

**BAYBURT YÖRESİ KAYAÇLARININ YAPISAL
ÖZELLİKLERİ**

**STRUCTURAL FEATURES OF THE BAYBURT REGION
ROCKS**

HÜNKAR DEMİRBAĞ

PROF. DR M. TEKİN YÜRÜR

Tez Danışmanı

Hacettepe Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliğinin

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı için Öngördüğü

DOKTORA TEZİ olarak hazırlanmıştır.

2023

ÖZET

BAYBURT YÖRESİ KAYAÇLARININ YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Hünkar DEMİRBAĞ

Doktora, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Tez Danışmanı: Prof. Dr. M. Tekin YÜRÜR

Ocak 2023, 93 sayfa

Doğu Pontidler’de Bayburt, Aydıntepe kuzeyinde yer alan çalışma alanında, temel kayaçlar, Karbonifer yaşlı granitoidlerin kestiği, Variskan Orojenezi sırasında, 330 My yaşında yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğramış, Devoniyen-erken Karbonifer yaşlı metamorfik kayaçlardır. Geç Paleozoyikte Lavrasya’nın güney kenarında yer alan bu temel üzerine, Erken Jura yaşlı volkanosedimanter kayaçlar ve Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform kireçtaşları uyumsuz olarak çökelmişlerdir. Geç Kretase’de (Albiyen-Apsiyen) Tetis Okyanusu’nun Lavrasya Kıtası’nın altına dalması ile başlayan dalma-batma süreçleri sonucu, yayın kuzeyinde, Karadeniz riftleşen bir yay ardı havza olarak açılmaya başlamıştır. Geç Kretase-Paleojen boyunca rift volkanizmasının da eşlik ettiği çökeller, yay ardında çökelmiş ve erken Santoniyenden itibaren yay ardında okyanusal kabuk oluşmaya başlamıştır. Yay içinde ise, Kretase-Paleosen boyunca dalma batma kökenli plutonizma ve Turoniyen’den itibaren sedimantasyonla eş zamanlı gelişen volkanizma etkinliği başlamış ve bu volkanik etkinlik Maastrichtiyen’e kadar sürmüştür. Geç Kretase boyunca aynı anda yay içi ve yay ardında, litolojileri birbirlerine benzeyen, asidik, bazik volkanik, sub-volkanik kayaçlar ve piroklastik kayaçları ile eş zamanlı tortul kayaçlar çökelmişlerdir. Tetis Okyanusu’nun dalma batma süreçleri, geç Paleosen-erken Eosen’de kıta-kıta çarpışması ile sürmüştür. Eosen yaşlı, volkanosedimanter kayaçlar uyumsuz olarak tüm birimleri örtmüşlerdir. Çarpışma sonrasında, orojenik çökmeye bağlı gelişen gerilmeli tektonik rejim nedeni ile orta Eosen yaşlı, çarpışma kökenli, genellikle porfirik dokulu yarı derinlik kayaçları intrüzif olarak kıta içine sokularak, Kretase-Paleosen yaşlı yay kökenli holokristalen dokulu derinlik kayaçlarını ve yay içinde oluşan,

Geç Kretase yaşı birimleri kesmiştir. Bölgenin Geç Kretase boyunca devam eden düşey yükselimi Paleojen ve Neojen boyunca devam etmiştir. Çalışma alanının güneyinde, Eosen yaşı volkanosedimanter kayaçlarını, Miyosen yaşı gölsel sedimanter kayaçlar ve en üstte de Kuvaterner birimler uyumsuz olarak örterler. Mesozoyik-Senozoyik boyunca süregelen bu jeolojik olaylar, Pontidlerin özellikle yay içi bölgesinin bu gün yaklaşık 3500 m. yüksekliklere ulaşmasına neden olmuştur. Bu yükselmeyi, Geç Kretase boyunca Tetis Okyanusu'nun Lavrasya kıtasının altına dalması ve erken Paleosen sonunda kıta kıta çarpışması ile sonuçlanan tektonik süreçler kontrol etmiştir. Doğu Pontidler'de sıkışmalı tektonik rejimin etkisi altında gelişmiş tektonik yapıları, güneyde, yay önü ve hendek olarak tanımlanabilecek, İzmir-Ankara-Erzincan süturu, Kuzey Anadolu Fayı ile Bayburt arasındaki bölgede ters faylar, bindirme fayları kıvrımlı yapılar şeklinde görebilmekteyiz. Ancak çalışma alanında yüzlek veren kayaçlarda sıkışmalı tektonik rejimi gösteren yapısal veriler yerine, gerilmeli tektonik rejime işaret eden tektonik yapılar görülmektedir. Orta Eosen sonrasında, Doğu Pontidler, orojenik çökme nedeni ile gelişen, gerilmeli tektonik rejimin etkisi altında yükselmeye devam etmiştir. KD-GB sırtlar boyunca oluşan normal faylar, sıyrılma fayları ve listrik faylar, Doğu Karadeniz'de horst ve grabenlerin, yarım grabenlerin ve fay önü göllerinin oluşmasına neden olmuştur. Geç Eosen (35.8 ± 1.4 My) yaşı bazaltik andezitlerde ve orta Eosen (43.81 ± 0.63 My) yaşı granitoidlerde ölçülen yapısal veriler, bu kayaçların yaklaşık $K120^\circ$ eksen doğrultulu (KB-GD) gerilmeli tektonik rejim etkisinde deformasyona uğradıklarını göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Doğu Pontidler, Bayburt, Gerilmeli Tektonik Rejim, Horst, Graben, Sıyrılma Fayı

ABSTRACT

STRUCTURAL FEATURES OF THE BAYBURT REGION ROCKS

Hünkar DEMİRBAĞ

Doctor of Philosophy, Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. M. Tekin YÜRÜR

January 2023, 93 pages

The study area is located in the north of Bayburt, Aydıntepe, in the Eastern Pontides. The basement rocks are Devonian-early Carboniferous rocks intruded by the Carboniferous granitoids, which metamorphosed under high temperature at the age of 330 Ma during the Variscan Orogeny. On these basement rocks located on the southern edge of the Laurasia in the Late Paleozoic, volcano-sedimentary rocks and Upper Jurassic-Lower Cretaceous platform limestones were deposited unconformably. As a result of the subduction processes that started with the subduction of the Tethys Ocean under the Laurasian Continent in the Late Cretaceous (Albian-Aptian), the Black Sea began to open up as a rifting back-arc basin in the north of the arc. During the Late Cretaceous-Paleogene, the sediments accompanied by rift volcanism were deposited behind the arc and oceanic crust began to form behind the arc from the early Santonian. In the arc, subduction related plutonism during Cretaceous-Paleocene and volcanic activity, which developed simultaneously with sedimentation from Turonian, started and this volcanic activity continued until Maastrichtian. During the Late Cretaceous, both acidic, basic volcanic, sub-volcanic rocks and pyroclastic rocks and sedimentary rocks with similar lithologies were deposited simultaneously in and behind the arc. The subduction processes of the Tethys Ocean continued with the continent-continent collision in the late Paleocene-early Eocene. Eocene volcano-sedimentary rocks deposited unconformably overlain all units. After the collision, an extensional tectonic regime developed due to

orogenic collapse, the mid-Eocene collisional, generally porphyritic, semi-depth rocks intruded into the continent and cut the Cretaceous-Paleocene arc-origin holocrystalline textured plutonic rocks and the Late Cretaceous units formed in the arc. The vertical uplift of the region, which continued during the Late Cretaceous, continued during the Paleogene and Neogene times. In the south of the study area, the Eocene volcanosedimentary rocks are unconformably overlain by Miocene lacustrine sedimentary rocks and the uppermost Quaternary units. These geological events that continued throughout the Mesozoic-Cenozoic, especially the intra-arc region of the Pontides, are today at about 3500 m. heights. This uplift was controlled by tectonic processes that resulted in the subduction of the Tethys Ocean under the Laurasian continent during the Late Cretaceous and continental-continental collision at the end of the early Paleocene. We can see the tectonic structures developed under the influence of the compressional tectonic regime in the Eastern Pontides in the south, which can be defined as fore-arc and trench domains with reverse faults, thrust faults and folded structures in the region between the İzmir-Ankara-Erzincan suture, the North Anatolian Fault and Bayburt. However, instead of the structural data showing the compressional tectonic regime in the rocks exposed in the study area, tectonic structures pointing to extensional tectonic regime are observed. After the middle Eocene, the Eastern Pontides continued to rise under the influence of the extensional tectonic regime that developed due to orogenic subsidence. Normal faults, detachment faults and listric faults along NE-SW ridges have resulted in the formation of horst and grabens, half grabens and sag ponds in the Eastern Black Sea Region. Structural data measured in Late Eocene (35.8 ± 1.4 Ma) basaltic andesites and middle Eocene (43.81 ± 0.63 Ma) granitoids show that these rocks were deformed under the influence of the approximately N120° axial (NW-SE) extensional tectonic regime.

Keywords: Eastern Pontides, Bayburt, Extensional Tectonic Regime, Horst, Graben, Detachment Fault.

TEŞEKKÜR

Tez çalışmasının her aşamasında katkı, öneri ve desteklerinden dolayı Sn. Prof. Dr. M. Tekin YÜRÜR'e, Sn. Prof. Dr. Yurdal GENÇ'e, Sn. Prof. Dr. Osman CANDAN'a, Sn. Doç. Dr. Ersin KORALAY'a, Sn. Doç. Dr. Biltan KÜRKÇÜOĞLU'na teşekkür ederim.

Bu tez çalışması, MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi'nin "Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi" projesi kapsamında yürütülen arazi çalışmaları sırasında elde edilen verilerle gerçekleştirilmiştir.

Bu tez çalışmasına olanak sağlayan, MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı'na, paleontolojik ve petrografik tanımlamaları yapan sayın Dr. Erkan EKMEKÇİ'ye, Dr. Birkan ALAN'a, Ayla Hanedan NAR'a, Sema ÇOBANKAYA'ya teşekkür ederim.

Desteklerinden dolayı, değerli annem Zennure DEMİRBAĞ ve babam Hasan DEMİRBAĞ'a teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları nedeni ile uzun zamanlar yalnız bırakmak zorunda kaldığım, oğlum Demir'e, kızım Duru Öykü'ye ve sevgili eşim Fatma AYDOĞMUŞ DEMİRBAĞ'a destek ve anlayışlarından dolayı teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR	v
İÇİNDEKİLER.....	vi
ŞEKİLLER TABLOSU	viii
ÇİZELGELER TABLOSU	x
KISALTMALAR LİSTESİ.....	xi
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı	1
1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	5
3. STRATİGRAFİ	10
3.1. Doğu Pontidlerin Temelini Oluşturan Kayaçlar.....	12
3.1.1. Pulur Metamorfikleri.....	12
3.1.2. Granitoidler	13
3.1.3. Hamurkesen Formasyonu.....	14
3.1.4. Berdiga Formasyonu	14
3.2. Yay İçi ve Yay Ardı Bölgesinde Oluşan Kayaçlar	15
3.2.1 Çatak Formasyonu.....	15
3.2.2. Kızılkaya Formasyonu	16
3.2.3. Çağlayan Formasyonu.....	17
3.2.4. Çayırbağ Formasyonu	17
3.2.5. Cankurtaran Formasyonu	18
3.3. Örtü Kayaçları	19
3.3.1. Erenler Formasyonu	19
3.3.2. Kaplıca Formasyonu	20
3.3.3. Melyat Formasyonu.....	20

3.3.4. Pazar Formasyonu.....	21
3.3.5. Hamidiye Formasyonu.....	21
3.3.6. Handüzü Volkanitleri.....	22
3.3.7. Çağırankaya Volkanitleri.....	22
3.4. Derinlik Kayaçları.....	23
3.4.1. Kaçkar Granitoyidi I.....	24
3.4.2. Kaçkar Granitoyidi II.....	25
3.5. Çalışma Alanının Jeolojisi	26
3.5.1. Temel Kayaçlar	31
3.5.1.1. Pulur Metamorfikleri	31
3.5.1.2 Hamurkesen Formasyonu	32
3.5.1.3 Berdiga Formasyonu.....	33
3.5.2. Yay İç i Aktif Kıta Kenarı Kayaçları.....	35
3.5.2.1. Yağmurdere Formasyonu	35
3.5.2.2. Ziyaretdere Formasyonu	35
3.5.3. Magmatik Kayaçlar.....	36
3.5.3.1. Kaçkar Granitoyidi I.....	37
3.5.3.2. Kaçkar Granitoyidi II.....	37
3.5.4. Geç-orta Eosen Yaş lı Örtü Kayaçları	39
3.5.4.1. Yedigöze Formasyonu	39
3.5.4.2. Çoruh Formasyonu	39
3.5.5. Neojen Yaş lı Örtü Kayaçları.....	43
3.5.5.1. Karaçayır Formasyonu.....	43
3.5.6. Kuvaterner	43
4. PETROGRAFİ VE JEOKİMYA	44
4.1. Kaçkar Granitoyidleri	46
4.2. Volkanik Kayaçlar	52
5. Yapısal jeoloji	60
5.1. Faylar.....	67
6. TARTIŞMA	75
7. SONUÇLAR	77
8. KAYNAKLAR	79

ŞEKİLLER TABLOSU

Şekil 1.1. Çalışma Alanı Yer Bulduru Haritası (Okay vd., 1999).....	2
Şekil 1.2. Çalışılan Paftaların 1/500.000.- Ölçekli Trabzon Jeolojik Haritasındaki Konumları (MTA 1/500.000 Ölçekli Trabzon Paftası, Akdeniz vd., 2002)	2
Şekil 1.3. Türkiye'nin Günümüzdeki Konumu (Okay 1989).....	3
Şekil 1.4. Türkiye'nin Erken Triyas'tan Günümüze Konumu (Scotese, 2001)	4
Şekil 3.1 Yay İçi, Yay Ardı ve Örtü kayaçlarına ait stratigrafik sütun kesit.	11
Şekil 3.5.1 Çalışma Alanının Stratigrafik Kolon Kesiti.....	28
Şekil 3.5.2 Çalışma Alanının Jeolojik Haritası	29
Şekil 3.5.3 A-B Doğrultusunda Çizilmiş Jeolojik Kesit ve Açıklamalar.....	30
Şekil 3.5.4 Hamurkesen Formasyonunun bazik volkanik kesimleri.....	32
Şekil 3.5.5 Berdiga Formasyonuna ait mermerler.....	34
Şekil 3.5.6 Geç Kretase yaşlı volkanosedimanter istifin genel görünümü.....	36
Şekil 3.5.7. a,b) Granodiyorit (Eosen) (10HD13)	38
Şekil 3.5.8. a,b) Diyorit porfir (Eosen)	38
Şekil 3.5.9. a,b) Diyorit porfir (Eosen)	39
Şekil 3.5.10 a) Kireçtaşı (Erken Eosen) b) <i>Nummulites</i> sp Fosilli kireçtaşı	41
Şekil 3.5.11. a) Eosen yaşlı örtü kayaçları, b) Piroklastik kayaçlar (Eosen),	42
Şekil 3.5.12. a,b) Bazalt (Eosen)-10HD24.....	42
Şekil 4.1. Granodiyorit (Geç Kretase-Paleosen) ince kesit görünümü (11HD78A,C,M) a,c,e) Tek Nikol b,d,f) Çift Nikol.....	47
Şekil 4.2. Diyorit porfir (Eosen) İnce Kesit Görüntüsü (10HD06,07,09).....	49
Şekil 4.3. Diyorit porfir (Eosen) ince kesit görüntüsü (10HD20).....	50
Şekil 4.4. a,b) Granodiyorit (Eosen) ince kesit görüntüsü (10HD13).....	50
Şekil 4.5. Kaçkar Granitoidlerinin a) TAS (Cox et al. 1979), b)Batchelor + Bowden 1985, c) Pearce et al. 1984 diyagramlarındaki dağılımları	51
Şekil 4.6. Riyolit (Geç Kretase) ince kesit görünümü (11HD79A,B,D).....	53
Şekil 4.7. Volkanik Kayaçların (Geç Kretase) a) TAS (Le Bas et al. 1986), b) Saccani 2015, c) Schandl and Gorton 2002, diyagramlarındaki dağılımları.....	54
Şekil 4.8. Bazalt-10HD24 nolu örnek, a,c) Tek nikol, b,d) Çift nikol	56
Şekil 4.9. Volkanik Kayaçların a) TAS (Le Bas et al. 1986), b) Saccani 2015,	57
c) Peccerillo and Taylor 1976, d) Pearce 2008 diyagramlarındaki dağılımları	57

Şekil 4.10. . Bazalt (Eosen) a. Th/Y- Nb/Y (Pearce 1983), veriler (West vd., 1992, Gibson vd., 1993, Kempton et al., 1991) b. Th/La-Th (Plank, T., vd.,1998) diyagramlarındaki dağılımları.....	58
Şekil 4.11. İgnimbirit-10HD18 nolu örnek, a) Tek nikol, b) Çift nikol	59
Şekil 5.1. Doğu Pontidlerin tektonik birlikleri (Konak vd., 1966, Bergougnan, 1987,Konak vd., 1991, Akdeniz vd., 1992, 1994, 2000).....	60
Şekil 5.2. Kurt vd., 2006 tarafından önerilen, Özsayar vd., 1981çalışmasından değiştirilmiş kuzey zon - güney zon sınırı.	61
Şekil 5.3. Doğu Karadeniz için önerilen birbiriyle tektonik ilişkili naplar (Akdeniz vd., 2011).....	62
Şekil 5.4. Doğu Karadeniz için önerilen birbiriyle tektonik ilişkili napların korelasyonu (Akdeniz vd., 2011)	62
Şekil 5.5. 1/100.000 Ölçekli Trabzon G44 Jeolojik Haritası, Maçka tektonik dilimi ile Taşköprü tektonik dilimi arasındaki tektonik dokanak (Duygu vd., 2013, Alan vd., 2019 Bakırhan vd., 2023 Basım Aşamasında).....	64
Şekil 5.6. Geç Jura-Erken Kretase Berdiga Formasyonu içerisine sokulum yapmış orta Eosen yaşlı granit porfir.....	66
Şekil 5.7. Tetis Okyanusu'nun Lavrasya kıtasının altına dalması ile oluşan Geç Kretase yaşlı magmatik yay (Mack, 1978'den değiştirilerek alınmıştır).....	67
Şekil 5.1.1 Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kayalarda yapılan ölçümler ve kinematik analizler.....	68
Şekil 5.1.2. Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kayalarda yapılan ölçümler ve kinematik analizler.....	68
Şekil 5.1.3. Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kayalarda stilolitik yapılar.....	69
Şekil 5.1.4. Orta Eosen yaşlı granitoidlerde yapılan ölçümler ve kinematik analizler.	70
Şekil 5.1.5. Orta Eosen yaşlı bazaltik andezitlerde ve granitoidlerde yapılan ölçümler ve kinematik analizler	70
Şekil 5.1.6. Orta Eosen Kaçkar Granitoidinde gözlemlenen tiltlenmeler ve listrik normal faylar.....	72
Şekil 5.1.7. Geç Jura-Erken Kretase ve Orta Eosen Yaşlı Örtü Kayaçları üzerinde gelişen normal fay ve önünde oluşan fay önü gölü (sag pond)	72
Şekil 5.1.8. Geç Jura-Erken Kretase ve Orta Eosen Yaşlı Örtü Kayaçları üzerinde gelişen normal fay ve önünde oluşan fay önü gölü (sag pond)	73
Şekil 5.1.9. Jeolojik Harita ve Açıklamalar	74

Şekil 5.1.10. Jeolojik Kesit.....	75
-----------------------------------	----

ÇİZELGELER TABLOSU

Çizelge 3.1. Berdiga Formasyonundan derlenen numunelerden elde edilen fosil bulguları	33
Çizelge 3.2. Örtü kayaçlarından derlenen numunelerden elde edilen fosil bulguları	41
Çizelge 4.1. Jeokimyasal Analiz Sonuçları.....	45



KISALTMALAR LİSTESİ

My	:	Milyon Yıl
km	:	Kilometre
m	:	Metre
K	:	Kuzey
G	:	Güney
D	:	Doğu
B	:	Batı
GB	:	Güneybatı
GD	:	Güneydoğu
KB	:	Kuzeybatı
KD	:	Kuzeydoğu
MTA	:	Maden Tetkik ve Arama
°	:	Derece
vd	:	ve diğerleri
Rb-Sr	:	Rubidyum-Stronsiyum
Cu-Zn	:	Bakır-Çinko
Ar/Ar	:	Argon/Argon
K/Ar	:	Potasyum/Argon
Pb/U	:	Kurşun/Uranyum

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Pontidlerde bu güne kadar pek çok araştırmacı farklı konularda çalışarak bölgenin maden potansiyeline, enerji kaynaklarına, jeodinamik evrimine yönelik katkıda bulunmuştur. Bölgenin tektonostratigrafik özellikleri belirlenerek detaylı jeolojik haritalar üretilmiştir. Magmatik kayaçlarda yapılan çalışmalar sonucu derinlik ve yüzey kayaçlarının olduğu tektonik ortamlar, süreçler ve jeokronolojik yaşlar belirlenmiştir. Araştırmacıların elde ettikleri sonuçlar doğrultusunda yoruma dayalı olarak belirledikleri yapısal jeolojik veriler haritalarda olası, hipotetik ya da modele uyarlanmış olarak gösterilmiştir. Bu çalışma ile: araştırmacıların önceki çalışmalarda önermiş oldukları, “zon”, “nap”, “birlik”, “dilim” şeklinde tanımlanan alanları sınırlayan tektonik düzlemlere ait yapısal jeolojik verilerin ve bu tektonik ortamlarda oluşan kayaçların birbirleri ile olan dokanak ilişkilerinin araştırılması amaçlanmıştır. Çalışma alanının kuzeyinde tanımlanan formasyonlar ile çalışma alanında haritalanan formasyonlar arasında, “zon”, “nap”, “birlik”, “dilim” şeklinde ifade edilebilecek farklılıklar olup olmadığı, kayaçların olduğu tektonik ortamların aralarında herhangi bir tektonik ilişki olup olmadığı, ayrıca önceki çalışmalarda varlığı sıklıkla ifade edilen sıkışmalı tektonik rejimin yapısal jeolojik bulguları araştırılmıştır.

1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı

Türkiye kuzeyden güneye, büyük ölçekli kenet zonlarıyla ayrılmış Pontidler, Anatolid-Toridler ve Arap Platformu olmak üzere üç tektonik kuşaktan oluşmaktadır (Okay vd., 1999).

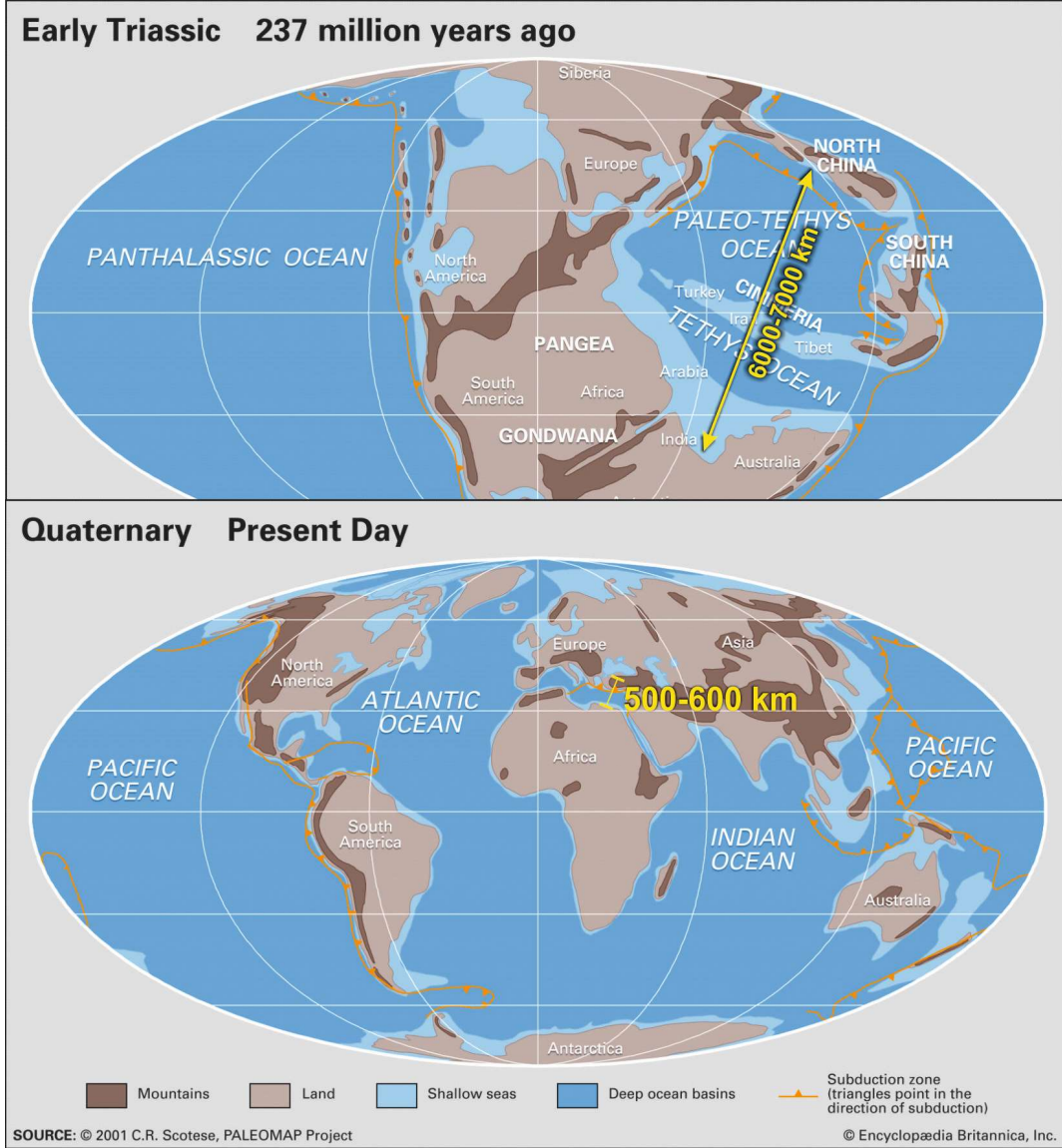
Çalışma alanı Doğu Pontidler’de yer almakta olup (Şekil 1.1), bu çalışma Doğu Karadeniz Bölgesi, Bayburt ili, Aydıntepe İlçesinin kuzeyinde bulunan Trabzon 1/25.000 ölçekli G44d3, G44d4, H44a1,H44a2 paftalarında yürütülmüştür. G44d3, G44d4, H44a1 paftalarında detaylı jeolojik haritalama yapılmış, H44a2 paftası revize edilmiştir (Şekil 1.2.). Arazi çalışmaları sırasında kayaçların birbirleriyle olan stratigrafik ilişkilerini belirleyebilmek amacı ile paleontolojik, petrografik, jeokimyasal analiz yapılması için, volkanik ve derinlik kayaçlarından da radyometrik yaş tayini yapılması için örnekler alınmıştır. Derinlik kayaçları ve volkanik kayaçlardan alınan örneklerin jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla yapılan ana, iz ve nadir toprak element analizleri ACME Analiz Laboratuvarlarında (Kanada), granit porfirlerdeki zirkonlardan $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşlandırması ise ACTLAB Jeokronoloji Laboratuvarında (Kanada), volkanik kayaçlardan yapılan K/Ar yaşları da Tübingen Üniversitesinde (Almanya) yapılmıştır. Ayrıca kayaçların yapısal jeolojik özelliklerini belirleyebilmek için tabaka konumları, faylar, tansiyon çatlakları, makaslama çatlakları ölçülerek kayaçlar üzerinde kinematik analizler yapılmış ve diyagramlarda değerlendirilmiştir.

Türkiye kuzeyde Avrasya levhası, güneyde ise Afrika-Arabistan levhaları ile temsil edilen eski Gondwana levhaları arasında yer almaktadır (Şekil 1.3.).



Şekil 1.3. Türkiye’nin Günümüzdeki Konumu (Okay 1989)

Tetis Okyanusu Paleozoyik'den, Senozoyik ortalarına kadar Avrasya ile Gondwana kıtaları arasında, kuzeyden güneye yaklaşık 6000-7000 km boyunca uzanan bir okyanustur (Şekil 1.4.).



Şekil 1.4. Türkiye'nin Erken Triyas'tan Günümüze Konumu (Scotese, 2001)

Paleozoyik-Mezozoyik boyunca, Gondwana kıta kenarından, tektonik olaylarla değişik zamanlarda ayrılan kıta parçaları, kuzeye hareket ederek Avrasya kıtasının güney kenarına eklenmişlerdir. Türkiye'nin günümüzdeki tektonik birliklerini oluşturan bu kıta parçaları Tetis Okyanusu'nun kapanmasına bağlı jeolojik süreçlerle oluşan kayaç toplulukları Mesozoyik ve Paleojen'de yanyana gelmiş ve bugünkü Anadolu kıtasını oluşturmuştur. Anadolu son 400 milyon yıl boyunca gelişen jeolojik süreçlerle bir araya gelmiş okyanusal ve kıtasal parçalardan oluşmuştur. Paleozoyik'de 6000-7000 km boyunca uzanan, kapanmasına neden olan jeolojik süreçler sonucunda Avrasya ve Afrika-

Arabistan levhaları arasında, kuzeyden güneye yaklaşık sadece 500 km kalan, Tetis Okyanusu, Kıbrıs ve Ege yayları boyunca Anatolid-Torid bloğunun altına dalarak tüketilmeye devam etmektedir.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Pontidler Türkiye'nin önemli tektonik birliklerinden biridir. Bölgenin jeodinamik evrimine ilişkin tartışmalar, Karadeniz'in ve bölgenin petrol, doğalgaz ve maden potansiyeli, Pontid kuşağının sedimantasyon, magmatizma, metamorfizma ve özellikle tektonizma yönünden, daha ayrıntılı olarak araştırılması gerekliliğini ortaya koymuştur. Bu nedenle pek çok araştırmacı Pontidler'in farklı bölgelerinde jeolojik araştırmalar yapmış bölgenin jeodinamik evrimine katkıda bulunmuşlardır.

Bölge ile ilgili ilk çalışma Hamilton'a (1842) aittir. Bu çalışmada, 19. yüzyılın 2. yarısında Anadolu'ya gelen İngiliz asıllı W.J. Hamilton'un "Researches In Asia Minor, Pontos and Armenia" adlı seyahatnamesinde, bölgenin sosyal, iktisadi, siyasi ve idari durumuyla ilişkili bilgilerin yanı sıra, bölge ile ilgili jeolojik bilgiler derlemiş, Karadeniz kıyı kuşağına "Pontica" adını vermiştir. Bundan birkaç yıl sonra botanikçi, Koch (1846), Oltu ile İd (Narman) arasında jeolojik incelemeler yapmıştır. Tchihatcheff (1867, 1887) bölgenin batı ve güneybatısının jeolojisini açıklamıştır. Abich (1882), Artvin-Oltu yöresinde yaptığı çalışmada ilk kez bölgenin jeolojisine yönelik genel bilgiler vermiştir. Batsewitsch (1885), aşağı Çoruh vadisi bölgesi, Lacroix (1891), Trabzon dolayındaki lösitler, Lebedev (1898) Çoruh vadisindeki altın içeren kumlar, Margolius (1906), Oltu ve çevresinin tuz potansiyeli, Kossmat (1910), Trabzon'da maden yatakları ile ilgili jeolojik araştırmalar yapmışlardır. Oswald (1910, 1912), önceden yapılmış tüm araştırmalardan yararlanarak bölgesel jeoloji ve tektonikle ilgili değerlendirmeler yapmıştır. Birinci Dünya Savaşı'nın etkisiyle, bölgede, yaklaşık 25 yıl süresince, Stratil Sauer'in (1927,1928) çalışması dışında araştırma yoktur (Gattinger, 1962).

1935 yılında MTA Enstitüsü'nün kurulması ile birlikte, yeni bir döneme girilerek sistemli çalışmalar başlatılmıştır. Bu dönemde; Chaput (1936), Arni (1939), Parejas (1940), Lahn (1940), Stchepinsky (1945; 1946), Kovenko (1941; 1942; 1943), Ardel (1943), Wijkerslooth (1946), Erentöz (1949), Ketin (1949; 1950; 1951a, b), Baykal (1949; 1952 a, b; 1953), Erguvanlı (1950), Okay (1950), Yalçınlar (1952), Demirsü (1955), Gattinger

(1955; 1956; 1962) ve Nebert (1957; 1961; 1964), değişik amaçlara yönelik çalışmalar yapmışlardır (Gattinger, 1962).

Çoğu Türkiye’de yetişmiş, büyük bölümü MTA Enstitüsü personeli olan yeni kuşak jeologların, son yıllardaki araştırmaları, daha sistemli ve nc dönem çalışmalar olarak değerlendirilebilir. Bunlardan bazıları; Akkuş (1964; 1965), Ağralı vd. (1965), Arpat (1965), Faure (1967), Baydar vd. (1969), Eroşkay (1971), topuz (1972; 1977; 1984), Seymen (1975), Bergougnan (1976; 1987), oğulu (1971; 1975), Taner (1977), Ercan ve Gedik (1983), Bektaş (1984), Bektaş vd. (1984; 1987), Bektaş ve Gedik (1987), Akdeniz (1984; 1988), Yılmaz (1985), Yılmaz (1986), Tokel (1973; 1977; 1981), Ağar (1977), Pelin (1977 a, b), Gedikoğlu (1978), Gedikoğlu vd. (1979), Kırıl ve ağlayan (1980), Özsayar vd. (1981, 1982), Keskin vd. (1989, 1991), Okay (1984), Aksay (1987), Tanyolu (1988), Yılmaz vd. (1985), Timur (1990), Konak vd. (1991), Gedik vd. (1992), Bozkuş (1992), Akdeniz vd. (1994), çamur, (1995), çamur vd., (1996), Yılmaz vd. (1996), Okay vd. (1997) biçiminde özetlenebilir (Uğuz vd. 2011).

Ketin (1951 b), Anatolidler’le Pontidler’in sınırının oruh Nehri’ni izlediğini, Bölgede Triyas’ın bulunmadığını, Malm yaşlı çökellerin Liyas yaşlı kayalar üzerinde diskordanslı olarak yer aldığını, ofiyolitlerin Kretase yaşında olduğunu öne sürmüştür. Baykal (1952 a, b) Kelkit-şiran dolayında yaptığı 1/100.000 ölçekli haritalama çalışmasında metamorfik seri, Jura, Kretase, Eosen ve Neojen yaşlı çökellerin varlığını ortaya koymuştur. Arni (1939) tarafından “Kuzey zon” ve “Güney zon” olmak üzere ikiye ayırarak incelemiştir. Kovenko (1943), Harşit ve Tirebolu civarında yaptığı çalışmasında Geç Kretase yaşlı volkanizmanın dasit, andezit, andezitik tf, kırmızı renkli mikrit ve üzerinde Geç Miyosen -Pliyosen yaşlı bazaltik lavlardan oluştuğunu belirtmiştir. Ketin (1951b), Bayburt civarındaki çalışmasında Anatolid ile Pontid sınırını oruh nehrinin oluşturduğunu, bölgede Triyas yaşlı birimlerin bulunmadığını, Malm yaşlı çökellerin Liyas yaşlı çökeller üzerinde transgresif olarak yer aldığını ve ofiyolitlerin Kretase yaşlı olduğunu ileri sürmüştür. Gattinger (1956), güney, orta ve kuzey olmak üzere üç zona ayırarak incelemiştir. Gattinger (1956) geniş andezit örtülerin varlığını belirttiği orta zonun, granit ve diyoritlerin ortaya çıkması ve Eosen flişinin belirmesiyle kesintiye uğradığını, Karadeniz dağları’nın sahile doğru olan yamacı biçiminde tarif ettiği ve Kretase ve Eosen flişin yaygın olarak gözlendiğini ne sürdüğü kuzey bölge’nin orta bölgedeki andezitik örtünün kuzeye doğru olan uzantısı ile örtüldüğünü söylemiştir. Gattinger (1956) kalker ve flişten oluşma zon diye tarif ettiği Güney Zon’da fliş

ökellerinin kıvrılma tektoniğinden etkilenmiş olduğunu, bazik unsurların da bu komplekse dahil edilmesi gerektiğini, kompleksin tektonikten daha az etkilenmiş olan Eosen flişi tarafından diskordan olarak örtüldüğünü söylemiştir. Wedding (1963) Kelkit-Bayburt yöresinde Jura yaşlı çökellerin, Paleozoyik yaşlı granitler üzerinde transgresif olarak yer aldığını, Malm-Erken Kretase döneminin masif kalkerler ile temsil edildiğini belirtmiştir. İlker (1965) Bayburt dolayında Liyas’ın bölgedeki en yaşlı kayalarla temsil edildiğini, Liyas ile Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşları arasında Dogger’in bulunmamasını bölgesel bir yükselmeye bağlamıştır. Ketin (1966), Türkiye’nin tektonik ünitelerini, kuzey ve kuzeybatı Anadolu sıradağlarını “Pontidler”, İç Anadolu sıradağlarını “Anatolidler”, Güney ve Doğu Anadolu sıradağlarını “Toroslar”, Güneydoğu Anadolu dağlarını da “Kenar Kıvrımlar” olarak adlandırmıştır. Faure (1967) bölge için Orta Liyas’tan itibaren başladığını düşündüğü sedimantasyonun Erken Kretase’ye kadar devamlı olduğunu savunmuştur. Baydar vd. (1969), Yusufeli-Tortum Gölü yöresinde yaptıkları çalışmada Paleozoyik yaşlı gnays ve şistler üzerinde Liyas diskordansı ile başlayan ve tüm Mesozoyik’i kapsayan bir istifin varlığından söz ederler. Çoğulu (1971), inceleme alanının güneyinde yer alan kurşun ve çinko yatakları civarındaki granitoid ile Rize granitik plütonunu karşılaştırmıştır. Iğdır (1971), Trabzon civarındaki çalışmasında, çok evreli volkanizmadan bahsederek, ilk önce alt bazik seri; spilit, andezit, üstte alt asidik seri; bazalt, andezit ve son olarak üst asidik seri; riyodasit, riyolit ve dasitik volkanizmanın olduğundan bahsetmektedir. Pehlivan (1971), Trabzon ve civarında yaptığı çalışmada, en yaşlı birimin Erken Kretase yaşlı “Alt Bazikler”, bunların üzerinde Geç Kretase yaşlı “Alt Dasit, Üst Bazik ve Üst Dasit” seviyelerinin olduğunu belirtmiştir. Paleojen yaşlı gabro ve granodiyoritlerin, Geç Kretase yaşlı birimleri kestiğini ileri sürmüştür. Dewey vd., (1973), Pontid kuşağının Liyas’ta ada yayı konumunda olduğunu ve Pontidler’in kuzeyinde Paleotetis’ in yer aldığını belirterek Paleozoyik sonundan Eosen’e kadar devam eden güneye doğru bir yitimin varlığından söz etmişlerdir. Tokel (1973) temelde orta Permiyen olarak yaşlandırılacak granitlerin yer aldığını, Liyas-Dogger yaşlı kayalar üzerinde Malm yaşlı kırıntılıların yer aldığını, kuzey alanlarda Geç Kretase’nin olmadığını ve Trabzon dolayında bazaltik bir volkanizmanın varlığını gündeme getirmiştir. Ağar (1977) Bayburt, Kelkit, Köse dolaylarının ayrıntılı jeolojisini ortaya koymuştur. Metamorfik kayalar üzerinde yer aldığını söylediği Permo-Karbonifer yaşlı kayalar üzerinde Triyas yaşlı çökellerin var olduğunu öne sürmüştür. Araştırmacı Hamurkesen Formasyonunun Çaltepe Formasyonu adını verdiği erken Sinemuriyen yaşlı kireçtaşlarının üzerine uyumlu olarak geldiğini,

Hamurkesen Formasyonunun Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Hozbirikyayla Formasyonu tarafından açılal uyumsuzlukla örtüldüğünü öne sürmüştür. Şengör vd., (1980), Kelkit - Yusufeli civarındaki çalışmalarında, ofiyolitlerin Dogger'de kapanan Paleotetis Okyanusu'na ait olduğunu, ayrıca Neotetis Okyanusu'nun tabanının kuzeye doğru daldığını ileri sürmüşlerdir. Özsayar vd. (1981) güney-kuzey zon sınırını Ardanuç-İspir-Niksar hattından geçirmiştir. Çaltepe Formasyonunun yaşını Erken Kretase'ye kadar çıkaran Akdeniz (1984, 1988) Hamurkesen Formasyonunun yaş ve taban ilişkisine de kuşkuyla bakmıştır. Bektaş vd. (1987) kuzey zon, güney zon ayırtlamasına Eksen zonu adını verdiği bir üçüncü zon eklemiş, kuzey-güney zon sınırını Torul İlçesi'nin yakın güneyinden geçen granitik kuşağı güneyinden sınırlayan Niksar-İspir-Ardanuç fay hattı ile bağlamıştır. Kelkit dolayındaki çalışmasında Bergougnan (1987) Hamurkesen Formasyonuna karşılık gelen volkano-tortulları Kelkit Formasyonu adıyla incelemiş, Orta-Üst Liyas yaşını veren fosiller elde ettiği birimi Pontid otoktonuna dahil etmiştir. Keskin vd. (1991) Pulur metamorfikleri ve onları kesen granitoidler üzerinde açılal uyumsuzlukla oturduğunu belirttikleri Hamurkesen Formasyonunun, Dogger-Malm-Erken Kretase'yi de içine alan kesiksiz bir istifin alt düzeylerini oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir. Gedik vd., (1992), Rize, Fındıklı, Çamlıhemşin civarındaki çalışmalarında, Geç Kretase yaşlı bazalt, bazaltik andezit, dasit, riyodasit ve riyolit gibi kayalardan oluşan birimler ile Eosen yaşlı çoğunlukla bazaltik volkanikler ve kırıntılı birimlerin varlığını belirtmişlerdir. Ayrıca gabrodan granite kadar değişiklikler gösteren sokulum kayalarının, Geç Kretase yaşlı birimleri kestiğini ve Geç Kretase - Paleosen'de yerleşmiş olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Güven (1993), Doğu Karadeniz Bölgesi'nin 1/250.000 ölçekli haritasını hazırlayarak, bölgeyi "Kuzey ve Güney Zon" olarak ikiye ayırıp incelemiştir. Ayrıca bölgede Liyas' tan başlayıp dönemsel olarak Eosen sonlarına kadar süren aktif bir magmatizmanın etkili olduğunu, bunların da volkanik, volkanosedimanter ve intrüzif kayaçlardan oluştuğunu, volkanizmanın duraksadığı dönemlerde de tortul istiflerin biriktiğini belirtmektedir. Korkmaz (1993), Trabzon, Tonya ve Düzköy arasındaki çalışmasında, tabanda Liyas-Dogger yaşlı bazalt ve piroklastikler üzerinde uyumsuz olarak Geç Jura-Erken Kretase yaşlı resifal kireçtaşlarından oluşan (Berdiga Formasyonu) birimlerin yer aldığını belirtmiştir. Bu birimlerin üzerinde uyumsuz olarak andezit, bazalt, dasit lav ve piroklastik kayaları ile kırmızı renkli kireçtaşı ara katmanlı Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı birimlerin olduğunu, bunlarında kireçtaşı, marn ardalımalı Maastrichtiyen-Daniyen yaşlı Tonya Formasyonuna geçiş gösterdiğini belirtmektedir. Bu formasyon üzerinde uyumsuz olarak tortul ara katmanları içeren

andezit, bazalt lav ve piroklastik kayalarından oluşan Lütésiyen yaşı birimlerin yer aldığını ileri sürmektedir. Akdeniz vd. (1994) bölgede, yapısal ve stratigrafik farklılıklar gösteren bir takım istiflerin, tektonik etkiler sonucu yan yana ve üst üste geldiklerini savunur. Pontid otoktonu olarak tanımladığı kayaların, Bayburt, Çermeli, Şirvan, Ovacık, Yesirçöl ve Kopdağı napları tarafından üzerlendiğini, bu naplı yapıların çökel ve volkanitlerden oluşan “Örtü kayaları” ile örtülü olduğunu belirtir. Akdeniz vd.’nin (1994), naplı-bindirmeli yapılarla tarif ettiği allokton kayaçlar, Ovacık, İspir, Uzundere, Tortum arasında Üst Miyosen-Pliyosen yaşı volkanik kayaçlar tarafından örtülmektedir. Konak vd., (2001), kuzeydoğu Pontidler’ de yaptıkları çalışmada, bölgeyi Hopa-Borçka, Artvin-Yusufeli ve Olur-Tortum zonu olmak üzere üç zona ayırarak incelemişlerdir.

Kurt vd., (2006), çalışılan bölgede Kretase döneminde yay volkanizmasının etkin olduğunu ileri sürerek Geç Turoniyen yay volkanizmasının Rize-Artvin bölgesinde Paleozoyik, Rize-Giresun bölgesinde ise Geç Jura-Erken Kretase yaşı karbonat kayaları üzerinde geliştiğinden bahsetmişlerdir. Santoniyen’den itibaren bölgede bimodal volkanizmanın başladığını, Maastrichtiyen’de karbonat çökeliminin, Paleosen-erken Eosen döneminde de kırıntılı kayaların yaygın olduğunu, orta Eosen döneminde volkanik kökenli kayaçların uyumsuz olarak bulunduğunu belirtmişlerdir.

Uğuz vd., (2011), Doğu Karadeniz Bölgesi’nde Bayburt, Gümüşhane, Trabzon civarında yaptıkları çalışmalarda, kendi içlerinde stratigrafik ve iç bütünlüğü olan kuzeyden güneye doğru değişen küçük fasiyes farklılıklarına sahip tektonik dilimlerin varlığından söz etmektedirler. Tabanda bu bindirmeli tektonik dilimlerin altında “Doğu Pontid Göreceli Otoktonu”nun yer aldığını bunların da granitoidlerle kesilmiş metamorfitle ile onları örten Jura - Kretase - Paleojen yaşı kırıntılı, karbonat ve volkanitlerden oluştuğunu ileri sürerler.

Duygu vd., (2013), Rize ve Trabzon civarında bölgenin stratigrafisine ilişkin yaptıkları çalışmada birbiriyle bindirme dokanaklı Maçka tektonik dilimi ve Taşköprü tektonik dilimini tanımlamışlardır. Maçka tektonik diliminde Kretase’de volkanizmanın daha yaygın, Taşköprü tektonik diliminde ise daha az olduğunu buna karşın bu dilimde kırıntılı ve karbonatlı birimlerin egemen olduğunu belirtmişlerdir.

Evcimen vd., (2013), Yusufeli (Artvin) - İspir (Erzurum) arasında yaptıkları bölgenin stratigrafisine yönelik çalışmada daha önceleri Liyas yaşı olarak tanımlanan (Ağar, 1977) Hamurkesen Formasyonunun Dogger yaşına kadar çıktığını tespit etmişlerdir.

Kandemir vd., (2014), Hopa - Borçka (Artvin) civarında yaptıkları çalışmada bölgenin stratigrafisini yeniden tanımlayarak Orta Eosen olarak tanımlanan (Yılmaz vd.,, 1997) Erenler Formasyonunun geç Paleosen-Orta Eosen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca yay ardı bölgesinin Kampaniyen-erken Selandiyen yaş aralığındaki çökellerle temsil edildiğini ileri sürmüşlerdir (Kandemir vd., 2014).

Karadeniz'in petrol ve doğalgaz potansiyeli nedeni ile Rosneft, Shell, Exxon-Mobil tarafından desteklenen Darius Projesi kapsamında yapılan çalışmada bu potansiyeli bulunduran Oligomiyosen yaşlı Maykop serisi jeofizik yöntemlerle araştırılmıştır. Bu alışma sırasında elde edilen sismik veriler sonucu Doğu Karadeniz'de araştırmacıların önerdiği jeodinamik evrim modelinde yay gerisinde meydana gelen riftleşmenin geç Barremiyen-Apsiyen (126-125 My) de başladığını ifade etmişlerdir. Bölgede yaptıkları jeofizik çalışmalarda elde edilen yoğunluk değerlerinden, erken Santoniyen (85My) den itibaren oluşmuş bir okyanusal kabuğun varlığını da ifade etmişlerdir (Nikishin vd., 2015a, 2015b).

Alan vd., (2019), çalışma alanındaki birbirleriyle dokanak ilişkisi gözlenemeyen benzer stratigrafik birimlerin, Kaçkar yükselimi tarafından ayrılmış olarak gözlenen Maçka ve Taşköprü tektonik dilimleri olmak üzere iki tektonik dilim olarak incelemiş ve aralarında geç Paleosen öncesinde gelişmiş olabilecek bindirmeli tektonik bir hat önermiştir. ayırbağ Formasyonu'ndaki dasitlerden Kampaniyen, Melyat Formasyonundan Lütesiyen, Handüzü volkanitlerine ait dasit ve andezitlerden Pliyosen, Kaçkar Granitoyidi II'ye ait gabroporfirlerden ise İpresiyen yaşları elde edilmiştir.

3. STRATİGRAFİ

Pontidler, Doğu Pontidler, Orta Pontidler ve Batı Pontidler olmak üzere, coğrafik olarak 3 bölgeye ayrılmıştır. Doğu pontidlerde Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik boyunca süregelen jeolojik süreçler sonucu oluşan kayaçlar, temel kayaçlar, yay ilişkili kayaçlar, örtü kayaçları başlıkları altında incelenmiştir (şekil 3.1.).

3.1. Doğu Pontidlerin Temelini Oluşturan Kayaçlar

3.1.1. Pulur Metamorfikleri

Pulur Metamorfikleri ilk kez Ketin (1950) tarafından “Metamorfik Seri” olarak adlandırılmıştır. Bu metamorfik kayaçlar Ağar (1977) tarafından “Dolama Gnaysı”, Korkmaz ve Baki (1984) Pulur (Demirözü) Masifi, Akdeniz (1988) Metamorfik temel, Tanyolu (1988) Pulur Masifi, Topuz (1994) Pulur grubu, Topuz vd. (1994) Pulur masifi, Okay (1996) Pulur metamorfikleri olarak tanımlanmışlardır.

Pulur metamorfikleri çoğunlukla yeşil şistlerden oluşur. Yeşil şistleri kesen, yarı derinlik kayaçları ile metagabro, metadiyorit, metatüf, meta kumtaşı ve metavolkanik kayaçlar da Pulur metamorfikleri içinde değerlendirilmiştir (Keskin vd, 1989).

Bayburt güneyinde gözlemlenen gnaysların taban ve tavan ilişkileri tektoniktir. Bu gnayslar, Liyas yaşlı volkanosedimanter bir istiften oluşan Hamurkesen Formasyonu üzerine itilmiştir (Kolaylı, 1996).

İnceleme alanının güneyinde Çamdere köyü güneyinde yüzeyleyen Geç Karbonifer-erken Permiyen yaşlı kireçtaşları Pulur metamorfik kayaçları üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Pulur metamorfikleri, Pulur bindirmesi ile Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu üzerine bindirmiştir (Keskin vd. 1989).

Taban ilişkileri gözlemlenemeyen Pulur metamorfiklerinin kalınlığı 600 m den fazladır (Musaoğlu vd., 1987; Keskin vd., 1989).

Pulur metamorfiklerinin yaşı konusunda da farklı görüşler bulunmaktadır. Bunlar; i) Pulur metamorfiklerinin yaşı Permo-Karbonifer öncesi olmalıdır (Stchepinsky, 1946). İi) Korkmaz ve Baki (1984) Pulur masifinin yaşını doğrudan verebilecek bir veri olmadığını, Permo-Karbonifer yaşlı kayaçların açısız uyumsuzlukla metamorfikler üzerinde yer aldığını belirterek, stratigrafik konumundan dolayı masifin yaşı için Permo-Karbonifer öncesi bir yaşta olması gerektiğini söylemişlerdir. iii) Akdeniz (1984), Demirözü’nde yüzeyleyen metamorfik kayaçların üst seviyelerinde gözlemlediği rekristalize kireçtaşlarındaki fosillerin Devoniyen yaşı verebilecek formlara benzediğini belirtmiştir. iv) Keskin vd., (1989) Pulur güneyinde Çaltepe-Aggidere arasında gözlemlediği kireçtaşlarında gözlemlenen fosillerden Devoniyen-erken Karbonifer yaşını belirlemiştir.

v) Okay vd., (1996) ve Topuz vd. (2004), tarafından Pulur masifinde yüzeylenen gnays, mermer ve amfibolitlerden oluşan yüksek dereceli metamorfizma geçirmiş kayalardan derledikleri gnays örneklerinden 319-331 My (Karbonifer) zirkon yaşları elde etmişlerdir.

3.1.2. Granitoidler

Yılmaz (1972), Gümüşhane güneyinde yüzeylenen yer yer açık renkli yer yer gri, pembe renkli, iri ortoklazlı, granit, granodiyorit, kuvars monzonit, mikrogranit ve kuvars porfirlerden oluşan derinlik ve yarı derinlik kayalarını ilk kez Gümüşhane granitoyidi olarak isimlendirmiştir. Bu derinlik kayaları, Yılmaz (1972, 1973, 1974), Tokel (1972, 1981), Çoğlu (1971, 1975), Çınar vd. (1982), Eren (1983), Kahraman vd. (1986), Türk Japon Grubu (1986), Bergougnan (1987), Gürsoy (1989), Keskin vd. (1989, 1991), Yılmaz, C., (1992), Topuz vd. (2008, 2010), Satır vd. (2010) tarafından çalışılmıştır.

Köse dağlarında yüzeylenen, Gümüşhane granitoyidi ile benzer mineralojik petrografik özellikler gözlemlenen derinlik kayaları Keskin vd. (1989) tarafından Köse granitoyidi olarak adlandırılmıştır. Akşar köyü dolaylarında gözlemlenen, granit, granodiyorit, kuvars diyorit, kuvars monzonit gibi intrüzif derinlik kayaları Keskin vd. (1989) tarafından Gümüşhane granitoyidi ile özdeş tutulmuş ve Akşar graniti olarak tanımlanmışlardır.

Saraycık köyü civarında yüzeyleyen ve Pulur metamorfik kayalarını kesen granitik kayalar, ilk kez Tanyolu, (1988) tarafından Saraycık graniti olarak adlandırılmış ve bu isim ilerleyen yıllarda birçok araştırmacı tarafından kabul görmüştür (Keskin vd. 1989; Okay vd. 1997; Aslan, 1998)

Tokel (1981), Gümüşhane, Köse ve Saraycık granitoidlerinin Karbonifer yaşlı olabileceğini belirtmiştir. Yılmaz (1974), Gümüşhane granitoidinin metamorfik kayalardan oluşan bir temele sokulduğunu ve Liyas yaşlı çökeller tarafından da transgresif olarak örtüldüğünü belirtmektedir. Çoğlu (1975), toplam kurşun yöntemi ile yapmış olduğu yaş tayininde 298 My, 338 My (Karbonifer) yaşlarını elde etmiş ve Gümüşhane granitoidinin yaşının Paleozoyik (Karbonifer) olduğunu ve Hersiniyen Orojenezi döneminde sokulum yaptığını belirtmiştir. Akdeniz (1984), Demirözü bölgesinde, Geç Karbonifer yaşlı sedimanter kayalar içerisinde bu granitoidin çakıllarının bulunduğunu belirtmiştir. Bu durum granitoidin yaşı ile sedimanter kayaç içerisinde bulunan granit çakılının taşınma yaşları açısından çelişkilidir. Karbonifer yaşlı bir granitoid Permiyen ve daha genç yaştaki sedimanter kayalara çakıl verebilir. Ancak

aynı yaştaki sedimanter kayaç içerisinde çakıl vermesi yüzeye çıkma, aşınma, taşınma ve tekrar depolanma süreçlerinin aldığı jeolojik zaman düşünüldüğünde mümkün görünmemektedir. Türk-Japon grubu (1986), Gümüşhane, Torul'da bulunan granitoyitden ^{87}Rb - ^{86}Sr yöntemi ile 406 My (Devoniyen) yaş elde etmişlerdir. Aslan (1998), Saraycık granitoidinin, Orta Karbonifer yaşlı olduğunu ve Variskan Orojenezi ile ilişkili olduğunu belirtir. Topuz vd., (2010), Satır vd. (2010) Gümüşhane granitoidinin yerleşim yaşının 320 My (Karbonifer) olduğunu belirtmişlerdir.

3.1.3. Hamurkesen Formasyonu

Bazik volkanik ve volkanosedimanter kayalardan oluşan formasyon Ağar (1977) tarafından, Gökçedere Köyü'nün kuzeyinde yeralan Hamurkesen Deresi'nden isimlendirilmiştir. Tabanda koyu yeşil, mor renkli volkanik kayaçlar ile başlayıp üste doğru formasyon yeşil, gri, mor renkli, bolca soğuma boşlukludur. Bu boşluklar ikincil mineraller ile doldurulmuş olup, iri plajiyoklas kristalleri içeren bazaltik, andezitik lavlar ve piroklastik kayaçlardan oluşur. Piroklastik kayaçlardan oluşan bölümleri kırmızı, kızıl renkte gözlenir. Breşik yapıdaki lav ve piroklastik kayaçlar arasında kırıntılı tabakaların varlığı volkanizmanın deniz içerisinde geliştiğini göstermektedir. Formasyon üst kesimlerine doğru kızıl renkli, kumtaşı, karbonatlı kumtaşı, kumlu kireçtaşı ara tabakaları içeren çamurtaşları şeklinde devam eder. Formasyondan derlenen paleontolojik numunelerden Liyas-Dogger yaşları elde edilmiştir (Stchepinsky 1945, Ketin 1951, Zankle 1962, Nebert 1964, Ağar 1977).

3.1.4. Berdiga Formasyonu

Formasyon Pelin (1977) tarafından Giresun ili, Alucra ilçesi Berdiga Dağları civarında adlandırılmıştır. Formasyon bej, gri renkte, çört bantlı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birim genelde neritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Berdiga Formasyonu Doğu Pontidlerde, Geç Kretase sonrasında oluşan tüm kayaçların tabanında yer alan Turoniyen öncesi temelin en üstte yer alan birimlerini oluşturur. Ayrıca, Kaçkar Granitoidleri tarafından kesilmiş, yutulmuş ya da granitoidlerin sırtında (roof pendant) Berdiga Formasyonuna ait kireçtaşlarını kontakt metamorfizmaya uğramış şekilde görmek mümkündür. Formasyon Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Formasyonun üst kesimleri Çatak Formasyonu ile uyumsuz olarak gözlenmektedir. İnceleme alanında Kaçkar Granitoidlerinin sırtında sınırlı alanlarda gözlemlenen birimin görünür kalınlığı 50 – 100 m civarındadır. Genelde Kaçkar

Granitoyidi ile sıcak dokanakta olan birim, kontakt metamormizma sonucu mermere dönüşmüştür. Bu çalışmada formasyondan derlenen paleontolojik numunelerden Erken Kretase yaşı alınmıştır.

3.2. Yay İçi ve Yay Ardı Bölgesinde Oluşan Kayaçlar

Doğu Pontidler’de, Tetis Okyanusu’nun Lavrasya Kıtası’nın altına dalması ile başlayan dalma-batma süreçleri ile ilgili birbirinden farklı görüşler bulunmaktadır. Bazı araştırmacılar Paleotetis okyanusunun Paleozoyik’ten başlayarak Eosen’e kadar, Pontid kıtasının altına kuzey yönlü daldığını ifade etmektedirler (Adamia vd., 1977; Tokel, 1981, Robertson vd., 1996, Kadioğlu vd., 2010). Doğu Pontid magmatik yayı, Kretase döneminde Neotetis okyanusunun, Sakarya kıtası altına dalmasıyla oluşmuştur (Şengör vd., 1981; Okay 1989, Okay vd., 1997, Yılmaz vd., 1997). Bazı araştırmacılara göre de; Paleotetis’e ait litosfer, Paleozoyik-Eosen boyunca, kuzeyden güneye doğru Pontidler’in altına dalmıştır (Dewey vd., 1973, Eyüboğlu vd., 2011).

Pontidlerde, volkanik yay Geç Kretase-Paleosen sırasında gelişmiştir. Ardından Jura döneminde riftleşme nedeniyle, bazaltik-andezitik, dasitik lav ve piroklastik kayaçlarla yanal düşey geçişli kayaçlar oluşmuştur (Yılmaz vd., 1997). Dalma batma bölgesinde, üstleyen levhanın derin kesimleri kısmi ergimeye uğrayarak, granitik ve/veya riyoitik magma ile bölgenin değişik kesimlerinde plütonları oluşturmuştur. Geç Kretase volkanik kayaçlarının alkali, kalk-alkali ve toleyitik karakterde olması ve orojenik bölge karakteri göstermesi, yeni bir rift oluşumunu ve Paleotetis Okyanusu’nun kapanma süreçlerinin Geç Kretase sonlarına doğru kısmen de olsa başladığına işaret eder (Yılmaz vd., 1997).

3.2.1 Çatak Formasyonu

Berdiga Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelen Çatak Formasyonu ilk kez Güven (1993) tarafından adlandırılmıştır. Tip kesit lokalitesi, Trabzon ili Maçka ilçesi güneyinde yer alan Çatak köyüdür. Çatak Formasyonu, Geç Kretase’de Neotetis Okyanusu’nun, Sakarya kıtasının altına dalması ile başlayan jeolojik süreçlerle, yay bölgesinde oluşmuş, volkanik ve sedimanter kayaçlardan oluşan ilk kayaçlardır. Formasyon bazaltik, andezitik bileşimli lavlar ve piroklastik kayaçlar ile kumtaşı, silttaşı, marn, şeyl ve mikritik kireçtaşından oluşmaktadır. Formasyon, Geç Jura–Erken Kretase yaşı Berdiga kireçtaşları üzerine, bordo renkli çakıltaşı, kumtaşı ardalanmalı düzeyler ile uyumsuz olarak gelir. Formasyon üste doğru yeşil renkli bazaltik, andezitik lavlar, gri renkli silttaşları, marnlar, kilttaşları, killi kireçtaşları ile ardalanmalı olarak geçer. En üst

düzeyle doğru silisifiye olmuş, çörtlü mikritik kireçtaşları ile yeşil, mor renkli, spilitik, yastık yapılı bazaltik lavlar ve piroklastik kayaçlarla ardalanır. Andezitik, bazaltik volkanik kayaçlardan oluşan lav düzeylerinin olduğu bölümlerde yer yer bazalt-andezit-kireçtaşı peperit seviyeleri gözlenmektedir. Geç Kretase-Paleosen yaşlı Kaçkar Granitoyidi I, Çatak Formasyonunu intrüzif olarak kesmektedir. Üzerinde bulunan Kızılkaya Formasyonu ile geçişlidir. Formasyonun görünür kalınlığı yaklaşık 1100m. civarındadır (Güven, 1998). Çatak Formasyonundaki mikritik kireçtaşlarından derlenen numunelerden elde edilen paleontolojik bulgulara göre formasyonun yaşı Turoniyen–Santoniyendir (Alan vd., 2019). Formasyondaki sedimanter çökeller ile volkanik kayaçların ardalanmalı olarak bulunması, bu volkanizmanın sedimanter kayaçlarla eş zamanlı geliştiğini ve volkanizma yaşının da Turoniyen-Santoniyen olmasını gerektirir. Ayrıca formasyonu oluşturan volkanik ve sedimanter kayaçlar birbirleri ile yanal ve düşey geçişlidir.

3.2.2. Kızılkaya Formasyonu

Dasit, riolit, piroklastik kayaçlar ile killi kireçtaşı ardalanmalarından oluşan birim Giresun'un Espiye ilçesinde bulunan Kızılkaya bölgesinden adlandırılmıştır (Güven, 1993). Formasyon, dasitik, riolitik, lavlar, piroklastik kayaçlar, killi kireçtaşları ve mor renkli kumtaşı düzeylerinden oluşmaktadır. Dasitik lavlar bej, sarı, gri, yeşil, pembe renkli görülebilmektedirler. Bazı bölgelerde sütun yapılı, altıgen yüzeylerine sahiptir. Porfirik doku gözlenen dasitlerde iri kuvars taneleri ve feldispatlar gözle görülebilmektedir. Taze kırık yüzey rengi bej, beyaz renklidir. Bazı yüzlekler yoğun alterasyon nedeni ile sarı, kahve renklerde olabilmektedirler. Piritçe zengin olan dasitlerde, hematitleşme, killeşme, kloritleşme, yaygındır. Riolitler ise, daha çok gri beyaz renklidirler. İgnimbiritler, açık yeşil rengi ve masif görünümüyle belirgin olup pomzalar gözle görülebilmektedir. Gri, yeşil, mor renkli mikritik kireçtaşı, pembe renkli kumtaşı seviyeleri ile ignimbiritler ardalanmalı olarak bulunurlar. Formasyon, Doğu Pontidler'deki Cu-Zn yatakları açısından ekonomik olarak önemlidir. Formasyonun görünür kalınlığı yaklaşık 300–400m. dir. Mor renkli mikritik kireçtaşlarından derlenen numunelerden paleontolojik olarak, Turoniyen–Koniasiyen aralığında yaşlar belirlenmiştir. Taban, tavan dokanak ilişkileri dikkate alınarak, formasyona Santoniyen yaşı verilmiştir. Formasyondaki sedimanter çökeller ile volkanik kayaçların ardalanmalı olarak bulunması, bu volkanizmanın sedimanter kayaçlarla eş zamanlı geliştiğini ve volkanizma yaşının da Santoniyen olduğunu gösterir. Santoniyen yaşı, Geç Kretase

Periyodu içerisinde 86,3My ila 83,6My aralığında yer almakta olup, toplamda 2,7My sürmüştür. 2,7My jeolojik olarak çok kısa bir zaman aralığı olması, arazi çalışmalarında Santoniyen yaşlı çökellerin takip edilmesini ve haritalanmasını zorlaştırmaktadır.

3.2.3. Çağlayan Formasyonu

Kızılkaya Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen, sedimanter ve bazik volkanik kayaç aralanmasından oluşan birimi, Güven (1993) Trabzon, Çağlayan bölgesinde tanımlayarak, Çağlayan Formasyonu adını vermiştir. Formasyon, marn, kumtaşı, bordo-yeşil-gri renkli kireçtaşları ile bazaltik, andezitik lav ve piroklastik kayaç aralanmalarından oluşmaktadır. Bazik lavlar, koyu gri, yeşil renkli, olup breşik yapıdadırlar. Su içerisinde gelişen yay volkanizması ile oluşan lavlar, henüz ıslak sedimanların üzerine akıp parçalanarak, köşeli breşik bir yapı kazanmış, bazalt, andezit peperitleri oluşturmuştur. Bazaltik lavlarda yer yer yastık yapıları ve çok nadiren de olsa sütunsal soğuma çatlakları gözlemlenmektedir. Formasyonda gözlemlenen piroklastik kayaçlar, tüfler ve breşik yapı kazanmış lav akıntıları, birbirleri ile aralanırlar. Breşik yapı kazanmış lavlar, volkanik hamur ile bağlanmış spilitik, bazaltik ve andezitik bileşenlidir. Formasyon, tabanındaki Santoniyen yaşlı Kızılkaya Formasyonu ve üzerinde bulunan Kampaniyen–Maastrichtiyen Çayırbağ Formasyonu ile geçişlidir. Formasyondan alınan paleontolojik numunelerden elde edilen fosil bulgularından geç Santoniyen–Maastrichtiyen aralığında yaşlar elde edilmiştir (Alan vd., 2019). Taban, tavan ilişkileri dikkate alındığında formasyonun yaşı geç Santoniyen–Kampaniyen olarak değerlendirilmiştir. Formasyonun görünür kalınlığı 600-700 m arasındadır.

3.2.4. Çayırbağ Formasyonu

Çayırbağ Formasyonu, başlıca asidik karakterli volkanizma ürünlerinden, riyolit, dasit, ve piroklastik kayaçlar ile kıltaşı, silttaşı, kumtaşı ve kireçtaşı aralanmasından oluşmaktadır. Geç Kretase döneminin son evresini oluşturan birim Çayırbağ Formasyonu olarak ilk kez Güven (1993) tarafından Trabzon ili Düzköy ilçesi Çayırbağ yerleşim alanındaki asidik karakterli volkanizma ürünleri için kullanılmıştır. Riyolit ve dasitler gri yeşil ve pembe renkli olup yer yer sütun yapılı soğuma yüzeylerine sahiptir. Riyolitik ve dasitik volkanik kayaçlar yoğun alterasyon nedeni ile beyaz, bej ve pembemsi renklerde olup killeşmişlerdir. Dasit ve riyolitler porfirik dokulu olup, kuvars taneleri ve feldispatlar gözle ayırt edilebilmektedirler. Çayırbağ Formasyonunda açık yeşil renkli ignimbiritler 15-20 m kalınlığa kadar ulaşabilirler. Formasyon gri, yeşil, bordo renkli mikritik

kireçtaşları ile ignimbirit, araldanmasından oluşmaktadır. Formasyondan paleontolojik numunelerden Kampaniyen–Maastrichtiyen yaşı alınmıştır. Ayrıca sütun yapılı dasitlerin alterasyondan uzak taze bölümlerinden yapılan ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) radyometrik yaş tayini sonucu 83.2 ± 1.0 My (Kampaniyen) yaşı tespit edilmiştir (Alan vd., 2019). Taban, tavan ilişkileri dikkate alındığında formasyonun yaşı için Kampaniyen–Maastrichtiyen uygun görülmüştür. Formasyon denizel ortamda, sedimantasyon sırasında asidik volkanizmanın da etkili olduğu koşullarda çökelmiştir. Volkanizmanın etkinliğinin azaldığı ya da gelişmediği alanlarda yanarda ve düşeyde mikritik kireçtaşları oluşmuştur. Formasyonun kalınlığı Doğu Pontidler’de bazı bölgelerde 500 metreye kadar ulaşmaktadır.

3.2.5. Cankurtaran Formasyonu

Kiltaşı, killi kireçtaşı ve kumtaşlarından oluşan Cankurtaran Formasyonu, Yılmaz ve diğerleri (1997) tarafından Hopa, Cankurtaran bölgesinden adlandırılmıştır. Yay volkanizmasının etkinliğinin azalması ile birlikte, tabanda çoğunlukla kırıntılı birimlerden oluşan formasyon, bej, sarı, yeşil renkli, kiltası, kumtaşı araldanması şeklinde gözlemlenir. Üst seviyelere doğru çamurtaşı, marn ve karbonatlı düzeylere geçilir. Formasyonun tavan seviyelerinde ise bordo, bej renkli, mikritik, pelajik kireçtaşları görülmektedir. Terlemez (1986) Cankurtaran Formasyonu içinde az da olsa tuf, volkanik kumtaşı, aglomera düzeylerinin varlığını ifade etmiştir. Formasyonun kalınlığı 150-250 m arasındadır. Formasyon, altındaki Çayırbağ Formasyonu ile uyumludur. Cankurtaran Formasyonu, orta Eosen yaşlı örtü kayaçları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Cankurtaran Formasyonunun taban kısımlarından derlenen paleontolojik numunelerden Kampaniyen–Maastrichtiyen ve Maastrichtiyen yaşları alınmıştır. Kandemir ve diğerleri (2014) çalışma alanının yakın doğusunda yapmış olukları çalışmalarda, formasyondan Kampaniyen-erken Selandiyen yaş elde etmişlerdir. Ayrıca Yılmaz vd., (1997) Hopa civarında formasyonun üst seviyelerinden derledikleri paleontolojik numunelerden Daniyen yaşı alınmıştır. Formasyon tabanda Çayırbağ Formasyonu ile geçişlidir. Geç Paleosen-orta Eosen yaşlı Erenler Formasyonu Cankurtaran Formasyonunu uyumsuz olarak örter. Paleontolojik bulgular ve önceki çalışmalar dikkate alındığında formasyon için geç Maastrichtiyen–Daniyen yaşı önerilmiştir. Cankurtaran Formasyonu içerisinde volkanik kayaçların az oluşu, yay volkanizması etkinliğinin azaldığının göstergesidir. Ayrıca Cankurtaran Formasyonu Doğu Pontidler’de yay kökenli volkanik kayaçların bulunduğu en son ve en genç formasyondur.

3.3. Örtü Kayaçları

Doğu Pontidler’de yay kökenli volkanizmanın Maastrichtiyen – Daniyen sonunda sona ermiş olması ve bu birimlerin üzerine uyumsuzlukla çökelen, tabanında, içerisinde yay magmatiklerinin ve volkanitlerinin çakıllarının gözlemlendiği Tanesiyen-erken İpresiyen yaşlı Erenler Formasyonu, Doğu Pontidler ile Toridler’in çarpışma yaşının Selandiyen-erken Tanesiyen zaman aralığında gerçekleşmiş olduğunu göstermektedir. Doğu Pontidler, çok kısa bir zaman da olsa Daniyen sonrasında, Selandiyen döneminde, karasallaşmış, su üzerine çıkmış, erozyona uğrayarak Tanesiyen-erken İpresiyen yaşlı Erenler Formasyonuna çakıl vermiştir. Çarpışma sonrasında bölgede denizel çökeltme koşulları egemen olmuş ve örtü kayaçları olarak gözlemlenen formasyonlar oluşmuştur. Doğu Pontidler’de yay içi ve yay ardında oluşan kayaçları, geç Paleosen-orta Eosen yaşlı Erenler, erken–orta Eosen yaşlı Kaplıca, Melyat, erken-orta Miyosen yaşlı Pazar formasyonları, Pliyosen yaşlı Handüzü volkanitleri, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Hamidiye Formasyonu ve Kuvaterner yaşlı Çağırankaya volkanitleri uyumsuzlukla örterler.

3.3.1. Erenler Formasyonu

Genel olarak kiltası, çamurtaşı, kumtaşı araldanmasından oluşan formasyon, Yılmaz vd. (1997) tarafından, Hopa, Borçka bölgesinde Erenler Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Formasyon, yeşil, gri, kahverengi boz ve renkli, ince - orta tabakalı, türbiditik karakterli kırıntılı kayaçlar, kiltası, kumtaşı, çamurtaşı araldanmasından oluşmaktadır. Erenler Formasyonunun tabanında bulunan bloklu, çakıllı konglomeralarda, yer yer Çağlayan Formasyonuna ait bazik-ortaç volkanik kayaç ve kireçtaşı çakılları, yer yer Kızılkaya Formasyonuna ait asidik volkanik kayaç ve kireçtaşı çakılları ve Kaçkar Granitoidine ait çakıllar bulunmaktadır. Formasyonun tabanından derlenen paleontolojik numunelerden geç Tanesiyen-erken İpresiyen yaşı elde edilmiştir (Kandemir vd., 2014). Bu durum Tanesiyen-erken İpresiyen’de çarpışma sonrasında Doğu Pontidlerde çökelen örtü birimlerinin havza kenarlarını sınırlayan normal fayların önünde geliştiğinin ve çarpışma sonrası Doğu Pontidlerde gerilmeli bir tektonik rejimin başladığının önemli bir kanıtıdır. Ayrıca Erenler Formasyonu’nun üst kesimlerine doğru bölgede sedimanter kayaçlar ile araldanan andezitik ve bazaltik karakterde volkanik kayaçlar gözlemlenir. Formasyon üst kesimlerine doğru yanarda ve düşeyde volkanik kayaçlarla birbirlerine geçiş gösterir. Yılmaz vd., (1997) formasyon için orta Eosen yaşını önermiştir. Kandemir vd., (2014), formasyondan derledikleri numunelerden, geç Paleosen-orta Eosen yaşlarını

tespit etmişlerdir. Paleontolojik bulgular ve önceki çalışmalar dikkate alındığında formasyon için geç Paleosen-orta Eosen yaşı önerilmiştir.

3.3.2. Kaplıca Formasyonu

Erken-orta Eosen yaşlı kumtaşı, çamurtaşı, kilitaşı, killi kireçtaşı ve volkanik kayalardan oluşan birim ilk kez Gedik ve Korkmaz (1987) tarafından Kaplıca Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Bu tanımlama Kaçkar Dağları'nın kuzey bölümünde yer alan erken-orta Eosen yaşlı birimler için kullanılmıştır. Formasyon kumtaşı, kilitaşı, kireçtaşı ardalanması ile başlayıp killi kireçtaşı ara düzeyleri şeklinde devam ederek, üst seviyelerinde volkanik kayalar ve kilitaşı ile ardalanarak düşeyde ve yanalda geçişli oldukları Melyat Formasyonuna geçerler. Tabanda sarı, bej renkli kumtaşları ile başlayan birimler, yeşil, gri ayrışmalı kilitaşı ve orta bölümlere doğru bej renkli kireçtaşları ile ardalanmaktadır. Birim üst seviyelerde, kahverengi, yeşil ve bordo renkli, volkanoklastik kayaç, kilitaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Kaplıca Formasyonunda gözlemlenen volkanik kayalar, yay kökenli, Geç Kretase volkanik kayaları ile karşılaştırıldığında yer yer kalkalkalen karakter gösterse de, daha alkali karakterdedir (Gedik, vd., 1992). Formasyon, Cankurtaran Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Bu birimler, erken-orta Eosen yaşlı Melyat Formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçişlidir. Birimin görünür kalınlığı yaklaşık 250-300 metredir. Formasyondan elde edilen paleontolojik verilerden İpresiyen, geç İpresiyen-erken Lütisiyen, geç İpresiyen ve orta Eosen yaşları alınmıştır. Formasyon erken-orta Eosen olarak yaşlandırılmıştır.

3.3.3. Melyat Formasyonu

Melyat Formasyonu ilk olarak Gedik vd., (1987) tarafından tanımlanmıştır. Çoğunlukla bazaltik, andezitik, lavların ve piroklastik kayaların kilitaşı ve kumtaşları ile ardalanmasından oluşmaktadır. Formasyon Rize ve Pazar arasında KD-GB hatlar boyunca, Çayeli doğusunda yeralan Melyat Köyü, Madenköy yolu boyunca yüzlek vermektedir. Bazaltik ve andezitik lavlar çoğunlukla masif görünümde olup gri, gri renkten, kahverengi mora kadar değişebilen renklerde olabilirler. Bazaltik lavlarda alterasyon belirgin olup yer yer sütun yapıli soğuma çatlakları ve yastık yapıları görülmektedir. Bazaltlardan alınan örneklerin petrografik incelemelerine göre kayaç porfirik dokulu, fenokristaller olarak plajiyoklaz, piroksen, olivin, tali olarak opak mineraller içermekte olup killeşme, kloritleşme ve serpantinleşme belirgindir. Tüflerden alınan örneklerin petrografik incelemelerine göre kayacda ana bileşen olarak kayac

parçaları, volkan camı, opak mineraller ve matriks yer alır. Volkanik kayaç parçaları amigdoloidal ve porfirik dokuludur, hamur kısmı opaklaşmıştır. Volkan camı parçaları killeşmiş, kloritleşmiştir. Kayaçta ileri derecede serizitleşme, killeşme kloritleşme gözlemlenmiştir. Melyat Formasyonu, Kaplıca Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. erken-orta Miyosen yaşlı, Pazar Formasyonu ise Melyat Formasyonunu uyumsuzlukla örter. Formasyonun görünür kalınlığı 600-700m. civarındadır. Formasyonun taban seviyelerindeki andezitlerden yapılan radyometrik yaş tayini sonucu (Ar/Ar) $47,8 \pm 1,6$ My yaş elde edilmiştir. Barbieri vd., (1985) ile Akıncı vd., (1991) Trabzon-Arhavi arasında derledikleri radyometrik yaş tayini numunelerinden (K/Ar) 45.2 My, 54.3 My yaş elde etmişlerdir. Birimin taban tavan ilişkisi ve elde edilen radyometrik yaş tayini sonuçlarına göre, Melyat Formasyonuna erken-orta Eosen yaşı verilmiştir.

3.3.4. Pazar Formasyonu

Marn, kıltaşı, çakıltaşı ve kumtaşı aralanmasından oluşan birim, Gedik vd., (1987) tarafından Pazar Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Formasyon, Çayeli, Abdullahhoca Köyü, Pazar ilçeleri ve çevresinde gözlenmektedir. Tabanda çakıltaşı ile başlar, kumtaşı, marn, kumlu kireçtaşı, kıltaşı aralanmalı olarak devam eder. Çakıltaşları çoğunlukla volkanik kökenli olup kötü boylanmalıdır. Kıltaşları kırmızı renklidir. Kumtaşı düzeyleri gri, füme, bej renkli, ince tabakalıdır. Gastropod ve lamellibranch kavkıları gözle görülebilecek kadar çoktur. Formasyon, Melyat Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Pliyo-Kuvaterner yaşlı Hamidiye Formasyonu, Pazar Formasyonunu uyumsuz olarak örtmektedir. Formasyonun görünür kalınlığı 50-100m. civarındadır. Formasyondan derlenen paleontolojik numunelerden yaş elde edilememiştir. Kumtaşlarında bol miktarda gastropod ve lamellibranch kavkı parçaları gözlenmektedir. Özsayar (1980) bu formasyona, erken-orta Miyosen yaşını vermiştir. Formasyonun stratigrafik konumu ve Özsayar (1980)'e göre birime erken-orta Miyosen yaşı verilmiştir.

3.3.5. Hamidiye Formasyonu

Hamidiye Formasyonu ilk kez Gedik ve Korkmaz (1987) tarafından adlandırılmıştır. Formasyonun tip yeri, Pazar ilçesine bağlı Hamidiye beldesi ve Trabzon havalimanı civarındadır (Uğuz, 2011). Tabakaları hemen hemen yatay konumda olan formasyon konglomera, kumtaşı aralanmasından oluşur. Konglomeralardaki çakıllar Pazar, Melyat

ve Çayırbağ formasyonlarındaki volkanik seviyelerden türemiş olup iyi yuvarlaklaşmış, iyi boylanmış ve iyi derecelenmiştir. Formasyon Pazar, Melyat ve Çayırbağ formasyonlarını uyumsuz olarak örtmektedir. Formasyonun üzerini ise Kuvaterner birimler örtmektedir. Formasyondaki çakıltası, kumtaşı düzeyleri yanalta birbirlerine geçişlidirler. Formasyonun kalınlığı yaklaşık 40-50 m civarındadır. Stratigrafik konumu dikkate alınarak formasyon için Pliyo-Kuvaterner yaşı önerilmiştir.

3.3.6. Handüzü Volkanitleri

Bazalt, andezit ve dasitlerden oluşan birimin tanımlanması ve isimlendirilmesi ilk kez Alan vd., (2019) tarafından yapılmıştır. Formasyonun tip yeri Rize ili İkizdere ilçesi, Han yaylası bölgesidir. Handüzü volkanitleri, bazaltik, andezitik lavlar ve bu lavları kesen dasitlerden oluşmaktadır. Bu volkanik kayalar Han yaylasında, pembe, kırmızı, gri bazalt ve andezitik lavlar şeklinde, yaylanın güneyinde ise bu lavları kesen gri renkli dasit domları şeklinde gözlemlenmektedir. Handüzü volkanitleri Kaçkar Granitoyidi I ve Çatak Formasyonuna ait kayalar üzerinde intrüzif ve lav akıntıları olarak yer alır. Volkanitlerin kalınlığı yaklaşık 150-200m. civarındadır. Dasitlerde yapılan radyometrik yaş tayininden (Ar/Ar) $3,93 \pm 0,46$ My, andezitlerden ise (Ar/Ar) $4,25 \pm 0,55$ My yaşlar elde edilmiştir. Handüzü volkanitlerinin yaşı Pliyosen olarak değerlendirilmiştir. Handüzü volkanitleri kabuk açılmasına bağlı tansiyon çatlakları ve/veya fay kırıklarından çıkarak kabuğa yerleşmiş olmalıdır.

3.3.7. Çağırankaya Volkanitleri

Çağırankaya volkanik kayaları riyolit, riyodasit, dasit, obsidyen ve ignimbiritlerden oluşmaktadır. Güven, (1993), volkanik kayaların tabanında bulunan Handüzü volkanitlerine ait bazik bölümleri de dahil ederek Çağırankaya Formasyonunu tanımlamıştır. Çağırankaya volkanitlerinin tip yeri Rize ili, İkizdere ilçesi, Büyükyayla civarındadır. Bu asidik volkanik kayalar patlamalı bir volkanizma sonucu oluşmuşlardır. Riyolit ve dasitlerde bantlı akma yapıları gözlemlenmiştir (Alan vd., 2019). Obsidyenler küçük tepeler şeklinde görülmekte olup yer yer riyolitlerle ardalanırlar. Riyolitler ve dasitler beyaz, gri renkli görülür. Obsidyenler ise breşik yapıda olup, yer yer siyah, yer yer kahverengi-kırmızı, kırmızı, siyah bantlı ve yer yer de benekli dirler. Riyolitlerin petrografik incelemelerine göre kayada porfirik dokulu, fenokristaller seyrek kuvars,

alkali feldispat ve plajiyoklazlardan ibaret olup hamur tamamen killeşmiş sferülitik dokulu, tali olarak opak minerallerden oluşmaktadır. Yoğun alterasyon mevcuttur. Dasitlerin petrografik incelemelerine göre kayaç porfirik dokulu, fenokristal olarak kuvars, alkali feldispat, tali olarak homojen dağılımlı opak mineralden oluşmuştur. Killeşme, serisitleşme, kloritleşme ve epidotlaşma göstermektedir. Çağırankaya volkanitleri, Çatak Formasyonu, Handüzü volkanitleri ve Kaçkar Granitoyidleri üzerinde gözlemlenmektedir. Çağırankaya volkanitleri 2235 m yükseklikte yer almakta olup Kuvaterner yaşındadır. Çağırankaya volkanitlerinin görünür kalınlığı yaklaşık 75-100 m arasındadır. Hanedan (2008), Çağırankaya volkanitlerindeki obsidiyenlerde yapmış olduğu çalışmalardan 1.7 My ile 2 My arasında yaşlar elde etmiş ve volkanitler için Kuvaterner yaşını önermiştir. Çağırankaya volkanitleri asidik volkanik kayalar olup, kabuk açılmasına bağlı zayıflık zonlarından, tansiyon çatlakları ya da faylardan kabuğa yerleşmiş , patlamalı bir volkanizmanın ürünüdür (Alan vd., 2019).

3.4. Derinlik Kayaçları

İnceleme alanında Kretase-Paleosen yaşlı granitoyidler Kaçkar Granitoyidi I (Güven, 1993), Eosen yaşlı granitoyidler ise Kaçkar Granitoyidi II (Güven, 1993) ve Geç Eosen yaşlı monzonitler Güllübağ monzoniti, gabrolar ise Ardeşen gabrosu (Boztuğ ve diğ., 2001, 2006) adları altında incelenmiştir. Altınlı (1970), İkizdere bölgesinde Kaçkar batolitinde yaptığı çalışmada farklı litolojik bileşimlerde granitoyidlere ait kayaların ve bunları kesen damarların olduğunu gözlemlemiştir.

Gedik ve diğ. (1992), Rize, Fındıklı ve Çamlıhemşin arasında yaptıkları çalışmada Ayder plütönu, Ortaköy plütönu ve Kaptanpaşa plütönu olmak üzere üç farklı isimde inceledikleri plütönlarin Kretase - Paleosen' de yerleştiklerini belirtmişlerdir. Ayder plütönünün granodiyorit, nadiren diyorit ve gabro, Ortaköy plütönünün genellikle tonalit ve kısmen granodiyorit, Kaptanpaşa plütönünün ise genel olarak granodiyoritten oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar, bu plütönlarin Neotetis okyanusunun kuzeye doğru Pontid kıtası altına dalmasıyla oluşan dalma-batma zonuna ait yay magmatizmasıyla ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca yine bu çalışmada Kretase - Paleosen yaşındaki granitoyidlerin yitimin olgunluk evresini karakterize ettiğini ve I tipi olduklarını ileri sürmüşlerdir. Boztuğ ve diğ. (2001, 2006), Ardeşen ve İspir ilçeleri arasında yaptıkları çalışmada Kompozit Kaçkar batolitini inceleyerek bu batolitin bir yay sistemine ait olduğunu ifade etmişlerdir. Bu çalışmada Çamlıkaya granodiyoritini Kretase

yaşı erken yay, Geç Kretase - Paleosen yaşı Sırtıayla ve Marselavat granitoidleri olgun yay, Paleosen yaşı Asniyor lökograditi çarpışma ürünü olarak değerlendirilmiştir. Orta - Geç Eosen yaşı granitoidlerin çarpışma sonrası, Geç Eosen yaşı olanların ise gerilmeye bağlı geliştiklerini söylemişlerdir.

3.4.1. Kaçkar Granitoidi I

Kaçkar Granitoidi I, granit, granodiyorit, diyorit, tonalit ve monzonitten oluşmaktadır. Granit, monzonit bileşiminde olanlar bej, pembe renkli olup iri ortoklaz taneleri gözle görülmektedir. Alkali feldispat granitler kırmızı, kahve renklidirler. Kaçkar Granitoidi I'den alınan örneklerin petrografik incelemelerinde alkali feldspat granitler alkali feldspat, kuvars, plajiyoklaz, biyotit ve opak mineraller içerirler. Yarı özşekilli, taneseli dokuludur. İnce kesitte fenokristal olarak yoğun şekilde killeşmiş ve serisitleşmiş, orta taneli, yarı özşekilli ve özşekilsiz alkali feldspat mineralleri gözlemlenmektedir. Kuvarslar orta taneli, temiz yüzeylidir. En son kristalleşen mineral olduğu için önceden oluşan minerallerin arasını doldurur şekilde özşekilsizdir. Plajiyoklazlar çok az, ince taneli ve polisentetik ikizlenmelidir. Biyotitler ince taneli olup tek yönde dilinimleri belirgin kısmen tamamen kloritleşmiştir. Kayaçta serisitleşme belirgindir. Granitler, açık yeşilimsi gri, orta taneli, ana bileşen olarak homojen dağılımlı kuvars, altere plajiyoklaz (kısmen serisitleşmiş), alkali feldispat, biyotit, amfibol ve tali olarak opak minerallerden oluşur. Kısmen killeşme ve kloritleşme gözlenir. Monzodiyoritler açık gri renkli olup küçük, orta taneli, ana bileşenler plajiyoklaz, alkali feldispat, az kuvars, piroksen, biyotit ve tali olarak ise opak mineraller içerir. Kayaçta serisitleşme, kloritleşme, killeşme ve uralitleşme görülmektedir. Monzonitler koyu gri renkli, holokristalen dokulu, ana bileşen olarak plajiyoklaz, alkali feldispat (ortoklaz), kuvars, biyotit, piroksen içeriklidir. Plajiyoklazlar polisentetik ikizlenmelidir. Kayaçta serisitleşme ve killeşme gözlenmektedir. Tonalitler yeşilimsi gri renkli, masif yapılı, taneseli dokulu, ana bileşenler olarak plajiyoklaz çubukları, kuvars, kloritleşmiş mineral pseudomorfları (amfibol) ve tali olarak ise opak mineraller yer almakta olup serisit, klorit, epidot ve killeşme şeklinde alterasyona sahiptir. Gabro yeşilimsi gri renkli, makroskopik olarak taneseli dokulu, mikroskobik olarak da holokristalen taneseli dokulu, ana bileşen olarak plajiyoklaz (labrador), piroksen, az miktarda kuvars bulunmaktadır. Tali olarak opak mineraller yer alır. Mafik bileşenler piroksen olup içeriği % 40' a yakındır. Kayaçta serisitleşme, kloritleşme, killeşme, karbonatlaşma gözlenir. Granodiyorit yeşilimsi gri renkli, holokristalen dokulu, ana bileşen olarak plajiyoklaz, ortoklaz, biyotit içermektedir. Tali

olarak opak mineraller yer alır. Serisitleşme, killeşme, klorit ve epidotlaşma görülmektedir. Kretase - Paleosen yaşlı Kaçkar Granitoidleri, Geç Jura - Erken Kretase yaşlı temel kayaçlarının ve Geç Kretase magmatik yayın üzerinde bulunan volkanik kayaların bir bölümü ile kesme ilişkilidir. Üzerinde erken-orta Eosen yaşlı birimler uyumsuz olarak yer alır. Granitoidlerden Taner (1977) 80.7 My ile Kampaniyen, Boztuğ vd., (2001, 2006), Harşit plütonunda Karşlı vd. (2010), çalışmasında 79 My ile Kampaniyen, Evcimen vd., (2013), 80 My ile Kampaniyen yaşı elde etmişlerdir. Arazi gözlemleri ve radyometrik yaş tayini sonuçları dikkate alınarak Kaçkar Granitoyidi I için Kretase - Paleosen yaşı önerilmiştir. Kaçkar Granitoyidi I, Neotetis Okyanusunun, Pontid Kıtası altına dalması sonucu oluşan, dalma batma kökenli, I tipi granitoidlerdir.

3.4.2. Kaçkar Granitoyidi II

Kaçkar Granitoyidi II'ye ait derinlik kayaçlarından derlenen örneklerin petrografik incelemelerine göre, bu granitler, yeşilimsi gri renkli, tanesal dokulu olup ana bileşen olarak kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz bulundurulur. Alkali feldispatlar, yarı özşekilli, yer yer alteredir, kuvarslar yarı özşekilli, özşekilsiz, homojen dağılımlıdır. Plajiyoklazlar yarı özşekilli, homojen dağılımlı olup düşük-orta dereceli alterasyon gösterirler. Diyoritler, koyu yeşil renkli, tanesal dokuludur ve ana bileşen olarak plajiyoklaz ve amfibol içerirler. Plajiyoklazlar yarı özşekilli, homojen dağılımlıdır. Amfiboller ise uralitleşmiş yarı özşekilli, özşekilsiz, homojen dağılımlıdır ve kısmen kloritleşme gösterirler. Gabroporfirler, siyah, gri renkli, küçük taneli, holokristalen porfirik dokulu, ana bileşen olarak iri taneli plajiyoklazlar içerirler. Plajiyoklazlar yarı özşekilli, heterojen dağılımlı, kısmen alteredir. Tali olarak bulunan opak mineraller özşekilli, yarı özşekilli, homojen dağılımlıdır. Hamur, orta-iri taneli plajiyoklaz ve piroksen minerallerinden oluşmaktadır. Tonalitler, yeşil, gri renkli, tanesal dokulu olup, ana bileşen olarak plajiyoklaz, kuvars ve biyotitten oluşmaktadır. Plajiyoklazlar kısmen serisitleşmiş, killeşmiş, kuvarslar yarı özşekilli, özşekilsiz, homojen dağılımlı, biyotitler kloritleşmiştir. Tali bileşenler opak mineraller olup özşekilli, yarı özşekilli ve homojen dağılımlıdır. Kaçkar Granitoyidi II, Geç Kretase yaşlı birimlerle kesme ilişkilidir. Porfirik dokulu bazı granit apofizlerinin Erenler Formasyonunun İpresiyen düzeylerine intrüzif olarak sokulduğu görülmüştür. Ayrıca Kaçkar Granitoyidi II ye ait granitoidler, yay içinde oluşmuş Geç Kretase yaşlı kayaçların içerisine intrüzif olarak sokulduğu da gözlemlenmiştir. Çayırbağ Formasyonu içine sokulan gabroporfirlerden yapılan radyometrik yaş tayininin 50,5±0,8My

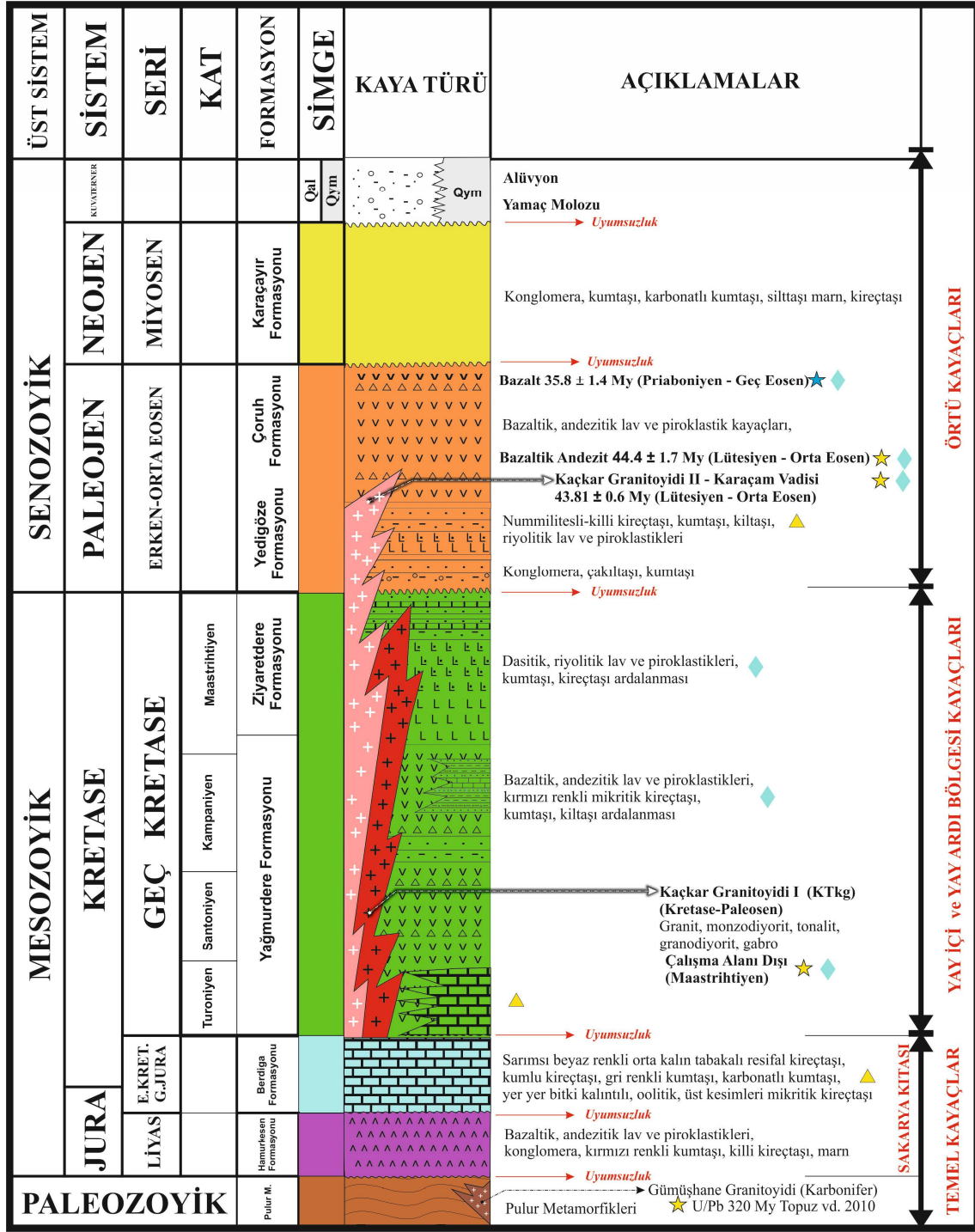
(İpresiyen) yaşı alınmıştır. Boztuğ vd., (2001, 2006) çalışmalarında Kaçkar Granitoyidi II'ye ait granitlerin Eosen yaşı olduğunu belirtmiştir. Granitik kayaçların yaşı için Keskin (2013) Eosen, Kahraman vd., (1987) ise Eosen'den genç olabileceğini belirtmiştir. Konumları, dokanakları, intrüzif olduğu kayaçlar ve radyometrik yaş tayinleri ve jeodinamik evrim yorumları Kaçkar Granitoyidi II'ye ait birimlerin erken-geç Eosen boyunca etkili olan bir plütonizmayı işaret ettiğini göstermektedir. Karaçam vadisinden aldığımız Granit porfirlerdeki zirkonlardan $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yöntemi ile 43.81 ± 0.63 My (Lütesiye) yaş elde edilmiştir. Kaçkar Granitoyidi II'ye ait granitoidler çarpışma ve çarpışma sonrası granitoidleridir.

3.5. Çalışma Alanının Jeolojisi

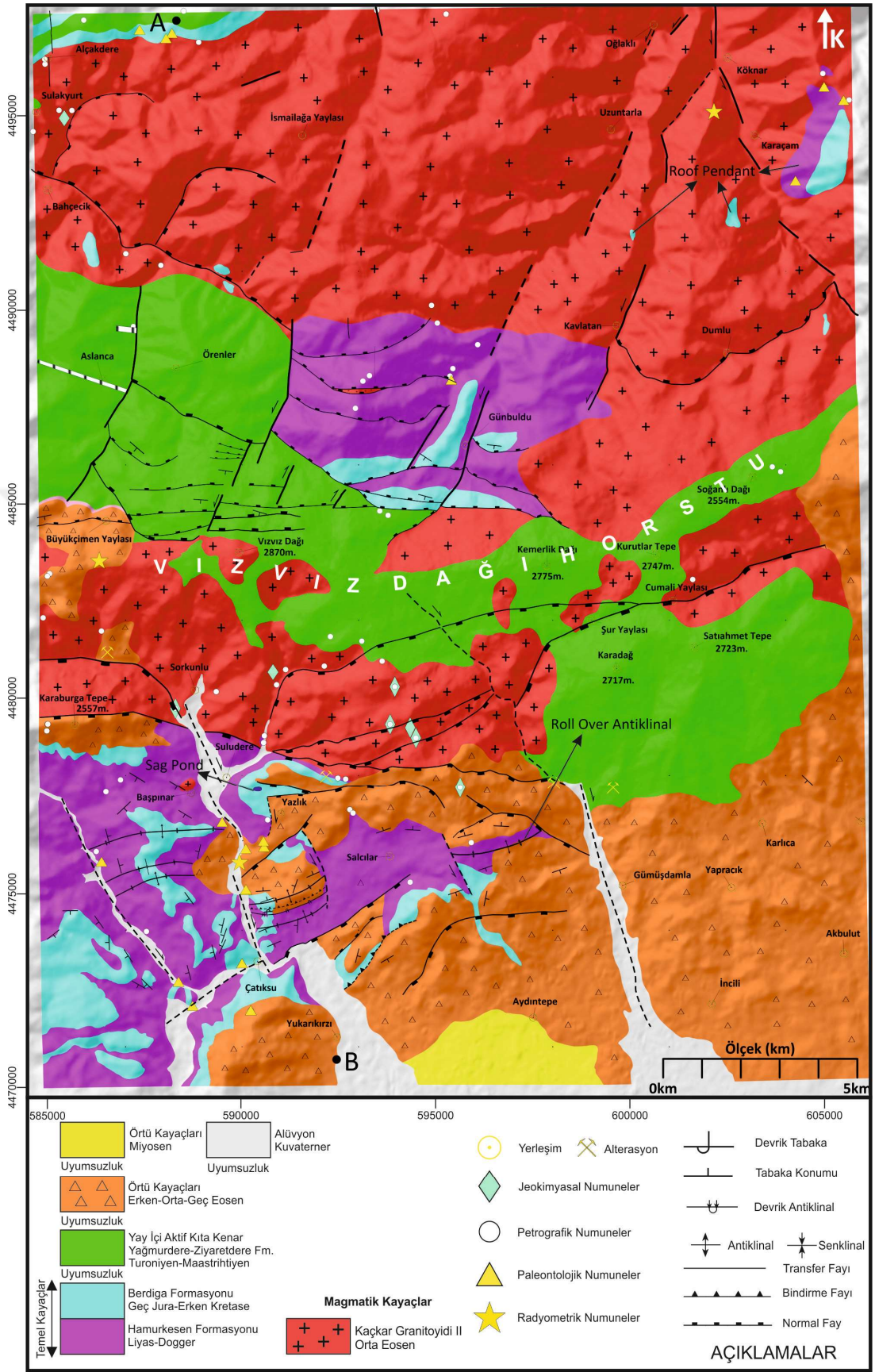
Çalışma alanında Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik boyunca süregelen jeolojik süreçler sonucu oluşan kayaçlar, temel kayaçlar, yay içi ve yay ardı kayaçları, örtü kayaçları başlıkları altında incelenmiştir (Şekil 3.5.1.). G44d3, G44d4, H44a1, H44a2 paftalarında detaylı jeolojik haritalama yapılmış (Şekil 3.5.2), K-G doğrultulu (A-B) jeolojik kesit alınmıştır (Şekil 3.5.3). İnceleme alanında Turoniyen öncesi temel olarak belirtilen kayaçların tabanında Paleozoyik yaşı Pulur Metamorfikleri yer almaktadır. Pulur metamorfikleri üzerinde uyumsuz olarak Liyas-Dogger yaşı Hamurkesen, Geç Jura – Erken Kretase yaşı Berdiga Formasyonu bulunmaktadır. Turoniyen-Maastrichtiyen aralığında oluşan sedimanter kayaçlar ve eş zamanlı etkinliğini sürdüren magmatik yayın aktivitesi sonucu oluşan volkanik kayaçlar aralanmalı olarak Turoniyen öncesi temel kayaçlarını uyumsuzlukla örtmüşlerdir. Turoniyen'den Maastrichtiyen başlarına kadar bazaltik, andezitik lav ve piroklastik kayaçları ile kumtaşı, kırmızı renkli mikritik kireçtaşı, kıltaşı aralanmaları şeklinde temel kayaçları uyumsuzlukla örten birimler, Maastrichtiyen'de dasitik, riyolitik lav ve piroklastik kayaçları ile aralanmalı olarak görülen kumtaşı ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Geç Kretase'de kırıntılı karbonat ve volkanik kökenli kayaçlardan oluşan birimlerin bazik volkanizma ve kırıntılı-karbonatlı ara düzeylerle aralandığı Turoniyen-Maastrichtiyen yaşı kesimi için Yağmurdere Formasyonu adı kullanılmıştır (Alan vd., 2018). Bu formasyonun üzerine gelen dasitik, riyolitik lav ve piroklastik kayaçları ile kumtaşı, kireçtaşı aralanması olarak gözlemlenen Maastrichtiyen yaşı kesimine Ziyarettepe Formasyonu adı verilmiştir (Alan vd. 2018). Orta-Geç Eosen yaşı Kaçkar Granitoyidi II, Liyas-Dogger yaşı Hamurkesen ve Geç Jura–Erken Kretase yaşı Berdiga formasyonlarını keserek içine almıştır (roof

pendand). Granitoyidin kestiği temel kayaçlarla dokanağında kontakt metamorfizma gelişmiş olup, skarn zonları gözlemlenmiştir. Nummulitesli-killi kireçtaşı, kumtaşı, kıltaşı, çakıltaşı ve yer yer riyolitik lav ve piroklastik kayaçların gözlemlendiği Geç-orta Eosen yaşı Yedigöze Formasyonu (Akdeniz vd., 1994) ve bazaltik, andezitik lav ve piroklastik kayaçlar ile kumtaşı, çamurtaşından oluşan Çoruh Formasyonu (Akdeniz vd., 1994) Geç Kretase yaşı tüm formasyonların üzerini uyumsuzlukla örtmektedir. Konglomera, kaba kumtaşı, karbonatlı kumtaşı, silttaşı marn, kireçtaşı ardalanmasından oluşan muhtemelen Miyosen yaşı Karaçayır Formasyonu (Ağar, 1977) ise erken-orta Eosen yaşı birimler üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır. Çalışma alanındaki alüvyonlar ise en genç güncel çökeller olarak gözlemlenmektedir.

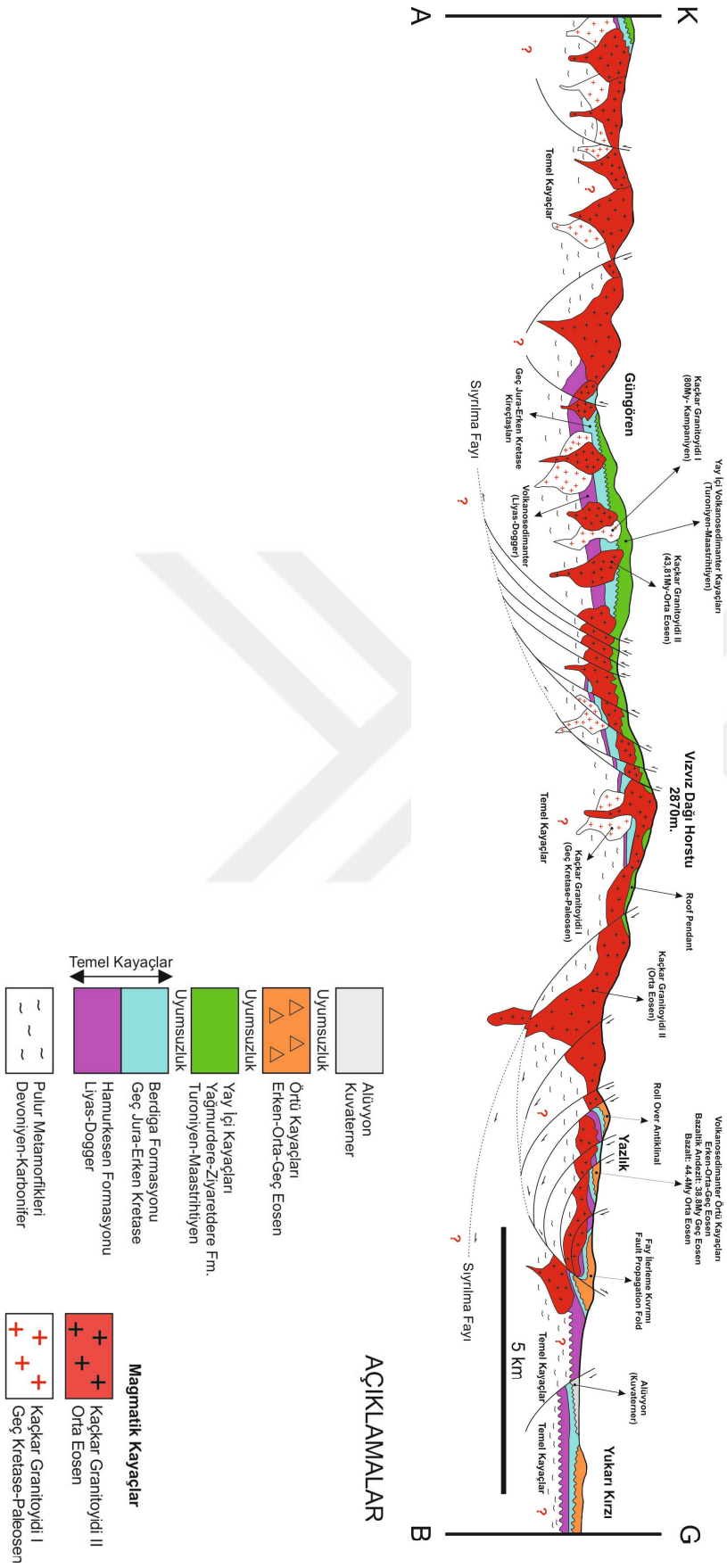




Şekil 3.5.1 Çalışma Alanının Stratigrafik Kolon Kesiti



Şekil 3.5.2 Çalışma Alanının Jeolojik Haritası



Şekil 3.5.3 A-B Doğrultusunda Çizilmiş Jeolojik Kesit ve Açıklamalar

3.5.1. Temel Kayaçlar

3.5.1.1. Pulur Metamorfikleri

Pulur Metamorfikleri ilk kez Ketin (1950) tarafından “Metamorfik Seri” olarak adlandırılmıştır. Bu metamorfik kayaçlar Ağar (1977) tarafından “Dolama Gnaysı”, Korkmaz ve Baki (1984), Pulur (Demirözü) Masifi, Akdeniz (1988), Metamorfik temel, Tanyolu (1988) Pulur Masifi, Topuz (1994), Pulur grubu, Topuz vd. (1994), Pulur masifi, Okay (1996) Pulur metamorfikleri olarak tanımlanmışlardır. Pulur metamorfikleri çoğunlukla yeşil şistlerden oluşur. Yeşil şistleri kesen, yarı derinlik kayaçları ile metagabro, metadiyorit, meta tuf, meta kumtaşı ve metavolkanik kayaçlar da Pulur metamorfikleri içinde değerlendirilmiştir (Keskin vd, 1989). Bayburt güneyinde gözlemlenen gnaysların taban ve tavan ilişkileri tektoniktir. Bu gnayslar, Liyas yaşlı volkanosedimanter bir istiften oluşan Hamurkesen Formasyonu üzerine itilmiştir (Kolaylı, 1996). İnceleme alanının güneyinde Çamdere köyü güneyinde yüzeylenen Geç Karbonifer-erken Permiyen yaşlı kireçtaşları Pulur metamorfik kayaçları üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Pulur metamorfikleri, Pulur bindirmesi ile Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu üzerine bindirmiştir (Keskin vd. 1989). Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonuna ait birimler Pulur metamorfikleri üzerinde açısız uyumsuzlukla yer almaktadır (Kolaylı, 1996). Taban ilişkileri gözlemlenemeyen Pulur metamorfiklerinin kalınlığı 600m. den fazladır (Musaoğlu vd., 1987). Pulur metamorfiklerinin kalınlığı 600-800m. arasında değişmektedir (Keskin vd., 1989). Pulur metamorfiklerinin yaşı Permo-Karbonifer öncesi olmalıdır (Stchepinsky, 1946). Korkmaz ve Baki (1984) Pulur masifinin yaşını doğrudan verebilecek bir veri olmadığını, Permo-Karbonifer yaşlı kayaçların açısız uyumsuzlukla metamorfikler üzerinde yer aldığını belirterek, stratigrafik konumundan dolayı masifin yaşı için Permo-Karbonifer öncesi bir yaşta olması gerektiğini söylemişlerdir. Akdeniz (1984), Demirözü’nde yüzeyleyen metamorfik kayaçların üst seviyelerinde gözlemlediği rekristalize kireçtaşlarındaki fosillerin Devoniyen yaşı verebilecek formlara benzediğini belirtmiştir. Keskin vd., (1989) Pulur güneyinde Çaltepe-Aggidere arasında gözlemlediği kireçtaşlarında gözlemlenen fosillerden Devoniyen-erken Karbonifer yaşını belirlemiştir. Okay vd., (1996), Topuz vd. (2004), tarafından Pulur masifinde yüzeylenen gnays, mermer, ve amfibolitlerden oluşan yüksek dereceli metamorfizma geçirmiş kayaçlardan derledikleri gnays örneklerinden 319-331 My (Karbonifer) Zirkon yaşı elde etmişlerdir.

3.5.1.2 Hamurkesen Formasyonu

Bazik volkanik ve volkanotortul kayalardan oluşan formasyon Ağar (1977) tarafından, Gökçedere Köyü'nün kuzeyinde yeralan Hamurkesen Deresi'nden isimlendirilmiştir. Tabanda koyu yeşil, mor renkli volkanik kayalar ile başlayıp üste doğru formasyon yeşil, gri, mor renkli, bolca soğuma boşluklu, boşluklar ikincil mineraller ile doldurulmuş olup, iri plajiyoklas kristalleri içeren bazaltik, andezitik lavlar ve piroklastik kayalardan oluşur (Şekil 3.5.4.). Lavlar yeşil gri, koyu yeşil, siyah renkli olup genel olarak iri plajiyoklas kristalleri içerir. Piroklastik kayalardan oluşan bölümleri kırmızı, kızıl renkte gözlenir. Lavlarda gözlenen soğuma boşlukları ve breşik yapılar ve lav ve piroklastik kayalar arasında kırıntılı tabakaların varlığı volkanizmanın deniz içerisinde geliştiğini göstermektedir. Formasyon üst kesimlerine doğru kızıl renkli, kumtaşı, karbonatlı kumtaşı, kumlu kireçtaşı ara tabakaları içeren çamurtaşları şeklinde devam eder. Formasyondan derlenen paleontolojik numunelerden Liyas-Dogger yaşları elde edilmiştir (Stechepinsky 1945, Ketin 1951, Zankle 1962, Nebert 1964, Ağar 1977).



Şekil 3.5.4 Hamurkesen Formasyonunun bazik volkanik kesimleri

3.5.1.3 Berdiga Formasyonu

Formasyon ilk kez Giresun ili, Alucra ilçesi Berdiga Dağları civarında Pelin (1977) tarafından tanımlanmıştır. Birim genelde neritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Berdiga Formasyonu Doğu Pontidlerde, Geç-Kretase sonrasında oluşan tüm kayaçların tabanında yer alan Turoniyen öncesi temel in en üstte yer alan birimlerini oluşturur. Ayrıca, Kaçkar Granitoidleri tarafından kesilmiş, yutulmuş ya da granitoidlerin sırtında (roof pendant) bu kireçtaşlarını kontakt metamorfizmaya uğramış şekilde görmek mümkündür (Şekil 3.5.5.). Formasyon bej, gri renkte, çört bantlı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Formasyon Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Birimin görünür kalınlığı 50–100 m civarındadır. Bu çalışmada formasyondan derlenen paleontolojik numunelerden Erken Kretase yaşı alınmıştır (Çizelge 3.1.).

Çizelge 3.1. Berdiga Formasyonundan derlenen numunelerden elde edilen fosil bulguları

ÖRNEK NO	PAFTA NO	KOORDİNAT UTM ED50	YAŞI	FOSİL BULGUSU
07HD164A 07HD164B 07HD164C 07HD164E 07HD164F 07HD164G 07HD164H 07HD164K	H44a1	590001/4473151	Valanjiniyen (Erken Kretase)	<i>Haplophragmoides joukowskyi</i> (Charollais, Brönniman&Zaninetti), <i>Textularia</i> sp., Ekinit plakları, Alg <i>Pseudocycammina</i> sp., <i>Ophtalmidium</i> sp., Lamellibranch kavkı parçaları <i>Montsalevia salevensis</i> (Charollais, Brönniman&Zaninetti) Miliolidae, Ophtalmidiidae, <i>Bolivinopsis</i> sp., <i>Vercorsella</i> sp., <i>Quinqueloculina</i> sp., <i>Earlandia</i> sp.,
DMNKT121	H44a1	590096/4476096	Berriasiyen-Valanjiniyen (Erken Kretase)	<i>Bolivinopsis</i> sp., <i>Quinqueloculina</i> sp., Miliolidae, Ophtalmidiidae, Alg, Makrofosil parçaları
DMNKT122A DMNKT122B	H44a1	588727/4472056	Valanjiniyen (Erken Kretase)	<i>Montsalevia salevensis</i> (Charollais, Brönniman&Zaninetti), <i>Haplophragmoides joukowskyi</i> (Charollais, Brönniman&Zaninetti),

				<i>Bolivinopsis</i> sp., <i>Vercorsella</i> sp., Miliolidae, Ophtalmidiidae, Alg, Lamellibranch kavkı parçaları
DMNKT137	H44a1	588367/4472675	Valanjiniyen (Erken Kretase)	<i>Montsalevia salevensis</i> (Charollais, Brönniman&Zaninetti), <i>Bolivinopsis</i> sp., <i>Vercorsella</i> sp., Miliolidae, Ophtalmidiidae, Alg
07HD167	H44a1	590099/4475035	Valanjiniyen (Erken Kretase)	<i>Montsalevia salevensis</i> (Charollais, Brönniman&Zaninetti), <i>Haplophragmoides joukowskyi</i> (Charollais, Brönniman&Zaninetti), <i>Bolivinopsis</i> sp., <i>Vercorsella</i> sp., Miliolidae, Ophtalmidiidae,



Şekil 3.5.5 Berdiga Formasyonuna ait mermerler

3.5.2. Yay İçi Aktif Kıta Kenarı Kayaçları

3.5.2.1. Yağmurdere Formasyonu

Bazalt, andezit, lavları ve piroklastik kayaçları ile mikritik kireçtaşı, kumtaşı ve kiltaşından oluşan Turoniyen-Maastrichtiyen yaşlı birim Duygu vd., (2013) tarafından Yağmurdere Formasyonu olarak adlandırılmıştır. İnceleme alanında Kaçkar Dağları' nın üzerinde ve güney yamaçlarında yüzlek vermektedirler (Şekil 3.5.6.). Formasyonun tip yeri, inceleme alanı dışında Gümüşhane ili, Yağmurdere bucağı civarındadır. Başlıca bazalt, andezit, piroklastik kayaçlar, kireçtaşı, kumtaşı ve kiltaşından ardalananmasından oluşurlar. Bazaltlar, yer yer yastık yapılı olup, gri, yeşil ve siyah renktedirler. Andezitler ise gri ve yeşil renkli olup, masif lavlar şeklindedir. Lav düzeyleri yeşil, gri ve bordo renkli kumtaşı, kiltası ve mikritik kireçtaşları ile ardalanırlar. Andezitler petrografik incelemelere göre porfirik dokuludur, kayaçta plajiyoklaz, yarı özşekilli alkali feldispat, mineralleri, tali mineraller olarak da opak mineraller bulunur. Volkanik kayaçlarda ileri derecede alterasyon mevcut olup killeşme ve epidotlaşma gelişmiştir. Formasyon, Berdiga Formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Formasyonun taban kesimleri Kaçkar Granitoyidi ile kesme ilişkilidir. Yağmurdere Formasyonunun üzerinde uyumsuz olarak erken - orta Eosen yaşlı, örtü kayaçları yer almaktadır. Formasyonun inceleme alanındaki görünür kalınlığı 750-800 m civarındadır. Formasyondan derlenen paleontolojik numunelerden Turoniyen-Maastrichtiyen yaşları tespit edilmiştir (Duygu vd., 2013). Yay volkanizmasının etkili olduğu ve volkaniklerle ardalanma gösteren mikritik kireçtaşı, kumtaşı ve kiltası düzeylerinin varlığı formasyonun gittikçe derinleşen yay içi bir yamaçta oluştuğunu işaret etmektedir.

3.5.2.2. Ziyaretdere Formasyonu

Alta Yağmurdere Formasyonu ile geçişli olan dasitik, riyolitik lav ve piroklastik kayaçları ile kumtaşı, kırmızı renkli mikritik kireçtaşı, kiltası ardalananmasından oluşan birim Ziyaretdere Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Dasitlerden yapılan petrografik incelemelerde kayaçta fenokristal olarak kuvars ve feldspat mineralleri gözlenmektedir. Kuvarslar orta-ince taneli, yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli temiz yüzeylidir. Körfez dokusu gelişmiştir. Feldspatlar yarı özşekilli, orta tane boyuna sahip olup yoğun killeşme gözlemlenmiştir. Hamur kuvars ve feldspatlardan oluşmuştur. Kayaçta çok yoğun serisitleşme gelişmiştir. Formasyonun yaşı paleontolojik verilere göre Maastrichtiyendir (Bakırhan vd., 2016).



Şekil 3.5.6 Geç Kretase yaşlı volkanosedimanter istifin genel görünümü.

3.5.3. Magmatik Kayaçlar

İnceleme alanındaki derinlik kayaçlarından Üst Kretase'nin tabanında bulunan volkanosedimanter birimlerin içine intrüzyon yapan granitoidler Kretase-Paleosen yaşlı Kaçkar Granitoyidi I (Güven, 1993), erken-orta Eosen yaşlı volkanosedimanter birimlerin içine intrüzyon yapan granitoidler Kaçkar Granitoyidi II (Güven, 1993), geç Eosen yaşlı monzonitler Güllübağ monzoniti, gabrolar ise Ardeşen gabrosu (Boztuğ ve diğ, 2001, 2006) adları altında incelenmiştir.

Altınlı (1970), İkizdere bölgesinde Kaçkar batolitinde yaptığı çalışmada farklı litolojik bileşimlerde granitoidlere ait kayaların ve bunları kesen damarların olduğunu gözlemlemiştir.

Gedik ve diğ. (1992), Rize, Fındıklı ve Çamlıhemşin arasında yaptıkları çalışmada Ayder plütunu, Ortaköy plütunu ve Kaptanpaşa plütunu olmak üzere üç farklı isimde inceledikleri plütonların Kretase - Paleosen' de yerleştiklerini belirtmişlerdir. Ayder plütununun granodiyorit, nadiren diyorit ve gabro, Ortaköy plütununun genellikle tonalit

ve kısmen granodiyorit, Kaptanpaşa plütonunun ise genel olarak granodiyoritten oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Çalışmacılar bu plütonların Neotetis okyanus kabuğunun Pontid kıtası altına dalmasıyla oluşan dalma-batma zonuna ait yay magmatizmasıyla ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca yine bu çalışmada Kretase - Paleosen yaşındaki granitoidlerin yitimin olgunluk evresini karakterize ettiğini ve I tipi olduklarını ileri sürmüşlerdir. Boztuğ ve diğ. (2001, 2006), Ardeşen ve İspir ilçeleri arasında yaptıkları çalışmada Kompozit Kaçkar batolitini inceleyerek bu batolitin bir yay sistemine ait olduğunu ifade etmişlerdir. Bu çalışmada Çamlıkaya granodiyoritini Kretase yaşlı erken yay, Geç Kretase-Paleosen yaşlı Sırtayla ve Marselavat granitoidleri olgun yay, Paleosen yaşlı Asniyor lökograditi çarpışma ürünü olarak değerlendirilmiştir. Orta - Geç Eosen yaşlı granitoidlerin çarpışma sonrası, Geç Eosen yaşlı olanların ise gerilmeye bağlı geliştiklerini söylemişlerdir.

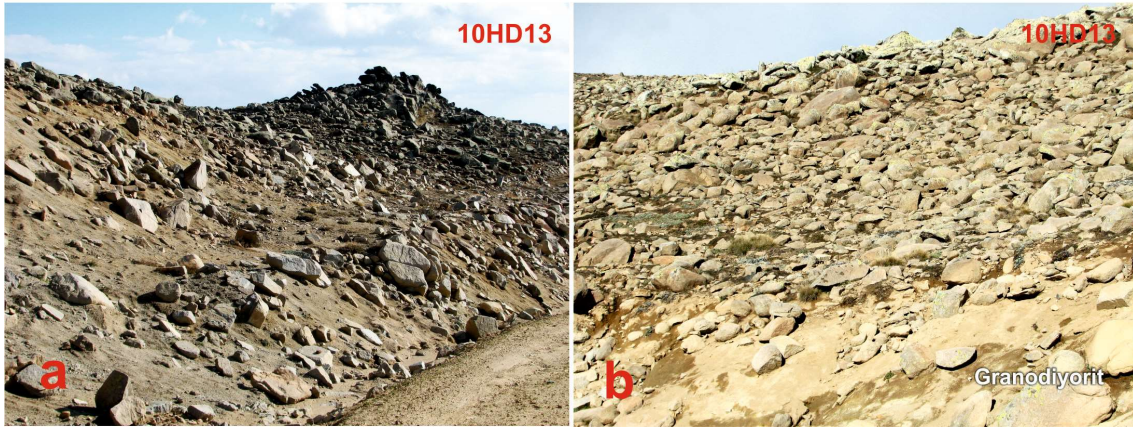
3.5.3.1. Kaçkar Granitoyidi I

Kaçkar Granitoyidi I, granit, granodiyorit, diyorit, tonalit ve monzonitten oluşmaktadır. Granit, monzonit bileşiminde olanlar bej, pembe renkli olup iri ortoklaz taneleri gözle görülmektedir. Alkali feldispat granitler kırmızı, kahve renklidirler. Kretase - Paleosen yaşlı Kaçkar Granitoidleri, Geç Jura - Erken Kretase yaşlı temel kayalarının ve Geç Kretase magmatik yayın üzerinde bulunan volkanik kayaların bir bölümü ile kesme ilişkilidir. Üzerinde erken-orta Eosen yaşlı birimler uyumsuz olarak yer alır. Granitoidlerden Taner (1977) 80.7My. ile Kampaniyen, Boztuğ vd., (2001, 2006), Harşit plütonunda Karanlı vd. (2010), çalışmasında 79 My ile Kampaniyen, Evcimen vd., (2013), 80 My ile Kampaniyen yaşı elde etmişlerdir. Arazi gözlemleri ve radyometrik yaş tayini sonuçları dikkate alınarak Kaçkar Granitoyidi I için Kretase - Paleosen yaşı önerilmiştir. Kaçkar Granitoidleri, Neotetis Okyanusunun, Pontid Kıtası altına dalması sonucu oluşan, dalma batma kökenli, I tipi granitoidlerdir (Evcimen vd., 2013).

3.5.3.2. Kaçkar Granitoyidi II

Kaçkar Granitoyidi II, Geç Kretase yaşlı birimlerle kesme ilişkilidir. Porfirik dokulu bazı granit apofizlerinin Erenler Formasyonunun İpresiyen düzeylerine intrüzif olarak sokulduğu görülmüştür. Ayrıca Kaçkar Granitoyidi II ye ait granitoidler, yay içinde oluşmuş Geç Kretase yaşlı kayaların içerisine intrüzif olarak sokulduğu da gözlemlenmiştir. Çayırbağ Formasyonu içine sokulan gabroporfirlerden yapılan radyometrik yaş tayinininden $50,5 \pm 0,8$ My (İpresiyen) yaşı alınmıştır. Boztuğ vd., (2001,

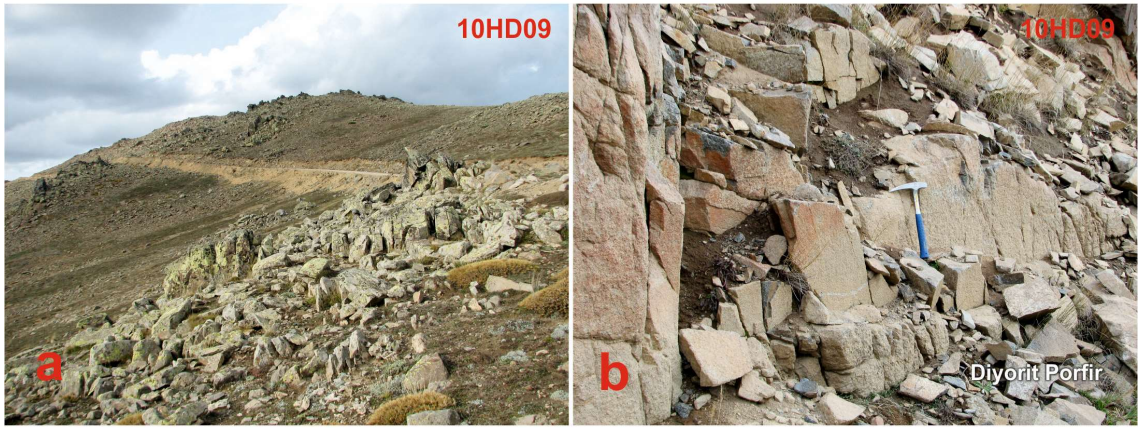
2006) çalışmasında Kaçkar Granitoyidi II'ye ait granitlerin Eosen yaşı olduğunu belirtmiştir. Granitik kayaçların yaşı için Keskin (2013) Eosen, Kahraman vd., (1987) ise Eosen'den genç olabileceğini belirtmiştir. Konumları, dokanakları, intrüzif olduğu kayaçlar ve radyometrik yaş tayinleri ve jeodinamik evrim yorumları Kaçkar Granitoyidi II'ye ait birimlerin erken-geç Eosen boyunca etkili olan bir plütonizmayı işaret ettiğini göstermektedir. Karaçam vadisinden alınan Granit Porfir örneğinden yapılan radyometrik yaş tayininden 43.81My. (Lütesiyen) yaş elde edilmiştir. Çalışma alanında yüzlek veren Eosen yaşı Kaçkar Granitoyidleri genellikle granit, granodiyorit, diyorit, diyorit porfirlerden oluşan batolitler şeklinde görülürler (Şekil 3.5.7., Şekil 3.5.8., Şekil 3.5.9.).



Şekil 3.5.7. a,b) Granodiyorit (Eosen) (10HD13)



Şekil 3.5.8. a,b) Diyorit porfir (Eosen)



Şekil 3.5.9. a,b) Diyorit porfir (Eosen)

3.5.4. Geç-orta Eosen Yaşlı Örtü Kayaçları

3.5.4.1. Yedigöze Formasyonu

Formasyon başlıca kumtaşı, kireçtaşı, kıltaşı, çakıltaşı, riyoitik lav ve piroklastik kayaçlardan oluşmaktadır. Bu birimler, Akdeniz vd., (1994), tarafından Yedigöze Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyonun tip yeri Erzurum ili, İspir ilçesi kuzeydoğusunda Yedigöze köyü civarındadır. Birim tabanda çakıltaşı ile başlar. Üste doğru sarı bej, yeşil kahve renkli, kireçtaşı, kumtaşı ve kıltaşı ardalanmasına olarak devam eden tortullar arasında beyaz, yeşil-beyaz renkli riyoitler ve ignimbiritler gözlemlenmektedir. Çakıltaşlarının hemen üzerinde Nummulitesli kireçtaşları bulunur. Yedigöze Formasyonu Kaçkar Granitoyidi I ve Yağmurdere Formasyonunu uyumsuz olarak örter. Çoruh Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Formasyonun görünür kalınlığı 100-150 m civarındadır. Çalışma alanından derlenen paleontolojik numunelerden elde edilen fosil bulgularına göre formasyona Eosen yaşı verilmiştir (Çizelge 3.2.) (Şekil 3.5.10.).

3.5.4.2. Çoruh Formasyonu

Tabanda, kırıntılı ve bazaltik, andezitik lav ardalanması olarak başlayıp, üste doğru bazalt, andezit ve piroklastik kayaçlardan oluşan birim, Akdeniz ve diğ. (1994) tarafından Çoruh Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Kaçkar Dağları'nın zirvelerinde ve güney yamaçlarında, doğu-batı bir hat boyunca, yüzlekleri gözlenmektedir. Formasyonun tip yeri Çoruh nehrini izleyen Bayburt - İspir yolu boyuncadır. Genel olarak yeşil, mor ve

gri, bazen de pembe, gri renkli görülen birim altta kırıntılılarla geçişli olarak piroklastik kayalar ve gri, mor, pembe renkli andezitik lavlarla başlar. Piroklastik kayalardan oluşan bölümlerinde lavlar breşik yapıdadır. Formasyon üst seviyelerde mor renkli bazaltlar, andezitler, tuf, lav breşi ve kırmızı renkli çamurtaşı düzeylerine geçer. Kumtaşları gri renklidir. Formasyonun tavan kesimlerine doğru lavlar daha fazladır. Bazaltlar yer yer yastık yapılı olup, kırmızı, gri renklidir (Şekil 3.5.12.). Kayaçta gaz boşlukları görülmektedir. Bazaltların petrografik incelemelerine göre kayaç ofitik ve porfirik dokulu, fenokristal olarak plajiyoklaz, piroksen (ojit), olivin ve hornblend gözlenir. Hamur plajiyoklaz mikrolitleri bulundururken tali olarak opak mineraller yer alır. Bazaltlarda spilitleşme ve killeşme yaygın olarak gözlenir. Andezitler mavimsi gri, mor renkli kırıntılılar, piroklastik kayalar arasında lavlar şeklindedir. Andezitlerin petrografik incelemelerine göre kayaç porfirik dokulu, fenokristal olarak plajiyoklaz, amfibol, hornblend ve piroksen (ojit) yer alır. Hamurda plajiyoklaz mikrolitleri, tali olarak da opak minerallere rastlanır. Tüfler ve litik tüfler ayrılmış olup, beyaz, gri, mor renklidir.

İnceleme alanında Çoruh Formasyonu ile Yedigöze Formasyonu birbirleri ile yanal ve düşey geçişlidir. Kaçkar Granitoyidi üzerinde uyumsuz olarak yer alır (Şekil 3.5.11). Geç Eosen yaşlı Güllübağ monzoniti (40 My) Çoruh Formasyonunu keser durumdadır. Çoruh Formasyonunun görünür kalınlığı 1000 m den fazladır.

Kaçkar Granitoidlerinin üzerinde uyumsuzlukla bulunan Eosen örtü kayalarının üst seviyelerinden alınan bazaltlardan 35.8 ± 1.4 My. (Priaboniyen-Üst Eosen) yaş elde edilmiştir. Ayrıca geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşlarının üzerinde uyumsuzlukla bulunan örtü kayalarının arasındaki bazaltik andezitlerden 44.4 ± 1.7 My (Lütesiyen-orta Eosen) yaş elde edilmiştir.



Şekil 3.5.10 a) Kireçtaşı (Erken Eosen) b) *Nummulites* sp Fosilli kireçtaşı

Çizelge 3.2. Örtü kayaçlarından derlenen numunelerden elde edilen fosil bulguları

ÖRNEK NO	PAFTA NO	KOORDİNAT UTM ED50	YAŞI	FOSİL BULGUSU
10HD001	H44a1	590552/4476291	Orta Eosen	<i>Distichoplax biserialis</i> (Dietrich), <i>Orbitolites</i> sp., Rotaliidae, Textularidae, Makro kavkı Parçaları
07HD168	H44a1	590096/4476096	Orta Eosen	<i>Nummulites</i> sp., <i>Discocyclina</i> sp., <i>Sphaerogypsina</i> sp., <i>Asterigerina</i> sp., Rotaliidae, Miliolidae, Gyroidinellid form Alg, Bryozoa, Lamellibranch kavkı parçaları
DMNKT148B DMNKT148C DMNKT151	H44a1	590227/4471939	Orta-geç Eosen	<i>Heterostegina</i> sp., <i>Operculina</i> sp., <i>Discocyclina</i> sp., Nummilitidae, Rotaliidae, Gypsinidae, Miliolidae, Textularidae, Alg, Lamellibranch kavkı parçaları, <i>Nummulites</i> sp., <i>Asterigerina</i> sp., <i>Acarinina</i> sp.,
10HD016	H44a1	592859/4477017	Erken Eosen	<i>Discocyclina</i> spp., <i>Asterocyclina</i> sp., <i>Nummulites</i> sp., <i>Lockhartia</i> sp., <i>Sphaerogypsina</i> sp., <i>Rotalia</i> sp., Gypsinidae, Rotaliidae, Textularidae, Miliolidae, Alg ve Bryozoa



Şekil 3.5.11. a) Eosen yaşlı örtü kayaçları, b) Piroklastik kayaçlar (Eosen), c) Kloritleşmiş, fiyam yapılı pomzalar, d) İgnimbiritler (Eosen)



Şekil 3.5.12. a,b) Bazalt (Eosen)-10HD24

3.5.5. Neojen Yaşlı Örtü Kayaçları

3.5.5.1. Karaçayır Formasyonu

Kaba kumtaşı, çakıltası ve çeşitli boylarda çakıl ve bloklardan oluşan istif ilk kez Ağar (1977) tarafından Karaçayır Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Genellikle tutturulmamış ve veya çok az tutturulmuş, kireçtaşı, volkanik kayaç parçaları, blok ve çakıllardan oluşmaktadır. Çakıllar 10-15 cm çapında olup iyi yuvarlaklaşmış ve gevşek tutturulmuştur. Sırtlarda ve tepelerde genellikle kırmızı renkte olup konumları yataydır. Stratigrafik konumları dikkate alınarak Pliyosen yaşı verilmiştir (Ağar 1977).

3.5.6. Kuvaterner

Taraçalar, yamaç molozları ve alüvyonlar çalışma alanındaki Kuvaterner birimleri oluşturmurlar.

4. PETROGRAFİ VE JEOKİMYA

Çalışma alanından derlenen magmatik ve volkanik kayalardan petrografik ve jeokimyasal analizler ve radyometrik yaş tayinleri yapılması amacıyla numuneler alınmıştır. Jeokimyasal incelemeler için alınan numunelerin analizleri ACME Analiz Laboratuvarlarında (Kanada) (Çizelge 4.1.), radyometrik yaş tayini analizleri ise ACTLAB Jeokronoloji Laboratuvarlarında (Kanada) ve Tübingen Üniversitesi Jeokronoloji Laboratuvarlarında yapılmıştır. Jeokimyasal analizleri yapılan örneklerin petrografik kesitleri MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı Petrografi Analizleri Laboratuvarlarında hazırlanmış ve incelemeleri yapılmıştır.



Çizelge 4.1. Jeokimyasal Analiz Sonuçları

Örnek No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Sc	LOI	Sum	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	PPM	%	%	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
11 HD 78 A	66,32	15,38	3,66	1,21	3,82	3,33	4,22	0,35	0,13	0,07	6	1,3	99,76	1013	3	6,8	4,7	14,7	4,3	14,2	159,3	1	423,8	1,3	30,7	3,9
11 HD 78 B	68,12	14,98	3,66	1,14	3,10	3,19	4,50	0,33	0,14	0,07	5	0,5	99,76	1279	1	4,5	4,4	14,2	3,9	15,0	159,3	2	437,4	1,5	32,1	4,3
11 HD 78 C	66,85	15,49	3,70	1,17	3,35	3,30	4,56	0,34	0,13	0,08	5	0,8	99,76	1241	2	4,5	2,8	14,3	4,1	12,9	147,4	1	455,9	1,1	32,0	3,9
11 HD 78 D	67,04	15,35	3,80	1,20	3,48	3,34	4,33	0,34	0,14	0,08	5	0,7	99,76	1145	8	4,3	3,4	14,1	4,6	14,0	143,6	2	453,9	1,2	31,2	4,5
11 HD 78 E	66,27	15,63	3,81	1,18	3,53	3,43	4,46	0,34	0,14	0,08	6	0,9	99,74	1315	4	3,7	3,2	13,6	4,6	12,7	143,3	1	481,1	1,0	30,2	3,9
11 HD 78 F	66,09	16,23	3,73	1,14	3,47	3,44	4,47	0,35	0,13	0,08	6	0,6	99,76	1225	1	3,7	2,7	14,3	3,5	11,7	145,2	1	434,5	1,2	26,1	4,5
11 HD 78 G	67,16	15,68	3,72	1,13	3,35	3,34	4,48	0,34	0,13	0,08	6	0,3	99,73	1374	5	4,1	2,7	15,5	4,2	13,0	158,2	1	472,0	1,0	25,9	4,0
11 HD 78 H	66,84	15,44	3,97	1,25	3,79	3,50	3,77	0,37	0,15	0,09	6	0,6	99,80	800	4	4,2	3,4	15,8	3,3	15,8	139,7	<1	478,5	1,1	29,3	4,3
11 HD 78 I	66,73	15,45	3,81	1,19	3,54	3,40	4,33	0,35	0,15	0,08	6	0,7	99,75	1163	1	4,2	2,7	16,3	3,6	15,2	157,2	2	477,2	1,2	27,4	4,3
11 HD 79 A	75,37	12,48	0,75	0,15	1,24	3,71	4,38	0,10	0,01	0,04	1	1,6	99,85	1175	5	0,2	0,9	9,4	2,7	10,6	106,0	<1	181,3	0,9	13,7	4,0
11 HD 79 B	74,86	12,31	0,76	0,25	1,86	3,27	4,08	0,08	0,01	0,06	<1	2,3	99,84	1095	5	<0,2	1,1	12,2	2,1	9,6	109,7	<1	146,5	0,8	16,7	3,8
11 HD 79 C	76,24	11,51	0,80	0,24	1,64	3,36	3,67	0,08	<0,01	0,06	1	2,2	99,85	1170	2	<0,2	1,2	10,4	1,9	11,0	97,4	<1	133,8	0,8	14,9	3,2
11 HD 79 D	75,04	12,77	0,79	0,14	1,00	3,43	4,97	0,09	<0,01	0,04	1	1,5	99,80	1539	2	0,2	1,3	10,7	2,6	11,3	130,2	<1	193,6	0,9	16,8	3,4
11 HD 46	61,30	15,97	6,13	2,80	5,20	3,06	3,45	0,68	0,17	0,13	16	0,8	99,71	1004	3	18,5	3,3	17,4	4,6	14,4	126,3	2	440,7	0,7	13,8	4,0
10 HD 6	60,42	16,26	6,64	2,96	5,85	3,29	2,72	0,75	0,18	0,10	21	0,6	99,79	685	1	16,8	1,7	15,6	4,8	9,0	77,7	1	352,9	0,5	7,7	1,7
10 HD 7	54,75	18,17	8,87	4,10	7,89	2,71	1,73	0,90	0,20	0,15	21	0,3	99,78	481	1	24,9	1,9	17,8	2,8	6,7	55,4	1	451,2	0,4	5,7	1,4
10 HD 13	63,23	15,70	5,78	2,22	4,61	3,17	3,70	0,65	0,15	0,09	16	0,5	99,80	731	1	13,7	2,9	15,2	4,5	9,9	116,3	1	297,9	0,7	14,1	3,5
10 HD 22	58,45	16,41	7,31	3,50	6,84	3,18	2,23	0,74	0,19	0,13	25	0,8	99,79	593	<1	18,3	2,4	16,5	3,8	7,6	63,5	1	352,6	0,4	6,6	1,4
10 HD 24	47,67	19,93	9,48	4,63	9,62	3,08	0,80	0,92	0,28	0,16	27	3,2	99,76	426	1	22,2	0,6	18,3	2,7	6,5	10,8	<1	575,6	0,3	1,5	0,5

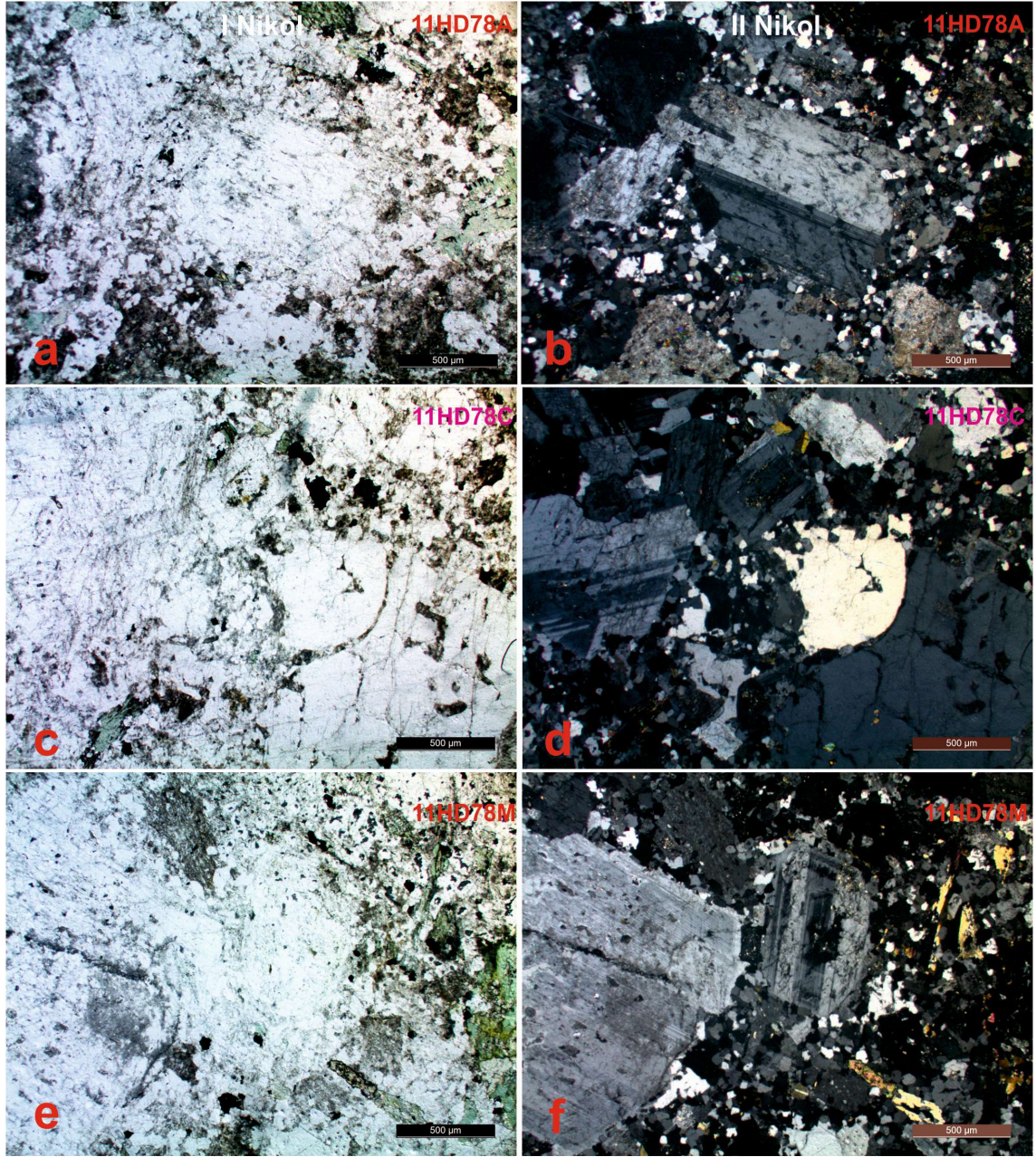
	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Au
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPB
11 HD 78 A	68	0,7	142,3	23,6	44,5	80,5	8,23	19,9	4,73	1,12	3,26	0,69	3,29	0,65	2,09	0,31	2,41	0,35	1,4	57,2	12,1	20	0,8	2,9	1,8
11 HD 78 B	65	1,0	149,7	23,9	52,6	89,0	9,08	26,5	5,38	1,21	3,87	0,65	4,41	0,72	2,09	0,33	2,55	0,41	1,1	36,2	9,3	18	0,8	3,4	0,9
11 HD 78 C	69	0,6	145,6	22,3	47,3	80,9	8,16	24,5	4,72	1,02	3,66	0,63	3,71	0,74	2,09	0,32	2,35	0,33	0,4	10,0	8,7	18	0,8	3,1	1,7
11 HD 78 D	64	<0,5	152,2	22,6	46,2	83,2	8,41	25,8	5,22	1,12	3,41	0,63	3,05	0,58	2,40	0,34	2,52	0,32	0,5	10,1	8,3	16	0,8	3,0	1,4
11 HD 78 E	66	0,5	145,7	23,7	46,9	84,1	8,36	23,8	4,93	1,18	4,07	0,63	3,63	0,64	2,27	0,35	1,92	0,37	0,5	4,3	8,2	16	0,7	3,3	1,4
11 HD 78 F	62	0,6	122,0	21,1	37,7	71,7	7,17	19,7	4,31	0,95	3,30	0,53	3,17	0,54	1,82	0,31	1,91	0,32	0,5	6,4	7,6	15	0,6	3,0	1,1
11 HD 78 G	69	0,6	151,4	22,7	39,5	71,4	7,82	23,6	4,80	1,14	3,53	0,57	2,88	0,62	1,78	0,31	2,18	0,36	0,4	8,9	7,7	17	0,3	3,4	1,5
11 HD 78 H	70	1,0	168,7	25,7	50,4	89,6	8,92	26,4	5,09	1,20	4,02	0,71	4,77	0,77	2,16	0,36	2,66	0,44	0,5	4,0	7,4	16	0,8	3,7	1,8
11 HD 78 I	71	0,5	142,0	23,0	46,0	82,8	8,36	23,1	4,85	1,17	3,48	0,61	3,50	0,65	2,22	0,30	2,11	0,37	0,4	3,7	7,8	15	0,8	3,6	1,4
11 HD 79 A	<8	<0,5	73,2	11,8	27,3	44,7	4,60	12,2	2,03	0,39	1,63	0,27	1,46	0,26	1,03	0,21	1,22	0,20	0,2	1,3	9,1	5	0,4	12,5	3,6
11 HD 79 B	<8	<0,5	63,6	12,8	29,2	46,9	4,53	9,3	2,41	0,34	1,92	0,32	1,97	0,36	1,22	0,19	1,40	0,21	0,2	1,2	24,7	5	<0,1	5,8	2,9
11 HD 79 C	9	1,0	67,5	12,0	26,5	45,5	4,40	11,1	2,06	0,36	1,51	0,27	1,83	0,28	1,16	0,19	1,23	0,25	0,2	0,7	21,0	7	0,2	5,6	2,6
11 HD 79 D	<8	0,8	68,4	12,3	29,0	48,6	4,69	14,4	2,22	0,37	1,40	0,24	1,65	0,33	0,96	0,15	1,33	0,21	0,3	1,3	10,8	5	0,4	11,6	2,8
11 HD 46	162	1,7	206,0	30,9	36,1	67,0	7,66	24,2	5,45	1,16	4,14	0,77	4,01	0,86	2,54	0,38	2,56	0,36	1,0	66,9	24,7	44	8,1	5,0	2,9
10 HD 6	177	<0,5	183,7	25,9	26,1	52,8	6,12	23,9	4,63	1,01	4,44	0,72	4,16	0,89	2,56	0,39	2,48	0,39	0,5	63,5	5,0	16	4,8	1,1	1,3
10 HD 7	217	0,5	99,4	21,0	18,8	39,1	4,62	18,9	3,69	1,11	3,71	0,60	3,45	0,72	2,08	0,32	2,11	0,33	0,6	32,0	14,7	28	2,6	2,6	0,9
10 HD 13	126	0,5	155,1	26,9	30,3	61,0	6,95	26,4	4,94	0,98	4,52	0,77	4,26	0,90	2,68	0,41	2,66	0,40	0,4	54,8	10,3	26	4,6	1,3	2,0
10 HD 22	184	0,8	146,2	25,1	24,7	51,8	5,94	22,8	4,50	1,07	4,37	0,73	4,13	0,87	2,48	0,38	2,52	0,38	1,8	52,7	9,6	34	7,6	3,1	1,4
10 HD 24	210	<0,5	99,0	23,1	14,2	33,3	4,36	18,2	4,04	1,09	4,11	0,67	3,94	0,83	2,36	0,36	2,33	0,36	0,1	6,8	0,9	38	7,5	2,6	<0,5

4.1. Kaçkar Granitoyidleri

Kaçkar Granitoyidleri genellikle granit, granodiyorit (Şekil 3.5.7.), diyorit, diyorit porfir (Şekil 3.5.8., Şekil 3.5.9.), tonalit, monzonit ve gabrolardan oluşan batolitler şeklinde görülürler. Çalışma alanından alınan numunelerin TAS (Cox et al. 1979) diyagramındaki dağılımlarına bakıldığında, Geç Kretase-Paleosen yaşlı granitoyidlerin granodiyoritik ve granitik bileşimde olduğu, Eosen yaşlı granitoyidlerin (Kaçkar Granitoyidi II) ise diyoritik bileşimde olduğu görülmektedir (Şekil 4.5.).

Geç Kretase-Paleosen yaşlı granodiyoritler (Kaçkar Granitoyidi I), ana mineral olarak plajiyoklaz, kuvars ve alkali feldspat içermektedirler (Şekil 4.1.) Örnekte amfibol, biyotit, sfen minerallerinin yanısıra tali bileşen olarak opak minereller bulunmaktadır. Plajiyoklazlar iri-orta taneli, polisentetik ikizlenmeli iri kristaller halinde gözlenmekte olup yer yer zonlanma gösterirler. Kuvarslar temiz yüzeyli olup en son kristallenen mineral olduğundan diğer minerallerin arasını doldurur şekilde gözlenmiştir. Alkali feldspatlarda killeşme belirgindir.

Kaçkar Granitoyidlerinin Batchelor + Bowden 1985 ve Pearce et al. 1984, tektonik ortam diyagramları örneklerin, yay, çarpışma ve çarpışma sonrası granodiyorit karakterinde olduklarını göstermektedir (Şekil 4.5.).

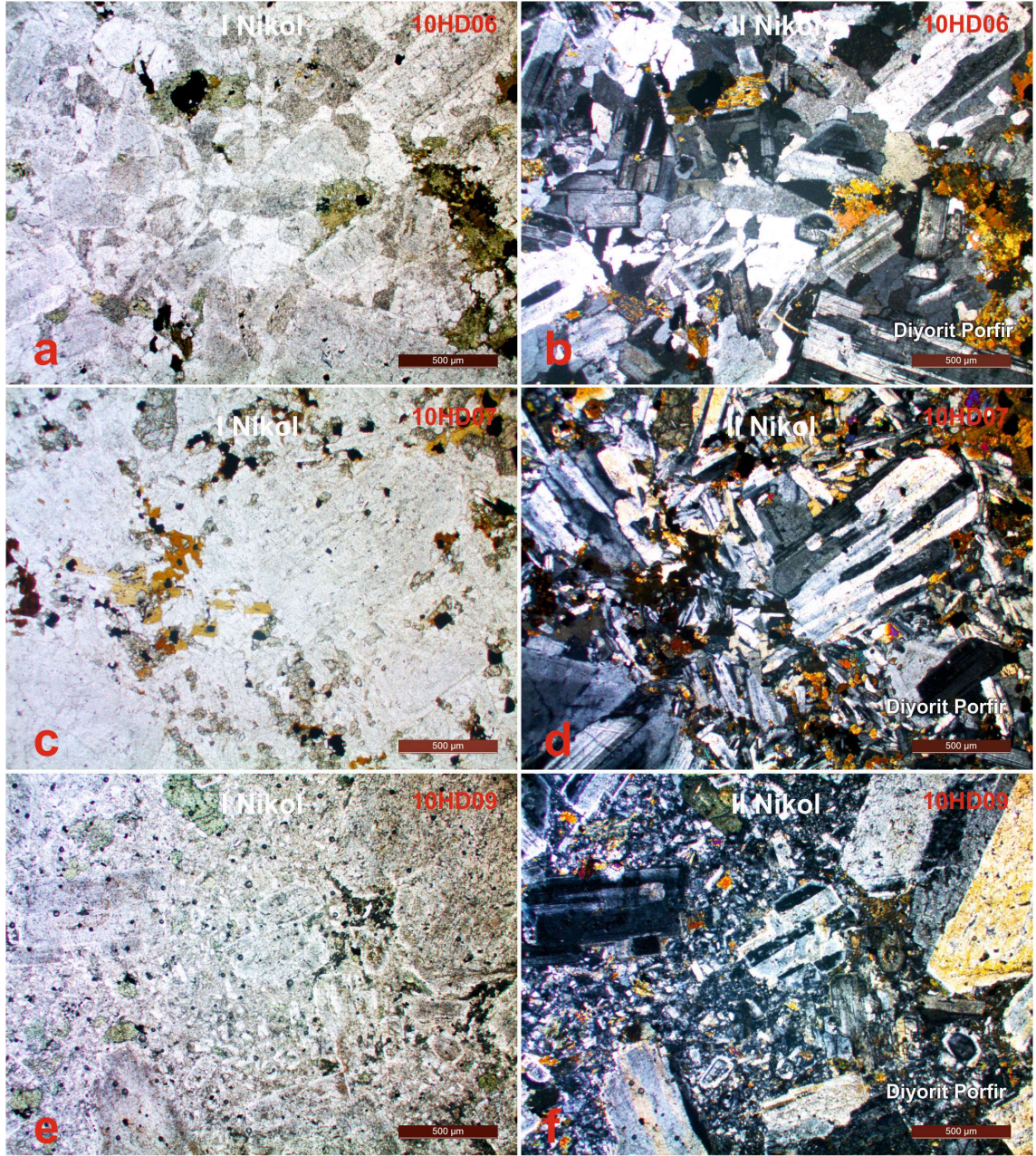


Şekil 4.1. Granodiyorit (Geç Kretase-Paleosen) ince kesit görünümü (11HD78A,C,M) a,c,e) Tek Nikol b,d,f) Çift Nikol

Eosen yaşlı diyoritler (Kaçkar Granitoyidi II) (Şekil 4.2., Şekil 4.3.) porfirik dokuda olup ana bileşen olarak başlıca plajiyoklaz ve amfibol (hornblend) minerallerinden, tali bileşen olarak da sfen ve opak minerallerden oluşmaktadır. Plajiyoklaz mineralleri hem fenomikrofenokristalli hem de mikrokristalli ve mikrolitler halinde, özşekilli-yarıözşekilli kristaller olarak gözlemlenmektedir. Minerallerde belirgin zonlanma, yer yer serisitleşme görülmektedir. Kayacın diğer ana bileşenini amfibol (hornblend) mineralleri oluşturmaktadır. Amfiboller özşekilli-yarıözşekilli, yeşilimsi renk tonu ile belirgindir.

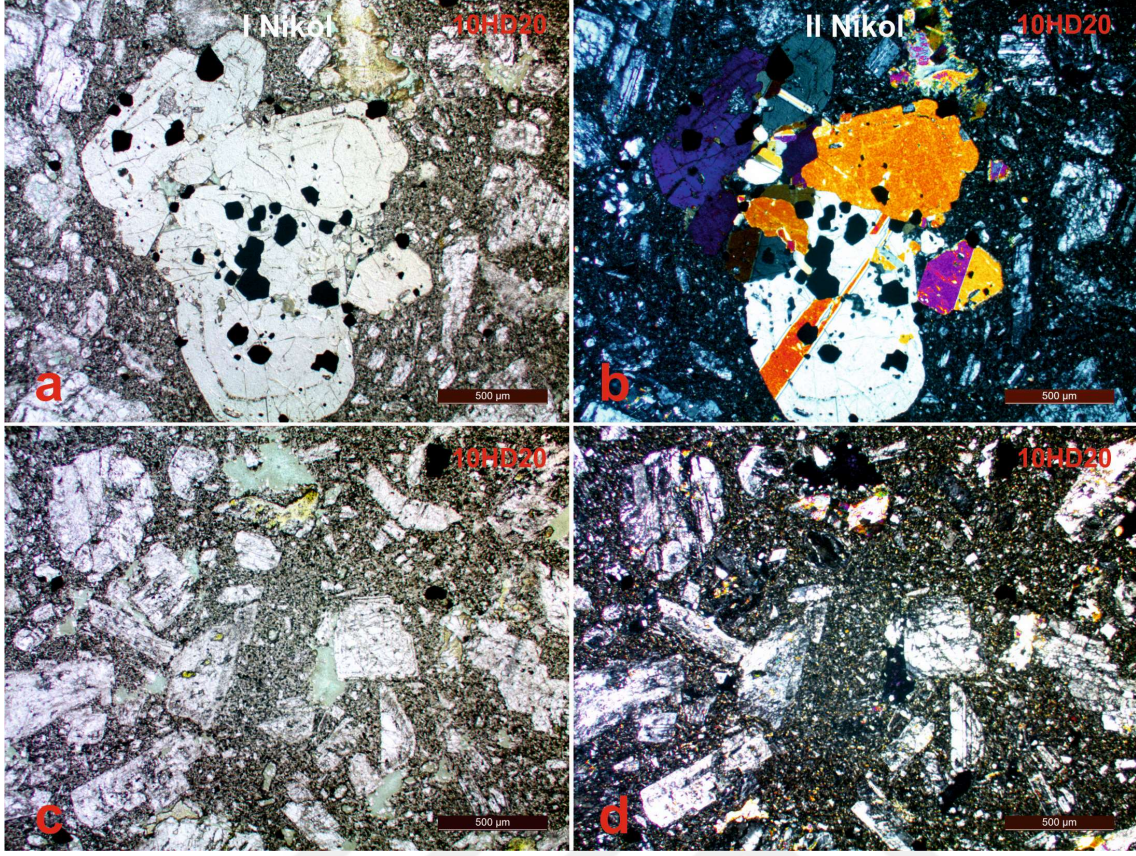
Örneklerde yoğun alterasyon ürünleri olarak kloritleşme ve epidotlaşma gözlemlenmiştir (Şekil 4.2., Şekil 4.3.). Granodiyoritler (Şekil 4.4.) tanesal dokuda olup ana bileşen olarak başlıca plajiyoklaz, kuvars, ortoklaz, biyotit ve amfibol minerallerinden, tali bileşen olarak opak minerallerden oluşmaktadır. Plajiyoklaz mineralleri polisentetik ikizlenmesi ve zonlanma göstermesi ile tipiktir. Kuvars mineralleri son kristalleşen mineral olması nedeni ile önceden oluşmuş mineraller arasında kalan boşlukları doldurmuştur. Ortoklaz minerallerinde killeşmeler yoğundur. Ayrıca örnekte kuvars ve alkali feldspat birlikteliği nedeni ile grafik doku gözlemlenmiştir. Biyotit mineralleri, lifsi-levhamsı şekli, kahverengimsi renk tonu ve kuvvetli pleokroizma göstermesi, amfibol (hornblend) minerali yeşilimsi renk tonu, orta zayıf pleokroizma göstermesi ve prizmatik şekli ile tipiktir.





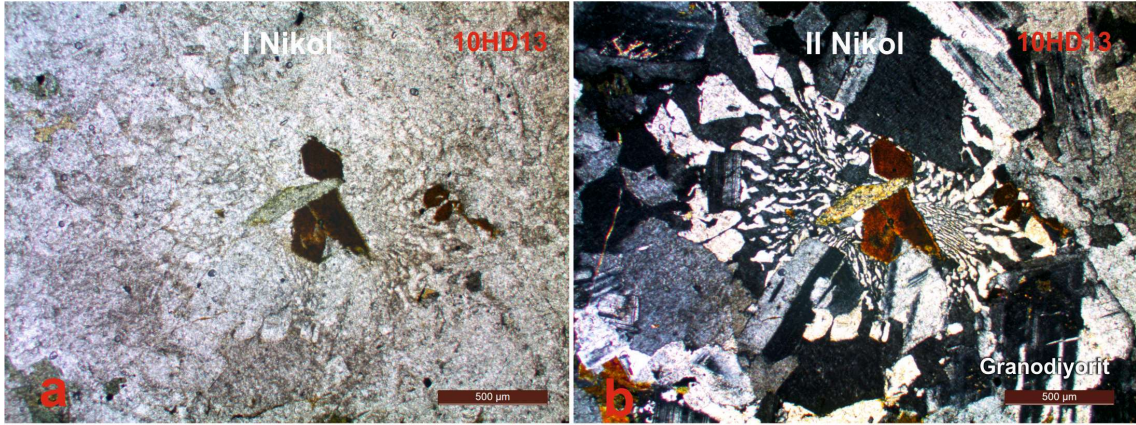
Şekil 4.2. Diyorit porfir (Eosen) İnce Kesit Görüntüsü (10HD06,07,09)

a,c,e) Tek Nikol b,d,f) Çift Nikol

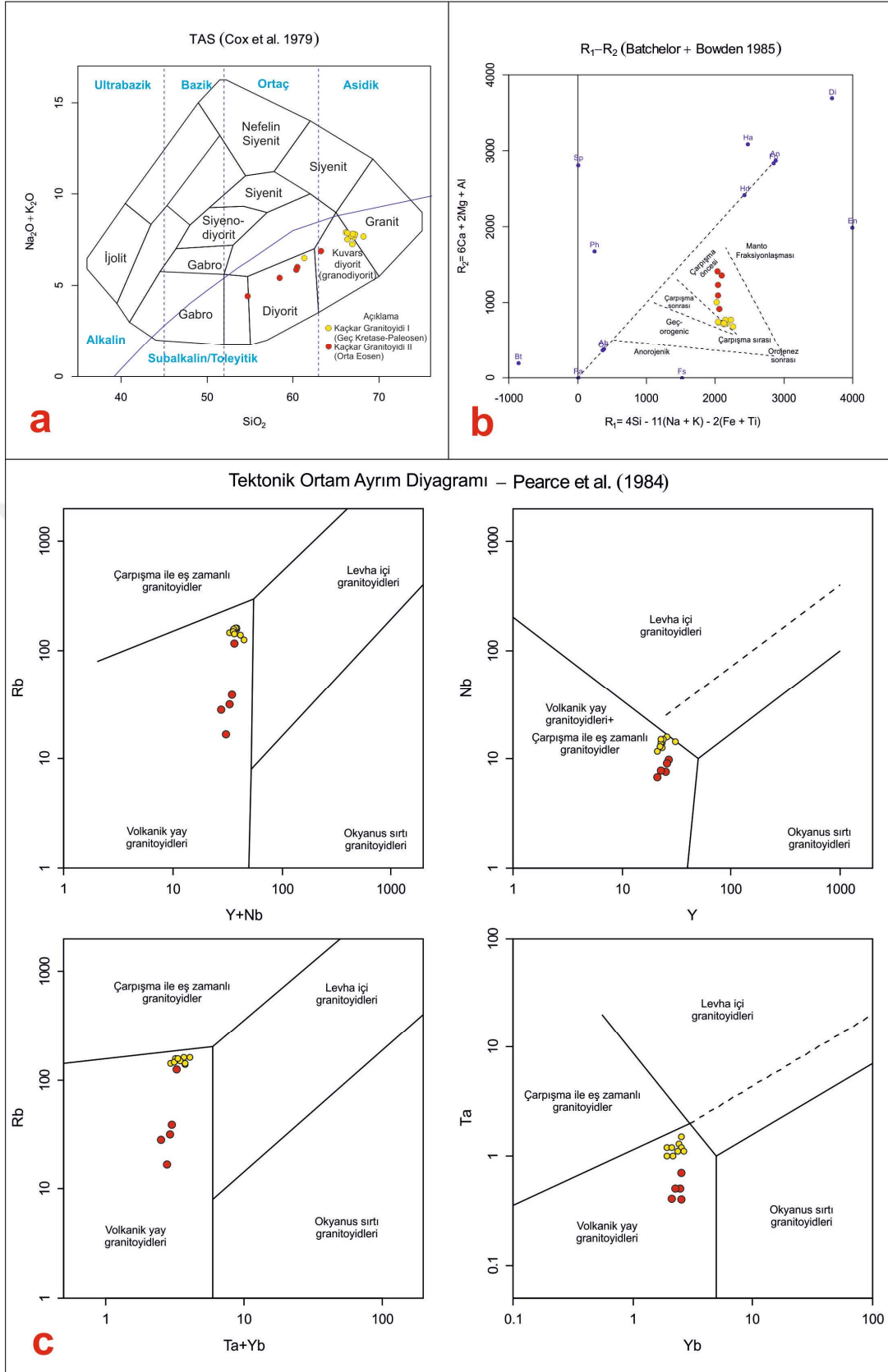


Şekil 4.3. Diyorit porfir (Eosen) ince kesit görüntüsü (10HD20)

a,c,) Tek Nikol b,d,) Çift Nikol



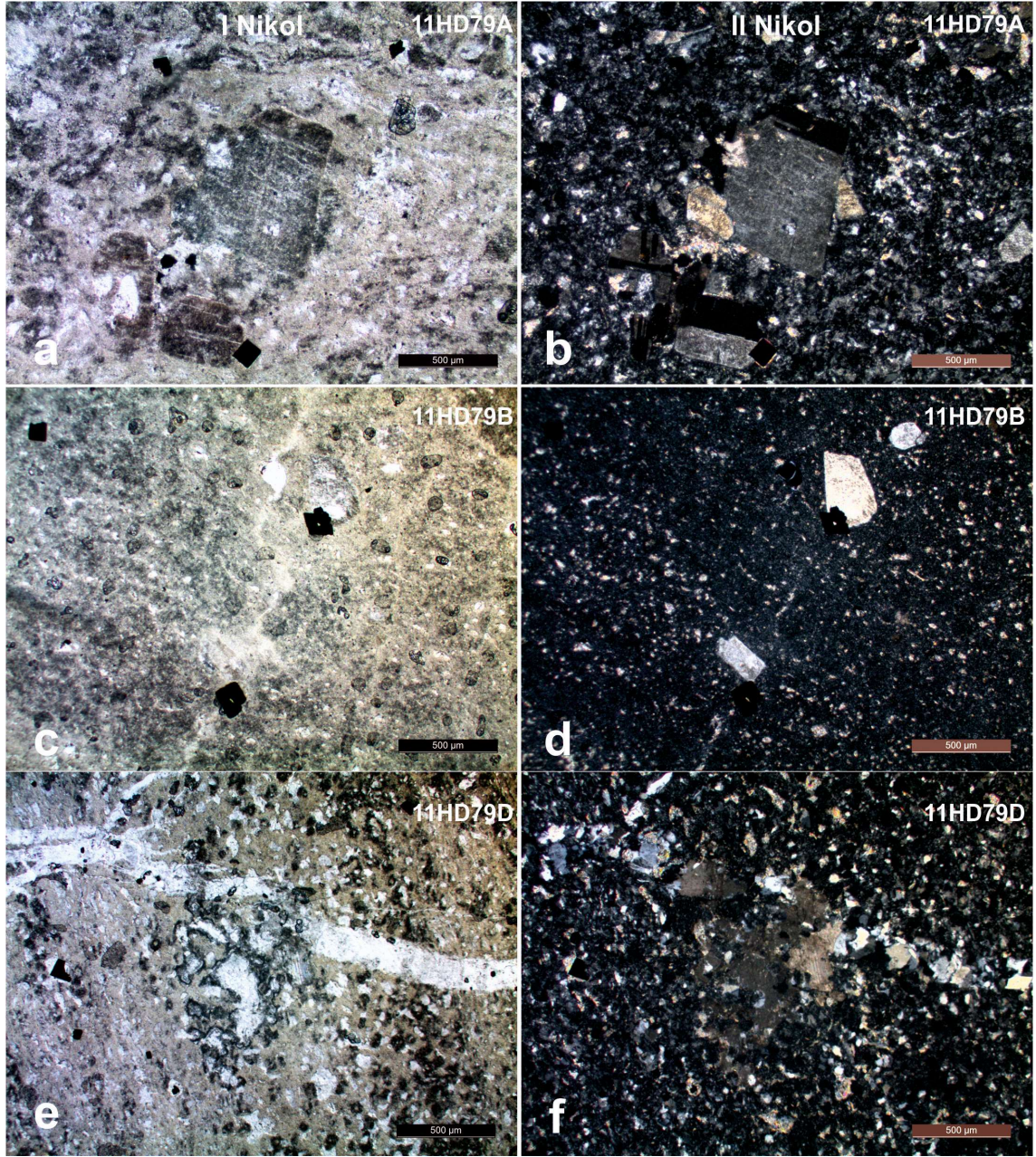
Şekil 4.4. a,b) Granodiyorit (Eosen) ince kesit görüntüsü (10HD13)



Şekil 4.5. Kaçkar Granitoidlerinin a) TAS (Cox et al. 1979), b)Batchelor + Bowden 1985, c) Pearce et al. 1984 diyagramlarındaki dağılımları

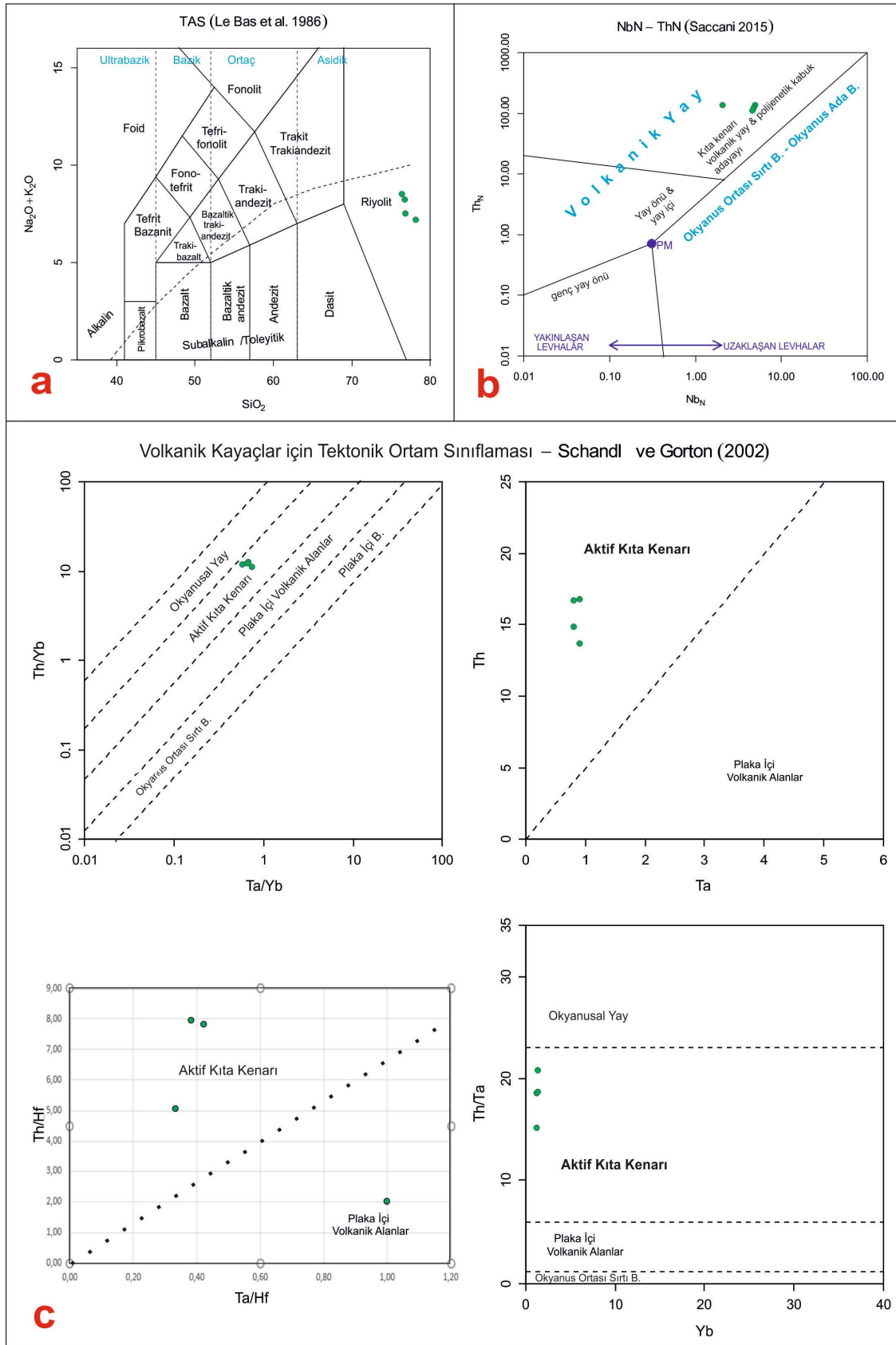
4.2. Volkanik Kayaçlar

Geç Kretase yaşlı volkanik kayaçlardan derlediğimiz numunelerden yapılan jeokimyasal analizler sonuçları, TAS (Le Bas et al. 1986), diyagramında değerlendirildiğinde, riyolitik bileşimde olduğu görülmektedir (Şekil 4.7.). Bu riyolitler fenokristal olarak kuvars ve feldspat mineralleri gözlemlenmektedir. Kuvars orta-ince taneli, yarı yuvarlak, yarı köşeli temiz yüzeylidir. Körfez dokusu gelişmiştir. Feldspatlar yarı özşekilli olup orta tane boyuna sahiptir ve yoğun olarak killeşmişlerdir. Hamur kuvars ve feldspatlardan oluşmuştur. Amfiboller yarı özşekilli olup çift yönde dilinimi belirgindir. Yeşil renktedirler ve basit ikizlenme gösterirler. Biyotitler ise ince taneli levhamsı kristaller halinde gözlemlenmekte olup yer yer amfibole dönüşmüşlerdir. Kayaçta ayrıca yoğun serisitleşme ve kloritleşme gelişmiştir (Şekil 4.6.). Geç Kretase yaşlı riyolitik bileşimdeki bu volkanik kayaçları Saccani 2015 ve Schandl and Gorton 2002 diyagramında değerlendirdiğimizde volkanik yay ve/veya aktif kıta kenarında oluştukları düşünülmektedir (Şekil 4.7.).



Şekil 4.6. Riyolit (Geç Kretase) ince kesit görünümü (11HD79A,B,D)

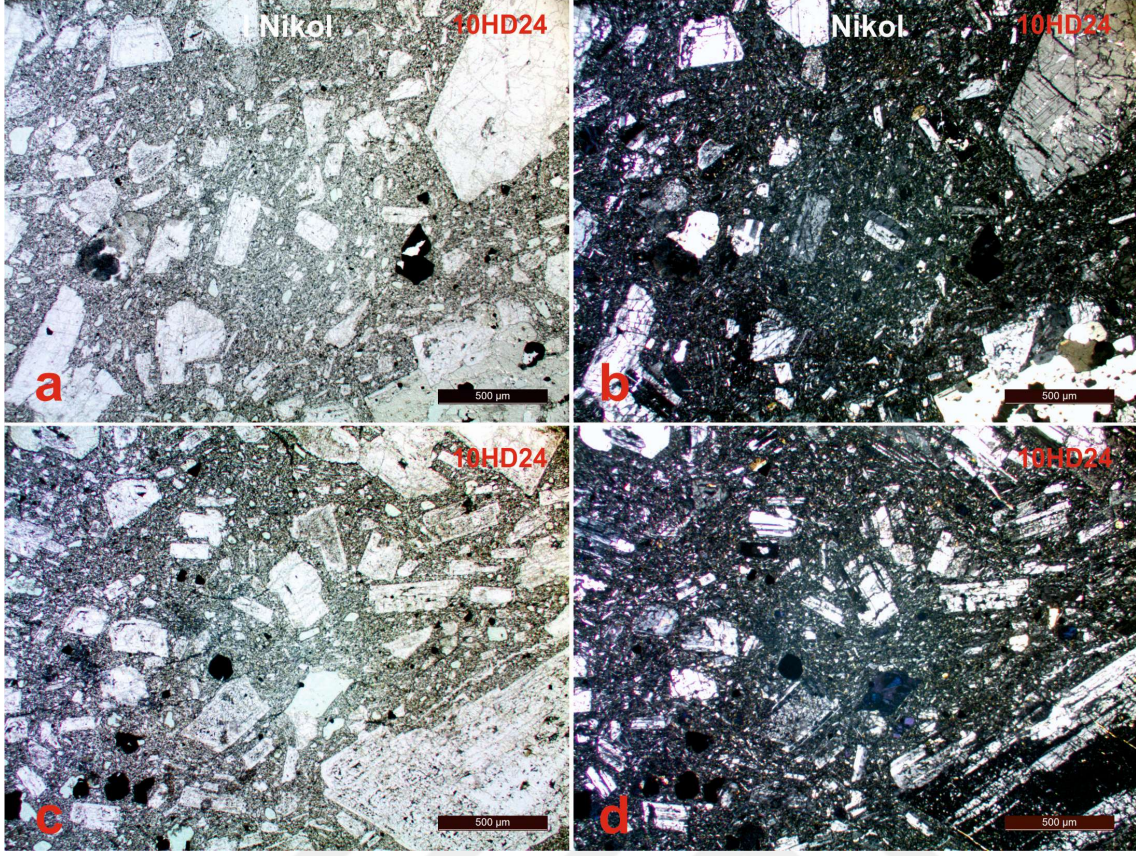
a,c,e) Tek Nikol, b,d,f) Çift Nikol



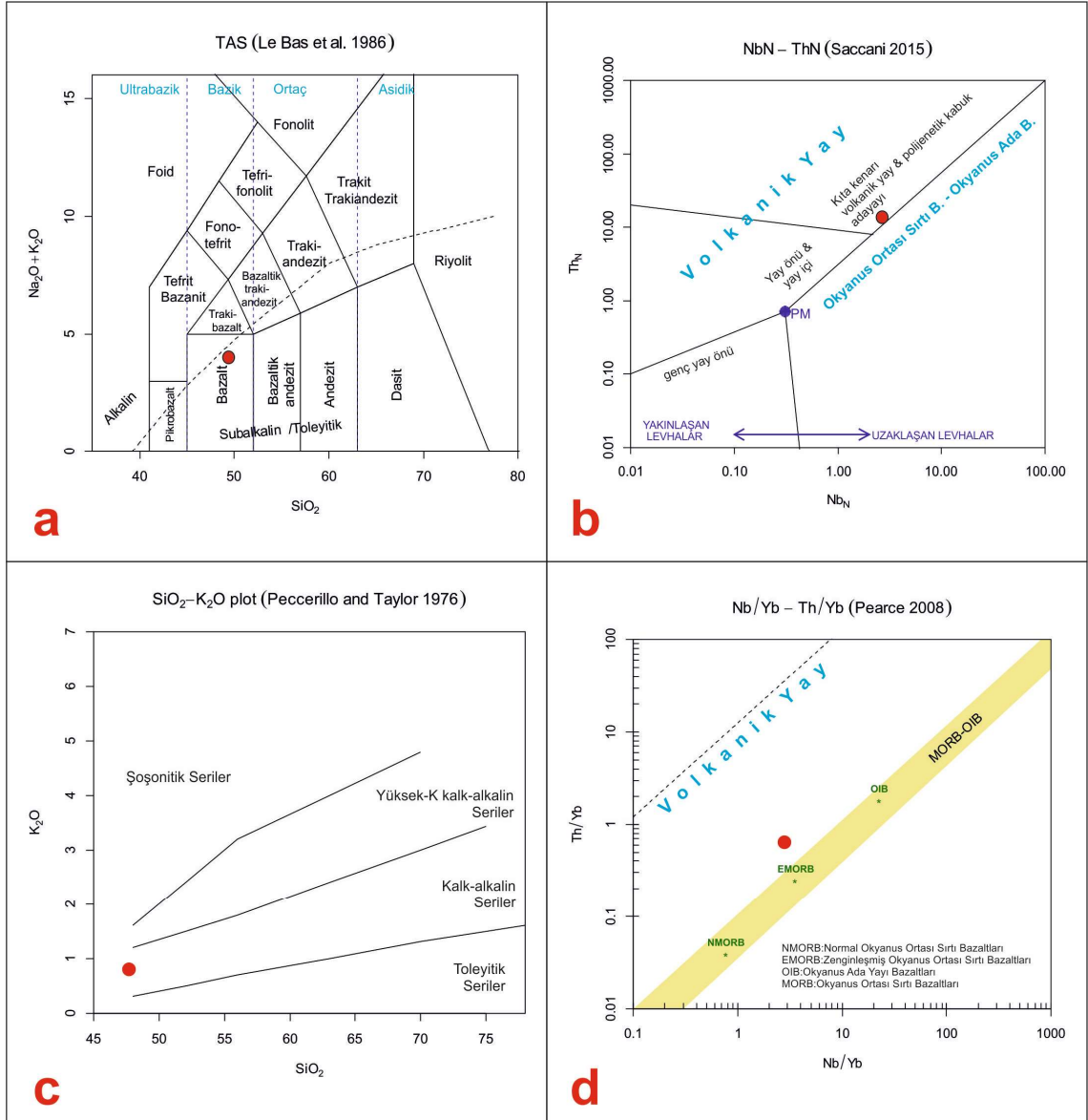
Şekil 4.7. Volkanik Kayaçların (Geç Kretase) a) TAS (Le Bas et al. 1986), b) Saccani 2015, c) Schandl and Gorton 2002, diyagramlarındaki dağılımları

Geç-orta Eosen volkanik kayaçlarından derlediğimiz bir adet numuneden yapılan jeokimyasal analiz sonuçlarını, TAS (Le Bas et al. 1986) diyagramında değerlendirdiğimizde bazaltik bileşimde olduğu görülmektedir (Şekil 3.5.12., Şekil 4.9.). Eosen yaşlı bu bazaltlar mikrolitik porfirik ve yer yer kümülofirik dokuda olup, ana bileşen olarak başlıca plajiyoklaz ve klinopiroksen, tali bileşen olarak opak minerallerden oluşmaktadır. Ana bileşeni oluşturan plajiyoklaz mineralleri hem fenokristaller hem de mikrolitler halinde bulunmakta olup, polisentetik ikizlenme ve zonlanma göstermektedir. Diğer ana bileşeni oluşturan piroksen mineralleri ise mikrokristaller ve fenokristaller şeklinde özşekilli-yarıözşekilli taneler halinde bulunmaktadır. Kayaçta kloritleşme ve epidotlaşma gözlemlenmiştir (Şekil 4.8.).

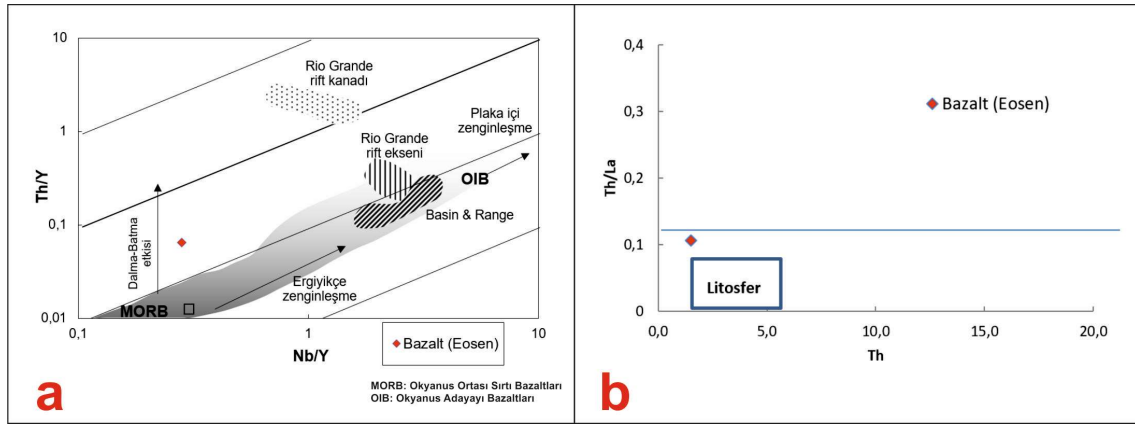
Geç-orta Eosen volkanik kayaçlarından derlediğimiz bir adet numuneden yapılan jeokimyasal analiz sonuçlarını Tektonik Ortam (Pearce 2008) diyagramında değerlendirdiğimizde bu bazaltın volkanik yay karakterinden daha uzak ve e-MORB a daha yakın olduğunu söyleyebiliriz (Şekil 4.9.). Peccerillo and Taylor K_2O-SiO_2 diagramına göre kalkalkali nitekikte olan bazalt örneği MORB-benzer bir kaynağa yakınlık göstermektedir (Şekil 4.9.). Eosen yaşlı bu bazalta ait jeokimyasal analiz sonuçları Pearce 1983, ve Plank, T., vd., 1998, diyagramlarında değerlendirildiğinde, dalma-batma etkisinin de gözlemlendiği MORB-benzer kökene sahip olduğu düşünülebilir (Şekil 4.10.).



Şekil 4.8. Bazalt-10HD24 nolu örnek, a,c) Tek nikol, b,d) Çift nikol

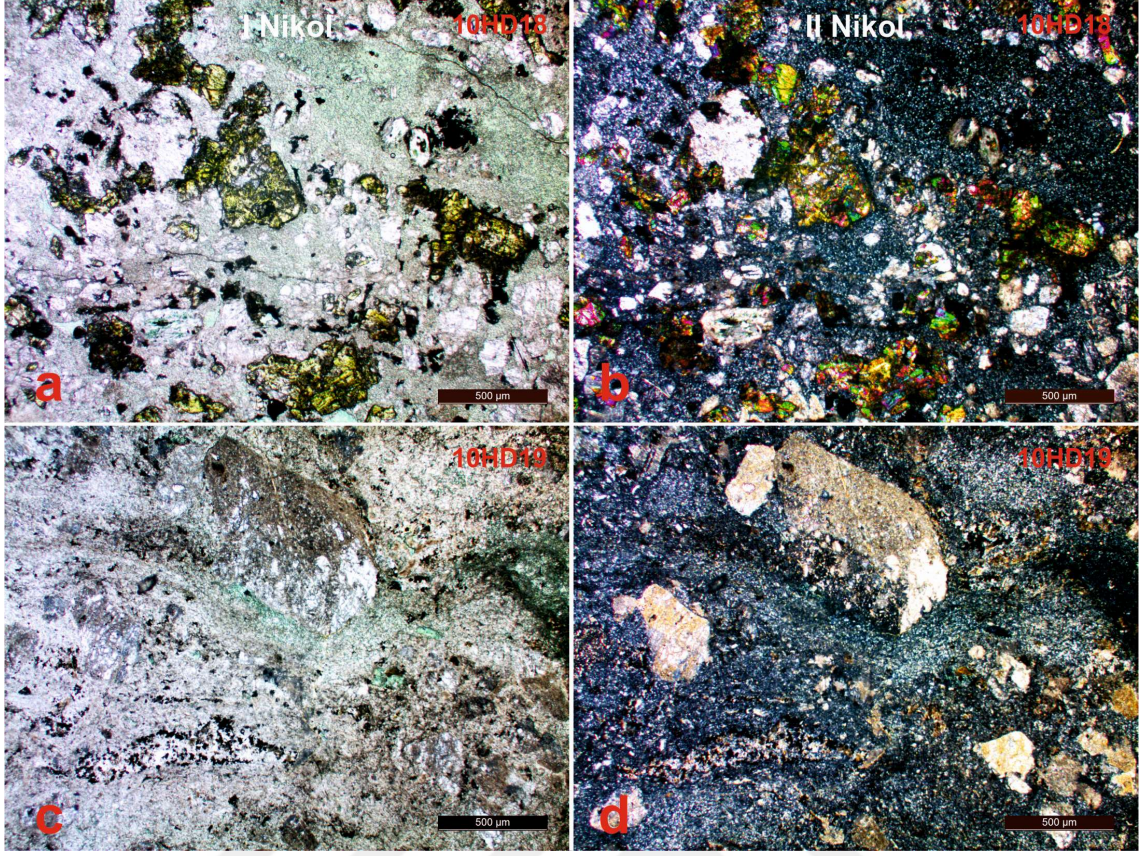


Şekil 4.9. Volkanik Kayaçların a) TAS (Le Bas et al. 1986), b) Saccani 2015, c) Peccherillo and Taylor 1976, d) Pearce 2008 diyagramlarındaki dağılımları



Şekil 4.10. . Bazalt (Eosen) a. Th/Y- Nb/Y (Pearce 1983), veriler (West vd., 1992, Gibson vd., 1993, Kempton et al., 1991) b. Th/La-Th (Plank, T., vd., 1998) diyagramlarındaki dağılımları

Eosen yaşlı volkanosedimanter örtü kayaçları içerisinde aralanmalı olarak gözlemlenen piroklastik seviyeler arasında ignimbiritler gözle görülebilen kloritleşmiş fiyam yapılı pomzaları ile tanımlanabilmektedirler (Şekil 3.5.11.). Eosen yaşlı ignimbiritler kırıntılı dokuda olup, ana bileşen olarak başlıca plajiyoklaz, kuvars minerallerinden ve kayaç parçalarından oluşmaktadır (Şekil 4.11.). Matriks volkan camından oluşmuş ve çoğunlukla kloritleşmiştir. Kayaçta litik oranı %5, kristal oranı ise %10 civarındadır.

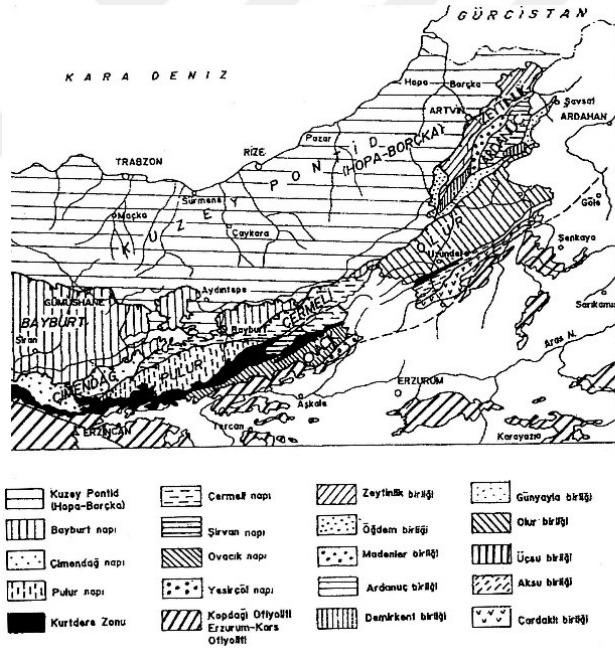


Şekil 4.11. İğnimbirit-10HD18 nolu örnek, a) Tek nikol, b) Çift nikol

İğnimbirit-10HD19 nolu örnek, c) Tek nikol, d) Çift nikol

5. YAPISAL JEOLojİ

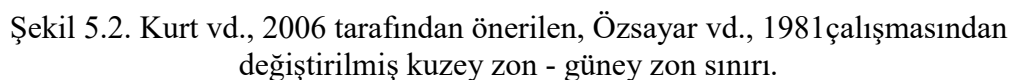
Pontidlerde çalışan araştırmacılar, inceledikleri alanları tanımlarken, birbirinden tektonik hatlarla ayrılan, farklı jeolojik özellikleri olduğunu düşündükleri bölgeler için zon, tektonik dilim, nap, birlik gibi tanımlamalara ihtiyaç duymuşlardır. Zon, tektonik dilim, nap, birlik olarak adlandırdıkları, allohton kayaç topluluklarının, göreceli otokton olarak tanımladıkları Pontidlerin üzerine, tektonik dilimler ve nap hareketleri ile bindirdiklerini, bu naplı yapıların örtü kayaçları tarafından uyumsuzluk ile örtüldüklerini ifade ederler (Arni, 1939, Gattinger 1956, Özsayar vd., 1981, Bergougnan, 1987, Bektaş vd., 1987, Akdeniz vd., 1994, Akdeniz vd., 2000 (Şekil 5.1.), Konak vd., 2001, Kurt vd., 2006 (Şekil 5.2.), Uğuz vd., 2011, Duygu vd., 2013, Bakırhan vd., 2016 (Şekil 5.5.), Alan vd., 2019). Çalışmaların bazılarında ise göreceli otokton olarak tanımlanmış, Doğu Pontidlerin kendi içerisinde de, yukarıda bahsi geçen tanımlamalar yapılmış ve kullanılmıştır (Kurt vd., 2006, Uğuz vd., 2011, Duygu vd., 2013, Bakırhan vd., 2016 (Şekil 5.5.), Alan vd., 2019 (Şekil 5.5.).



Şekil 5.1. Doğu Pontidlerin tektonik birlikleri (Konak vd., 1966, Bergougnan, 1987, Konak vd., 1991, Akdeniz vd., 1992, 1994, 2000).

Konak vd. (2001) tarafından yapılan çalışmada Doğu Karadeniz Bölgesi, Hopa-Borçka, Artvin-Yusufeli, Olur-Tortum ve Erzurum-Kars Ofiyolit zonu olmak üzere birbiriyle tektonik ilişkili dört farklı bölüme ayrılmıştır (Şekil 5.1.).

Kurt vd. (2006), Bektaş vd.'nin (1987) Ardanuç-İspir-Niksar fay hattı olarak önerdiği kuzey-güney zon sınırını Olucak-Yağlıdere-Torul hattı olarak belirlemiş; Geç Kretase'ye kadar stratigrafik bir farklılığın gözlenmediği bölgede, Geç Kretase'den itibaren kuzeyde volkanizma, güneyde sedimantasyon ağırlıklı çökellerin biriktiğini vurgulamıştır (Şekil 5.2.).



61

[illegible]

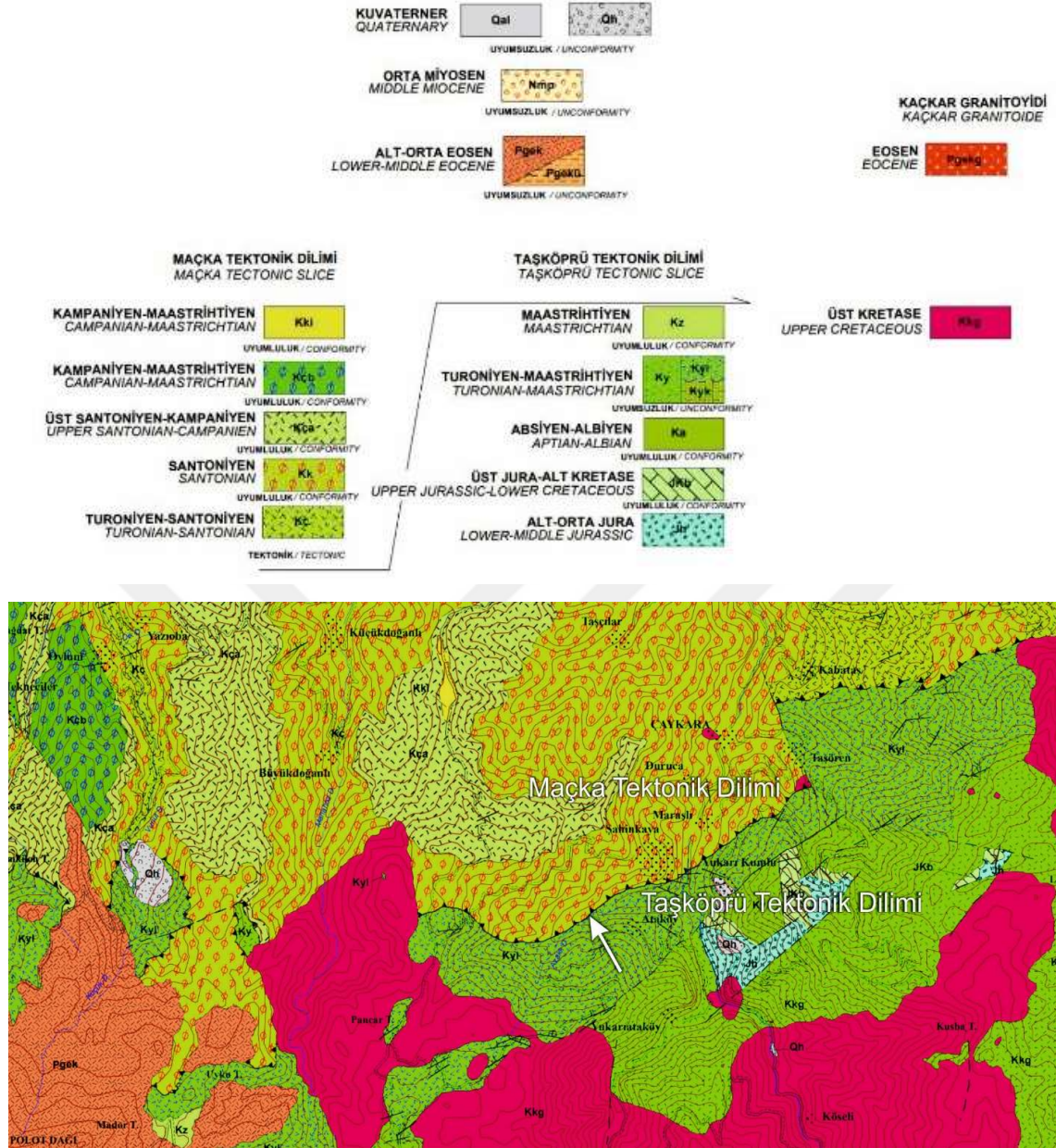
62

Uğuz vd., (2011), Trabzon, Gümüşhane, Bayburt arasının jeolojisi projesi kapsamında yapmış olduğu çalışmada, göreceli otokton kayaçlar üzerine, alttaki, ortadaki, üstteki tektonik dilimler şeklinde tanımlamalar yapıp, bu tektonik dilimleri de kendi içerisinde dilimlere ayırmıştır. Üstteki tektonik dilimler olarak tanımladığı kayaçları kendi içerisinde Akarsu, Karabulduk, Kadırğa, Akçahisar olmak üzere birbirleri üzerinde bindirme ilişkili allokton 4 tektonik dilime daha ayırmıştır.

Duygu ve diğ. (2013), Rize ve Trabzon civarında bölgenin stratigrafisine ilişkin yaptıkları çalışmada birbiriyle bindirme dokanaklı Maçka tektonik dilimi ve Taşköprü tektonik dilimini tanımlamışlardır. Maçka tektonik diliminde Kretase' de volkanizmanın daha yaygın, Taşköprü tektonik diliminde ise daha az olduğunu buna karşın bu dilimde kırıntılı ve karbonatlı birimlerin egemen olduğunu belirtmişlerdir.

Alan ve diğ. (2019), çalışma alanındaki birbirleriyle dokanak ilişkisi gözlenemeyen benzer stratigrafik birimlerin, Kaçkar yükselimi tarafından ayrılmış olarak gözlenen Maçka ve Taşköprü tektonik dilimleri olmak üzere iki tektonik dilim olarak incelemiş ve aralarında Geç Paleosen öncesinde gelişmiş olabilecek bindirmeli tektonik bir hat önermiştir.

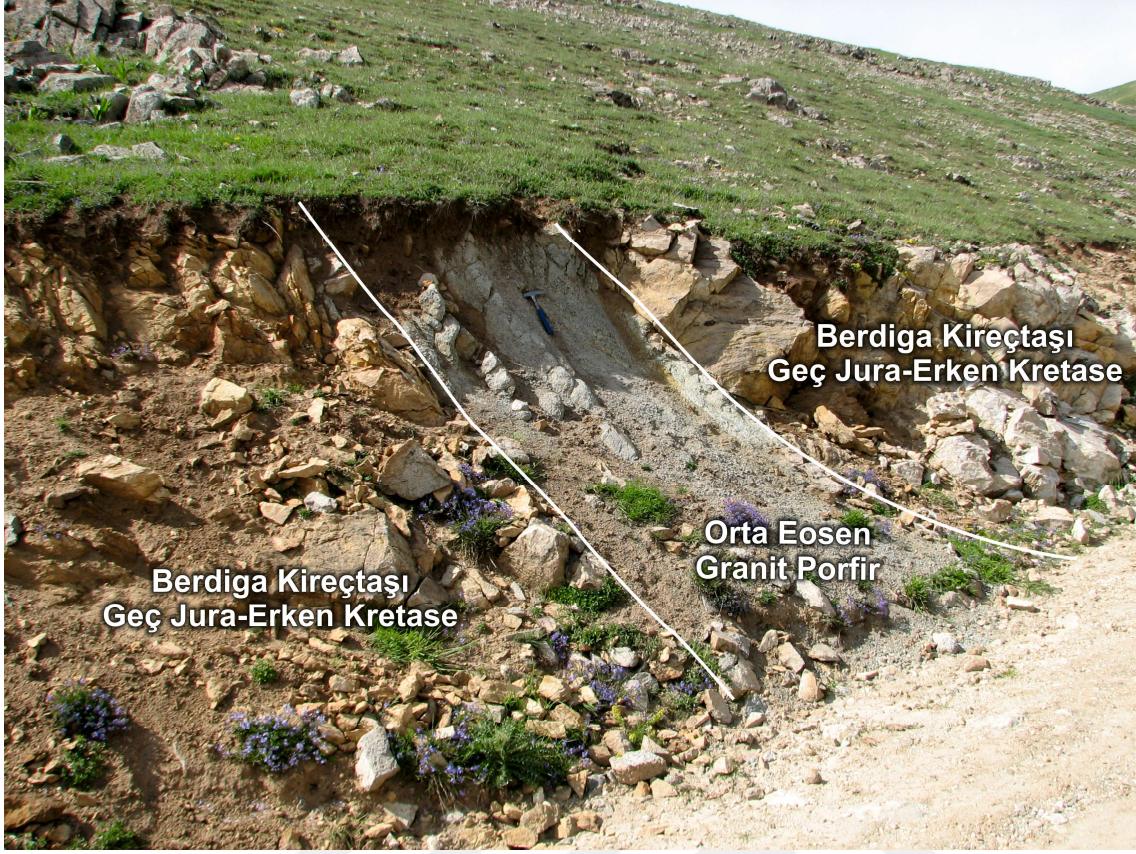
Bakırhan vd., 2023, henüz basım aşamasında olan 1/100.000 ölçekli Trabzon G44 jeolojik haritasında Duygu vd., 2013, Alan vd., 2019 tarafından Maçka ve Taşköprü tektonik dilimleri olmak üzere önerilen iki tektonik dilim arasındaki bindirmeli tektonik hat ilk kez gösterilmiştir (Şekil 5.5.).



Şekil 5.5. 1/100.000 Ölçekli Trabzon G44 Jeolojik Haritası, Maça tektonik dilimi ile Taşkoprü tektonik dilimi arasındaki tektonik dokanak (Duygu vd., 2013, Alan vd., 2019 Bakırhan vd., 2023 Basım Aşamasında)

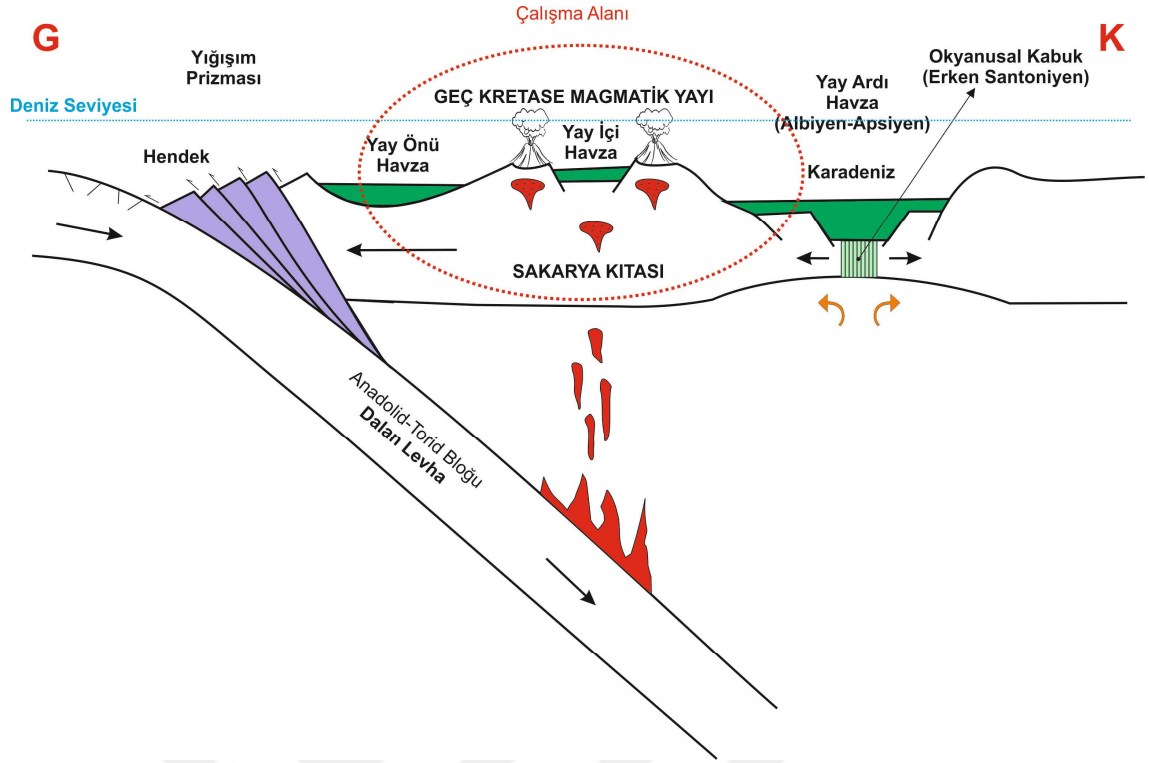
Çalışma alanında, temel kayalar, Karbonifer yaşlı granitoidlerin kestiği, Hersiniyen (Variskan) Orojenezi sırasında, 330 My yaşında yüksek sıcaklık metamorfizması geçirmiş, Devoniyen-erken Karbonifer yaşlı metamorfik kayalardır. Geç Paleozoyikte Lavrasya'nın güney kenarında yer alan bu temel üzerine, Erken Jura'da (Liyas) İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusunda meydana gelen riftleşme sonucu oluşan volkanosedimanter kayalar ve Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform kireçtaşları uyumsuz olarak çökelmişlerdir (Bektaş vd., 1995, Yılmaz vd., 1996,). Geç Kretase'de Tetis Okyanusu'nun Lavrasya Kıtası'nın altına dalması ile başlayan dalma-batma

süreçleri sonucu, yayın kuzeyinde, Karadeniz riftleşen bir yay ardı havza olarak açılmaya başlamıştır. Geç Kretase-Paleojen boyunca rift volkanizmasının da eşlik ettiği çökeller, yay ardında çökelmiş ve erken Santoniyenden itibaren yay ardında okyanusal kabuk oluşmaya başlamıştır. Yay içinde ise, Kretase-Paleosen boyunca dalma batma kökenli plutonizma ve Turoniyen'den itibaren sedimantasyonla eş zamanlı gelişen, volkanizma etkinliği başlamış ve bu volkanik etkinlik Maastrichtiyen'e kadar sürmüştür. Geç Kretase boyunca aynı anda yay içi ve yay ardında, litolojileri birbirlerine benzeyen, volkano-sedimanter kayaçlar çökelmişlerdir. Tetis Okyanusu'nun dalma batma süreçleri, Geç Paleosen-erken Eosen'de kıta-kıta çarpışması ile sürmüştür. Çarpışma sonrasında, orojenik çökmeye bağlı gelişen gerilmeli tektonik rejim sonucu oluşan orta-Eosen derinlik kayaçları intrüzif olarak kıta içine sokularak, Kretase-Paleosen yaşlı derinlik kayaçlarını ve yay içinde oluşan, Geç Kretase yaşlı birimleri ve Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşlarını kesmiştir (Şekil 5.6.). Eosen yaşlı, volkano-sedimanter kayaçlar uyumsuz olarak tüm birimleri örtmüşlerdir (Şekil 3.5.11.). Geç Kretase boyunca bölgenin, hızlı düşey yükselimi sonucu, bölge erken Paleosen'de deniz seviyesinin üzerine çıkarak erozyona uğrayıp erken Eosen yaşlı örtü kayaçlarının tabanında bulunan konglomeralara çakıl vermiştir. Yay bölgesinde yer yer KD-GB uzanımlı sırtlar şeklinde yükselen bu dağlar pozitif alan haline gelmişlerdir. Bölgenin Geç Kretase boyunca devam eden düşey yükselimi Paleojen boyunca devam etmiştir. Çalışma alanının güneyinde, erken-geç Eosen yaşlı volkano-sedimanter kayaçlarını, Miyosen yaşlı gölsel sedimanter kayaçlar ve en üstte de Kuvaterner birimler uyumsuz olarak örterler.



Şekil 5.6. Geç Jura-Erken Kretase Berdiga Formasyonu içerisine sokulum yapmış orta Eosen yaşlı granit porfir.

Doğu Pontidler, Geç Kretase-Paleojen boyunca Tetis Okyanusu'nun Avrasya kıtasının altına dalması ile başlayan dalma batma süreçleri ve sonrasında gelişen jeolojik olaylarla şekillenmiştir (Şengör vd., 1981; Okay 1989, Okay vd., 1997, Yılmaz vd., 1997). Bu çalışmada haritalanan volkano-sedimanter birimlerin litolojileri Geç Kretase magmatik yayının yay içi ve magmatik yayın güneye bakan yamaçlarında oluştuğunu göstermektedir (Şekil 5.7.). Bu nedenle bölgenin stratigrafisi dalma batma ilişkili kayaçlar başlığı altında, yay içinde ve yay ardında oluşan kayaçlar olarak tanımlanmıştır. Okyanusun kapanması sonrasında tüm birimlerin üzerine uyumsuzlukla gelen Paleojen kayaçları da örtü kayaçları başlığı altında incelenmiştir.



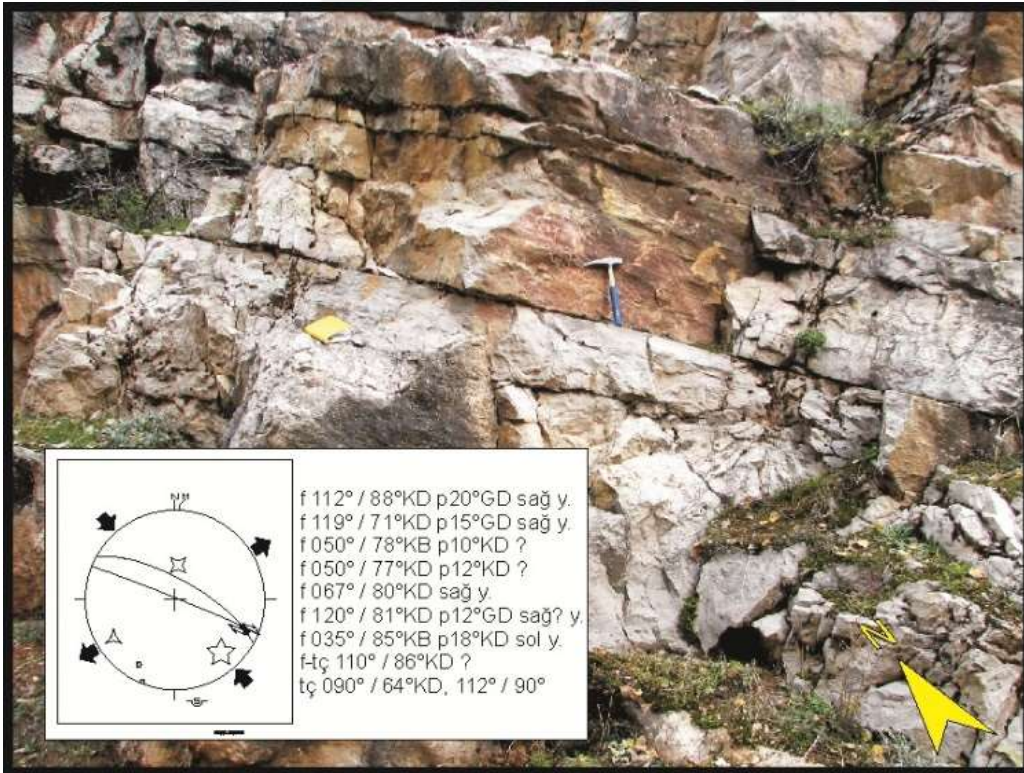
Şekil 5.7. Tetis Okyanusu'nun Lavrasya kıtasının altına dalması ile oluşan Geç Kretase yaşlı magmatik yay (Mack, 1978'den değiştirilerek alınmıştır).

5.1. Faylar

Geç Jura-Erken Kretase yaşlı, neritik kireçtaşlarından oluşan birim Doğu Pontidler'in temel kayalarının en üst seviyelerini oluştururlar. Doğrultuları $K110^{\circ}$ ila $K120^{\circ}$ arasında, eğimleri de 70° - 88° arasında değişen KD'ya eğimli faylar doğrultu atımlı karakterde olup sağ yönlüdür. Bu faylara yüksek açı ile ulaşan antiridel faylarının doğrultuları $K035^{\circ}$ ila $K050^{\circ}$, eğimleri de 78° ila 81° arasındadır. Birimden ölçülen tansiyon çatlakları ise genelde düşey olup doğrultuları 64° ila 110° arasında değişmektedir (Şekil 5.1.1., 5.1.2.). Kayaçta hacimce küçülmeyi gösteren stilolitik yapılar belirgindir (Şekil 5.1.3). Formasyonda ölçülen veriler bu kayaların KB-GD eksen doğrultulu bir sıkışma rejiminin altında deformasyona uğradıkları söylenebilir. Bu deformasyon Geç Kretase'de Tetis Okyanusu'nun Lavrasya Kıtası'nın altına dalması ile başlayan sıkışmalı tektonik rejim ile uyumludur.



Şekil 5.1.1 Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kayalarda yapılan ölçümler ve kinematik analizler

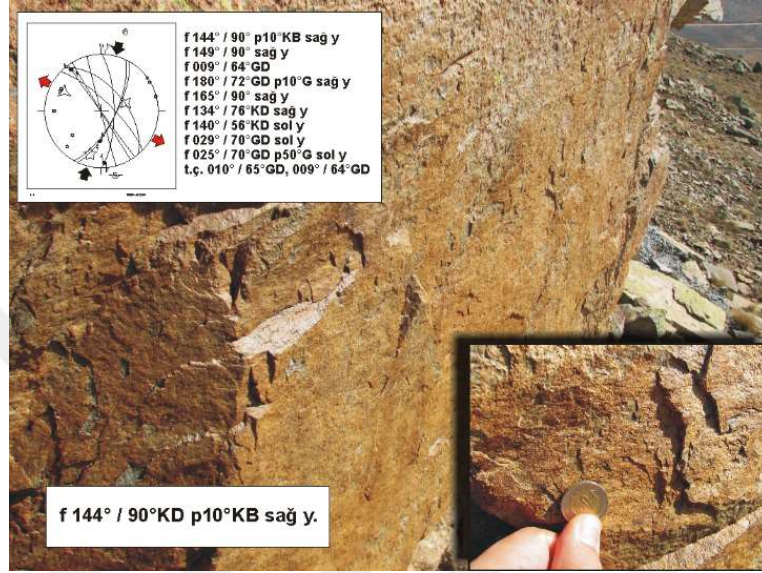


Şekil 5.1.2. Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kayalarda yapılan ölçümler ve kinematik analizler

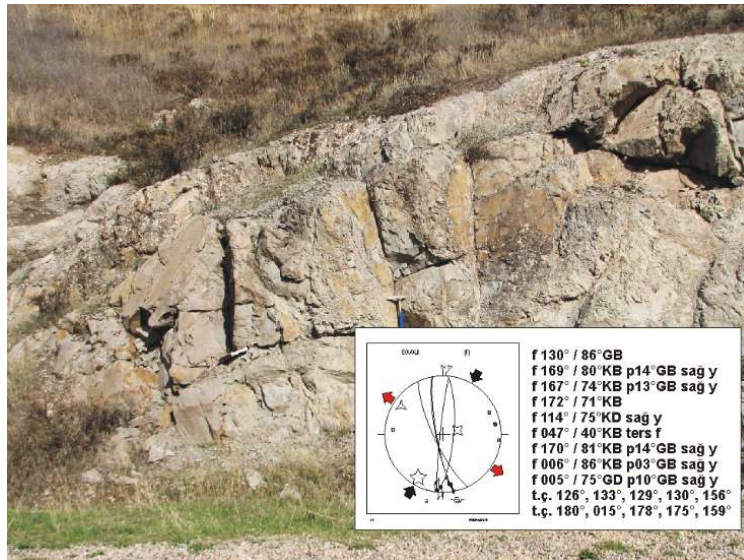


Şekil 5.1.3. Geç Jura-Erken Kretase yaşı kayaçlarda stilolitik yapılar

Radyometrik analizler sonucunda $43.81\text{My} \pm 0.63 \text{ My}$ olduğu belirlenen Orta Eosen (Lütesiye) yaşlı Kaçkar Granitoidlerinde (Şekil 5.1.4.) ve $44.4 \pm 1.7 \text{ My}$ olduğu belirlenen orta Eosen (Lütesiye) yaşlı bazaltik andezitlerde (Şekil 5.1.5.) ölçülen fayların, tansiyon çatlaklarının kinematik analizleri, bu kayaçların KB-GD eksen doğrultulu gerilmeli bir tektonik rejim altında deformasyona uğradıklarını göstermektedir.

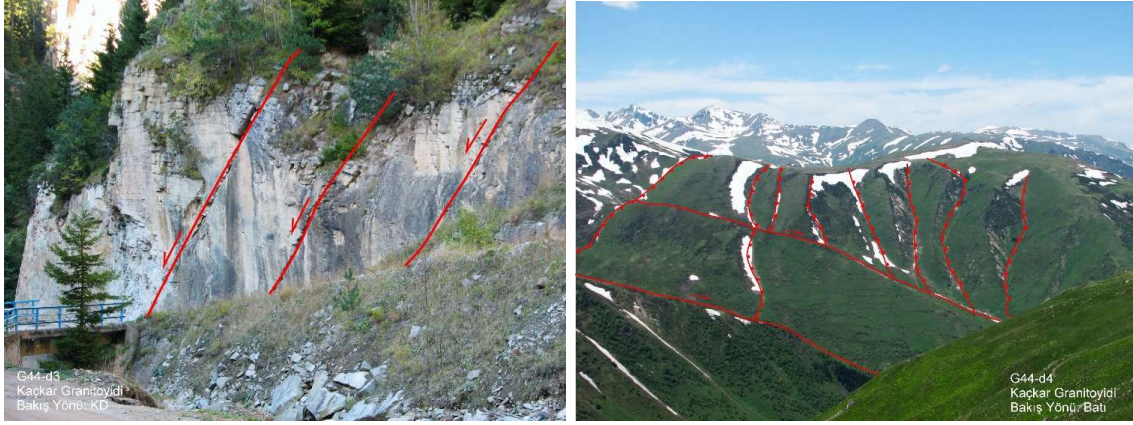


Şekil 5.1.4. Orta Eosen yaşlı granitoidlerde yapılan ölçümler ve kinematik analizler

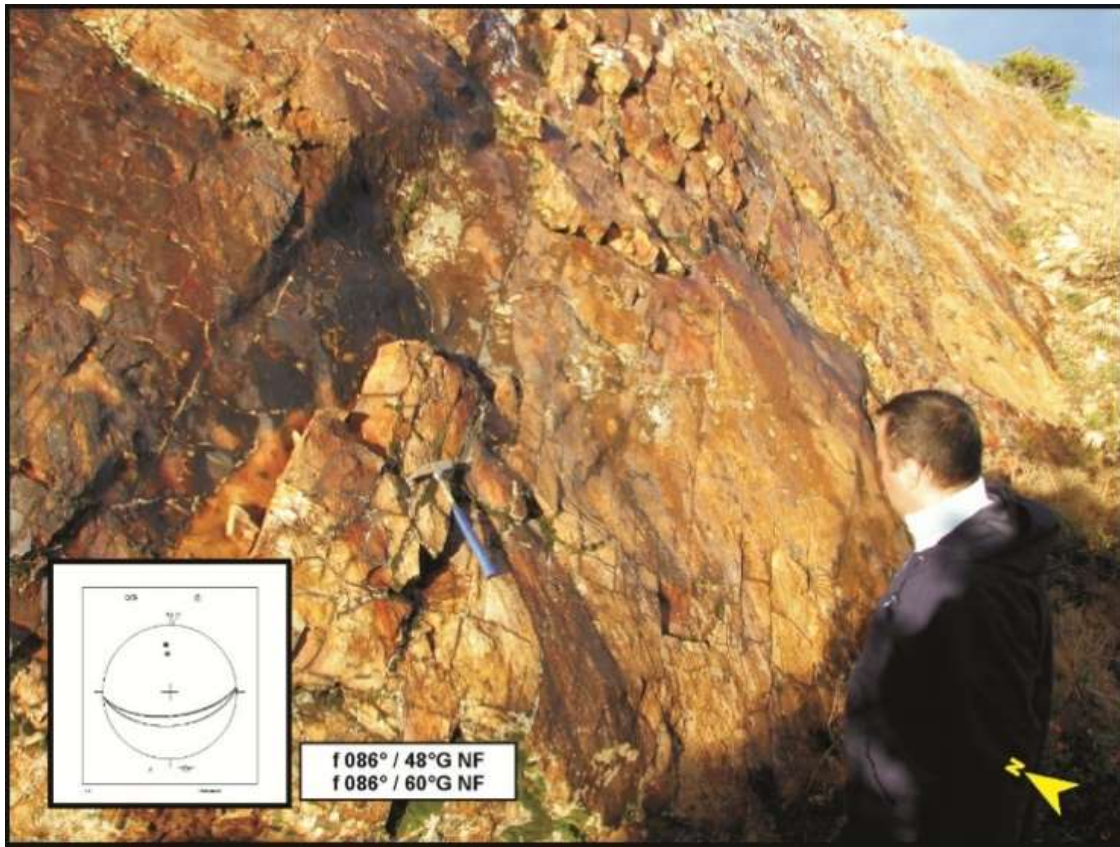


Şekil 5.1.5. Orta Eosen yaşlı bazaltik andezitlerde ve granitoidlerde yapılan ölçümler ve kinematik analizler

Geç Kretase-Paleojen boyunca süregelen bu jeolojik olaylar, Pontidlerin özellikle yay içi bölgesinin bu gün yaklaşık 3500 m yüksekliklere ulaşmasına neden olmuştur. 80 My önce yerkabuğunun derinliklerinde oluşmuş granitoidlerin (Taner, 1977, Boztuğ vd., 2001, 2006, Karşlı vd., 2010, Evcimen vd., 2013), 61 My önce deniz seviyesinin üzerine çıkması (Yılmaz, vd., 1997, Kandemir vd., 2014) ve bu gün yüksek dağ zirvelerinde gözlemlenmesi Pontidlerde hızlı bir yükselmeyi göstermektedir. Bu yükselmeyi, Geç Kretase boyunca Tetis Okyanusu'nun Lavrasya kıtasının altına dalması ve erken Paleosen sonunda kıta kıta çarpışması ile sonuçlanan tektonik süreçler kontrol etmiştir. Doğu Pontidler'de sıkışmalı tektonik rejimin etkisi altında gelişmiş tektonik yapıları güneyde, yay önü ve hendek olarak tanımlanabilecek, İzmir-Ankara-Erzincan süturu, Kuzey Anadolu Fayı ile Bayburt arasındaki bölgede ters faylar, bindirme fayları kıvrımlı yapılar şeklinde görebilmekteyiz. Ancak çalışma alanında yüzlek veren kayalarda sıkışmalı tektonik rejimi gösteren yapısal veriler yerine, gerilmeli tektonik rejime işaret eden tektonik yapılar görülmektedir. Bu durum Tetis Okyanusu'nun kapanması ve kıta-kıta çarpışmasının gerçekleşmesi sonucunda gelişen dağ oluşum hareketleri sırasında, Doğu Pontidler'de gözlemlenmesi beklenen sıkışmalı tektonik rejime işaret eden tektonik kuvvetlerin bu alanda yeterince etkin olamadığını göstermektedir. Avrasya Levhası ile Afrika-Arap levhaları arasında yer alan Türkiye'nin, güncel GPS verilerine bakılacak olursa Doğu Pontidler'de yanal yönde hemen hemen hiç hareket olmadığı ve aynı zamanda deprem üretmediği görülecektir. Kuzey Anadolu Fayı'nın son 15-20 My'da oluştuğu ve hala aktif olduğu düşünüldüğünde, bu sıkışmalı tektonik rejimin kuzeyde yer alan Doğu Pontidleri etkilemeden, Kuzey Anadolu Fayı, Kuzeydoğu Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı boyunca oluşan deformasyon ve yerdeğiştirme hareketleri ile karşılandığı söylenebilir. Orta Eosen sonrasında, Doğu Pontidler, orojenik çökme nedeni ile gelişen, gerilmeli tektonik rejimin etkisi altında yükselmeye devam etmiştir. KD-GB sırtlar boyunca oluşan normal faylar, sıyrılma fayları ve listrik faylar, Doğu Karadeniz'de horst ve grabenlerin, yarım grabenlerin ve fay önü göllerinin oluşmasına neden olmuştur (Şekil. 5.1.6., 5.1.7., 5.1.8.). Geç Eosen (35.8 ± 1.4 My) yaşlı bazaltik andezitlerde ölçülen yapısal veriler, bu kayaların K120° eksen doğrultulu (KB-GD) gerilmeli tektonik rejim etkisinde deformasyona uğradıklarını göstermektedir. Tüm bu tektonik süreçler sonucu Doğu Karadeniz bu günkü morfolojisini kazanmıştır. (Şekil 5.1.9., 5.1.10.).



Şekil 5.1.6. Orta Eosen Kaçkar Granitoidinde gözlemlenen tiltlenmeler ve listrik normal faylar

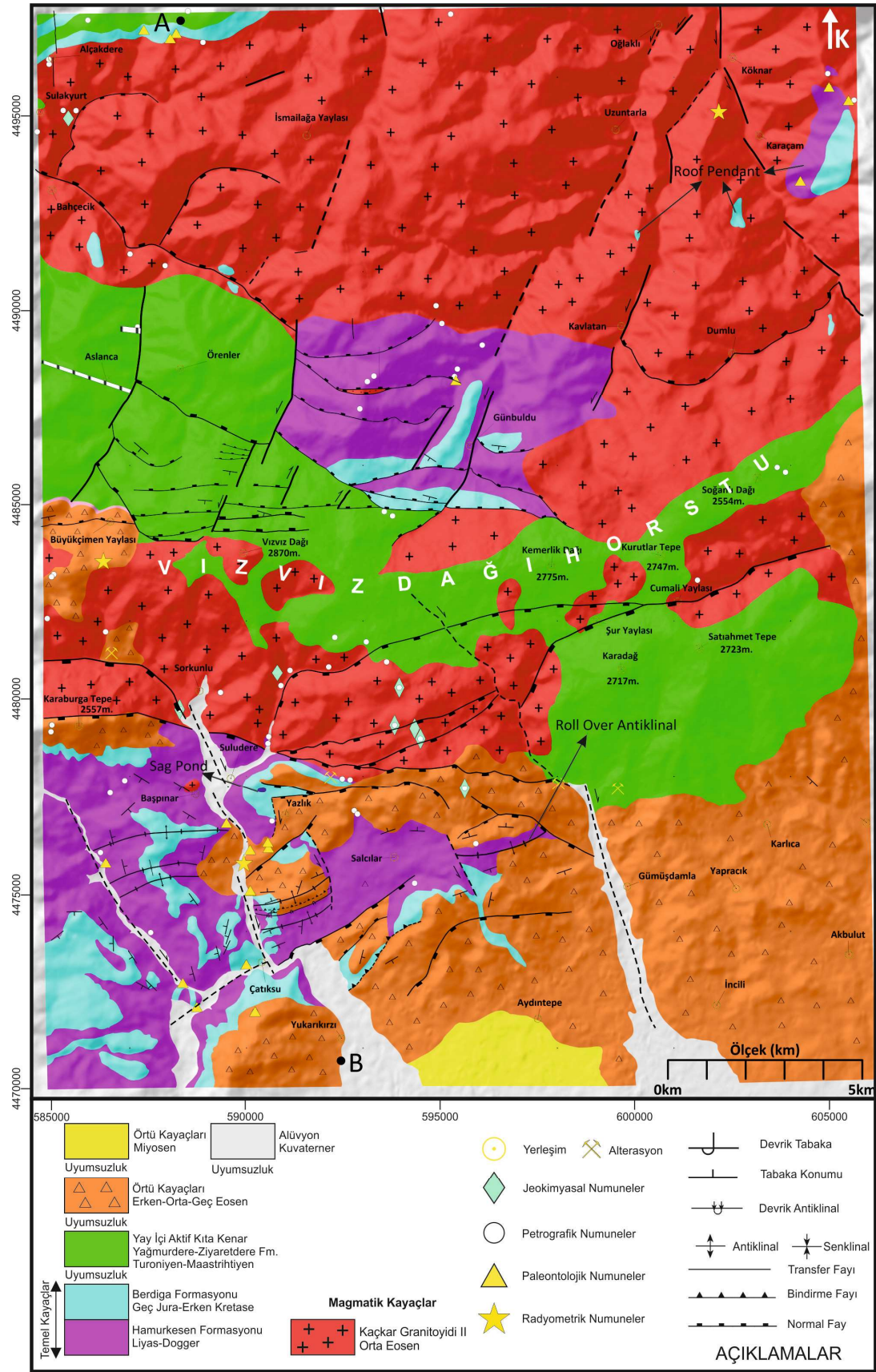


Şekil 5.1.7. Geç Jura-Erken Kretase ve Orta Eosen Yaşlı Örtü Kayaçları üzerinde gelişen normal fay ve önünde oluşan fay önü gölü (sag pond)

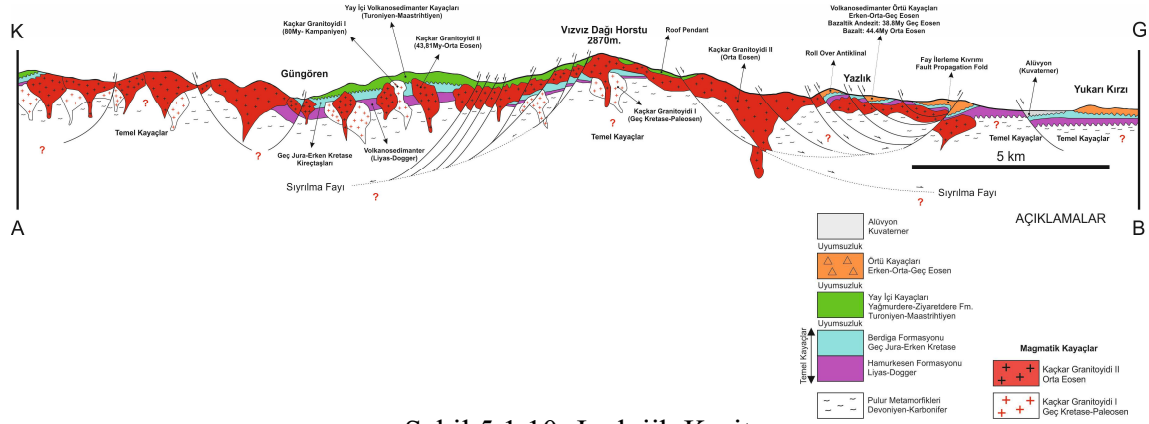


Şekil 5.1.8. Geç Jura-Erken Kretase ve Orta Eosen Yaşlı Örtü Kayaçları üzerinde gelişen normal fay ve önünde oluşan fay önü gölü (sag pond)

Orta Eosen'den sonra Doğu Pontidler, orojenik çökme nedeni ile gelişen, gerilmeli tektonik rejimin etkisi altında deformasyona uğramış ve çok hızlı yükselmiştir. Bu gerilmeli tektonik sonucu, oluşan normal faylar, sıyrılma fayları ve listrik faylar, Doğu Karadeniz'de horst ve grabenlerin, yarım grabenlerin, fay önü göllerinin (sag pond) oluşmasına neden olmuştur. Bu yapılar yapılan detaylı jeolojik haritalama çalışmaları ile jeolojik harita ve kesit üzerinde gösterilmiştir. Çalışma alanının en yüksek zirvelerini oluşturan D-B uzanımlı horst, Vızvız Dağı horstu olarak adlandırılmıştır (Şekil 5.1.9., Şekil 5.1.10).



Şekil 5.1.9. Jeolojik Harita ve Açıklamalar



Şekil 5.1.10. Jeolojik Kesit

6. TARTIŞMA

Doğu Pontidlerin temelini Hersiniyen (Variskan) Orojenezi geçirmiş, Pulur metamorfik kayaçları oluşturur. Bu kayaçlar Devoniyen ?, Karbonifer, Permien yaşlı sedimanter ve granitik kayaçların Variskan (Hersiniyen) Orojenezi sırasında, 330 My yaşında yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğramışlardır. Pulur metamorfik kayaçları Geç Paleozoyikte Lavrasya'nın güney kenarında yer almaktadır (Okay vd. 1996).

Erken Jura'da (Liyas) İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusunda meydana gelen riftleşme sonucu oluşan volkanosedimanter kayaçlar Pulur metamorfikleri üzerine uyumsuz olarak çökelmişlerdir. Orta Jura-Erken Kretase'de ortam pasif kıta kenarına dönüşmüş ve platform kireçtaşları çökelmiştir (Bektaş vd., 1995, Yılmaz vd., 1996,).

Geç Kretase'de (Alpiyen, Apsiyen) Tetis Okyanusu'nun Sakarya Kıtası'nın altına dalması ile dalma-batma süreçleri başlamıştır (Şengör vd., 1981, Okay 1989, Okay vd., 1977a, Yılmaz vd., 1997). Magmatik yay bölgesinde dalma batma kökenli magmatizma ve sedimantasyonla eş zamanlı volkanizma etkinliği başlamıştır. Bu sırada aynı anda yayın farklı bölgelerinde (yay içi, yay ardı) litolojileri, birbirlerine benzeyen volkanosedimanter kayaçlar çökelmişlerdir. Kaçkar yükseliminin kuzeyinde, sırtında ve yakın güneyinde bulunan, Turonyen-Maastrichtiyen yaş aralığındaki tüm volkano-sedimanter birimler birbiri ile yanal ve düşeyde geçişli olup yay içinde oluşmuştur.

Karadeniz, kuzeye doğru dalan Tetis okyanusunun kuzeyinde Geç Kretase'de (Albiyen, Apsiyen) başlarında açılmaya başlayan, Santoniyen yaşlı bir okyanusal kabuk oluşturmuş yay-ardı bir havzadır (Yılmaz., 1997, Nikishin vd., 2015a, 2015b). Ancak, okyanus oluşturmamış başarısız bir rifttir.

Neotetisin kuzey kolunun dalma batma süreçleri geç Paleosen-erken Eosen'de kıta-kıta çarpışması ile sona ermiş ve orta Eosen yaşlı volkanotortul kayaçlar, uyumsuz olarak tüm birimleri örtmüşlerdir.

Bazı araştırmacılar (Arni, P., 1939, Pehlivan, A.N., 1971, Bergougnan, H., 1976, Bektaş, O., 1987, Güven, İ.H., 1993, Akdeniz, N., vd., 1994, Konak, N., vd., 2001, Kurt, İ., vd., 2006, Uğuz, M.F., vd., 2011, Duygu, L., vd., 2013, , Bakırhan, B., vd., 2016, Alan, vd., 2019) Doğu Pontidlerin en yüksek zirvelerini oluşturan dağların kuzeyinde, güneyinde ve bu dağların olduğu bölgede tanımlanan kayaçları birbiri üzerinde naplar, zonlar ve tektonik dilimler şeklinde bulunan allokton birimler olarak tanımlamışlardır. Doğu Pontidlerin kuzeyi için önerilen stratigrafinin, çalışma alanının stratigrafisi ile farklılıkları olup olmadığını belirleyebilmek için her bir alanın stratigrafisi ayrı ayrı verilmiştir. Her iki alanın stratigrafisi karşılaştırıldığında aralarında farklılıklar olmadığı, birebir aynı olduğu görülmektedir.

Tetis Okyanusu'nun kapanması ve kıta-kıta çarpışmasının gerçekleşmesi sonucunda gelişen dağ oluşum hareketleri sırasında, Doğu Pontidler'de araştırmacıların (Arni, P., 1939, Pehlivan, A.N., 1971, Bergougnan, H., 1976, Bektaş, O., 1987, Güven, İ.H., 1993, Akdeniz, N., vd., 1994, Konak, N., vd., 2001, Kurt, İ., vd., 2006, Uğuz, M.F., vd., 2011, Duygu, L., vd., 2013, , Bakırhan, B., vd., 2016, Alan, vd., 2019) çalıştıkları alanlar için önerdikleri sıkışmalı tektonik rejimi işaret eden tektonik yapıların aksine, gerilmeli tektonik rejime işaret eden normal faylar, sıyrılma fayları ve listrik faylar, horst ve grabenler, yarım grabenler oluşmuştur. Bu tektonik yapılar orta Eosen'den sonra Doğu Pontidlerde, orojenik çökme nedeni ile gelişen, gerilmeli tektonik rejimin kanıtlarıdır. Doğu Pontidleri oluşturan dağların kuzeyinde, güneyinde ve bu dağların bulunduğu bölgede allokton kayaçların varlığını ve nap hareketlerini ıspatlayabilecek herhangi bir metamorfizma verisi bulunmadığı gibi sıkışmalı tektonik rejimi gösteren bindirmeli, kıvrımlı, yapılar da bulunmamaktadır. Sıkışmalı tektonik rejimin etkili olduğu ve yapısal jeolojik kanıtları ile gözlemlenebildiği alanlar çalışma alanının daha da güneyinde yer alan kenet zonununa yakın alanlar olmalıdır.

7. SONUÇLAR

Doğu Pontidlerde Geç Kretase boyunca yer yer asidik ve bazik volkanizma ürünleri ile ardalanan kayaçlar birbirleriyle, tektonik ilişkili değil, yanal düşey geçişli istiflerdir. Çalışma alanında ve kuzeyinde gözlemlenen kayaçlarda birbirleri üzerinde “tektonik dilim”, “nap”, “birlik”, “tektonik birlik”, “zon” şeklinde allokton üniteler olarak tanımlanabilecek herhangi bir tektonik veri bulunmamaktadır.

Orta Eosen’den sonra Doğu Pontidler, orojenik çökme nedeni ile gelişen, gerilmeli tektonik rejimin etkisi altında deformasyona uğramış ve çok hızlı yükselmiştir. Bu gerilmeli tektonik sonucu, oluşan normal faylar, sıyrılma fayları ve listrik faylar, Doğu Karadeniz’de horst ve grabenlerin, yarım grabenlerin, fay önü göllerinin (sag pond) oluşmasına neden olmuştur. Çalışma alanının en yüksek zirvelerini oluşturan D-B uzanımlı horst, Vızvız Dağı horstu olarak adlandırılmıştır. Tüm bu tektonik yapılar Doğu Pontidlerin gerilmeli tektonik rejim altında deformasyona uğradığının kanıtlarıdır.

Geç Eosen yaşlı bazaltik andezitlerden ve orta Eosen yaşlı granitoidlerden ölçülen yapısal veriler, bu kayaçların K120° eksen doğrultulu (KB-GD) gerilmeli tektonik rejim etkisinde deformasyona uğradıklarını göstermektedir.

Gerilmeli tektonik rejim sonucu yerkabuğunun derin kesimlerine yerleşmiş, Geç Kretase-Paleosen yaşındaki holokristalin dokulu Kaçkar Granitoidleri, Eosen yaşlı, hipokristalin porfirik dokulu ve sığ derinliklere yerleşmiş Kaçkar Granitoidi tarafından K135° doğrultulu damarlar ve dayklar şeklinde, intrüzif olarak kesilmektedir. Yerkabuğunun derinliklerinde (10-20 km) oluşan plütonik kayaçlarının ve yarı derinliklerinde (5-10 km) oluşan plütonik kayaçlar bu gün 3000 metrelerde gözlenmekte ve Doğu Karadeniz Dağları’nın en yüksek sırtlarını oluşturmaktadır. Yerkabuğunun derinliklerinde oluşan bu plütonik kayaçlar kendileri ile eş yaşlı ve hatta kendi magma odalarından türeyen volkanik kayaçlar ile yan yana gelmişlerdir. Bu da bölgede Orta Eosen sonrası çok hızlı bir yükselmeyi ifade etmektedir (Yaklaşık 15-20 km).

Kaçkar Granitoidlerinin üzerinde uyumsuzlukla bulunan Eosen örtü kayaçlarının üst seviyelerinden alınan bazaltlardan K/Ar yöntemi ile 35.8 ± 1.4 My (Tüm kayaç) (Priaboniyen-geç Eosen), Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşlarının üzerinde uyumsuzlukla bulunan örtü kayaçlarının arasındaki bazaltik andezitlerden K/Ar yöntemi ile 44.4 ± 1.7 My (Tüm kayaç) (Lütesiyen-orta Eosen), Karaçam vadisinde yüzlek veren

granit porfirlerdeki zirkonlardan $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yöntemi ile 43.81 ± 0.63 My (Lütesiye) yaşları elde edilmiştir.

Birbiriyle yanal ve düşey geçişli olan istiflerin tanımlamalarında bu kayalar birbirleri ile tektonik ilişki içerisindeymiş gibi tanımlanmasına neden olabilecek “tektonik dilim”, “nap”, “birlik”, “tektonik birlik”, “zon” gibi ifadelerin dikkatli kullanılması önerilmektedir. Bölgede yapılacak jeolojik araştırmalarda “Kuzey Zon”, “Güney Zon”, “Aksiyal Zon” gibi kavramların kullanılması yerine tektonik ortamı belirten ifadelerle kayalar tanımlanmalıdır.

Çalışma alanında nap olarak tanımlanabilecek allokon ünitelerin bulunmamasının ve orta Eosen sonrasında orojenik çökme nedeni ile oluşan gerilmeli tektonik rejimin yapısal jeolojik kanıtları Doğu Pontidlerin jeodinamik ve tektonik evrimine önemli katkılar sağlayacaktır.

8. KAYNAKLAR

- Abich, H., 1882**, Geologische Forschungen in den Kaukasischen Landern. II. Teil.
- Adamia, S. H. A., Lordkipanidze, M. B. ve Zakariadze, G. S., 1977**, Evolution of Active Continental Magrin as Exemplified by the Alpine History of the Caucasus: Tectonophysics, 40, 183-199.
- Ağar, Ü., 1975**, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi: İstanbul Üniv. Fen Fak. Jeoloji Müh. Ana Bilim Dalı (yayımlanmamış), İstanbul.
- Ağralı, B., Akyol, E. ve Konyalı, Y., 1965**, Bayburt Bölgesinde Dogger Mevcudiyetinin Palinolojik Yolla İspatı: MTA Derg., 65, Ankara.
- Akdeniz, N., 1984**, Demirözü permo-Karboniferi ve Bölgesel Yapı İçindeki Yeri: MTA Der. Rap. No. 7634, Ankara.
- Akdeniz, N., 1988**, Demirözü permo-Karboniferi ve Bölgesel Yapı İçindeki Yeri: TJK Bült., 31, 1, 71-80, Ankara.
- Akdeniz, N., Akçaören, F. ve Timur, E., 1994**, Aşkale-İspir Arasının Jeolojisi: MTA Der. Rap. No. 9731 Ankara.
- Akdeniz, N., Hasanov, H.M. ve Nağıyev, V. N., 2000**, Kuzeydoğu Anadolu ile Küçük Kafkasları korelasyonu: Pontidlerin jeolojisine ye ni bir bakış. Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, MTA – Ankara, 2000, 173-191. p
- Akdeniz vd., 2002**, MTA 1/500000 Ölçekli Trabzon Paftası Jeoloji Haritası
- Akdeniz, N., Hasanov, H., 2011** Kafkasların jeolojik-metalojenik korelasyonu: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü RaporNo:11376 Ankara (Yayımlanmamış)
- Akıncı Ö. T., Barbieri, M., Calderoni, G., Delita, C., Ferrini, V., Masi, U., Nicoletti, M., Petrucciani, C. ve Tolomeo, L., 1991**. The Geochemistry of hydrothermally altered rocks of the lower volcanic cycle from the Eastern Pontides (Trabzon, NE Turkey). Chem, Erde, 51, 173-186.
- Akkuş, M. F., 1964**, Mercan-Tercan Bölgesi Detay Petrol İstikşaf Etüdü Raporu: MTA Der. Rap., No. 4041, Ankara.

- Akkuş, M. F., 1965,** Pasinler-Hasankale Havzasının 1/25 000 Ölçekli detay Petrol Etüdü: MTA Der. Rap., No. 4037, Ankara.
- Aksay, A., 1987,** Yesirçöl Dağı (Erzurum) Dolayının Genel Jeolojisi: MTA Jeoloji Etüd. Dai. Der. Rap., No. 288, Ankara.
- Alan, İ., Balcı, V., Keskin, H., Altun, İ., Böke, N., Demirbağ, H., Arman, S., Elibol, H., Soyakıl, M., Kop, A., Hanılçı N., vd., 2019,** Çayeli (Rize) ve İspir (Erzurum) Arasında Kalan Alanın Tektonostratigrafik Özellikleri, MTA Dergisi (2019) 158: 1-29
- Altınlı, İ.E., 1970,** İkizdere Granit Karmaşığı: İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası Tabii ilimler, Seri B, XXXV, 3,4 161-167
- Ardel, A., 1943,** Trabzon ve Civarının Morfolojisi Üzerine Gözlemler: Türk. Coğr. Derg., 1, 1., Ankara.
- Arni, P., 1939,** Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und Benachbarter Gebiete: MTA Veröff. Ser. B, No. 4, Ankara.
- Arpat, E., 1965,** Ilıca-Aşkale (Erzurum İli) Arasındaki Sahanın ve Kuzeyinin Genel Jeolojisi; Petrol İmkanları: MTA Der. Rap., No. 4040, Ankara.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. ve Kurt, N., 1997,** Geochemistry and Petrogenesis of the Eastern Pontide Volcanic Rocks, Northern Turkey: Chem.Erde, 57, 157-187.
- Bakırhan, B., Evcimen, Ö., Duygu, L., Tunçdemir, V., Demirbağ, H., Erdem, Y., Kandemir, Ö., Bilgin, A.Z., Odacı, B., 2016,** Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi ve Jeodinamik Evrimi: MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Derleme Rapor No:13564
- Batchelor, R.A. and Bowden, P. 1985,** Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters. Chemical Geology, 48, 43-55. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Batsewitsch, L., 1885,** Geologische Forschungen im Gebiet Zwischen Batum und Artvin: Mat.Geol. Cauc., Ser. I, XII (2), Ser. II, I (2), Tiflis.
- Baydar, O., Erdoğan, B., Akyürek, B., Topçam, A., Kengil, R., Korkmazer, B., Kaynar, ve Selim, M., 1969,** Yusufeli-Öğdem-Madenköy-Tortum Gölü ve Ersis Arasındaki Bölgenin Jeolojisi:MTA Der. Rap. No. 5202, Ankara.
- Baykal, F., 1947,** Geologie de la region de Zile-Tokat-Yıldızeli (Anatolie). İÜFF Mecmuası, B12, 191-209
- Baykal, A. F., 1949,** Of-Rize-Pazar K1yı Dağları Hakkında: MTA Der. Rap., No. 2198, Ankara.

- Baykal, A. F., 1952 a**, Recherches Geologiques dans la Region de Kelkit-Şiran (NE de l'Anatolie): rev.Fac. Sc. Univ. İstanbul, Seri B, XVII, Fasc. 4, İstanbul.
- Baykal, A. F., 1952 b**, Kelkit-Şiran Bölgesinde Jeolojik Araştırmalar: MTA Der. Rap., No. 2205, Ankara.
- Baykal, A. F., 1953**, Çimen ve Munzur Dağları Mıntıkasında Jeolojik Etüdler: MTA Der. Rap., No.2058, Ankara.
- Bektaş, O., 1984**, Doğu Pontidler'de Üst Kretase Yaşlı Şoşonitik Volkanizma ve Jeotektonik Önemi: KTÜ Yerbil. Derg., s. 3, Trabzon.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984**, Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Manto Yükselimi ve Polijenetik Ofiyolit Olgusu: TJK Bült., s. 30, Ankara.
- Bektaş, O. ve Gedik, İ., 1987**, Düşük TiO₂'li Lössitli Alkalen Volkanizmanın Doğu Pontid Arkı (KD Türkiye) ve Gerisi Ofiyolitleri ile Olan İlişkisi: TJK, 1987 Bildiri Özleri, Ankara.
- Bektaş, O., Van, A. and Boynukalın, S., 1987**, Jurassic Volcanism and its Geotectonics in the Eastern Pontides (northeastern Turkey) (in Turkish): Doğu Pontidler'de (Kuzeydoğu Türkiye) Juravolkanizması ve jeotektoniği: Türkiye Jeoloji Bülteni, v. 30, p. 9-18, Ankara.
- Bektaş, O., Yılmaz, C, Tash, K., Akdağ, K.ve Özgür, S., 1995**. Cretaceous rifting of the eastern Pontide carbonate Platform, NE Turkey, The formation of carbonate breccias and turbidites as evidence of a drowned platform. Giornale Di Geologia, 57/1-2, 233- 244.
- Bergougnan, H., 1976**, Structure de la Chaîne Pontique dans le Hut-Kelkit (Nord-Est de l'Anatolie): Bull. Soc. Geol., Ser. 7, 18, France.
- Bergougnan, H., 1987**, 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.
- Bozkuş, C., 1992**, Olur (Erzurum) Yöresinin Stratigrafisi, TJK Bülteni, C.35, 103-119, Ankara.
- Boztuğ, D., Erçin, A.İ., Göç, D., Er, M., İskenderoğlu, A., Kuruçelik, M.K. and Kömür, İ., 2001**, Petrogenesis of the Composite Kaçkar Batholith Along a North–South Geotraverse Between Ardeşen (Rize) and İspir (Erzurum) Towns, Eastern Black Sea

Region, Turkey: Fourth International Turkish Geology Symposium (ITGS IV), Adana/Turkey, September 24– 28, 2001, Abstracts, p. 210

Boztuğ, D., Erçin, A.I., Kuruçelik, M.K., Göç, D., Kömür, I. and Iskenderoğlu, A., 2006, Geochemical Characteristics of the Composite Kackar Batholith Generated in a Neo- Tethyan Convergence System, Eastern Pontides, Turkey: *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 286–302.

Chaput, E., 1936, Voyages d'études géologiques et géomorphologiques en Turquie, Paris.

Cox, K. G., Bell, J. D. ve Pankhurst R. J., 1979, The interpretation of igneous rocks: George Allen and Unwin Ltd., Londra, 450p.

Çamur, Z., 1995, Doğu Pontid volkanitlerinin kimyasal özellikleri: MTA Der.Rap. No. 9807, ANKARA (Yayımlanmamış).

Çamur, M. Z., Güven, İ.H. ve Er, M., 1996, Geochemical characteristics of the Eastern Pontide volcanics: An example of multiple volcanic cycles in arc evolution: *Turkish Journal of earth science*, 5, 123-144, Ankara.

Çoğulu, H. E., 1971, Gümüşhane ve Rize Plütonlarının Mukayeseli Petrolojik ve Jeokronolojik Etüdü (Doktora Tezi): İTÜ Kitaplığı, 150 s., İstanbul.

Çoğulu, H. E., 1975, Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrolojik ve Jeokronolojik Araştırmalar: İstanbul Teknik Üniversitesi Yayını, v. 1034, 112 pp., İstanbul.

Demirsü, A., 1955, Çıldır, Posof, Kemalpaşa, Şafşat Bölgesinin Jeolojik Etüdü Hakkında Memuar: MTA Der. Rap. No. 2377, Ankara.

Dewey, J. F., Pitman, W. C., III. Ryan, W. B. F. ve Bonnin, J., 1973, Plate Tectonics and Evolution of the Alpine System: *Geol. Soc. America Bull.*, 84, 3137-3180.

Duygu, L., Bakırhan, B., Tunçdemir, V. ve Evcimen, Ö., 2013, Doğu Pontidler' in orta-kuzey kesiminin tektonostratigrafik özellikleri. 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara.

Ercan, T. ve Gedik, A., 1983, Pontidlerdeki Volkanizma: *Jeoloji Müh. Derg.*, s. 18, Ankara.

Eren, M., 1983, Gümüşhane-Kale arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi: KTÜ Fen Bil. Ens., MMLS Tezi, 197 s.

- Erentöz, C., 1949**, Oltu 31/4, Kars 32/2 ve Hasankale 48/2 1/100 000 Ölçekli Jeolojik Paftalara ait Memuar: MTA Der. Rap., No. 2159, Ankara.
- Erguvanlı, K., 1950**, Gümüşhane-Trabzon Arasının Jeolojisi: MTA Der. Rap. No. 2273, Ankara.
- Eroskay, S. O., 1971**, Laleli-Tosköy Derivasyon Tunelinin Mühendislik Jeolojisi İncelemesi (Doçentlik Tezi): İstanbul Üniv. Fen Fak., 73 sayfa, İstanbul.
- Evcimen, Ö., Bakırhan, B., Karşlı, O., Duygu, L., Tunçdemir, V. ve Demirbağ, H., 2013**, Uzungöl intrüzif kompleksinin jeokronolojisi ve petrolojisi, KD Türkiye: Geç Mesozoyik yitim safhasından Erken Senozoyik kıtasal incelme ortamına geçiş için kanıtlar. 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Bektaş, O., Ayhan, S., 2011**, Arc magmatism as a window to plate kinematics and subduction polarity: Example from the eastern Pontides belt, NE Turkey Geoscience Frontiers, cilt.2, sa.1, ss.49-56
- Faure, D., 1967**, Çoruh Nehri ile Karasu Çayı Arasındaki Stratigrafik Seri ve Bayburt-Aşkale Tektoniği Hakkında Rapor: MTA Der. Rap. No. 4099, Ankara.
- Gattinger, T. E., 1955**, Kuzeydoğu Türkiye’de Çoruh ile Erzurum Arasındaki Bölgede Yapılan Jeolojik Harita Çalışmaları Hakkında Rapor: MTA Der. Rap., No. 2379, Ankara.
- Gattinger, T. E., 1956**, Trabzon, Rize, Gümüşhane, Erzurum, Artvin ve Kars Vilayetlerinin Bulunduğu Sahadaki Doğu Pontidlerde Yapılan Jeolojik Löve Revizyon Çalışmaları Hakkında Rapor: MTA Der. Rap., No. 2380, Ankara.
- Gattinger, T. E., 1962**, 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, MTA yayını, Ankara.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1987**, Rize, Fındıklı, Çamlıhemşin, Arasında Kalan Bölgenin Jeolojisi ve Petrol Oluşumları: MTA Der. Rap. No. 8283, Ankara.
- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S. ve Karataş, S., 1992**, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin Arasında (Doğu Karadeniz) Yer Alan Magmatik Kayaçların Petrolojisi Ve Doğu Pontilerdeki Bölgesel Yayılımları, TJK Bülteni, C.35. 15-38, Ankara.
- Gedikoğlu, A., 1978**, Harşit Granit Karmaşığı ve Çevre Kayaçları: Doktora Tezi. KTÜ. 161 s. (Yayımlanmamış) Trabzon.

Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1979, The Main Lines of Geotectonic Development in the East Pontids in the Mesozoic Area: Geotectonics-I, 555-580.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leat, P.T., (...), Dickin, A.P., Mitchell, J.G. 1993, Ultrapotassic Magmas along the Flanks of the Oligo-Miocene Rio Grande Rift, USA: Monitors of the Zone of Lithospheric Mantle Extension and Thinning Beneath a Continental Rift, *Journal of Petrology* 34, 187-228

Gürsoy, H., 1989, Kelkit ve Yakın Dolayının Stratigrafisi ve Tektoniği: Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Sivas, 140.

Güven, İ. H., 1993, Doğu Pontidler'in Jeolojisi ve 1/250 000 Ölçekli Kompiyasiyonu: MTA Genel Müdürlüğü, Ankara (Yayımlanmamış).

Güven, İ. H., 1998, 1/100 000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları, No. 58, Trabzon C29 ve D29 Paftaları: MTA, Jeoloji Etütleri Dairesi Yayını, Ankara

Hanedan, A., 2008, Büyük Yayla obsidiyenlerinin petrografik, mineralojik, mineral kimyası ve jeokimyasal özellikleri, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, 143 s., Trabzon.

Hamilton, W. J., 1842, Researches in Asia Minor, Pontus and Armenia: London.

İğdır, A., 1971. Sürmene – Araklı - Arsin ve Yomra bölgesinin jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Bölge Rapor No:109, (yayımlanmamış), Trabzon.

H. B. West, M. O. Garcia, D. C. Gerlach & J. Romano, 1992, Geochemistry of tholeiites from Lanai, Hawaii, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112, 520-542

İlker, S., 1965, Bayburt (Gümüşhane) Bölgesinde Trabzon H44 b4 Paftasının Detay Petrol Etüdü: MTA Der. Rap. No. 4453, Ankara.

JICA (1986), The Republic of Turkey report on the cooperative mineral exploration of Gümüşhane area: consolidated report. Japanese International Cooperation Agency, Metal and Mining Agency of Japan.

Kadioğlu, Y.K., Dilek, Y., Foland, K.A., 2010, Slab break-off and syncollisional origin of the Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian crystalline complex, Turkey

Kahraman, İ., Çağlar, O., Şatır, F., Çakır, M., Yılmaz, T., Türkmen, İ. ve Karanıs, H. A., 1987, Rize - Fındıklı, Artvin – Arhavi – Hopa - Yusufeli kuzeyi yörelerinin

jeolojisi ve cevherleşmeleri raporu, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 8406, Ankara (yayımlanmamış).

Kandemir, R., 2004, Gümüşhane ve Yakın Yöresindeki Erken-Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonunun (Liyas-Dogger) Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları: KTÜ Fen Bil. Ens., Doktora Tezi, 272 s. Trabzon (Yayımlanmamış).

Kandemir, Ö., Kanar, F., Pehlivan, Ş., Tok, T., Çobankaya M. ve Akbayram, K., 2014, Doğu Pontid magmatik yayının gelişimi: Yay ardında Doğu Karadeniz havzasının açılması ve Doğu Pontid yayının Anatolid - Torid Levhası ile çarpışması. 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara.

Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R. ve Wijbrans, J.R., 2010. 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 160, 467-487.

Kempton, P.D., Fitton, J.G., Hawkesworth, C.J., Ormerod, D.S. 1991, Trace element constraints on the composition and evolution of the lithosphere beneath the southwestern United States Journal of Geophysical Research 96(B8), pp. 13,713-13,735

Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö., Erkal, T., 1989, Bayburt Dolayının Jeolojisi, MTA Der. Rap. No: 8995, Ankara.

Keskin, İ., Özbek, T., Dönmez, M. ve Küçümen, Ö., 1991, Köse-Gökçedere (Gümüşhane), Demirözü (Bayburt) Dolayının Jeolojisi: MTA Der. Rap. No. 9450, Ankara.

Keskin, İ., 2013, 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Artvin - F 46 paftası, No: 178, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

Ketin, İ., 1949, Artvin Bölgesinin Jeolojik Etüdü Hakkında Memuar: MTA Der. Rap., No. 1951, Ankara.

Ketin, İ., 1950, Bayburt Bölgesinin Jeolojisi: MTA Der. Rap., No. 1949, Ankara

Ketin, İ., 1951 a, Über die Geologie der Gegend von Bayburt in Nordost Anatolien: Rev.

Ketin, İ., 1951 b, Bayburt Bölgesi Jeolojisi: İstanbul Üniversitesi Fen fak. Mecm., seri B, cilt XVI, sayı. 2, İstanbul.

- Ketin, İ., 1966**, Tectonic Units of Anatolia (Asia Minor): Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Bulletin, No. 66, p. 23-34, Ankara.
- Kıral, K. ve Çağlayan, A., 1980**, Kağızman (Kars)-Ağrı-Taşlıçay (Ağrı) Dolaylarının Jeolojisi: MTA Jeol. Dai. Der. Rap., No. 154, Ankara.
- Koch, C. H. E., 1846**, Reise im Pontischen Gebirge etc. Weimar.
- Kolaylı, H., 1996**, Kop Dağları Erzincan-Erzurum-Bayburt ultramafik ve mafik kayalarının jeolojik, petrolojik ve metallojenik incelemesi: Doktora Tezi Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Konak, N., Ercan, T. ve Bilgin, Z. R., 1991**, Artvin-Oltu Arasındaki Jura Öncesi Kayaların Tanımı ve Yapısal Özellikleri: Ank. Üniv. Suat Erk Jeoloji Simpozyumu, Bildiri Özleri, Ankara.
- Konak, N., Hakyemez, H. Y., Bilgiç, T., Ercan, Bilgin, Z. R., Hepşen, N. ve Ercan, T., 2001**, Kuzeydoğu Pontidlerin (Oltu-Oltur-Şenkaya-Narman-Tortum-Uzundere-Yusufeli) Jeolojisi: MTA Raporu, Rapor no: 10489, Ankara.
- Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984**, Demirözü (Bayburt) Yöresinin Stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 5, 107-115.
- Korkmaz, A., 1993**, Tonya-Düzköy (GB Trabzon) Yöresinin Stratigrafisi, TJK Bülteni, C. 36, 151-158, Ankara.
- Kossmat, F., 1910**, Geologische Untersuchungen in den Erzdistrikten des Vilajets Trapezunt: Kleinasien. Mitt. Geol. Ges. Wien, III.
- Kovenko, V., 1941**, Gümüşhane'nin Simli Kurşun Madenleri: MTA Mecm., 3/24, Ankara.
- Kovenko, V., 1942**, Artvin Bölgesi Kuvarshane Madenleri: MTA Mecm., 2/27, Ankara.
- Kovenko, V., 1943**, Bakırlı Pirit Madenleri Bölgesi Giresun Vilayetinde, Espiye ve Görele Dolaylarındaki Karaerik, Ağlık, İsrail ilh. Madenleri: MTA Mecm., 2/30, Ankara.
- Kurt, İ., Özkan, M. K., Karşı, Ş., Çolak, T. ve Topçu, T., 2006**, Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeodinamik ve Metallojenik Evrimi: MTA Der. Rap. No. 10875, Ankara.
- Lacroix, A., 1891**, Les Roches a Leucite de Trebizonde: Bull. Soc. Geol., Fran., Paris.
- Lahn, E., 1940**, Erzurum Havalisinin Jeolojik Bünyeleri: MTA Mecm., 2/19, Ankara.

Lebas, M.J., Lemaitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986), A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.

Lebedev, N. I., 1898, Gold im Kaukasus und im Flusstale von Tschoroch: *Mat. Geol. Cauc., Ser. III, 1 (2)*, Tiflis.

Mack, G.H., 1978, Tectonic control of sedimentation. In: Middleton, G.V., Church, M.J., Coniglio, M., Hardie, L.A., Longstaffe, F.J., (eds) Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3609-5_235

Margolus, A., 1906, Salzweke in Transkaukasien: Ausgabe d'kaukas. Bergverwaltung, Tiflis.

Musaoğlu, A., Tosun, C., Özdemir, N., Yaprak, S., 1987, Bayburt-Maden-Kop (Gümüşhane) Yöresi Jeolojisi ve Maden Prospeksiyonu Raporu, MTA Genel Müdürlüğü Rapor No:8541 Ankara (yayımlanmamış).

Nebert, K., 1957, 1/100 000 Ölçekli Şebinkarahisar 45/2, 3, 4 Paftaları Jeolojik Lövesi: MTA Der. Rap., No. 2508, Ankara.

Nebert, K., 1961 a, Der Geologische Bau der Einzugsgebiete Kelkit Çay und Kızılırmak (NE-Anatolien): Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, v. 57, p. 1-51. (Kelkit Çayı ve Kızılırmak (Kuzey Anadolu) nehirleri mecrası bölgelerinin jeolojik yapısı. MTA dergisi, 57, 1-49)

Nebert, K., 1961 b, Kelkit Çayı ve Kızılırmak (Kuzeydoğu Anadolu) Nehirleri Mecrası Bölgelerinin Jeolojik Yapısı: MTA Derg., 57, Ankara.

Nebert, K., 1964 a, Zur Geologie des Kelkit Çay-Oberlaufs südwestlich von Şiran (Nordostanatolien): Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, v. 62, p. 42-59. Şiran güneybatısındaki (Kuzeydoğu Anadolu) Kelkit Çayı üst mecrasının jeolojisi hakkında. MTA dergisi, 62, 41-57.

Nebert, K., 1964 b, Şiran güneybasındaki (Kuzeydoğu Anadolu) Kelkit çayı üst mecrasının jeolojisi hakkında *M.T.A. Derg.*, no. 62, Ankara.

Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N. & Petrov, E., 2015a, The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration

regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. Marine and Petroleum Geology, 59, 638-655.

Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N. & Petrov, E., 2015b, 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, 59, 656-670.

Okay, A. C., 1950, Norgah ve Konursu Arasındaki Çoruh Bölgesinin (İspir) 30/3 Paftasının Jeoloji Bakımından Etüdü: MTA Der. Rap., No. 1901, Ankara.

Okay, A.I., 1984, Ağvanis Metamorfikleri ve Çevre Kayalarının Jeolojisi: MTA Derg. 99/100, 51-71.

Okay, A.I., 1989, Alpine-Himalayan blueschists. Annual Reviews of the Earth and Planetary Sciences, 17, 55-87.

Okay, A.I. & Leven, E.Ja., 1996, Stratigraphy and paleontology of the Upper Paleozoic sequence in the Pulur (Bayburt) region, Eastern Pontides. Turkish Journal of Earth Sciences, 5, 145-155.

Okay, A.I., Şahintürk, Ö. ve Yakar, H., 1997, Pulur Bölgesinin Stratigrafisi ve Tektoniği (Bayburt, Doğu Pontidler), MTA Dergisi 119, 1-22, Ankara.

Okay, Aral I. and Tüysüz O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey, Geological Society, London, Special Publications; v. 156; p. 475-515

Oswald, F., 1910, Zur Tektonischen Entwicklungsgeschichte des Armenischen Hochlandes: Peterm. Mitt. Nottingham.

Oswald, F., 1912, Armenien Handbuch d. Regional Geologic: Bd. V/3, Heidelberg.

Özsayar, T., 1980, Pazar (Rize) Yöresi Sarmasiyen Elphidium'ları: TJK Bült., c. 23, 87-92, Ankara.

Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981, Artvin Yöresi Yastık Lavlarının Yaşına İlişkin Paleontolojik Veriler: KTÜ Yerbil. Derg., s. 2, 1-2, Trabzon.

Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., Eren, A. A. ve Çapkinoğlu, Ş., 1982, Ardanuç (Artvin) Yöresinin Jeolojisi: KTÜ Yerbil. Derg. Jeoloji, c. 2, s. 1/2, 21-38, Trabzon.

Parejas, E., 1940, La Tectonique Transversale de la Turquie: Publ. Instit. Geol., univ. İstanbul, No. 8, İstanbul.

- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984**, Trace-Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks: *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pearce, J.A., 2008**, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Peccherillo, A., Taylor, S.R., 1976**, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63–81.
- Pehlivan, A. N., 1971**, Sürmene, Köprübaşı, Küçükdere civarının jeolojik etüt raporu. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Rapor No: 8406, Ankara (Yayımlanmamış).
- Pelin, S., 1977 a**, 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).
- Pelin, S., 1977 b**, Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi: KTÜ yayını, No. 87, 105 s., Trabzon.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I. & Ustaömer, T., 1996**, Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region Book: Geological Society, London*
- Saccani, E., 2015**, A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics, *Geoscience Frontiers*, Volume 6, Issue 4, July 2015, Pages 481-501
- Satır, M., Şen, C., 2010**, Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: The Gümüşhane pluton (NE Turkey): *Lithos*, Volume 116, Issues 1-2, April 2010, Pages 92-110.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002**, Application of High Field Strength Elements to Discriminate Tectonic Settings in VMS Environments: *Economic Geology*, v. 97, p. 629–642.
- Scotese, C.R. 2001**, Atlas of Earth History Edition: Volume 1, Paleogeography Publisher: PALEOMAP Project, Arlington, TX, 58 pp. ISBN: 0-9700020-0-9
- Seymen, İ., 1975**, Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği: İTÜ Maden Fak. Yay. İstanbul.

Stchepinsky, V., 1945, Rapport sur la Geologie et les Ressources Minerales du bassin superior de la Kelkit Çayı, Ankara.

Stchepinsky, V., 1946, Fossiles caracteristique de Turquie: MTA., A Matereauxcarte geologique, No. 1, Ankara.

Stratil-Sauer, G., 1927, der Östliche Pontus: Geogr. Zeitschr, 9. Heft, Leipzig.

Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1980, 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.

Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.

Taner, M. F., 1977, Etude Geologique et Petrographique de la Region de Güneyce, İkizdere, Situee au Sud de Rize (Pontides orientales, Turquie): Ph.D these no. 1788, Geneve, 180 pp.

Tanyolu, E., 1988, Pulur Masifi (Bayburt) Doğu Kesiminin Jeolojisi, MTA Dergisi 108, 1, 17, Ankara.

Tchihatcheff, P. De., 1867, Asie Minor, Geologie, I, Paris.

Tchihatcheff, P. de., 1887, Kleinasien. Leipzig-Prag.

Timur, E., 1990, İspir (Erzurum) ve Dolaylarının Jeolojisi (Yük. Lis. Tezi): İst. Üniv. Fen. Bil. Enst., 69 s., İstanbul.

Tokel, S., 1973, Stratigraphical and Volcanic History of Gümüşhane Region; NE Turkey: (Ph. D. Thesis), College Univ., London.

Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen Yaşlı Kalk-Alkalen Andezitler ve Jeotektonizma: TJK Bült., s. 20, Ankara.

Tokel, S., 1981, Plaka Tektoniğinde Magmatik Yerleşimler ve Jeokimya; Türkiye'den Örnekler: Yer Yuvarı ve İnsan Derg., s. 6, 3-4, Ankara.

Topuz, G ve Sadıklar, M.B., 1994a, Pulur Masifi (Demirözü-Bayburt) orta kesiminin stratigrafisi ve metamorfizması. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 9, 188-200.

Topuz, G., Eyüboğlu, Y., Dokuz, A., 2002, Petrology and age of the Saraycık Granodiorite, Pulur Massif, Eastern Pontides, NE Turkey: Preliminary results, First

International Symposium of the Mines (ITU) on Earth Sciences and Engineering, Abstracts, s.240, İstanbul

Topuz ,G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, H. W., Zack, T., HasözbeK, A., Barth, M., Yılmaz-Şahin, S., Güngör, Y. and Boztuğ, D., 2004, Comparative Petrogenetic Investigation of Composite Kaçkar Batholith Granitoids In Eastern Pontide Magmatic Arc- Northern Turkey: Earth, Planet and Space, Japan, v.56, n4, 429-446.

Topuz ,G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, H.W., Zack, T., HasözbeK, A., Barth, M., Satır, M., Şen, C., 2010. Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: The Gümüşhane pluton (NE Turkey), Lithos, Volume 116, Issues 1-2, April 2010, Pages 92-110.

Plank, T., Langmuir, C.H., 1988, The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chemical Geology Volume 145, Issues 3–4, 15 April 1998, Pages 325-394

Uğuz, M. F., Demirbağ, H., Evcimen, Ö., Tunçdemir, V., Duygu, L., Erdem, Y. ve Atıcı, G., 2009, A New Approach to the Tectono-Stratigraphy of Eastern Black Sea Region: Second International Symposium on the Geology of the Black sea Region: Abstract Book, 5-9 October 2009 Congress Center of MTA, Ankara, Turkey.

Uğuz, M. F., Bilgin, A. Z., Tunçdemir, V., Atıcı, G. ve Gündoğdu E. A., 2011. Doğu Karadeniz bölgesinin jeolojisi (Bayburt – Gümüşhane - Trabzon), Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 11452, Ankara (yayımlanmamış).

Wedding, H., 1963, Kelkit hattı jeolojisine ait düşünceler ve Kelkit-Bayburt (Gümüşhane) çevresindeki Jura stratigrafisi, MTA Dergisi 61, 30-37, Ankara.

Wijkerslooth, P. de, 1946, Karadeniz Doğu Sahilleri Cevher Bölgesi ve Bilhassa Kuvvarshane Bakır Yatakları (Vilayet Çoruh) Hakkında Bazı Malumat: MTA Mecn., 1/35, Ankara.

Yalçınlar, İ., 1952, İspir, Pazar, Arhavi ve Yusufeli Arasındaki Bölgenin Jeolojisi: MTA Der. Rap., No. 2022, Ankara.

Yılmaz, A., 1985, Yukarı Kelkit Çayı ile Munzur Dağları Arasının Temel Jeolojik Özellikleri ve Yapısal Evrimi: TJK Bült., 28, 2, 79-92, Ankara.

Yılmaz, A., Okay, A. ve Bilgiç, T., 1985, Yukarı Kelkit Çayı Yöresi Ve Güneyinin Temel Jeoloji Özellikleri Ve Sonuçları, MTA Rapor no 7777, (yayımlanmamış), Ankara.

Yılmaz, A., Adamia, S., Chabukiani, A., Chkhotua, T., Erdoğan, K., Tuzcu, S. and Yılmaz, S. and Boztuğ, D., 1996, Space and Time Relations of Three Plutonic Phases in the Eastern Pontides (Turkey): International Geology Review 38, 935–956.

Yılmaz, A., Adamia, S., Engin, T. ve Lazarashvili, T., 1997, Geoscientific studies of the area along Turkish - Georgian border. General Directorate of Mineral Research and Exploration Turkey, Maden Tetkik ve Arama Genel Genel Müdürlüğü, Rapor No: 10122, Ankara (yayımlanmamış).

Yılmaz, C, Özgür, S. ve Taşlı, K., 1996, Gümüşhane yöresi Mesozoyik çökellerindeki çok evreli riftleşme kayıtları, KD Türkiye. 49.163 Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 11,170-175, Ankara.

Yılmaz, H., 1986, Olur (Erzurum) Yöresinin Jeolojisi: KTÜ derg., s. 1-2, Trabzon.

Yılmaz, Y., 1972, Petrology and Structure of Gümüşhane Granite and Surrounding Rocks (Ph. D. Thesis): Univ. of London, 260 s., England.

Yılmaz, Y.,1976 a, Geology of the Gümüşhane granite (petrography): İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, v. 39, p. 157-172.

Yılmaz, Y., 1976 b, History of crystallisation of the Gümüşhane granite. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, v. 39, p. 205-210.

Yılmaz, Y.,1977, Kurdoğlu dokanak metamorfizma kuşağında bazı petrojenetik sorunlar, TJK Bülteni, C. 20, 63-68, Ankara.

Yılmaz, Y.,1984, Türkiye'nin Jeolojik Tarihinde Magmatik Etkinlik ve Tektonik Evrimle İlişkisi: Ketin Simp. Kitabı, 63-81, Ankara.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbas, E., Genç, Ş.C. and Şengör, A.M.C., 1997, Geology and Tectonic Evolution of the Pontides: In Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir, vol. 68, pp. 183–226.

Zankl, H., 1962, Magmatismus und Bauplan des Ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harsit-Tales, Ne-Anatolien. Geol Rundsch 51, 218–239.
<https://doi.org/10.1007/BF01803236>

