ilk transgresyon, Liyas döneminde başlamıştır. Liyas transgresyonu (Berta formasyonu) sonrası ortam hızla derinleşmiş ve derin kesimlerde çört oluşumları söz konusu olmuştur. Bu çökeltiye volkanizma da eşlik etmiş ve Dogger sonuna kadar istif denizel ortam koşullarında oluşumuna devam etmiştir. Bu volkanitlerin yitim bileşenli MORB karakterli, yani yay-ardı havza ürünleri olduğu ve belirsiz kıtasal levha/deniz dağı (seamount) çarpışması sonucu Orta Jura sonunda bölgenin yükseldiği belirtilir (Şekil 4.1) [161]. Bu birimler ankimetamorfiktirler. Bu düşük dereceli metamorfizma Dogger sonundaki çarpışma neticesinde dinamik etkilerle gerçekleşmiş olmalıdır.

Nitekim Geç Jura-Erken Kretase’de, bir transgresyonla denizel ortam koşullarına geçilir ve çökelen birimlerde metamorfizma gözlenmez. Bu dönemde karasal, sığ denizel kırıntılılar ile neritik karbonatlar çökeler. Geç Jura-Erken Kretase başları bölgede volkanizmanın gözlenmediği sakin bir dönemi temsil eder. Yitimin bir şekilde duraksaması buna neden olarak gösterilebilir.



Şekil 4.1. Doğu Pontidler’in Jura-Üst Kretase arası tektonik gelişimiyle ilgili alternatif bölgesel tektonik modeller [161].

Erken-Orta Jura dönemi sonrasında, yitimin başlangıç zamanı ile ilgili farklı görüşler şu şekildedir: Apsiyen-Albiyen [64]; geç Barremiyen-Albiyen [110]; Turoniyen [116].

Doğu Pontidler’in doğu kesiminde yay volkanizması erken-orta Turoniyen’den, erken Maastrichtiyen sonuna kadar denizel ortamda devam etmiştir. Geç Kampaniyen’den itibaren yay bölgesi yükselerek pozitif alan haline gelmiştir. Bu yükselimin kuzeyinde Doğu Karadeniz Havzası yayardı havza olarak açılmıştır (Şekil 4.3c).

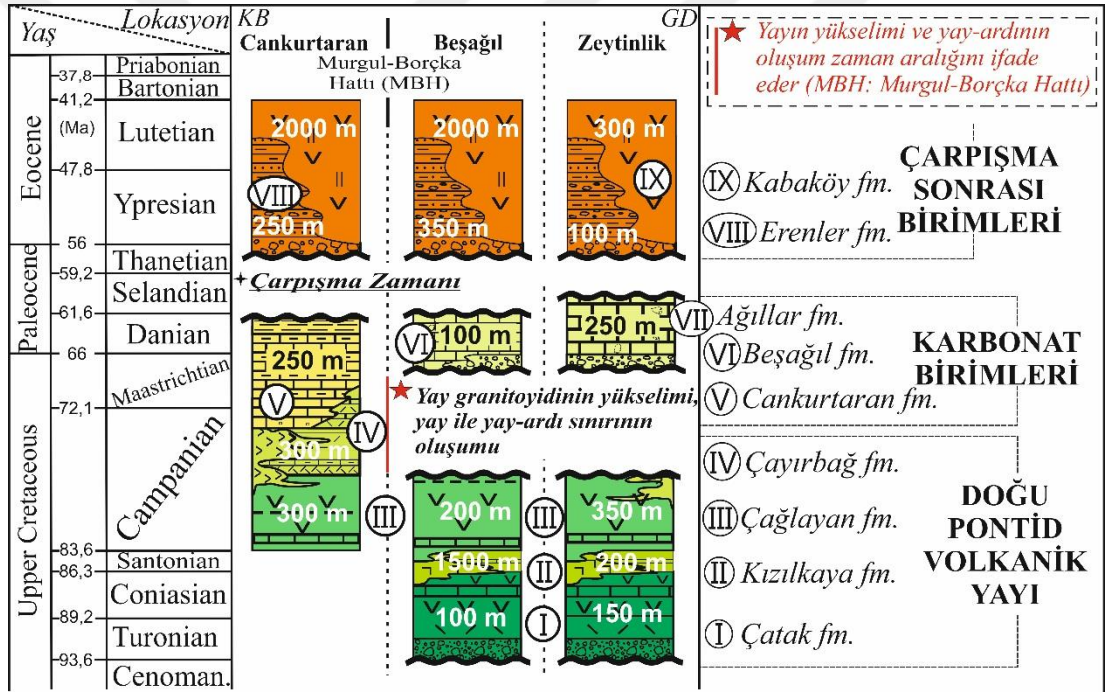
Doğu Pontidler’de Turoniyen-Maastrichtiyen yaştaki birimlerin subalkalen karakterli ve yitimle ilişkilidir [115]. Bu yay volkanizması erken-orta Turoniyen’de Dogger volkanitleri ve Alt Kretase neritik karbonatları üzerine bir uyumsuzluk düzlemi ile başlar. Turoniyen öncesi Doğu Pontidler’de gözlenen bu yükselimin nedeni olarak ofiyolitli melanjın Pontid pasif kıta yamacını üzerlemesi (obdüksiyon) gösterilmiştir [116; 94]. Kafkaslar’da bu melanj üzerinde Üst Koniasiyen uyumsuzluğunun gözlenmesi melanjın en azından Üst Koniasiyen öncesi yerleştiğini gösterir [64]. Gasanov (1986), melanj oluşumunu okyanusal levhanın Apsiyen-Albiyen’de kuzey yönlü yitimiyle ilişkilendirmiştir.

Her ne kadar yitimin başlangıç zamanı tartışmalıysa da inceleme alanında yoğun/olgun yay volkanizması erken-orta Turoniyen’de faaliyetine başlamıştır (Şekil 4.2; Şekil 4.3a). Geç Kretase yay volkanizmasının ilk ürünleri bazik-ortaç karakterdedir (Çatak formasyonu). Santoniyen’de volkanizma asidik bileşen kazanmıştır (Kızılkaya formasyonu). Bu dönemde tüm Doğu Karadeniz’de yaygın VMS yatakları gelişmiştir. VMS yataklarının ekstansiyonel (gerilmeli) ortam koşullarında oluştuğu bilinmektedir. Bu durum Santoniyen döneminde gerilmeli yay içi havza oluşumlarının geliştiğinin göstergesi olabilir. Turoniyen’de denizel ortam, Santoniyen döneminde daha da derinleşmektedir. Dolayısıyla inceleme alanında bu dönemde yay - yayardı sınırından henüz bahsedilememektedir. Bu nedenle bugün inceleme alanında gördüğümüz Turoniyen’den geç Kampaniyen’e kadar olan benzer özellikteki volkanizma ürünleri yay volkanizması faaliyetleri olarak değerlendirilmiştir. Yükselimle ilintili olarak yay-yayardı sınırından ancak geç Kampaniyen’den itibaren bahsedilebilmektedir (Şekil 2.2; 4.2; 4.3c; 4.4). Santoniyen-geç Kampaniyen arası tekrar bazik-ortaç karakterli volkanizma ve geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen aralığında ise yine asidik karakterli volkanizma etkindir.

Karlı ve ark., (2010a) Pontid yayının yükselimini ve Doğu Karadeniz Havzasının açılma zamanını Harşit plütonundan elde ettiği verilere göre en az 79 My (orta Kampaniyen) olarak belirlemişlerdir. Harşit plütonunu yitimle ilişkilendirmiş ve Karadenizin açılması esnasındaki gerilme neticesinde yerleştiğini belirtmişlerdir.

Artvin doğusundaki Pırnallı granitoyidi ise büyük oranda alt kabuktan türeme A tipi plutondur ve genişleme rejimi ile ilişkilidir. Bu pluton 81 My önce litosferik kabukta yükselmiş ve yerini almıştır [84].

Detaylı stratigrafik verilerimiz yay bölgesinin ilk yükseliminin en azından geç Kampaniyen olduğunu göstermektedir. Yay bölgesi istifleri erken-orta Turoniyen'den geç Kampaniyen'e/ bazı alanlarda erken Maastrichtiyen'e kadar devamlıdır. Yay birimleri, geç Maastrichtiyen örtü birimlerince açılmal uyumsuz olarak üzerlenir. Bu uyumsuzluk kimi yerde Kampaniyen birimleri üzerine gelirken, kimi yerde de erken Maastrichtiyen yaşta birimler üzerine gelmektedir (Şekil 4.2; 4.3d).



Şekil 4.2. Kuzeydoğu Pontidler'de üç kritik lokasyonda (Cankurtaran, Beşağıl ve Zeytinlik), Geç Kretase-Eosen dönemi büyük tektonik olayları gösteren sadeleştirilmiş stratigrafik kesitler (Kandemir ve ark., 2016, yayın aşamasında).

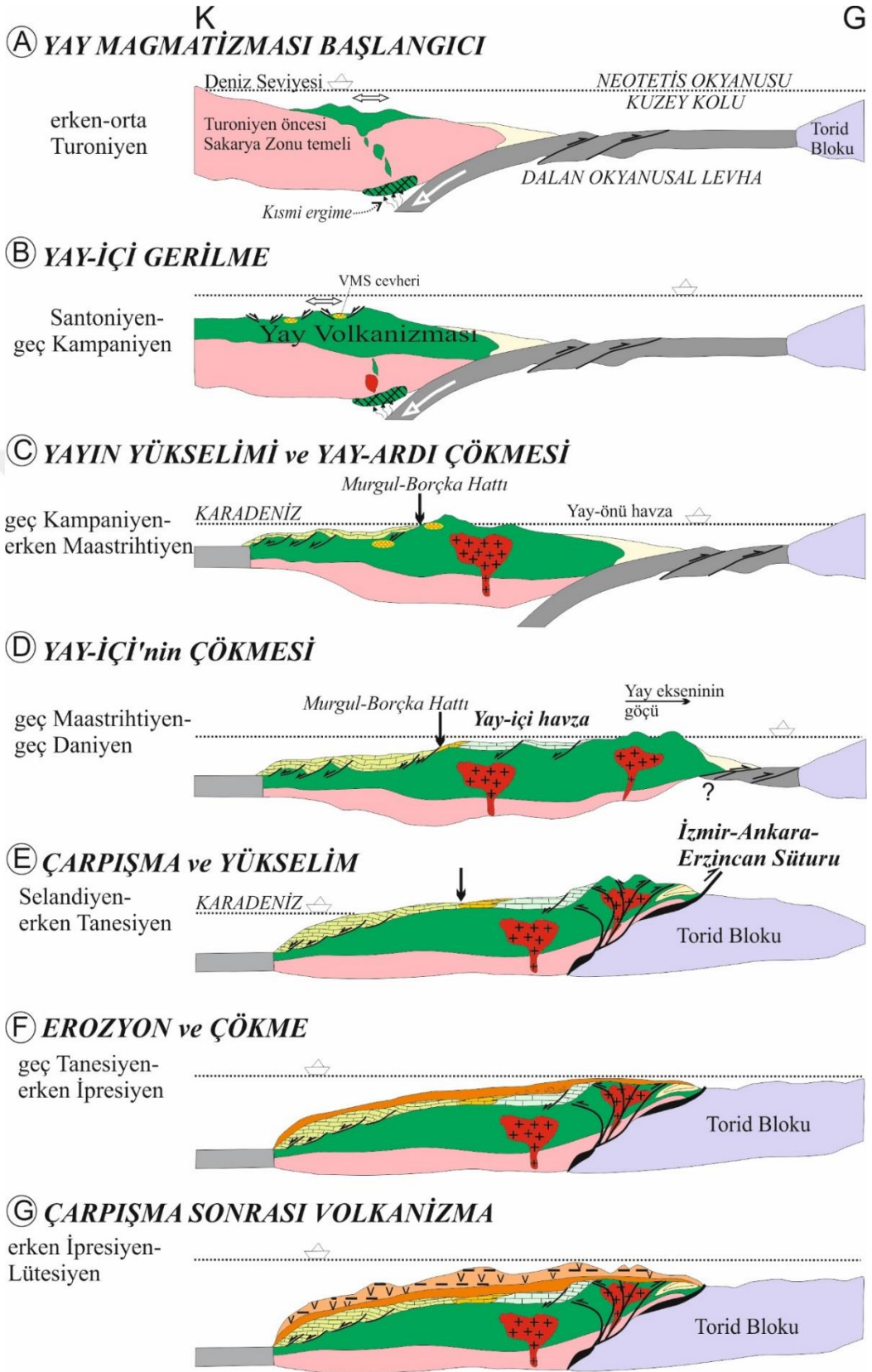
Yay ardı bölgesindeki istif ise erken-orta Turoniyen'den, geç Daniyen'e kadar devamlıdır. İstifi üzerleyen ilk uyumsuzluk geç Tanesiyen uyumsuzluğudur (Şekil 4.2; 4.3e, f, g). Bu durumda geç Kampaniyen'de / bazı alanlarda erken Maastrichtiyen sonlarında Geç Kretase yay bölgesi ilk defa yükselerek pozitif alan haline gelmiş, yay volkanizması duraksamış ve yayın kuzeyinde Doğu Karadeniz yay-ardı havzası açılmaya başlamıştır (Şekil 4.1c). Diğer bir deyişle yükselen doğu-batı uzanımlı

sıradağlar (Kaçkarlar) ilk defa bu dönemde Neotetis ile Doğu Karadeniz'i ayıran bir set oluşturmuştur. Bu döneme kadar Neotetis'in parçası/devamı olan Doğu Karadeniz geç Kampaniyen/erken Maastrichtiyen'den itibaren Neotetis'ten ayrılarak hızla derinleşmiştir. Bu hat Murgul-Borçka Hattı (MBH) olarak tanımlanmıştır (Şekil 2.2; 4.2; 4.4). Erken Maastrichtiyen'de volkanizmanın sona ermesi roll-back olayına bağlanmıştır [39].

Geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen'de gerçekleşen bu yükselim granitoidlerin sokulumu ile ilişkili olabileceği gibi, güneydeki muhtemel çarpışmaya bağlı ofiyolit obdüksiyonu da buna neden olmuş olabilir. Bunun verileri inceleme alanının güneyindedir. Güneydeki birçok çalışmada ofiyolitler üzerine geç Maastrichtiyen uyumsuzluğundan bahsedilir. Bu yükselimi orta Maastrichtiyen'de çarpışmanın başlaması ile ilişkilendiren araştırmacılar vardır [77].

Geç Maastrichtiyen'de yay ekseninin güneye muhtemel göçü neticesinde havza gerilmesine bağlı olarak yay bölgesi çökmüş ve bölgede en azından geç Daniyen'e kadar denizel ortam koşulları egemen olmuştur (Şekil 4.3-d).

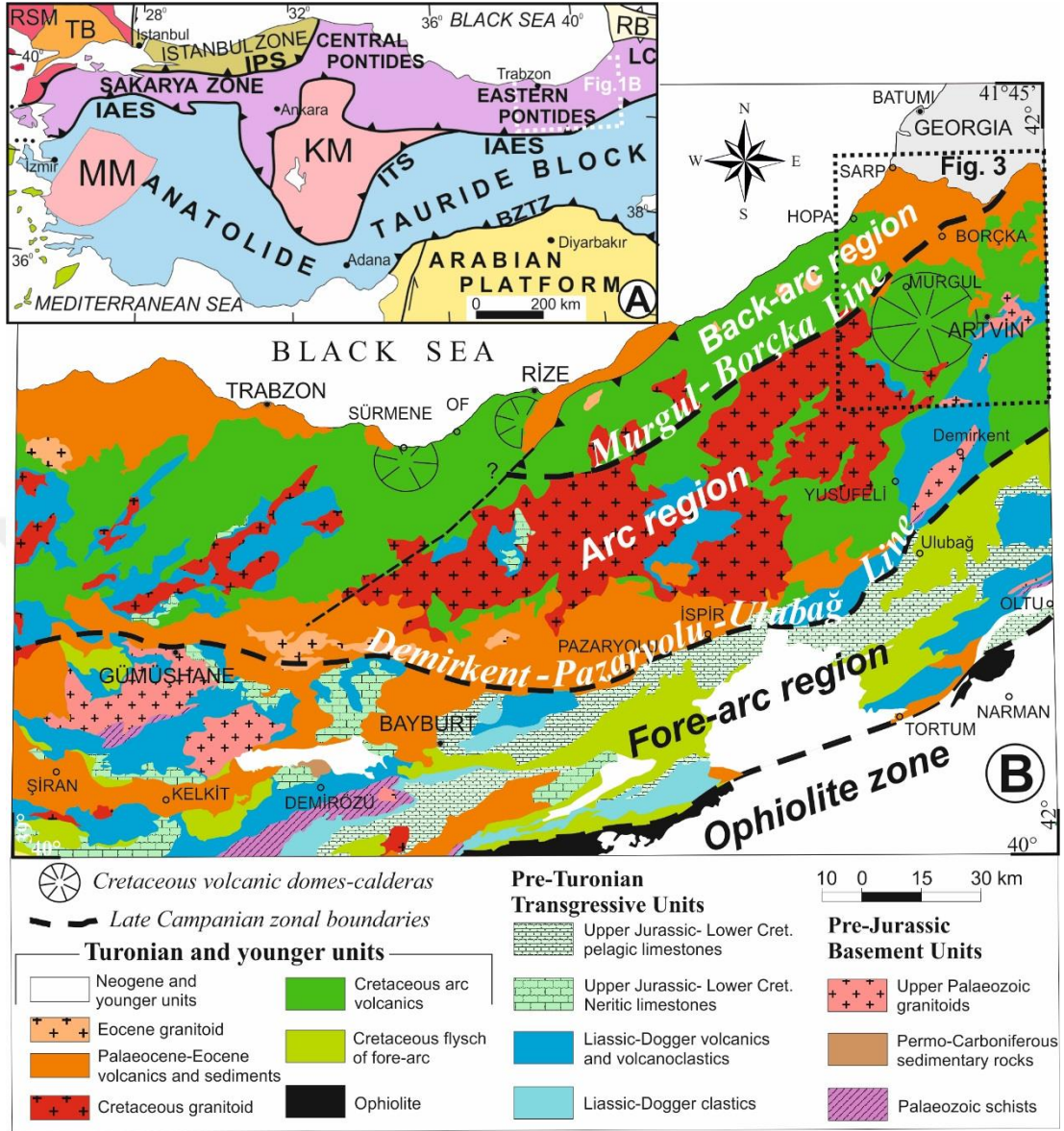
Doğu Pontidler'de stratigrafik olarak yay-yay ardı sınırını belirlemede Maastrichtiyen karbonatları oldukça önemlidir. Bölgede genelde Kireçhane formasyonu olarak tanımlanan, kırıntılı ara seviyeleri içeren pelajik, neritik, hemipelajik kireçtaşlarının Orta Kampaniyen-Erken Eosen yaş aralığında çökeldiği belirtilir [105]. Esasında bu geniş zaman aralığı yay volkanizmasının son evrelerindeki birimleri, yay içi örtü birimlerini, yayardı birimlerini ve çarpışma sonrası birimleri içinde barındırır. Dikkat edilmesi gereken husus yay ardındaki birimlerin pelajik birimler olması, yay volkanizmasının son ürünleri ile geçişli olarak geç Kampaniyen/yanalda erken Maastrichtiyen'den başlayıp geç Daniyen'e kadar devam etmesidir. Yükselen yay bölgesinde neritik ve hemipelajik kireçtaşlarının tabanı ise uyumsuzdur ve geç Maastrichtiyen'de çökelimine başlar. Her iki karbonat kayalarının Kretase-Paleosen sınırı da uyumludur. Bu dönemde Murgul-Borçka Hattı'nın kuzeyinde derin deniz pelajikleri çökelirken, hattın yakın güneyinde hemipelajik kireçtaşları ve güneye doğru uzaklaştıkça resifal kireçtaşları çökelir (Şekil 4.2) ve oldukça geniş bir şelf alanı söz konusudur (4.3d, e).



Şekil 4.3. Doğu Pontidler’de Geç Kretase-Eosen dönemi tektonik gelişimi gösteren şematik modeller.

Selandiyen ile erken Tanesiyen dönemleri Doğu Pontidler’de çalışılan alan için çökmezlik dönemidir. Bu durum hem yay bölgesi için hem de yay-ardı havzanın güney kenarı için (günümüzde deniz dışında kalan alanlar) geçerlidir. Geniş çaplı bu yükselimin nedeni Pontidler’in, Torid platformu ile çarpışması olmalıdır (Şekil 4.3e). Çarpışma sonrası gerilmeli tektonik rejim sonucu erozyon ve çökme nedeniyle geç Tanesiyen’den itibaren yeni bir transgresyon başlamıştır. Bu transgresyon bazı bölgelerde erken İpresiyen’de gerçekleşir (Şekil 4.2; 4.3f, g). Havza kenarlarında devasa boyutlarda bloklara rastlanması ortamın tektonik kontrollerle hızla derinleştiğini düşündürür. Bu tektonik etkiler havzanın derin kesimlerinde dahi olistostromlar şeklinde kendini gösterir.

Transgresyon sonrasında çarpışma sonrası karakterli [17] magmatizma ürünleri faaliyete geçmiş; volkanizma, etkinliğini erken İpresiyen-Lütesiyen boyunca devam ettirmiştir.



Şekil 4.4. A) Türkiye'nin yapısal haritası [117]. B) Doğu Pontidler'in basitleştirilmiş Jeoloji Haritası (Akdeniz ve Güven (2002)'den düzenlenmiştir). Kesikli çizgiler geç Kampaniyen dönemine ait ana tektono-stratigrafik sınırları belirtmektedir. Kesikli çizgili dikdörtgen alan çalışma alanını göstermektedir (Kandemir ve ark., 2016, yayın aşamasında).

5. SONUÇLAR

- Doğu Pontidler'in doğusunda olgun yay dönemi bir uyumsuzluk düzlemi ile erken-orta Turoniyen'de başlamış, ortam yay-içi gerilmelerle hızla derinleşmiştir.
- İçeriğindeki kırıntılılarla beraber yaklaşık 5250 m kalınlık sunan yay volkanizması erken Maastrichtiyen sonuna kadar etkinliğini denizel ortamda sürdürmüştür.
- Yay bölgesi geç Kampaniyen / bazı bölgelerde erken Maastrichtiyen'den itibaren yükselmeye başlamış, derinleşen yay-ardında Doğu Karadeniz Havzası gelişmiştir.
- Yükselen D-B doğrultulu dağ silsilesi (Kaçkarlar) ilk defa bu dönemde Karadeniz'i Neotetis'ten ayıran bir set oluşturmuştur.
- İnceleme alanında bu döneme (geç Kampaniyen/erken Maastrichtiyen) kadar yay ile yay-ardı sınırından bahsedilememektedir. Bu dönem öncesi oluşmuş olan, Karadeniz kıyılarına kadar gözlenen volkanik ürünler yay içi volkanitleridir.
- Yay-yay ardı sınırı Murgul-Borçka Hattı (MBH) olarak tanımlanmıştır. Bununla ilişkili olarak Murgul-Borçka Hattı'nın KB'sında yay-ardında istif Turoniyen'den geç Daniyen'e kadar kesiksiz bir şekilde devam etmiştir. Yükselen yay bölgesinde ise istif erken-orta Turoniyen'den erken Maastrichtiyen'e (bazı bölgelerde geç Kampaniyen) kadar devamlıdır.
- Geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen'de gerçekleşen bu yükselim granitoidlerin sokulumu ile ilişkili olabileceği gibi, güneydeki ofiyolit obdüksiyonu da bu yükselime etken olabilir.
- Geç Maastrichtiyen transgresyonu ile yay bölgesi yeniden denizel ortam haline gelmiş ve bu durum geç Daniyen sonuna kadar devam etmiştir.
- Hem yay-ardında hem de yayda Kretase-Paleosen birimleri geçişlidir.
- Toridler ile Doğu Pontidler'in çarpışması (kıta kıta çarpışması) Selandiyen-erken Tanesiyen'de gerçekleşmiştir.
- Bu dönemde yay-ardının güney kenarı ile yay yükselmiş, pozitif alan oluşturmuştur.
- Erozyon ve çökme sonucu bölge gerilmeli tektonik rejimin etkisi altına girmiş ve geç Tanesiyen'de / bazı bölgelerde erken İpresiyen'de yeni bir transgresyon gerçekleşmiştir.

- Erken İpresiyen’de çarpışma sonrası volkanik ürünler faaliyete başlamış ve etkinliği Lütesiyen boyunca devam etmiştir.



KAYNAKLAR

1. Adamia, S. A., Lordkipanidze, M.B. and Zakariadze, G.S., Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 183–199, 1977.
2. Adamia, S. A., Chkhouta, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M. B., Shavishvili, I.D. and Zakariadze, G. S., Tectonics of the Caucasus and adjoining regions; implications for the evolution of the Tethys ocean. *Journal of Structural Geology*, 3, 437 –447, 1981.
3. Adamia, Sh., Bayraktutan, S., Lordkipanidze, M., Kuloshvili, S., Maisuradze, G., Chkhotua, T., *Geology of the Eastern Pontides (Artvin and Erzurum Districts)*. Geol. Inst. Ac. Sci. Georgia, 124p, 1992.
4. Adamia, Sh. A., Bayraktutan, S. and Lordkipanidze, M., Structural correlation and Phanerozoic evolution of the Caucasus-Eastern Pontides, in *Geology of the Black Sea Region. Proceedings of the international Symposium*, p.69-75, MTA and JMO, Ankara, 1995.
5. Ağar, Ü., *Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi. Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi, İstanbul, 595 s., 1977.*
6. Ağralı, B., E. Akyol, and Y. Konyalı, Preuves palynologiques de l'existence du Dogger dans la région de Bayburt: *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, v. 65, p. 45-57, 1965.
7. Ağralı, B., E. Akyol, and Y. Konyalı, Kelkit-Bayburt Jurasığında üç kömür damarının palinolojik etüdü, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, v. 10, p. 149-155, 1966.
8. *Akdeniz ve Güven, 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Trabzon, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) Türkiye, Ankara, No:5, 2002.*
9. Akdeniz N. ve Hasanov H. M., Kuzeydoğu Anadolu ile Küçük Kafkas'ın Jeolojik-Metalojenik Korelasyonu, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Derleme No:11376, Ankara (yayımlanmamış), 2011.*
10. Akın, H., *Geologie, Magmatismus und Lager- staettenbildung im ostpontischen Gebirge-Turkei aus der Sicht der Plattentektonik, Geologisches Rundschau*, 68, 253-283, 1978.
11. Aksay A. ve Turhan N., Şavşat-Ardanuç (Artvin) Dolayının (Ardahan-F48 Paftası) Jeolojisi, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Derleme No: 10188, Ankara (yayımlanmamış), 1998.*
12. Akal, C., Candan, O., Koralay, O. E., Oberhansli, R., Chen, F., and Prelevic, D., Early Triassic potassic volcanism in the Afyon Zone of the Anatolides/Turkey: implications for the rifting of the Neo-Tethys: *International Journal of Earth*

Sciences, v. 101, n. 1, p. 177–194, <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-011-0654-2>, 2012.

13. Amorosi, A., Glaucony and Sequence Stratigraphy : A conceptual Framework of Distribution in Siliciclastic Sequences, *Journal of Sedimentary Research* Vol. B65 No.4 November, 1995, pp. 419-425, 1995.
14. Arni, P., Doğu Anadolu ve mücavir mıntıkalarının tektonik ana hatları, M.A.T. Tayini, seri B, No. 4, Ankara, 1939.
15. Arslan, M. ve Aslan, Z., Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, NE Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 177-193, 2006.
16. Aydınçakır, E., Petrography, geochemistry and petrogenesis of the Borçka (Artvin, NE Turkey) area tertiary volcanics PhD thesis Karadeniz Technical University, Trabzon (200 pp.), 2012.
17. Aydınçakır, E., Şen, C., Petrogenesis of the post-collisional volcanic rocks from the Borçka (Artvin) area: implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey), *Lithos* 172–173, 98-117, 2013.
18. Aydınçakır, E., The petrogenesis of Early Eocene non-adakitic volcanism in NE Turkey: Constraints on the geodynamic implications, *Lithos* 208-209, 361-377, 2014.
19. Barbieri, M., Calderoni, G., Ferrini, V., Masi, U., Nicoletti, M., Petrucciani, C. ve Tolomeo, L., Geochemistry and geochronology of volcanic rocks from Eastern Pontids (Trabzon, NE Turkey). *Terra Cognita*, 5, 280, 1985.
20. Bedi, Y., Mesudiye (Ordu) - Ortakent (Koyulhisar, Sivas) arasının jeolojisi ve magmatik kayaların petrografik- jeokimyasal incelenmesi, (Doktora tezi), Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği ana bilim dalı, 193 s., Konya, 1998.
21. Bektaş, O., Kuzeydoğu Pontid magmatik yayındaki (I) tipi granitik kayalar ve jeotektonik konumları. *Türkiye Jeoloji Kurumu*, 37. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özleri, 49-50, 1983.
22. Bektaş, O., Pelin, S., Korkmaz, S., Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu. *Türkiye Jeoloji Kurumu*, Ketin Simpozyumu, 175-189, 1984.
23. Bektaş, O., Van, A. ve Boynukalın, S., Doğu Pontidler'de (Kuzeydoğu Türkiye) Jura volkanizması ve jeotektoniği, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30, 9-18, Ankara, 1987.
24. Bektaş, O., Yılmaz, C., Taşlı, K., Akdağ, K., and Özgür, S., Cretaceous rifting of the eastern Pontide carbonate platform (NE Turkey): the formation of carbonate

- breccias and turbidites as evidence of a drowned platform, *Giornali di Geologia*, 57, 233-244, 1995.
25. Bektaş, O., Yılmaz, C. ve Taşlı, K., Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Derin Yayılma Çukurlarının Oluşumu (KD Türkiye): Neo-Tetis'in Pasif Kıta Kenarı Evrimi, KTÜ Jeoloji Müh. Böl. 30. Yıl Sempozyumu Bildiriler Kitabı, I, 263-274, 1995.
 26. Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y., Köprübaşı, N., Migration of the Upper cretaceous subduction-related volcanism towards the back-arc basin of the eastern pontide magmatic arc (NE Turkey). *Geol. J.*, 34, 95-106, 1999.
 27. Bergougnan, H., Structure de la Chaîne pontique dans le Haut-Kelkit (Nord-Est de l'Anatolie): *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 13, p. 675-686, 1976.
 28. Bergougnan, H., Études géologiques dans l'est Anatolien: Thèse de Doctorat d'état. Academie de Paris Université Pierre et Marie Curie, Mémoire des Sciences de la Terre, 606 p, 1987.
 29. Blumenthal, M. M., Die neue Geologische Karte der Türkei und einige ihrer Stratigraphische, Tectonischen Grundzüge, *Eclog. Geol. Helvet*, 39, 277-289, 1946.
 30. Boztuğ D, Jonckheere RC, Arslan M, Şen C, Karlı O, Ercin A_I, Eocene slab break-off revealed by the E–W distribution of the multi-sourced granitoids and tectonic denudation in the eastern Pontides, Turkey. *Geophysical Research Abstracts*, vol 7. 02129, SRef-id: 1607-7962/gra/EGU05-A-02129, 2005.
 31. Boztuğ, D., Arehart, G.B., Platevoet, B., Harlavan, Y., Bonin, B., High-K calc-alkaline I-type granitoids from the composite Yozgat batholith generated in a postcollisional setting following continent-oceanic island arc collision in central Anatolia, Turkey, *Mineralogy and Petrology* 91, 191–223, 2007.
 32. Brinkmann, R., Geotectonische Gliederung von Westanatolien. *Neues Jb. Geol. Palaont., Mh.*, 10, 603-618, 1966.
 33. Candan, O., Koralay, O. E., Akal, C., Kaya, O., Oberhansli, R., Dora, O. O'., Konak, N., and Chen, F., Supra-Pan-African unconformity between core and cover series of the Menderes Massif/Turkey and its geological implications, *Precambrian Research*, v. 184, n. 1–4, p. 1–23, <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2010.09.010>, 2011.
 34. Chaput, E., *Voyages d'etudes géologiques et geomorphologiques en Turquie*. Mem. Ins. Fran. d'Archeologie da Stamboul, 2, 312 pp, Paris, 1936.
 35. Chorowicz, J., Dhont, D., Adıyaman, Ö., Black-Sea Pontid relationship: interpretation in terms of subduction, In: *Third International Turkish Geology Symposium*, Ankara, Turkey, p. 258 (Abstracts), 1998.

36. Çapkinoğlu, Ş., Borçka-Çavuşlu (Hopa) arasının jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 1981.
37. Çapkinoğlu, Ş., First records of conodonts from "the Permo-Carboniferous of Demirözü" (Bayburt), Eastern Pontides, NE Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 199-207, 2003.
38. Çekiç, Y., Gümüşel, A., Topçu, T., Yağcı, A., Özdoğan, K., Yılmaz, H. ve Kırıcı, M., Artvin - F47-a1, a2, a3, a4-b1, b2, b3, b4,-c3, c4, d1-d3, d4 paftalarının polimetalik masif sülfid cevheri prospeksiyon raporu, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 7940, Ankara (yayımlanmamış), 1984.
39. Çinku, M.C., Ustaömer, T., Hirt, A.M., Hisarlı, Z.M., Heller, F., Orbay, N., Southward migration of arc magmatism during latest Cretaceous associated with slab steepening, East Pontides, N Turkey: New paleomagnetic data from the Amasya region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 182, 18–29, 2010.
40. Çoğulu, H.E., Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrolojik ve jeokronolojik araştırmalar: İTÜ yay No:1034, 112 s., 1975.
41. Delaloye, M., Çoğulu, E., and Chessex, R., Etude geochronometrique des massifs cristallins de Rize et de Gümüşhane, Pontides orientales (Turquie). *C.R. des Seances, SPHN*, 7, 43-52, 1972.
42. Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. ve Bonin, J., Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bul.*, 84, 3137-3180, 1973.
43. Dilek, Y., Imamverdiyev, N., Altunkaynak, S., Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52 (4–6), 536–578, 2010.
44. Dokuz, A., Yusufeli (Artvin) Yöresinin Jeolojisi, Jeotektoniği, Magmatik-Metamorfik Kayaçların Jeokimyası ve Petrojenezi, Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 2000.
45. Dokuz, A., Tanyolu, E., Geochemical constraints on the provenance, mineral sorting and subaerial weathering of Lower Jurassic and Upper Cretaceous clastic rocks from the Eastern Pontides, Yusufeli (Artvin), NE Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences* 15, 181–209, 2006.
46. Dokuz, A., Tanyolu, E., Genç, S., A mantle- and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex, *International Journal of Earth Sciences* 95, 370–394, 2006.
47. Dokuz, A., Karlı, O., Chen, B., Uysal, I., Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implications for pre- and post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, *Tectonophysics* 480, 259–279, 2010.

48. Dokuz, A., Uysal, İ., Dilek, Y., Karlı, O., Meisel, T., Kandemir, R., Geochemistry, Re–Os isotopes and highly siderophile element abundances in the Eastern Pontide peridotites (NE Turkey): Multiple episodes of melt extraction–depletion, melt–rock interaction and fertilization of the Rheic Ocean mantle, *Gondwana Research*, V. 27, p. 612–628, 2015.
49. Egeran, N., *Tectonique de la Turquie et relations etc.* Impr. G. Thomas, Nancy. ve LAHN, E. (1948), *Türkiye jeolojisi*, Ankara, 1947.
50. Eğin, D., D.M. Hirst, and R. Phillips, The petrology and geochemistry of volcanic rocks from the northern Harşit river area, Pontid volcanic province, northeast Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 6, p.105-123, 1979.
51. Eğin, D., Harşit-Köprübaşı örneklerine dayanarak Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki massif tip sülfür yataklarının litojeokimyasal yöntemlerle aranması. *Türkiye Jeoloji Müh. Kong. 1980 Bülteni*, 2,35, 1980.
52. Ercan, T., and A. Gedik, Volcanism of the Pontide Belt (in Turkish), *Jeoloji Mühendisliği*, v.18, p. 3-22, 1983.
53. Ercan, T., Yergök, A.F., İplikçi, E., Deveciler, E., Keskin, İ. ve Can, B., Zonguldak çevresindeki Üst Kretase yaşlı yay volkanizmasının özellikleri, *Jeomorfoloji Dergisi* 12, 81-105, 1984.
54. Eyüboğlu, Y., Bektaş, O., Seren, A., Maden, N., Jacoby, W.R., Özer, R., Three axial extensional deformation and formation of the Liassic rift basins in the Eastern Pontides (NE Turkey), *Geol. Carpath.* 57 (5), 337–346, 2006.
55. Eyüboğlu, Y., Bektaş, O., Pul, D., Mid-Cretaceous olistostromal ophiolitic melange developed in the back-arc basin of the eastern Pontide magmatic arc (NE Turkey). *International Geology Review* 49 (12), 1103e1126, 2007.
56. Eyüboğlu, Y., Late Cretaceous high-K volcanism in the eastern Pontides orogenic belt, and its implications for the geodynamic evolution of NE Turkey, *International Geology Review* 52 (2e3), 142e186, 2010.
57. Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektaş, O., Rojay, B., Sen, C., Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic–mafic complex in the Eastern Pontides, NE Turkey, *Gondwana Research* 18, 230–252, 2010.
58. Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Chung, S.L., Petrochemistry and U-Pb ages of adakitic intrusions from the Pular massif (Eastern Pontides, NE Turkey): implications for slab roll-back and ridge subduction associated with Cenozoic convergent tectonics in eastern Mediterranean, *Journal of Geology* 119, 394e417, 2011a.
59. Eyüboğlu, Y., Chung, S.L., Santosh, M., Dudas, F.O., Akaryali, E., Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: implications for slab window melting, *Gondwana Research* 19, 413e429, 2011b.

60. Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Bektas, O., Ayhan, S., Arc magmatism as a window to plate kinematics and subduction polarity: example from the eastern Pontides belt, NE Turkey. *Geoscience Frontiers* 2, 49–56, 2011c.
61. Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Chung, S.L., Akaryali, E., Migrating magmatism in a continental arc: Geodynamics of the Eastern Mediterranean revisited. *Journal of Geodynamics* 52, 2e15, 2011d.
62. Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O., Kwon, S., Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt and revised geodynamic model for the late Cenozoic Evolution of eastern Mediterranean region, *Lithos* 146e147, 218e232, 2012.
63. Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Akaryali, E., Chung, S.L., Akdag, K., Bektas, O., The nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab-window setting: a synthesis from the eastern Pontides, NE Turkey, *Geoscience Frontiers*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2012.10.001>, 2013.
64. Gasanov, T., A., Evolution of the Sevan-Akera Ophiolite Zone, Lesser Caucasus, *Geotectonics*, 20, 147-156, 1986.
65. Gattinger, T., E., Trabzon, Rize, Gümüşhane, Artvin ve Kars vilayetlerinin bulunduğu sahadaki Doğu Pontidler’de yapılan jeolojik löve, ikmal ve revizyon çalışmaları hakkında rapor, MTA Rap. no.2380, 1956.
66. Gedik, A., Geology and petroleum potential of the Tekman (Erzurum) basin (in Turkish), *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, v. 103/104, p. 1-24, 1985.
67. Gedik, A., T. Ercan, S. Korkmaz and S. Karataş, Petrology of the magmatic rocks in the area between Rize, Fındıklı and Çamlıhemşin (eastern Blacksea region) and their distribution in the Eastern Pontides (in Turkish), *Türkiye Jeoloji Bülteni*, v. 35, p. 15-38, 1992.
68. Gedik, A. ve Korkmaz, S., Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol oluşumları, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 8283*, Ankara (yayımlanmamış), 1987.
69. Gedikoğlu, A., Harşit granit complex and neighbouring rocks (Giresun - Doğankent): Thesis (unpublished), Black Sea Technical University, Trabzon, Turkey, 161 p, 1978.
70. Gedikoğlu, A., Harşit Granit Karmaşığı ve Çevre Kayaçları (Giresun-Doğankent), K.T.Ü. Doçentlik Tezi, Trabzon (Yayımlanmamış), 1978.
71. Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., The main lines of geotectonic development in the East Pontids in the Mesozoic areas. *Geochome-I*, 555-580, 1979.
72. Genç, Ş.C., and Tüysüz, O., Tectonic setting of the Jurassic bimodal magmatism in the Sakarya Zone (Central and Western Pontides), Northern Turkey: A

geochemical and isotopic approach, *Lithos*, v. 118, n. 1–2, p. 95–111, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.03.017>, 2010.

73. Güven, İ.H., Doğu Pontidler'in jeolojisi ve 1/250.000 ölçekli kompiyasiyonu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara (yayımlanmamış), 1993.
74. Görür, N., Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics* 147, 247–262, 1988.
75. Görür, N., A.M.C. Şengör, R. Akkök, and Y. Yılmaz, Sedimentological data regarding the opening of the northern branch of the Neo-Tethys (in Turkish): *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, v. 26, p. 11-19, 1983.
76. Hein, J.R., Allvvardt A.O. ve Griggs G.B, The Occurrence of Glauconite in Monterey Bay, California, Diverstiy, origins and Sedimentary Environmental Significance, *J. Sedim. Petrol.* Vol.44, pp.562-571, 1974.
77. Herece, E., Doğu Anadolu Fayı (DAF) Atlası, Özel Yayın Serisi-13, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, 2008.
78. İnan, S., A. Öztürk, and H. Gürsoy, Stratigraphy of the Ulaş-Sincan (Sivas) region: *Doga - Türk Yerbilimleri Dergisi*, v. 2, p. 1-15, 1993.
79. Kandemir, R., and Yılmaz, C., Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the lower Jurassic ammonitico rosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Turkey: Implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys ocean, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 34, n. 4, p. 586–598, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.08.006>, 2009.
80. Karslı, O., Chen, B., Aydin, F., and Sen, C., Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting, *Lithos*, v. 98, p. 67–96, 2007.
81. Karslı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Bin, C., Kandemir, R., and Wijbrans, R.J., Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harşit pluton, Eastern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 160, p. 467–487, 2010a.
82. Karslı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R., and Wijbrans, R.J., Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: Implications for crustal thickening to delamination, *Lithos*, v. 114, p. 109–120, 2010b.
83. Karslı, O., Ketenci, M., Uysal, I., Dokuz, A., Aydin, F., Chen, B., Kandemir, R. and Wijbrans, R.J., Adakitelike granitoid porphyries in the Eastern Pontides, NE Turkey: Potential parental melts and geodynamic implications, *Lithos*, v. 127, p. 354–372, 2011.

84. Karşlı, O., Caran, S., Dokuz, A., Çoban, H., Chen, B. and Kandemir, R., A-type granitoids from the Eastern Pontides, NE Turkey: Records for generation of hybrid A-type rocks in a subduction-related environment. *Tectonophysics*, v. 530–531, p. 208–224, 2012a.
85. Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Ketenci, M., Chen, B., and Kandemir, R., Deciphering the shoshonitic monzonites with I-type characteristic, the Sıdağı pluton, NE Turkey: Magmatic response to continental lithospheric thinning, *Journal of Asian Earth Science*, v. 51, p. 45–62, 2012b.
86. Kaygusuz, A., Siebel, W., Şen, C., Satır, M., Petrochemistry and petrology of I type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, eastern Pontides, NE Turkey, *International Journal Earth Sciences* 97, 739–764, 2008.
87. Kaygusuz, A., Siebel, W., Ilbeyli, N., Arslan, M., Satır, M., Sen, C., Insight into magma genesis at convergent plate margins —a case study from the eastern Pontides (NE Turkey), *Neues Jb. Mineral. Abh.* 187 (3), 265–287, 2010.
88. Kazmin, V.G., Sbertshikov, I. M., Ricou, L.-E., Zonenshain, L.P., Boulin, J. and Knipper, A. L., Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia, *Tectonophysics*, 123, 123-152, 1986.
89. Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö., Erkal, T., Bayburt Dolayının Jeolojisi, MTA Der. Rap. No: 8995, Ankara, 1989.
90. Ketin, İ., Artvin Bölgesinin Jeolojik Etüdü Hakkında Memuar, MTA Rap. No: 1951, Ankara, 1949.
91. Ketin, İ., Über die Geologie der Gegend von Bayburt in Nordost-Anatolien: İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, v. 16, p. 113-127, 1951.
92. Ketin, İ., Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, Ankara, 66, 20-34, 1966.
93. Keskin, İ., 1/100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Artvin E47-F47 Paftaları, No: 179, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, 2013.
94. Knipper, A.L., The tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus: Proceedings of the International Ophiolite Symposium Cyprus, p. 372-376, 1980.
95. Kober, L., *Der Bau der Erde: Gebrüder Borntraeger*, Berlin, 324 p., 1921.
96. Koçyiğit, A., Güneybatı Türkiye'nin depremselliği, BADSEM 2000, Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, İzmir, 30-39, 2000.
97. Koçyiğit A., and Altiner D., Tectonostratigraphic evolution of the North Anatolian Palaeorift (NAPR): Hettangian-Aptian passive continental margin of the Northern Neo-Tethys, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11, 169-191, 2002.

98. Konak, N., Ercan, T. ve Bilgin, Z. R., Artvin-Oltu Arasındaki Jura Öncesi Kayaların Tanımı ve Yapısal Özellikleri: Ank. Üniv. Suat Erk Jeoloji Simpozyumu, Bildiri Özleri, Ankara, 1991.
99. Konak, N., Hakyemez, Y., Bilgiç, T., Bilgin, R., Hepşen, N., Ercan, T., Kuzeydoğu Pontidler'in (Oltu- Olur-Şenkaya- Narman-Tortum-Uzundere-Yusufeli) Jeolojisi, MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No: 10489, Ankara (Yayımlanmamış), 2001.
100. Konak, N., Hakyemez H.Y., 1: 100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Tortum-G47 Paftası No: 105. MTA Genel Müdürlüğü yayını, Ankara, 2009.
101. Konak, N., Okay, A.I., Hakyemez, Y., Tectonics and Stratigraphy of the Eastern Pontides, Field trip guide book, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü ve TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara, ISBN 978-9944-897-83-9, 120 pp, 2009.
102. Koralay, O. E., Satır, M., and Dora, O. O., Geochemical and geochronological evidence for Early Triassic calc-alkaline magmatism in the Menderes Massif, western Turkey, International Journal of Earth Sciences, v. 89, n. 4, p. 822–835, <http://dx.doi.org/10.1007/s005310000134>, 2001.
103. Kraeff, A., Geology and mineral deposits of the Hopa-Murgul region, Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, v. 60, p. 44-59, 1963.
104. Kröner, A., and Şengör, A. M. C., Archean and Proterozoic ancestry in late Precambrian to early Paleozoic crustal elements of southern Turkey as revealed by single-zircon dating, Geology, v. 18, n. 12, p. 1186–1190, [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018) 1186:AAPAIL 2.3.CO;2, 1990.
105. Kurt, İ., Özkan, M. K., Karşlı, Ş., Çolak, T. ve Topçu, T., Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeodinamik ve Metalojenik Evrimi, MTA Der. Rap. No. 10875, Ankara, 2006.
106. Manetti, P., Peccerillo, A., Poli, G. and Corsini F., Petrochemical constraints on the models of Cretaceous-Eocene tectonic evolution of the Eastern Pontic chain (Turkey). Cretaceous Research, v. 4, p. 159-172, 1983.
107. Moore, W.J., McKee, E.H. and Akıncı, Ö., Chemistry and chronology of plutonic rocks in the Pontid Mountains, northern Turkey. European Copper Deposits, p. 209-216, 1980.
108. Naumann, E., Die Grundlinien Anatolien's und Central Asien's: Geogr. Zeitschr., 2, 7-25, 1896.
109. Nebert, K., Kelkit Çayı ve Kızılırmak (Kuzeydoğu Anadolu) Nehirleri mecra bölgelerinin jeolojik yapısı, MTA Dergisi, 57, 1-49, 1961.
110. Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., and Petrov, E., The Black Sea basins structure and history: New model based on new

deep penetration regional seismic data, Part 2: Tectonic history and paleogeography, *Marine and Petroleum Geology*, v. 59, p. 656–670, 2015.

111. Odin, G.S. ve Matter, A., *De Glauconiarium Origine Sedimentology* 1981, Vol.28. pp. 611-641, 1981.
112. Okay, A.I., The geology of the Ağvanis metamorphic rocks and neighbouring formations: *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, v. 99/100, p. 16-36, Ağvanis metamorfileri ve çevre kayalarının jeolojisi, *MTA Dergisi*, 99/100, 51-57, 1984.
113. Okay, A.I., Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey, In: Şengör, A.M.C. (Ed.) - *Tectonic Evolution of the Tethyan region*, pp. 109-115, Kluwer Academic Publications, Dordrecht, 1989.
114. Okay, A.I. and Leven, E.Ja., Stratigraphy and Paleontology of the Upper Paleozoic Sequences in the Pulur (Bayburt) Region, Eastern Pontides, *Tr. J. of Earth Sciences* 5, 145-155, 1996.
115. Okay, A.I. and Şahintürk, Ö., Geology of the Eastern Pontides. In: Robinson, A.G. (Editor) *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, *Am. As. Petr. Geol (AAPG) Memoir*, 68, 291-311, 1997.
116. Okay, A.I., Şahintürk, Ö., Yakar, H., Pulur Bölgesi Stratigrafisi ve Tektoniği (Bayburt, Doğu Pontidler). *MTA Dergisi* 119, 1-22, 1997.
117. Okay, A.I. and Tüysüz, O., Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), *Geological Society, London, Special Publication* 156, 475-515., 1999.
118. Okay, A.I., Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau ? In "Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area" (eds. E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.A.D. Piper), *Geological Society, London, Special Publication*, 173, 25-41, 2000.
119. Okay, A., Monod, O. and MONIÉ, P., Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction, *Lithos* 64, 155–178, 2002.
120. Okay, A.I. and Nikishin, A.M., Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region, *International Geology Review*, 57(5-8), pp.1051-1076, 2015.
121. Otkun, G., Etude paléontologique de quelques gisements du Lias d'Anatolie: *Publications de l'Institut d'Etudes et de Recherches Minières de Turquie, Serie B, No. 8, 41 p, 1942.*
122. Özer, E., The geology of the Bayburt (Gümüşhane) region (in Turkish): *Karadeniz Teknik Üniversitesi Dergisi, Jeoloji*, 3, 77-89, 1984.

123. Özgül, N, Turşucu, A., Özyardımcı, M., Şenol, M., Bingöl, İ., Uysal, S., Geology of the Munzur Mountains (in Turkish), MTA Report 6995 (unpublished), 1981.
124. Özgül, N., and Turşucu, A., Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurides), in Tekeli, O., and Göncüoğlu, M. C., editors, Geology of the Taurus Belt: Ankara, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, p. 173–181, 1984.
125. Özsayar, T., Pelin, S. and Gedikoğlu, A., Doğu Pontidler'de Kretase (Cretaceous in the Eastern Pontides), Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi Jeoloji, v. 1, p. 65-114, 1981.
126. Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., Eren, A.A. ve Çapkinoğlu, Ş., Ardanuç (Artvin) yöresinin jeolojisi, Karadeniz Üniversitesi Yer Bilimleri Dergisi, Jeoloji, 2, 1-2, 21-37, Trabzon, 1982.
127. Parejas, E., La Tectonique transversale de la Turquie. İ.Ü.F.F. Mecmuası, B5, 1940.
128. Parlak, O., Karaoğlan, F., Rızaoğlu, T., Klötzli, U., Koller, F., and Billor, B., U-Pb, ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of the ophiolites and granitoids from the Tauride belt: Implications for the evolution of the Inner Tauride suture, Journal of Geodynamics, v. 65, p. 22–37, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2012.06.012>, 2013.
129. Peccerillo, A. and Taylor, S.R., Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontide chain, northern Turkey: Bulletin Volcanologique, 39/4, 557-569., 1975.
130. Pejatovic, S., Metallogeny of the Pontide-type massive sulphide deposits (in Turkish). Publication of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, No. 177, 100 p, 1979.
131. Pelin, S., Geological Study of the Area Southeast of Alucra (Giresun), With Special Reference to its Petroleum Potential: Karadeniz Teknik Üniversitesi, Yerbilimleri Dergisi, Jeoloji, v. 1, pp. 15–20, (in Turkish), 1977a.
132. Pelin, S., Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelenmesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Yayını No: 87, 103, Trabzon, 1977b.
133. Rice, S. P., Robertson, A. H. F., Ustaömer, T., Inan, N., and Taslı, K., Late Cretaceous-Early Eocene tectonic development of the Tethyan suture zone in the Erzincan area, Eastern Pontides, Turkey: Geological Magazine, v. 146, n. 4, p. 567–590, <http://dx.doi.org/10.1017/S0016756809006360>, 2009.
134. Ricou, L. E., Argyriadis, I., and Marcoux, J., L'Axe Calcaire du Taurus, un alignement de fenetres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et metamorphiques, Bulletin de la Socié'te' ge'ologique de France, series 7, v. 17, p. 1024–1043, 1975.

135. Robertson, A. H. F., Parlak, O., and Ustaömer, T., Mélange genesis and ophiolite emplacement related to subduction of the northern margin of the Tauride Anatolide continent, central and western Turkey, in van Hinsbergen, D. J. J., Edwards, M. A., and Govers, R., editors, *Collision and collapse at the Africa–Arabia–Eurasia subduction zone*, Geological Society, London, Special Publications, v. 311, p. 9–66, <http://dx.doi.org/10.1144/SP311.2>, 2009.
136. Salomon-Calvi, W., *Anadolunun tektonik bünyesi hakkındaki tezin bir hülasası*, MTA Mecm, 1940.
137. Schultze-Westrum, H.H., Giresun civarındaki Aksu deresinin jeolojik profili, kuzeydoğu Anadolu'da Doğu Pontus cevher ve mineral bölgesinin jeolojisi ve maden yatakları ile ilgili mütalaalar, *MTA Dergisi*, 57, 63-71, 1961.
138. Şen, C., Jurassic volcanism in the eastern Pontides: is it rift related or subduction related?: *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 16, n. 4, p. 523–539, 2007.
139. Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., Remnants of a Pre-Late Jurassic Ocean in Northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys, *Geol. Soc. America Bull.*, 91, Part I, 599-609, 1980.
140. Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., Tethyan Evolution of Turkey: a Plate Tectonic, Approach, *Tectonophysics* 181, 241–981, 1981.
141. Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., Kuzey Türkiye’de Jura Sonu Öncesi Okyanus Kalıntıları: Permiyen-Triyas Paleo-Tetis Parçaları. *Yer Yuvarı ve İnsan*, 6, 1-2, 6-16, Ankara, 1981.
142. Şengör, A.M.C., The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Euroasia. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 195, 77 pp, 1984.
143. Şengör, A. M. C., Satır, M., and Akkök, R., Timing of tectonic events in the Menderes massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey, *Tectonics*, v. 3, n. 7, p. 693–707, <http://dx.doi.org/10.1029/TC003i007p00693>, 1984.
144. Şengör, A.M.C., Türkiye'nin tektonik tarihinin yapısal sınıflaması. *Ketin Simpozyumu Kitabı*, 37-62, 1985.
145. Stille, H., Über Europaisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys.Kl.*, 171-203, 1928.
146. Suess, E., *Das Antlitz der Erde I-III/2*, Prag & Leipzig (Tempsky & Freytag), 1885-1909.
147. Suess, E., *Das Antlitz der Erde: 3/1 Tempshy*, Wien, 779 s, 1901.

148. Terlemez, İ., and A. Yılmaz, Stratigraphy of the area between Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye (in Turkish), Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 23, p. 179-192, 1980.
149. Tokel, S., Stratigraphical and volcanic history of the Gümüşhane region NE Turkey. Ph.D. Thesis University of London, U.C., 1972.
150. Tokel, S., Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşlı kalk-alkalen andezitler ve jeotektonizma (Eocene calc-alkaline andesites and geotectonism in the eastern Black Sea region), Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 20, p. 49-54, 1977.
151. Tokel, S., Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya, Türkiye'den örnekler, Türkiye Jeoloji Kurumu, Yeryuvarı ve İnsan Dergisi, 6/3-4, 53-65, Ankara, 1981.
152. Tokel, S., Liyas volkanitlerinin Kuzey Anadolu'daki dağılımı jeokimyası ve Kuzey Tetis ada yayı sistemi evriminin açıklanmasındaki önemi, 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultay Bildiri Özetleri Kitabı, 42-44, 1983.
153. Tokel, S., Pontidler'deki uyumsuz element değişimlerinin transversal dağılımı ve dalım yönü tayini, Türkiye Jeoloji Kurultayı 1985 Bildiri Özleri Kitabı, 23, 1985.
154. Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O., Schwartz, W.H., Aluminous granulites from the Pular Complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallisation, Lithos, 72, 183-207, 2004a.
155. Topuz, G., Altherr, R., Satır, M., Schwartz, W.H., Low-grade metamorphic rocks from the Pular Complex, NE Turkey: implications for the pre-Liassic evolution of the Eastern Pontides. Int. J. Earth Sc., 93, 72-91, 2004b.
156. Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Dokuz, A., and Meyer, H.-P., Variscan amphibolite-facies metamorphic rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey): International Journal of Earth Sciences, v. 96, n. 5, p. 861– 873, <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-006-0138-y>, 2007.
157. Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W.H., Zack, T., Hasozbek, A., Barth, M., Satır, M., Sen, C., Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gumushane pluton (NE Turkey), Lithos 116, 92–110, 2010.
158. Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., Paleotethyan tectonic evolution of the North Tethyan margin in the central Pontides, N Turkey. In: Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E., Örçen, S. (Eds), International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Proceedings-I, 24-33, 1996.
159. Ustaömer, T. and Robertson, A. H. F. Tectonic– sedimentary evolution of the north Tethyan margin in the Central Pontides of northern Turkey, In: Robinson, A. G. (ed.) Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding

Region, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 68, 255–290, 1997.

- 160.** Ustaömer, T. and Robertson, A. H. F., Geochemical models used to test alternative plate tectonic models for pre-Upper Jurassic (Palaeotethyan) units in the Central Pontides, N Turkey, *Geological Journal*, 34, 25–53, 1999.
- 161.** Ustaömer, T., & Robertson, A. H. F., Late Paleozoic– Early Cenozoic tectonic development of the eastern Pontides (Artvin area), Turkey: Stages of closure of Tethys along the southern margin of Eurasia. In M. Sosson, N. Kaymakçı, R. A. Stephenson, F. Bergerat, & V. Starostenko (Eds.), *Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian platform* (Vol. 340, pp. 281–327), London: Geological Society, Special Publications, 2010.
- 162.** Ustaömer, T., Robertson, A. H. F., Ustaömer, P. A., Gerdes, A., and Peytcheva, I., Constraints on Variscan and Cimmerian magmatism and metamorphism in the Pontides (Yusufeli–Artvin area), NE Turkey from U–Pb dating and granite geochemistry, in Robertson, A. H. F., Parlak, O., and Ünlügenç, U. C., editors, *Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region: Geological Society, London, Special Publications, v. 372, p. 49 –74, <http://dx.doi.org/10.1144/SP372.13>, 2013.*
- 163.** Varol, B., Özgüner, M., Koşun, E., İmamoğlu, Ş., Daniş, M., Karakullukçu, T., *Batı Karadeniz Bölgesi Glokonilerinin Depolanma Ortamları ve Sekans Stratigrafisi*, MTA Derg.122, 1-23, 2000.
- 164.** Yılmaz, Y., *Petrology and structure of the Gümüşhane granite and surrounding rocks, Doktora Tezi, Londra Üniversitesi, 260 s., İngiltere, 1972.*
- 165.** Yılmaz, Y., *Geology of the Gümüşhane granite (petrography): İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, 39, 157-172, 1976.*
- 166.** Yılmaz, O., and Boztuğ, D., Kastomonu granitoids belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to subduction of Paleo-Tethys: *Geology*, v. 14, n. 2, p. 179–183, [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14179:KGBONT2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14179:KGBONT2.0.CO;2), 1986.
- 167.** Yılmaz, A., Kafkasya'nın tektonik kuşakları ve bu kuşakların kuzeydoğu Türkiye'deki uzantıları: Bir karşılaştırma, *MTA Derg.*, 109, 89-106, 1989.
- 168.** Yılmaz, S. and Boztuğ, D., “Space and time relations of three plutonic phases in the Eastern Pontides, Turkey.” *International Geology Review*, 38, 10, 935-956, 1996.
- 169.** Yılmaz, A., Adamia, S., Lordkipanidze, M., Yılmaz, T., Kurt, İ., Abesadze, G., Lazarashvili, T., Beradze, R., Nadirashvili, R., Kuloshvili, S., Salukvadze, N., Özkan, N., A study of tectonic units of the area along the Turkish-Georgian Border, *The 2nd International Symposium on the Petroleum Geology and the*

Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, Şile İstanbul, Turkey, Abstract 6, 149 pages, 1996.

- 170.** Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C., Geology and tectonic evolution of the Pontides, In: A.G. Robinson, ed., Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir 68, 183-226, 1997b.
- 171.** Yılmaz, A., Engin, T., Adamia, S., Lazarashvili T., Geoscientific Studies of the Area Along Turkish- Georgian Border, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Der.No:10122, (yayımlanmamış), Ankara, 1997.
- 172.** Yılmaz, C., Kandemir, R., Senköy Formasyonu: Yeni bir formasyon adlanması, 3. Stratigrafi Çalıştay Bildiri Özleri, Ankara, 14, 2002.
- 173.** Zankl, H., Magmatismus und Bauplan des Ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harşit-Tales: Abhandlungen von Bayerische Akademie der Wissenschaften, Mathematische-Naturwissenschaftliche Klasse, v. 109, p. 59-91, 1962.

ÖZGEÇMİŞ

1978 yılında Yozgat'ta doğan Özgür KANDEMİR, ilk ve orta öğrenimini sırasıyla Osmanpaşa İlköğretim Okulu, Merkez Ortaokulu ve Yozgat Lisesi'nde tamamlamıştır. 1995 yılında kaydolduğu Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü'nden 2000 yılında mezun olmuştur.

2004 yılından beri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi'nde Jeoloji Mühendisi olarak görev yapmakta olan Özgür KANDEMİR, evli ve 2 çocuk babasıdır.

İletişim Bilgileri

Adres: MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Üniversiteler Mah.,
Dumlupınar Bulvarı, No:139, 06800, Çankaya/ANKARA

Telefon: (312) 2011492

Faks: (312) 2854271

E-posta: ozgur.kandemir@mta.gov.tr