



T.C.  
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



**ÇAMDERE OFİYOLİTİK KARIŞIĞI (DEMİRÖZÜ-BAYBURT) İÇİNDEKİ  
BAZİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Arzu ULUTAŞ**

**MAYIS 2017  
GÜMÜŞHANE**



T.C.  
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ÇAMDERE OFİYOLİTİK KARIŞIĞI (DEMİRÖZÜ-BAYBURT) İÇİNDEKİ  
BAZİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASAL VE İZOTOPİK ÖZELLİKLERİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Arzu ULUTAŞ

Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü  
”Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı”  
Yüksek Lisans Programında Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 04.05.2017  
Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 26.05.2017

MAYIS 2017



## KABUL ve ONAY



Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ danışmanlığında Arzu ULUTAŞ tarafından hazırlanan **"ÇAMDERE OFİYOLİTİK KARIŞIĞI (DEMİRÖZÜ-BAYBURT) İÇİNDEKİ BAZİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ"** isimli bu çalışma jürimiz tarafından Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak Oy Birliği ile kabul edilmiştir.

Başkan

: Prof. Dr. İbrahim UYSAL

Üye (Danışman)

: Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ

Üye

: Yrd. Doç. Dr. Emre AYDINÇAKIR

ONAY

Bu tez 05/07/17 tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Ferkan SİPAHI

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

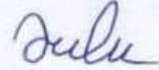
Bu çalışma TÜBİTAK 113Y457 numaralı 1001 Ar-Ge projesi tarafından desteklenmiştir.

## TEZ BEYANNAMESİ

Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda, tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlamış olduğum "Çamdere Ofiyolitik Karışığı (Demirözü-Bayburt) İçindeki Bazik Kayaçların Jeokimyasal ve İzotopik Özellikleri" isimli tez çalışmasında; bütün bilgi ve belgeleri genel akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi, görsel ve yazılı bütün bilgi ve sonuçları bilimsel ahlak kurallarına uygun olarak hazırlayıp sunduğumu, başka kaynaklardan yararlandığım bilgileri metin ve kaynaklarda eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma süresince bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksi durumda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim.

04/05/2017

Arzu ULUTAŞ



**ÖZET**  
**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**ÇAMDERE OFİYOLİTİK KARIŞIĞI (DEMİRÖZÜ-BAYBURT) İÇİNDEKİ  
BAZİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASAL ve İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ**

Arzu ULUTAŞ

Gümüşhane Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ

2017, 78 sayfa

Sakarya Zonu doğusundaki Çamdere (Bayburt) yöresi, Geç Karbonifer-Permiyen çökellerinin yüzelediği iki lokasyondan biridir. ‘Çamdere Ofiyolitik Karışığı’ olarak adlandırılan tektono-sedimanter birim, bloklar halinde mermer, kireçtaşı, kumtaşı, bazalt, dolerit, gabro, meta-bazalt, meta-gabro gibi farklı çökelme ve tektonik ortamları karakterize eden litolojiler içermektedir. Meta-bazit ve metamorfize olmamış mafik bloklar olmak üzere iki grup altında toplanan bazik magmatik kayaçlar, jeokimyasal ve Sr, Nd, Pb izotop oranları açısından incelenmişlerdir.

Her iki gruba ait kayaçlar bazik-ortaç bir kimyasal bileşime sahiptir ( $\text{SiO}_2 = 44.0-56.6$  % ağı.). Mafik bloklara ait örnekler toleyit karakterli, meta-bazitler ise düşük, orta ve yüksek  $\text{K}_2\text{O}$  içerikleri ile toleyitten şononitiğe kadar giden bir dağılım sergilemektedirler. Meta-bazitler La’dan Eu’ya doğru zenginleşme derecesi gittikçe azalan hafif nadir toprak

element (HNTE) ve yaklaşık yatay konumlu ağır nadir toprak element (ANTE) profilleri gösterirken ( $La_N/Yb_N = 4.55 - 29.01$ ), mafik bloklara ait örnekler OOSB'ye paralel ve yataya yakın profiller sunmaktadırlar ( $La_N/Yb_N = 1.44 - 2.19$ ). Yitimle ilişkili kayaçlarda olduğu gibi, her iki gruba ait kayaçlar büyük iyon yarıçaplı element (BIYE) zenginleşmesi ve negatif Nb-Ta-Ti anomalisi sunarlar. Ancak bu zenginleşme ve anomali derecesi mafiklerde daha zayıf veya nötr olarak gözlenir. Meta-bazitler pozitif ve negatif Pb ve P anomalileri sunarken, mafikler genellikle negatif Pb ve P anomalileri sunarlar. Genellikle düşük MgO (<6.5 % ağı.), Cr (<250 ppm) ve Ni (<150 ppm) konsantrasyonları ve düşük Mg-numarası (<60), örneklerin manto kaynağı ile dengeli bir bileşime sahip olmadığını göstermektedir. Kısmen düşük radyojenik  $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$  oranları (0.704335–0.706227), orta pozitif  $\epsilon Nd(t)$  değerleri (+2.7 – +6.4) ve kuzey yarı küre referans çizgisi (KYRÇ)'nin hemen üzerine çıkan Pb izotop oranları, kıtasal malzemeler veya zenginleşmiş manto II (ZM II) tarafından modifiye edilmiş bir manto kaynağına işaret etmektedir.

Kayaçların jeokimyasal özellikleri yitimle ilişkili ortamlarda oluştuklarını veya oluşuktan sonra yitim ilişkili solüsyonlarla etkileşime girdiklerini göstermektedir. Ancak tektonik ortam diyagramlarında yitim zonu solüsyonlarının katkısı çok belirgin olarak ortaya çıkmamaktadır. Bu diyagramlarda meta-bazitler kıta içi bazalt, kalk-alkali bazalt ve ada yayı toleyiti, metamorfize olmamış mafik kayaçlar ise normal okyanus ortası sırtı bazaltı (N-OOSB) gibi yitimden uzak tektonik ortamlarda toplanmaktadırlar.

**Anahtar Kelimeler:** Çamdere-Bayburt, Jeokimya, Meta-bazit, Ofiyolitik melanaj, Radyojenik izotop, Tektonik ortam

**ABSTRACT**  
**MS THESIS**

**GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC FEATURES OF THE MAFIC ROCKS IN THE  
ÇAMDERE OPHIOLITIC MELANGE (DEMİRÖZÜ-BAYBURT)**

Arzu ULUTAŞ

Gümüşhane University  
The Graduate School of Natural and Applied Sciences  
Department of Geological Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Abdurrahman DOKUZ

2017, 78 pages

Çamdere (Bayburt) area in the eastern Sakarya Zone is one of the two locations where the Late Carboniferous-Early Permian sedimentary rocks are cropped out. The unit, named the 'Çamdere Ophiolitic Melange' contains blocks of various lithologies, such as marble, limestone, sandstone, basalt, dolerite, gabbro, meta-basalt, meta-gabbro, which characterize distinct sedimentary and tectonic settings. Basic igneous rocks in the unit, which are divided in the two subgroups: meta-basites and unmetamorphized mafites, are investigated in terms of their geochemical features and Sr, Nd, Pb isotope ratios.

The rocks of both the groups have a basic-intermediate geochemical composition ( $\text{SiO}_2 = 44.0\text{-}56.6$  wt. %). The samples from the mafic blocks are tholeiite in character, whereas those from the meta-basites with their low, medium and high  $\text{K}_2\text{O}$  contents



display a compositional range from tholeiite to soshonite. The meta-basites show light rare earth element (LREE) patterns inclined slightly to the right and almost horizontal heavy rare earth element (HREE) patterns ( $La_N/Yb_N = 4.55 - 29.01$ ). As to the mafic rocks, they display mid ocean ridge basalt (MORB)-parallel, flat and slightly LREE enriched patterns ( $La_N/Yb_N = 1.44 - 2.19$ ). The samples from both the groups show large ion lithophile element (LILE) enrichments and negative Nb-Ta-Ti anomalies. However, the degrees of enrichments and negative anomalies are weaker in the samples of the unmetamorphosed mafic blocks. The meta-basites show positive and negative Pb and P anomalies, whereas samples from the mafic blocks commonly present negative Pb and P anomalies. In general, the samples have low MgO (<6.5 wt. %), Cr (<250 ppm) and Ni (<150 ppm) contents and low Mg-numbers (<60), indicating that the samples have not a geochemical composition equilibrium with their mantle source. Partly low radiogenic  $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$  ratios (0.704335–0.706227), medium positive  $\epsilon Nd(t)$  values (+2.7 – +6.4) and Pb isotope ratios, which plot slightly above the Northern Hemisphere Referans Line (NHRL), point to a mantle source modified by crustal rocks or contribution from Enriched Mantle II (EM II) reservoir.

Geochemical features of the rocks refer to the formation above a subduction zone or interaction with solutions from the subduction zone. However this subduction feature of the rocks are not exposed obviously in the tectonic setting discrimination diagrams. In these diagrams, the meta-basites are scattered on the fields of within plate basalt, calc-alkali basalt and island arc tholeiite, whereas unmetamorphosed mafic rocks plot in the MORB field, that all are away from the subduction zone.

**Key Words:** Çamdere-Bayburt, Geochemistry, Meta-basite, Ophiolitic melange, Radiogenic isotope, Tectonic setting

## TEŞEKKÜR

“Çamdere Ofiyolitik Karışığı (Demirözü-Bayburt) İçindeki Bazık Kayaçların Jeokimyasal ve İzotopik Özellikleri” adlı bu çalışma, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

En yoğun olduğu dönemlerde dahi hoşgörü ve desteğini esirmeyen, bilgi ve tecrübelerini bu çalışmanın her aşamasında paylaşan kıymetli Danışman Hocam Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ’a içtenlikle şükran ve saygılarımı sunarım.

Ayrıca çalışmalarım sırasında yardım ve desteğinden yararlandığım Yrd. Doç. Dr. Mehmet Ali GÜCER’e, paleontolojik incelemelerin yapılmasında Arş. Gör. Kadir SÜNNETÇİ’ye ve ince kesitlerin hazırlanması sırasındaki emeğinden dolayı Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi ince kesit laboratuvarı teknisyeni Hakkı YOKUŞ’a sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Tüm hayatım boyunca, maddi ve manevi desteğini esirgemeyen ve her an yanımda olan tüm aile breylerine ve arkadaşım Meltem YILMAZ’a şükranlarımı sunarım.

Bu tez, 113Y457 nolu TÜBİTAK 1001 araştırma projesi kapsamında desteklenmiştir.

Arzu ULUTAŞ  
Gümüşhane, 2017

2.1.2.5.	Ana, İz ve Nadir Toprak Element Analizleri.....	18
2.1.2.6.	Rb-Sr, Sm-Nd ve Pb-Pb İzotop Analizleri .....	18
2.1.3.	Büro Çalışmaları.....	19
3.	BULGULAR.....	20
3.1.	Stratigrafi ve Petrografi .....	20
3.1.1.	Pulur Masifi .....	21
3.1.2.	Çamdere Ofiyolitik Karışığı .....	21
3.1.2.1.	Ad-Yayılım ve Topoğrafik Görünüm.....	21
3.1.2.2.	Ölçülü Stratigrafik Kesit.....	23
3.1.2.3.	Dokanaklar.....	26
3.1.2.4.	Litoloji .....	26
3.1.2.4.1	Fillat.....	26
3.1.2.4.2.	Meta-bazit .....	28
3.1.2.4.3.	Gabro .....	29
3.1.2.4.4.	Dolerit .....	30
3.1.2.4.5.	Riyolit .....	31
3.1.2.4.6.	Bazalt .....	32
3.1.2.4.7.	Kumtaşı.....	32
3.1.2.5.	Yaş ve Deneştirme .....	34
3.1.3.	Şenköy Formasyonu .....	34
3.1.4.	Saraycık Granodiyoriti.....	35
3.2.	Jeokimya .....	35
3.2.1.	Giriş .....	35
3.2.2.	Kayaçların Sınıflaması.....	35
3.2.3.	Ana – İz Element Jeokimyası .....	42
3.3.	Radyojenik İzotop Analizleri.....	48

4.	TARTIŞMA.....	51
4.1.	Kabuksal Kirlenme .....	51
4.2.	Kesirli Kristallenme.....	53
4.3.	Kaynak Alan .....	56
4.4.	Tektonik Ortam.....	60
5.	SONUÇLAR.....	63
6.	KAYNAKLAR .....	64

ÖZGEÇMİŞ



## ŞEKİLLER DİZİNİ

### Sayfa No

- Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası. a) Çalışma alanının Türkiye'nin tektonik birliklerinden Sakarya Zonu içindeki konumu. b) Sakarya Zonu'nu doğusunda Gümüşhane-Bayburt sınırları içerisinde yer alan Jura-öncesi yaşlı temel kayaçlarının dağılımı. 'Çamdere Ofiyolitik Melanji' bunların en doğusunda yer almaktadır..... 3
- Şekil 1.2. Gümüşhane-Bayburt çevresindeki Jura öncesi temel kayaçların konumları ve bu kayaçlar üzerinde yapılmış radyometrik yaşlar ..... 6
- Şekil 3.1. Demirözü (Bayburt) yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti..... 20
- Şekil 3.2. Çamdere (Demirözü-Bayburt) yöresinin jeoloji haritası ..... 23
- Şekil 3.3. Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait A-A' enine jeolojik kesiti ..... 23
- Şekil 3.4. Çamdere yöresi Permo-Karbonifer istifinin ölçülü stratigrafik kesiti ..... 25
- Şekil 3.5 (a) Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki kireçtaşı ve kumtaşları arasındaki normal dokanağın görünümü. Birlikte sleyt içerisinde bir olistolit oluşturmaktadırlar. (b,c) Kireçtaşı ve kumtaşlarının görünümü. (d, e, f) Mermer, meta-bazalt ve mikrogabro bloklarının/olistolitlerinin bağlayıcı konumundaki sleyt ile olan dokanakları.(g, h) Bloklar arasındaki sınırların faylı olduğuna işaret eden breşik yapı ve oyuk-sırt yapısı..... 27
- Şekil 3.6 Çamdere Ofiyolitik Karışığına ait fillat (meta-silt, meta şeyl) bloklarına ait kayaçlarda gelişen yönlü dokular ..... 28
- Şekil 3.7 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait meta-bazitlerde gözlenen nematoblastik doku ..... 29
- Şekil 3.8 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait gabroların hipidiyomorf taneseli dokusunun görünümü ..... 30
- Şekil 3.9 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait doleritin ofitik dokusunun görünümü..... 31
- Şekil 3.10 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait riyolitlerin mikrogranü porfiritik dokusu ve içerisindeki kuvarslara ait körfez yapısı..... 32

Şekil 3.11	Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki kumtaşı bloklarından alınan örneklerin modal Q-F-L diyagramındaki konumları .....	33
Şekil 3.12	Çamdere yöresi Ofiyolitik Karışığı içindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait (a) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (TAS), (b) Co-Th (adlandırma diyagramlarındaki konumları.....	39
Şekil 3.13	Çamdere yöresi Ofiyolitik Karışığı içindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait örneklerin Nb/Y-Zr/TiO <sub>2</sub> *0.0001 adlandırma diyagramındaki dağılımları .....	40
Şekil 3.14	Çamdere yöresi Ofiyolitik Karışığı içindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait örneklerin Zr/TiO <sub>2</sub> *0.0001-SiO <sub>2</sub> adlandırma diyagramındaki dağılımları .....	40
Şekil 3.15	Çamdere yöresi Ofiyolitik Karışığı içindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait örneklerin SiO <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> O diyagramındaki konumları .....	41
Şekil 3.16	Çamdere yöresi Ofiyolitik Karışığı içindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait örneklerin AFM diyagramı .....	41
Şekil 3.17	Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki mafik bloklar ve meta-bazitlere ait örneklerin SiO <sub>2</sub> – ana oksit değişim (Harker) diyagramları .....	43
Şekil 3.18	Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki mafik bloklar ve meta-bazitlere ait örneklerin SiO <sub>2</sub> – iz element değişim (Harker) diyagramları .....	44
Şekil 3.19	Çamdere Ofiyolitik Karışığına ait bazik kayaların (a) Nb/La'a karşı MgO (%ağ.) diyagramı, (b) Nb/U'a karşı Nb (ppm) diyagramı, (c) Ce/Pb'a karşı Ce (ppm) diyagramı, (d) (Th/Nb)N karşı Nb/La diyagramı. ....	46
Şekil 3.20	Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki (a) meta-bazit ve (b) metamorfize olmayan mafik bloklara ait kayaların çoklu iz element (Spider) diyagramları.....	47
Şekil 3.21	Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki <b>a)</b> meta-bazit ve <b>b)</b> metamorfize olmayan mafik bloklara ait kayaların NTE diyagramları.....	48
Şekil 3.22	Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki bazik magmatik kayaçların ilksel εNd(t)' ye karşı ilksel <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr diyagramı .....	49

Şekil 3.23	Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki bazik magmatik kayaların (a) ilksel $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'a karşı $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve (b) ilksel $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'a karşı $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramları. ....	49
Şekil 3.24	(a) Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait bazik kayaların Th/Yb'a karşı Nb/Yb diyagramı. (b) La/Ba'a karşı La/Nb diyagramı. ....	52
Şekil 3.25	Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait bazik kayaların % SiO <sub>2</sub> 'e karşı Mg# ve Ni (ppm), ve Mg#'na karşı TiO <sub>2</sub> (% ağı.) ve Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (% ağı.) ikili değişim diyagramları .....	54
Şekil 3.26	Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait bazik kayaların (a, b) Rb/Sr'a karşı Sr ve Ba/Rb diyagramları. (c) Ba/La'a karşı Th/Yb, (d) Ba/Th' a karşı ISr diyagramları.....	57
Şekil 3.27	Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait bazik kayaların Dy/Yb'a karşı K/Yb*1000 diyagramı. ....	59
Şekil 3.28	Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait kayaların tektonik ortam ayırımı diyagramları. (a) Ti/100–Zr–Yx3 diyagramı (b) Nb*2–Zr/4–Y diyagramı (c) Zr/Y–Zr diyagramı ve (d) V–Ti diyagramı . ....	62

## TABLÖLAR DİZİNİ

	<b><u>Sayfa No</u></b>
Tablo 3.1 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki kumtaşlarının Swift marka nokta sayıcı ile hesaplanmış modal mineralojik bileşimleri.....	33
Tablo 3 2 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait örneklerin ana (%), iz ve nadir toprak (ppm) element sonuçları .....	37
Tablo 3.3 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki bazik bloklara ait örneklerin Sr, Nd ve Pb izotopik bileşimleri .....	50



## SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ

LA-ICP-MS	: Lazer Ablasyon İndüktif Coupled Plazma Kütle Spektrometrisi
ICP-MS	: İndüktif Coupled Plazma-Kütle Spektrometrisi
ICP-AES	: İndüktif Coupled Plazma-Atomik Emisyon Spektrometrisi
TIMS	: Termal İyonizasyon Kütle Spektrometrisi
A.K.	: Ateşte Kayıp
BIYE	: Büyük İyon Yarıçaplı Elementler
YÇAE	: Yüksek Çekim Alanlı Elementler
NTE	: Nadir Toprak Elementleri
ANTE	: Ağır Nadir Toprak Elementleri
OOSB	: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
N-OOSB	: Normal Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
Z-OOSB	: Zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
OAB	: Okyanus Adası Bazaltı
YGB	: Yay Gerisi Bazaltı
VYB	: Volkanik Yay Bazaltı
KİAB	: Kıta içi Alkali Bazaltı
NZB	: Nb'ca Zenginleşmiş Bazalt
AYT	: Ada Yayı Toleyiti
KİT	: Kıta içi Toleyitleri
KYRÇ	: Kuzey Yarı Küre Referans Çizgisi
AOK	: Altere Okyanusal Kabuk
HIMU	: yüksek - $\mu$ manto kaynağı
AK	: Alt Kabuk
OK	: Ortalama Kabuk
KLM	: Kıtasal Litosferik Manto
BSE	: bulk silicate Earth
İM	: İlksel Manto
DN	: Düşük Nb
ON	: Orta Nb
YN	: Yüksek Nb
fO <sub>2</sub>	: Oksijen Fugasitesi
ISr	: İlksel Stronsiyum
SA	: Subarkoz
SL	: Sublitarenit
Q	: Kuvars
Qm	: Monokristalin Kuvars
Qp	: Polikristalin Kuvars
F	: Feldispat
Af	: Alkali Feldispat
Pl	: Plajiyoklas
L	: Kayaç Parçası
Lm	: Mafik Kayaç Parçası
Lf	: Felsik Kayaç Parçası
B	: Bağlayıcı
Ç	: Çimento
M	: Matriks

Mi : Mika  
Mu : Muskovit  
Bi : Biyotit  
Op : Opak mineral  
Mg# :  $\text{MgO} / (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.889) \times 100$   
CHUR : Kondritik Birim Rezervuarı



## 1. GENEL BİLGİLER

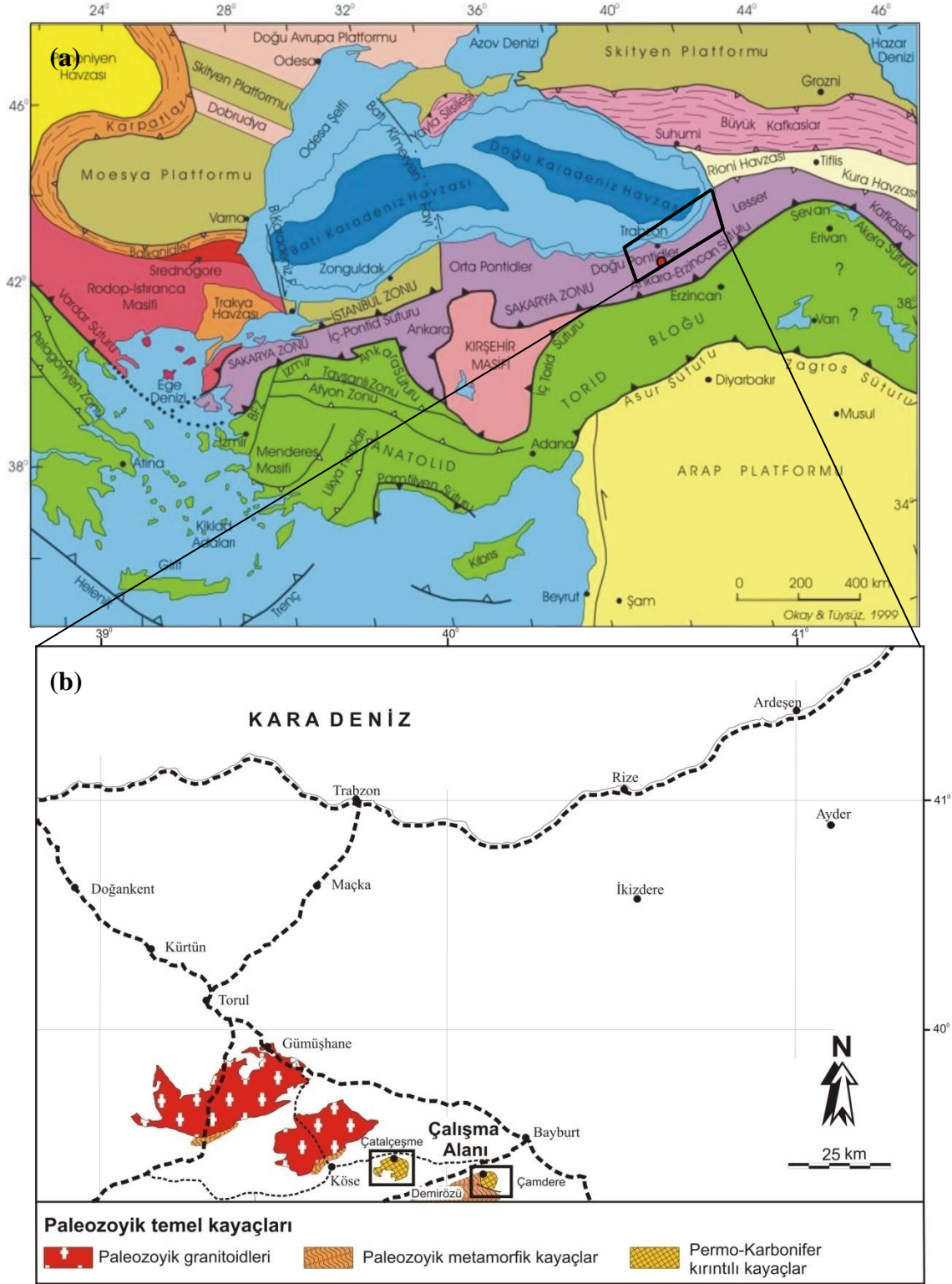
### 1.1. Giriş

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde yüzeyleyen kayaçlar orojenik dönemler açısından değerlendirildiğinde, Alp Orojenezi'nin magmatik ve tortul kayaları ile eksiksiz bir şekilde temsil dildiği görülür. Buna karşılık, Variskan Orojenezi sadece orta-yüksek dereceli metamorfite ve onları keserek yerleşen granitoidler gibi, bir kıtasal kabuğun orta kesimlerinde yer alan çok sınırlı sayıdaki kaya türü ile temsil edilmektedir (Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011; Kaygusuz vd., 2013; Ustaömer ve Robertson, 2013; Karlı vd., 2016). Genç orojenik kuşaklarda, metamorfik ve magmatik derinlik kayaçları üzerinde yer alan volkanik ve tortul kayaçların, Variskan Orojenezi'ni temsil eden alanlarda genellikle eksik olduğu görülmektedir. Bu durum, granitler üzerinde olması gereken ~7 km kalınlığa sahip Variskan temele ait kayaçların granitlerin yerleşimi sonrası aşındırıldığı anlamına gelmektedir. Güncel olarak, Variskan kayalarını sadece Erken Jura'da Neotetis Okyanusu'nun açılmasına bağlı olarak sular altında kalmış ve Mesozoyik istifinin çökmesi ile korunma altına alınmış alanlarda görmekteyiz. Su altına inmeyen Variskan kabuk kesimleri ise Mesozoyik havzasına malzeme veren kaynak alanlar olarak kalmaya devam etmişlerdir. Bu durum, Variskan Orojenezi ile yükselen alanların Jura'ya kadar önemli oranda aşındırıldıkları ve aşındırılan malzemenin Neotetis'ten önceki bir okyanusta (Reyik Okyanusu veya Paleotetis) depolanmış olması gerektiğine işaret etmektedir. Variskan alanlara yönelik çalışmaların sadece metamorfite ve granitlerle sınırlı kalmış olması (Topuz vd., 2004a, b; Dokuz vd., 2011), en üst kabuk kesimlerinde yer alması gereken volkanik ve tortul kayaçların aşındırıldığını göstermektedir. Kabuğun aşınan kısımları hakkında doğrudan bilgi edinmenin bir yolu yoktur. Bu durumda, kırıntılı istifleri oluşturan kayaçların mikrokimyasal, jeokimyasal ve izotopik yöntemler kullanılarak araştırılması, aşındırılan kabuk kesimleri hakkında, dolaylı da olsa, bilgi edinmenin tek yolu olarak görülmektedir.

Bu çalışma, Sakarya Zonu (Okay ve Tüysüz, 1999) doğusundaki Geç Karbonifer-Erken Permian yaşlı tortul kayaçların Reyik Okyanusu'na ait kalıntılar olup olmadığının ortaya çıkarılmasını amaçlayan 113Y457 numaralı TÜBİTAK 1001 projesi kapsamında yürütülmüştür. Reyik Okyanusu ile Paleotetis hemen hemen aynı veya yakın coğrafyalarda hüküm sürmüş okyanuslardır (Murph vd., 2010; Nance vd., 2010; Dokuz vd., 2011). Bu

durumda, Reyik strunun Paleozoyik struna göre olan konumu ve her iki okyanus arasında jenetik bir ilişkinin olup olmadığı, açığa kavuşturulması gereken önemli konulardır. Türkiye'nin Permiyen-Triyas paleocoğrafya haritalarındaki konumu halen tartışılan bir konudur. Bir grup araştırmacıya göre (Robertson ve Dixon, 1984; Robertson vd., 2009; Ustaömer ve Robertson, 2010), Permiyen-Triyas-Jura boyunca, Türkiye Paleotetis'in kuzeyinde, diğer bir gruba göre (şengr vd., 1980; şengr ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1997; Dokuz vd., 2010) ise güneyinde konumlanmıştır. Bu durum Reyik strunun Paleotetis struna göre olan coğrafi konumunun tartışmaya açık olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, Dokuz vd. (2011) Gümüşhane-Bayburt yöresindeki çalışmalarında, Variskan temele ait abisal- ve yitim-karakterli peridotit bloklarını Reyik stru kalıntıları olarak yorumlamış ve Reyik strunu Paleotetis struna göre daha güneyde konumlandırışlardır.

nceki alışmalarda 'Demirözü Permo-Karboniferi' olarak bahsedilen Jura-ncesi yaşlı tortul kayalar Bayburt İli Demirözü İlçesi sınırları içerisinde iki farklı alanda yüzeylemektedir. Bunlardan amdere (Hakiğ) Köyü'nün hemen güneydoğusunda yaklaşık 9 km<sup>2</sup> 'lik bir alanda yüzeyleyen bölümü, sleyt bağlayıcı içerisindeki tortul ve bazik magmatik bloklardan meydana gelmektedir. İçyapısı veya stratigrafik özellikleri bakımından ofiyolitik melanj karakteri sunan bu tortul ve magmatik kayaların ortamsal karakteristiklerinin tanımlanması büyük önem arz etmektedir. Bu durum, hem Reyik ve Paleotetis okyanusları arasındaki coğrafi ilişkiyi ve hem de bu iki okyanus arasında jenetik bir ilişkinin, Iapetus ile Reyik Okyanusu arasında olduğu gibi, olup olmadığını ortaya koyacaktır. Bu amaçlara yönelik olarak ofiyolitik birim içerisindeki bazik magmatik kütleler jeokimyasal ve izotopik bileşimleri açısından incelenmişlerdir. Bazik blokları oluşturan magmaların kristallenme yaşlarının U-Pb zirkon metodu ile belirlenmesi de bu çalışmanın amaçları arasında olmakla birlikte bazik kütlelerde yeterli miktarda zirkon bulunamaması, bu hedefe ulaşılmasını engellemiştir.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası. a) Çalışma alanının Türkiye'nin tektonik birliklerinden Sakarya Zonu içindeki konumu. b) Sakarya Zonu'nun doğusunda Gümüşhane-Bayburt sınırları içerisinde yer alan Jura-öncesi yaşlı temel kayalarının dağılımı. 'Çamdere Ofiyolitik Melanji' bunların en doğusunda yer almaktadır.

## **1.2. Coğrafi Bilgiler**

### **1.2.1. Coğrafi Konum**

İnceleme alanı, Türkiye'nin tektonik birliklerinden biri olan Sakarya Zonu'nun (Okay ve Tüysüz, 1999) en doğusunda Bayburt İli'nin yaklaşık 20 km kadar güneydoğusundaki Demirözü İlçesi sınırları içerisinde yer alır.

### **1.2.2. Topoğrafya**

Gümüşhane şehir merkezinin güneyindeki doğu-batı uzanlı Köseadağı-Vauk dağı kuşağının güneyinde, çalışılan alanı da içeren, alüvyon düzlükleri ve bunlar arasındaki alçak tepelerden meydana gelen orta derecede engebeli bir topoğrafya bulunmaktadır. Alanın en önemli yükseltisini Çamlık Tepe teşkil etmektedir. Diğer önemli yükseltileri ise Çamlar Tepe, Hisar Tepe, Kavlık Tepe ve Halimin Tepe'dir.

Çalışma sahasında bulunan akarsular, güney-kuzey yönünde akmaktadır. Bunların en önemlileri Haho Deresi'dir. Ayrıca bunlara bağlı birçok tali derelerde mevcuttur.

### **1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü**

Bayburt İli sınırları içerisinde yer alan çalışma sahasında, Karadeniz Bölgesi'nin ılıman iklimi ile İç Anadolu Bölgesi'nin karasal ikliminin geçiş özellikleri hakim olup, yazları sıcak ve kurak, bazen de serin ve hafif yağışlı geçer. Kışlar ise sert, soğuk ve yağışlıdır. Bu nedenle, çalışma alanının da yer aldığı bu bölgede yaz ayları sıcak ve kurak, kış ayları ise soğuk ve yoğun kar yağışlı geçmektedir.

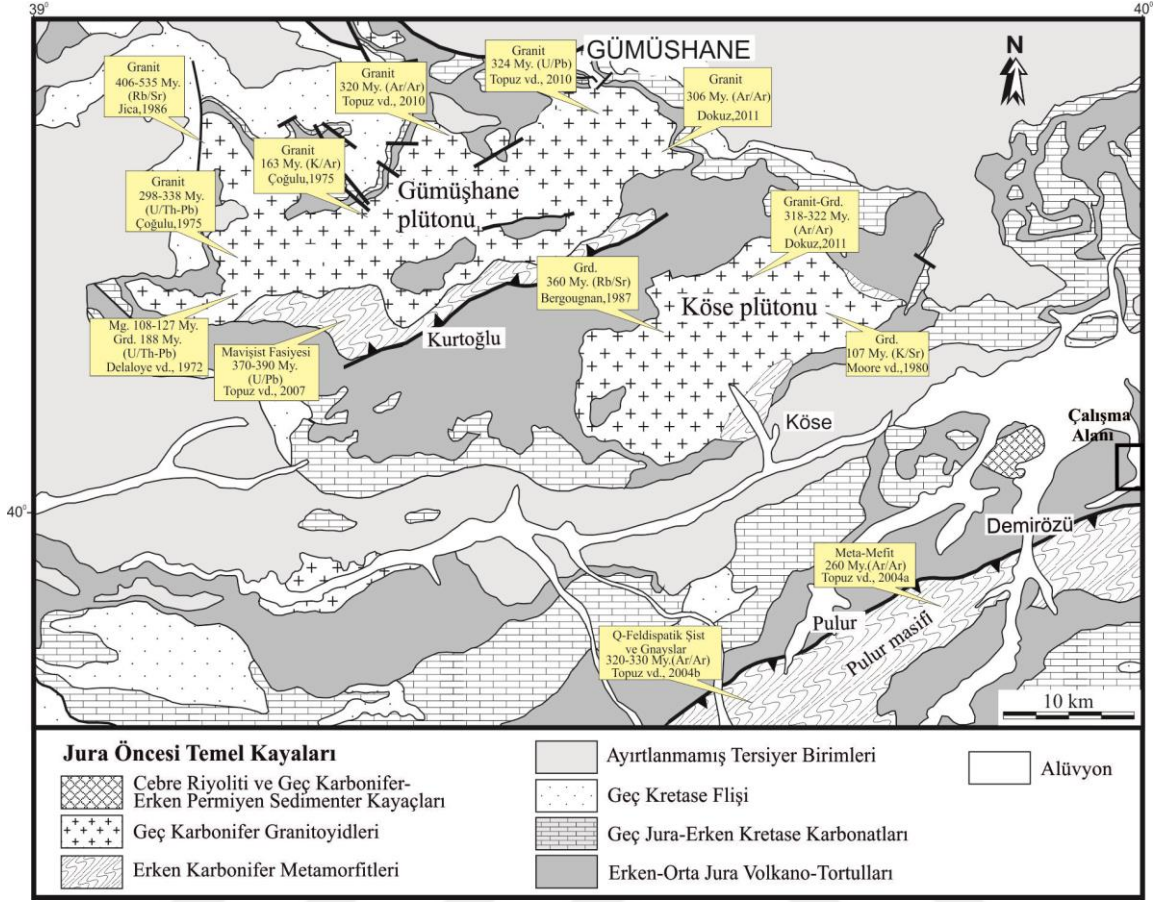
Çalışılan alanda iklime bağlı olarak bitki örtüsü de çeşitlilik arz etmektedir. Gümüşhane yöresinde çoğunlukla çam, yaban kavakları ve meşelerden oluşan ormanlık alanlar görülürken Bayburt yöresi bitki örtüsü bakımından oldukça fakirdir. Kış ve bahar mevsimlerinde akan küçük akarsu ve dere boylarında yetişen kavak ve söğütlerin dışında bozkır olarak nitelendirilen kısa ömürlü cılız otsu bitkiler yaygındır.

#### **1.2.4. Ulaşım ve Yerleşim**

İnceleme alanına ulaşım Gümüşhane-Bayburt-Erzincan, Gümüşhane-Köse-Bayburt karayolları ve bu yollarla bağlantılı çok sayıdaki stabilize yollar ile sağlanmaktadır. Çamdere Köyüne en yakın yerleşim merkezi Demirözü İlçesi'dir ve uzaklığı yaklaşık 18 km'dir. Bayburt il merkezine uzaklığı ise 23 km'dir. Bununla birlikte Gümüşhane'ye bağlı Köse İlçesi alanın kuzeybatısında, Bayburt İli ise kuzeydoğusunda yer alan diğer yerleşim birimleridir. Çalışılan alanın sınırları içerisinde kalan yerleşim alanları ise Sakızlı, Saraycık, Güllüce ve Çamdere köyleridir. Çamdere Köyü'nün toplam nüfusu 2014 yılı nüfus sayımına göre 64 kişidir.

#### **1.3. Bölgesel Jeoloji**

Türkiye'nin tektonik birlik sınıflaması ile ilgili ilk çalışmalar 1850'li yıllara kadar geriye gitmekte olup, 1950 öncesi yapılan sınıflamaların tamamı yabancı araştırmacılara aittir. Bununla birlikte ofiyolitik kuşakların yayılımını esas alan ilk sınıflama Ketin (1966) tarafından yapılmıştır. Ketin'den sonra Şengör ve Yılmaz (1981), ofiyolitik kuşakların yayılımlarını levha hareketlerini esas alarak yeni bir sınıflama oluşturmuşlardır. Günümüzde en yaygın olarak kullanılan tektonik birlik sınıflaması ise Okay ve Tüysüz (1990)'e aittir. Bu sınıflamada, Ketin'in Pontidler olarak tanımladığı birlik, Okay ve Tüysüz'e göre batıdan doğuya doğru Rodop-Istıranca Zonu, İstanbul Zonu ve Sakarya Zonu olmak üzere üç adet tektonik birliğe bölünmüştür (Şekil 1. 1a). Bu çalışmaya konu teşkil eden kayalar Sakarya Zonu'nun doğu kesimindeki Bayburt İli sınırları içerisinde yer almaktadır.



Şekil 1.2. Gümüşhane-Bayburt çevresindeki Jura öncesi temel kayaçların konumları ve bu kayaçlar üzerinde yapılmış radyometrik yaşlar (Dokuz vd., 2011'den değiştirilerek alınmıştır).

Sakarya Zonu'nun doğusunda Jura-öncesi yaşına sahip en yaşlı kayaçlar, Pulur (Okay vd., 1997; Topuz vd., 2004a,b, 2007), Kurtoğlu (Topuz vd., 2007) ve Karadağ (Dokuz, 2000; Ustaömer ve Robertson, 2010) gibi isimlerle anılan Erken Karbonifer yaşlı metamorfiterlerdir. İkinci en yaşlı kaya grubunu, metamorfiterleri keserek yerleşen Orta-Geç Karbonifer yaşlı riyolit ve granitoidler oluşturur (Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011; Kaygusuz vd., 2012; Ustaömer vd., 2013; Karşı vd., 2016; Dokuz vd., 2017a). Sakarya Zonu'nun hemen her yerinde yüzeyleme veren bu kayaçlar batıdan doğuya doğru daha geniş alanlarda gözlenmektedir. Metamorfiterler kendi içerisinde düşük dereceli ve yüksek dereceli metamorfiterler olmak üzere iki alt gruba ayrılmaktadırlar. Düşük dereceli metamorfiterler, fillit, lerzolit, okyanus ortası sırtı bazaltı (OOSB) karakterli meta-bazit, abisal ve yay-önü karakterli meta-peridotitler (lerzolit, harzburjit) ve daha az oranlarda karbonatlı fillit, meta çört, mermer ve kuvars feldispatik şistler içerirler (Topuz vd., 2004a; Dokuz vd., 2011, 2015). Yüksek dereceli metamorfiterler ise şist, kuvars feldispatik gnays ve çok az miktarda



da amfibolitten oluşmaktadır (Okay, 1996; Topuz vd., 2004b, 2007). Bölgede düşük dereceli metamorfitletler, yüksek dereceli metamorfitletlerin altında yer almakta olup genellikle tektonik pencere şeklinde vadiler tarafından aşındırılan alanlarda açığa çıkmaktadırlar. Bu düşük dereceli metamorfitletler, Dokuz vd. (2011, 2017a) tarafından Erken Karbonifer’de kapanan Reyik Okyanusu’nun kalıntıları olarak yorumlanmışlardır. Yazarlara göre, Reyik Okyanusu’nun kapanmasını takip eden süreçte Avrasya kıtasının güney kıyısından kopan kıtasal parçaların güneydeki Gondwana kıtasının kuzey kıyısıyla çarpışması sonucu kıtasal kabuk üzerine itildiği düşünülmektedir. Yine aynı yazarlara göre Paleotetis Okyanusu, jenetik açıdan Reyik Okyanusu ile ilişkili olup, Reyik Okyanusu’nun kuzeyinde yay-gerisi havza şeklinde açılan bir okyanustur. Granitoyidler ise çarpışma sonrası delaminasyon ve slab break off (levha kopması) gibi süreçlerle ilişkilendirilmiştir. Diğer taraftan Ustaömer vd. (2013), Candan vd. (2016), Şengün ve Koralay (2017) ve Okay ve Topuz (2017) ise aynı granitoyidleri Paleotetis Okyanusu’nun Avrasya kıtasının altına doğru kuzey yönlü yitimi ile ilişkilendirmektedirler.

Sakarya Zonu’nun orta ve batı kesimlerinde Erken Karbonifer-Geç Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi olarak adlandırılan kayaçlarda Jura-öncesi temelde yaygın olarak bulunmaktadır (Şengör vd., 1984; Pickett ve Robertson, 1996; Okay, 2000; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Okay vd.,2006; Robertson vd., 2012). Erken- Orta Karbonifer yaşlı kristalen temel kayaçları ile tektonik dokanaklı olan bu kayaçların kökenleri ve yerleşimleri halen tartışmalı durumdadır. Karakaya Kompleksi’ni oluşturan kendi birimleri arasındaki dokanaklar da tamamen tektonik olup şu ana kadar stratigrafik bir dokanağa rastlanmamıştır. Karakaya Kompleksi’nin üst kesimleri çok sayıda tektonostratigrafik birimden meydana gelmektedir. Üst Karakaya Kompleksi, Triyas’ın sonlarında kuzey yönlü olarak kendisine komşu olan Sakarya kıtasal kabuğunun üzerine itilmiş eklenir prizmanın değişik kısımları olup, yay önü havza olarak yorumlanmaktadır (Pickett ve Robertson 1996; Okay, 2000; Robertson vd., 2012). Bu yerleşimin deniz altındaki bir veya daha fazla tepenin Avrasya kıtasının aktif kıtasal kenarı olan güney sınırı ile çarpışması sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Sakarya Zonu’nun Tokat’ın doğusunda kalan kesiminde fosilli olarak bilinen Paleozoyik yüzeylemeleri sadece Demirözü (Bayburt) yöresinde bulunmaktadır (Şekil 1.1b). Demirözü Permo-Karboniferi olarak da bilinen bu kayaçların stratigrafik ilişkilerinin ortaya çıkarılmasına yönelik ilk çalışmalar MTA ekipleri tarafından yapılmıştır (Ketin, 1951; Ağar, 1977; Akdeniz, 1988; Robinson vd., 1995). Okay ve Leven (1996) tarafından

yapılan incelemede Permo-Karbonifer çökelinin Variskan Orojenezi'nden arta kalan bir kalıntı bir havzada olduğu öne sürülmektedir. Paleozoyik yaşlı istifle ilgili son çalışma ise bir trilobit fosili ile ilgili olup Kandemir ve Lerosey-Aubril (2011) tarafından yapılmıştır. Erken Jura uyumsuzluğunun üzerine gelen Mesozoyik çökelleri ise, Variskan temele ait kayaları (metamorfitletler, granitoidler ve Cebre Riyoliti), Permo-Karbonifer istiflerini (Çatalçeşme-Hardışi Formasyonları, Çamdere Ofiyolitik Karışığı) ve Karakaya Kompleksi'ne ait birimleri Sakarya Zonu boyunca örtmüştür (Tekeli, 1981; Tüysüz, 1990; Dokuz ve Tanyolu, 2006; Kandemir ve Yılmaz, 2009).

Genellikle volkanik kayalar ile temsil edilen Jura yaşlı sedimanter oluşuklara Kuşağın Kuzey Zonu'nda seyrek rastlanılmaktadır (Boynukalın, 1990; Eyüboğlu vd., 2006; Şen, 2007). Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nın Güney Zonu'nda Kuzey Zonu'ndan farklı olarak Erken-Orta Jura dönemi sedimanter ağırlıklı bir istif ile temsil edilir ve daha geniş alanlarda yüzeyleme verir. Bununla birlikte son çalışmalar (Dokuz vd., 2010; Ustaömer vd., 2013; Dokuz vd., 2017b) Jura magmatizmasının Erken Jura ve Geç Jura olmak üzere iki evrede geliştiğini göstermektedir. Dokuz vd. (2010, 2017b), Erken Jura magmatizmasının yay-ıçi/yay-gerisi gibi yitim-ilişkili ortamlarda gerçekleştiğini, buna karşılık Geç Jura magmatizmasının ise çarpışma-sonrası slab breakoff (okyanusal dilim kopması) mekanizması ile ilişkili olduğunu ileri sürmektedirler.

Geç Jura-Erken Kretase dönemi Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nın tamamında tektonik ve magmatik açıdan duraylılık dönemine karşılık gelmekte olup, tüm bölgede karbonat çökeli mi egemendir. İlk kez Pelin (1977) tarafından Berdiga Formasyonu olarak isimlendirilmiş olan birim, Kuzey Zon'da genellikle masif tabakalanmalı, gri-bej renkli, yanal devamlılığı olmayan kireçtaşları ile temsil edilir (Taslı, 1984). Magmatik yayın güney kesiminde ise "Berdiga Formasyonu" genel olarak gri-bej renkli, kalın, yer yer masif katmanlı, çok zengin bentik foraminifer fosilleri içeren, taban seviyeleri yer yer dolomitlerden üst seviyeleri ise çört yumru ve bantlı kireçtaşlarından oluşan, sığ denizel bir istif özelliği sunar (Taslı, 1990; Kırmacı, 1992; Yılmaz, 2002).

Geç Kretase dönemi, Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nda kuzeyden güneye doğru önemli litolojik farklılıklar gösterir. Kuzey Zon'da şiddetli bir magmatizmanın ürünü olan volkanik kayalar ve granitik intrüzyonlar baskın litolojiyi oluşturur (Bektaş, 1984; Jica, 1986; Gedik vd., 1992; Köprübaşı, 1993, Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Okay ve Şahintürk, 1997; Güngör vd., 1997; Köprübaşı vd., 2000; Kaygusuz, 2000; Boztuğ vd., 2002; Şahin ve diğ., 2004; Sipahi,2005; Karanlı vd., 2010a; Sipahi, 2011; Boztuğ vd., 2006; Kaygusuz

vd. 2008, 2009, 2010,2013; Kaygusuz ve Aydınçakır, 2009, 2011; Kaygusuz ve Şen, 2011, Sipahi ve Sadıklar, 2014; Sipahi vd, 2014; Aydınçakır ve Şen, 2013). Magmatizmanın durakladığı dönemlerde ise tortul ara seviyelerin çökelişi söz konusudur. Güneye doğru ilerledikçe magmatizmanın şiddeti azalır ve magmatik kayaç ağırlıklı istif yerini sedimanter kayaç ağırlıklı bir istife bırakır. Daha güneyde Bayburt-Amasya hattı boyunca ise magmatizma yaygın olarak gözlenir (Altherr vd., 2008; Topuz vd., 2010; Eyüboğlu, 2010).

Senozoyik dönemi Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nın güney kesiminde sedimanter, yay ve kuzey kesiminde ise magmatik ağırlıklı bir istif ile temsil edilmektedir. Güneyde Senozoyik magmatizması Kop Dağları ve Erzincan hattı üzerinde Geç Paleosen'de başlamış ve kuzeye doğru ilerleyerek Erken Eosen döneminde Gümüşhane-İspir hattı boyunca asidik magmatizmanın ve volkano-sedimanter istif özelliğindeki ürünleri oluşturmuştur (Tokel, 1977; Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 2001; Topuz vd., 2005; Arslan ve Aslan, 2006; Karlı vd., 2007; Temizel ve Arslan, 2009; Aslan, 2010; Karlı vd., 2010b, 2011a; Kaygusuz vd., 2011; Topuz vd., 2011; Eyüboğlu vd., 2011a, b; Dokuz vd., 2013). Doğu Pontid'lerin Kuzey Zon'unda Senozoyik döneminde magmatizma Güney Zon'dakine göre daha şiddetlidir ve bu dönemde kalk-alkalin granitik ve bazik volkanik kayaçların oluşumu söz konusudur (Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Şen vd., 1998; Karlı vd., 2011b).

Sahil kesiminde ise Neojen yaşlı alkalin volkanizma bölgedeki magmatik faaliyetlerin son ürünlerini oluşturur (Aydın, 2003, Aydın vd., 2008, 2009). Güneyde Neojen tortulları jipsli, tuzlu sığ deniz, lagün ve gölsel fasiyesler olarak gözlenmiştir (Erentöz, 1974; Ketin, 1983).

#### **1.4. Önceki Çalışmalar**

Çalışma alanı ve yakın civarında şu ana kadar yapılmış çok sayıda doktora ve yüksek lisans tezi yanı sıra bilimsel amaçlı birçok jeolojik araştırma da gerçekleştirilmiştir. Bu bölümde, çalışılan kayaçlar ile yaş aralığı ve alansal bakımından ilişki çalışmaları özet olarak anlatılmaktadır.

Ketin (1950), çalışmasında yörenin 1/100.000 ölçekli haritasını çıkarmıştır. Bu çalışmada, Geç Kretase yaşlı oluşukların ofiyolit serisi üzerine transgresif olarak geldiğini ve bu serinin tabanında kalınlığı 800 metreye varan mollusk faunasının bulunduğunu belirtmiştir. Eosen'in ise filiş fasiyesinde gelişmiş olup, alt kısmı 1600 m kalınlıkta

konglomera ve kiltaşlarından, orta ve üst kısmı 350-400 m kalınlıkta kiltaş-kumtaş-kireçtaş ardışımından oluştuğunu belirtmiştir. Yörenin Miyosen süreci çökellerini ise, alt kısımlarını denizel ortamda oluşmuş kireçtaşları, orta ve üst kısımlarını ise karasal fasiyeste gelişmiş kil, marn, jips, kiltaş ve gösel kireçtaşlarının oluşturduğunu vurgulamıştır.

Ketin (1951), Demirözü yöresinde ilk defa 1500 m kalınlığında Permo-Karbonifer yaşlı çökelleri tanımlamış ve bunların üzerine Liyas yaşlı çökellerin transgresif olarak geldiğini belirtmiştir. Çalışma sahasında geniş yüzlekler şeklinde takriben 2000 metre kalınlığında Liyas yaşlı çökellerin bulunduğunu ve bunların taban seviyelerine yakın kesimlerinde 5-30 cm kalınlıklarda kömür damarları içerdiğini belirtmiştir.

Çoğulu (1970), Gümüşhane-Rize bölgelerinde geniş alanlara yayılım sunan granitoid topluluğuna ait kayaçları jeolojik ve petrolojik yönden incelemiştir. Gümüşhane Plütunu'nun yaşını Üst Paleozoyik olarak belirleyen Çoğulu, mikroskobik incelemeler sonucunda plütunu, granodiyorit, kuvars monzonit ve granit olmak üzere üç fasiyese ayırmıştır.

Yılmaz (1973), Gümüşhane Graniti'nin yerleşimini ve bileşimini araştırmıştır. Gümüşhane Graniti'nin petrografik incelemesini yaparak birimi; Granodiyorit, Çamlıca Adamelliti, Gümüşhane Adamelliti ve Porfirik Mikrogranit olmak üzere dört fasiyese ayırmıştır.

Ağar (1977), Demirözü ve Köse yöresinde ilk defa Triyas yaşlı birimlerin varlığını ileri sürerek, arkozik özellikte konglomera ve kumtaşlarından oluşan birimi Karakaya Formasyonu olarak adlandırmıştır. Yazar, Erken Jura yaşlı oluşukları Çaltepe Kireçtaş (Alt Sinemuriyen) ve Hamurkesen Formasyonu (Üst Sinemuriyen) olarak ikiye ayırmış ve adlandırmıştır. Çaltepe Kireçtaşının taban seviyelerinde koyu gri renkli, kalın ve orta tabakalı oosparitlerle başlayıp üstlere doğru çörtinklüzyonları ve dolomitik ara seviyeler içeren intramikrit ve intramikruditlerden oluştuğunu belirtmiştir. Birim üzerine uyumlu olarak gelen HamurkesenFormasyonu'nu ise taban seviyelerinde kumlu intrasparitlerle başlayıp koyu gri, yeşil renkli volkanik breş ve tüfitlerle devam ederek aglomeralarla son bulmaktadır. Araştırmacı, Liyas yaşlı oluşukların Triyas yaşlı çökeller üzerine uyumsuzlukla geldiğini ve Liyas yaşlı çökellerin Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Hozbirikyayla Kireçtaş tarafından uyumsuzlukla overlendiğini belirtmiştir.

Korkmaz ve Baki (1984), inceleme alanında yer alan metamorfitleri "Pulur Masifi" olarak adlandırmış ve bu metamorfitleri kesen meta-andezit, diyorit, gabro ve olivinli

gabro gibi litolojileri içerdiğini vurgulamışlardır. Bu metamorfiteğin güneyde kalınlığı yersel olarak 130 metreye kadar ulaşan kömür mercekleri içeren taban konglomerası tarafından örtüldüğünü belirtmişlerdir. Bu taban konglomerasını “Aggi Formasyonu” olarak adlandırmış ve yaşının birim içerisindeki kömürlerden yapılan palinolojik inceleme sonucunda Dogger olduğunu saptamışlardır. Ayrıca bu çalışmada Ağar (1977)’in Triyas yaşını vermiş olduğu Karakaya Formasyonu’nun Triyas yaşlı olamayacağını, Permokarbonifer yaşlı çökeltilerle yanal geçişli olduğunu ve Permo Karbonifer’e dahil olması gerektiğini vurgulamışlardır.

Bektaş vd. (1984), Erken Jura yaşlı havzaları Paleotetis Okyanusu’nun kapanması ile oluşmuş Pontid yayının güneyindeki yay-ardı havzalar olarak yorumlamışlardır. Bu yay-ardı havzaların çekme gerilmesi altında tüm Doğu Pontid Güney Zonu’nda doğu-batı doğrultusunda birbirine paralel rift havzaları şeklinde geliştiğini ve bu rift havzalarının (graben) birbirinden, eski temele ait yükseltilerle (horst) ayrıldığını belirtmişlerdir.

Okay ve Şahintürk (1997), Kelkit ve Demirözü (Köse) civarında yüzeyleme veren Jura yaşlı, volkano-klastitlerden oluşan bir fasiyes üzerine çalışmalar yapmışlardır. Yapılan çalışmada, Kelkit Formasyonu’nun 1500-2000 metre kalınlıkta olduğu, düşey ve yanal fasiyes değişimleri gösterdiği belirtilmiş ve birimden üç ana fasiyes tanımlanmıştır; (1) dereceli tabakalanma, akma ve slump yapıları gösteren türbiditik bir volkaniklastik kumtaşı-şeyl birimi, (2) paralık bir ortam gösteren birkaç kömür seviyesi içeren geniş yayımlı bir litik tuf-volkaniklastik kumtaşı-konglomera birimi ve (3) denizaltı tepelerinin üzerinde çökelmiş kondanse karakterli Ammoniticrossofasiyesi. Araştırmacılar Kelkit Formasyonu’nun yaşını ammonit fosillerine dayanarak Erken Pliensbahiye-Toarsiyen olarak vermişlerdir.

Topuz vd. (2004a,b), Pulur masifinin iki farklı tektonometamorfik birimden oluştuğunu ve bu iki birimin Liyas öncesi bir bindirme düzlemiyle birbirlerinden ayrıldıklarını belirtmektedirler. Altta yer alan düşük dereceli Doğankavak biriminin başlıca meta-bazitler, fillitler, kalkerli fillitler, mermerler ve metaçörtlerden oluştuğunu ve metamorfizma yaşının 260 milyon yıl olduğunu ileri sürmektedirler. Üstte bulunan yüksek dereceli Cenci biriminin ise mezokratik gnayslar ve alümina melanokratik kayalardan oluşan Petekli, amfibolit ara seviyeleri içeren metapelitler ve metapisammitik migmatitlerden oluşan Pirörenler ve başlıca milonitik kuvarso-feldspatik gnayslardan oluşan Serenli alt birimlerinden oluştuğunu belirtmişlerdir.

Topuz vd. (2005), Adakit benzeri jeokimyasal izler taşıyan çarpışma sonrası plütonlar: Eosen yaşlı Saraycık Granodiyoriti (Doğu Pontidler, Türkiye) adlı çalışmalarında, çarpışma sonrası Saraycık granodiyoritinin Geç Paleosen-Erken Eosen (52 My) döneminde yerleştiğini söylemişlerdir. Bu plütonun hesaplanan hornblend jeobarometresine göre sığ derinliklerde (~5-8 km) yerleştiğini söylemişlerdir. İncelenen plütonun yerleşim yaşını, Ar-Ar metodu ile yaklaşık olarak 52 My yaşlı olduğunu söylemişlerdir.

Eyüboğlu, (2006), Tokat ve Pulur masifleri içerisine sokulum yapmış flogopit ve hornblend gibi sulu mineraller içeren mafik-ultramafik kümülatların petrolojisi, jeotektonik ortamı ve yerleşim zamanlarını ortaya koymayı amaçlayan çalışmada, kayaçların yüksek çekim alanlı elementler ve ağır nadir toprak elementler bakımından tüketilmiş olduklarını ve negatif Nb, Ti ve P anomalileri gösterdiğini ortaya koymuştur. Bu jeokimyasal özelliklere dayanarak mafik-ultramafik kümülatların yitimle ilişkili bir bazaltik ana magmadan türeyen mafik ve ultramafitler olduklarını ileri sürmüştür.

Şen (2007), Jura volkanitlerinin, Pontidler'in evrimine ilişkin önemli veriler sunduklarını söylemiştir. Bu volkanik kayaçların toleyit ile kalk-alkalen arasında geçiş karakterli olduklarını ve çoğunlukla bazalt, bazaltik-andezit ve andezit bileşiminde olduklarını ifade etmiştir. Kayaçların, jeokimyasal özellikleri bakımından, okyanus ortası sırtı bazaltlarına göre büyük iyon çaplı ve hafif nadir toprak elementlerce zenginleşirken yüksek alan enerjili elementlerce fakirleştiklerini  $[(La/Yb)_{cn}=2.2-8.5; (Nb/La)_n=0.1-0.77]$  ve radyojenik Nd izotop oranlarının  $\epsilon Nd(210 Ma)=-0.72$  ile 3.24 arasında değiştiğini belirtmiştir. İz element ve izotop verilerine göre bu kayaçların, yitim ilişkili sıvılarca metasomatizmaya uğratılmış spinellerzolit düşük dereceli bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu ve yüzeye çıkmadan önce bir magma odasında ayrılaşmaya uğradıklarını belirtmiştir.

Topuz vd. (2007), Karbonifer yaşlı Kurtoğlu Metamorfitlerini (Gümüşhane) konu alan çalışmalarında mavişist fasiyesi metamorfizmanın yaşını LA-ICP-MS U-Pb zirkon yöntemiyle  $324 \pm 4$  my, fillitlerden seçilen en genç kırıntı zirkonun yaşını ise 560 my olarak elde etmişlerdir.  $^{40}Ar-^{39}Ar$  yöntemi ile de yaklaşık 323 My yaşını elde etmişlerdir. U-Pb zirkon yaşlarının getirdiği sınırlamalar, 370-390 My arasında ve mavişistlerin Orta Devoniyen'deki bir okyanusal yitimin ürünü olduğunu vurgulamışlardır.

Topuz vd. (2010), Doğu Pontid'lerde yer alan Gümüşhane Granitoyidi'ndeki zirkon mineralleri üzerinde yaptıkları U-Pb yaşlandırma çalışmalarında kütlelerin merkez

kesimlerinden aldıkları örneklerde bu plüton için Orta Karbonifer (324±6 ile 320±4 my) yaşını elde etmişlerdir.

Dokuz (2011), Yapmış olduğu çalışmasında Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nda bulunan Köse Granitoyidi'nin merkez ve kenar kısımlardan alınan örneklerdeki K-feldispat biyotit ve hornblend mineralleri üzerinde yapılan  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  yaşlandırmasıyla plütonun yaş aralığını 322.2±4.3 ila 306.7±4.1 my (Geç Karbonifer) olarak elde etmiştir. Ayrıca granitoyidin çarpışma-sonrası ortamlarda oluşan granitoyidlere benzer jeokimyasal ve izotopik karakterler taşıdığını belirtmiş ve oluşum süreçlerini dilim kopması (slab breakoff) ve onu takip eden delaminasyon mekanizmaları ile açıklamaya çalışmıştır.

Akdoğan (2011), Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü bünyesinde yapmış olduğu yüksek lisans tezinde, Erken-Orta Jura yaşlı kumtaşı ve şeylerle ait jeokimyasal verileri değerlendirmiştir. Kırıntılı kayalarda felsik bileşenlerin oranını temsil eden Th ve U gibi iz elementler ile mafik bileşenlerin oranını temsil eden Sc ve Cr gibi iz elementlerin geniş aralıklar sunduğunu belirtmiştir. Çalışmacı bu durumu, kayaçların kaynak alanlarında felsik kayaçların yanı sıra önemli oranlarda mafik kayaçların da bulunması gerektiğine bağlamıştır. Kayaçlardan elde ettiği tüm kayaç jeokimyasının ada yayı, aktif kıtasal kenar ve pasif kıtasal kenar gibi farklı tektonik ortamları tanımladığını ve çökeltme ortamının hem aktif volkanik yaydan hem de kıtasal kenardan malzeme alabilecek konumda olan yay gerisi havzalar olduklarını belirtmiştir.

Dokuz vd. (2011, 2015), Beyçam (Gümüşhane) ve Pulur (Bayburt) yörelerinde Variskan metamorfizma içerisinde tektonik dilimleri halinde bulunan peritotitleri mineral kimyası, platinyum grubu elementler ve Re-Os izotopları açısından çalışmışlardır. Bu çalışma sonucunda Pulur yöresindeki lerzolitlerin abisal karakterli, Pulur yöresindeki harzburjitlerin ise yay önü karakterli olduklarını ortaya koymuşlardır. Sonuç olarak lerzolitlerin Reyik Okyanusu'nun açılması (Geç Kambriyen-Erken Silüriyen), harzburjitlerin ise bu okyanusun kapanması (Geç Silüriyen-Geç Devoniyen) sırasında oluştuklarını ve Erken Karbonifer'de okyanusun tamamen kapanması ile birlikte kıta üzerine itildiklerini ve diğer kayaçlarla birlikte Erken Karbonifer'de metamorfizmaya uğradıklarını öne sürmüşlerdir.

Kaygusuz vd. (2012, 2016), Yapmış oldukları çalışmalarla, Variskan temel içerisinde yer alan Karbonifer yaşlı granitik kayaçların Sakarya Zonu'nun eksen ve kuzey kesimlerinde de var olduklarını ortaya koymuşlardır. Bu kapsamda U-Pb zirkon yöntemi ile eksen kesiminde yer alan Derinoba ve Kayadibi granitoidlerinden sırası ile 317 ve 303

my, daha kuzeydeki Özdil Plutonu'ndan 340 ve 323 my, Soğuksu Plutonu'ndan 348 my, Seslikaya Plutonu'ndan 335, Kızılağaç Plutonu'ndan 337 my ve Şahmelik Plutonu'ndan ise 334 my yaşı almışlardır. Jeodinamik olarak Variskan temelde yer alan bütün plutonları okyanusal dilim kopması (slab breakof) ve delaminasyon mekanizmaları ile ilişkilendirmişlerdir.

Tunçdemir (2012), Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü bünyesinde yapmış olduğu yüksek lisans tezinde, Demirözü (Bayburt) yöresindeki Permo-Karbonifer yaşlı kırıntılı tortul kayaçları petrografik ve jeokimyasal yönden incelemiştir. Çalışma kapsamında Permo-Karbonifer yaşlı kırıntılı kayaçları, Çatalçeşme Köyü civarında iki ve Çamdere Köyü civarında bir lokasyonda ölçmüş ve kırıntılı kayaçları örnekleme yapmıştır. Çatalçeşme ve Hardişi Formasyonu'na ait kayaçların ana ve iz element jeokimyaları tamamen felsik bileşimli bir kaynağı işaret ederken, Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait sleytlerin ana ve iz element jeokimyalarının ise ortaç bileşime sahip bir kaynağı işaret ettiğini belirtmiştir.

Karslı vd. (2014), Çalışmalarında Doğu Pontidler' deki Geç Triyas yaşlı Lampofir intrüzyonlar Geç Karbonifer yaşlı granitoidler içerisinde yaygın olarak dağıldıklarını, ince taneli doku ve mineralojik olarak üniform şeklinde olduğunu belirterek  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  hornblend yaşını  $216.01 \pm 10.64$  my olarak elde etmişlerdir. Araştırmacılar, lamprofirlerin jeokimyasal özellikleri ve Rb-Sr-Pb izotopik oranlarından hareketle, bu kayaçların yitim ilişkili solüsyonlarca zenginleştirilmiş bir manto kaynağından itibaren oluşan bir magmanın ürünü olduklarını ileri sürmüşlerdir.

Karslı vd. (2016), Gümüşhane Batoliti içerisine yerleşen Geç Karbonifer yaşlı Çamlık ve Casurluk plutonlarını tüm kayaç jeokimyası, Sr-Nd radyojenik izotop oranları, yerinde zirkonyum Lu-Hf izotop oranları ve U-Pb jeokronolojisi açısından çalışmışlardır. Monzonit, monzodiyorit, monzogabro, gabro, gabroyik dorit, dorit bileşiminde kayaçlar içeren bu kütlelerin Paleotetis Okyanusu'nun Gondwana'nın altına doğru güney yönlü bir yitimle tüketilmesi sırasında oluştuklarını öne sürmüşlerdir.

Dokuz vd. (2017a), Demirözü (Bayburt) İlçesi'nin kuzeyindeki asidik volkanik kayaçların püskürme yaşını U-Pb zirkon yöntemi ile 332.8 my olarak belirlemişlerdir. Cebre Riyoliti olarak adlandırdıkları bu birim Sakarya Zonu'nun Tokat'ın doğusunda kalan kesimindeki Variskan temel içerisinde şu ana kadar tespit edilen tek volkanik kütle durumundadır. Birim, yüksek dereceli bölgesel metamorfizma yaşlı (>333 my) ile eş yaşlı, fakat 325-303 my yaşlı I-tipi granitlerin yerleşimi öncesindeki bir



magmatik faaliyete işaret etmektedir. S-tipi granitlere benzer güçlü peralümin bir karaktere sahiptir. Jeokimyasal özellikleri ve alt kıtasal kabuk benzeri Sr-Nd-Pb izotop oranları nedeniyle, ağırlıklı olarak şeyllerin kısmi ergimesi sonucu oluştuğu sonucuna varılmıştır. Tektonik açıdan yay-kıta çarpışması ile ilişkilendirilen Cebre Riyoliti'nin, Devoniyen'de Lavrazya'nın güney kenarından ayrılan kıtasal dilimin Erken karbonifer'de Gondwana karasının kuzey kenarı ile çarpışması sırasında oluştuğu ileri sürülmektedir.

Dokuz vd. (2017b), Alucra, Gümüşhane ve Olur yörelerinde yürüttükleri arazi çalışmaları sonucunda Geç Jura volkanizmasının varlığını ortaya koymuşlardır. Bazik karakterli bu volkanizmanın Geç Jura yaşlı karbonat çökelinin hemen öncesinde meydana geldiğini, bu nedenle birçok yerde doğrudan Erken Jura yaşlı bazik volkanitler (Şenköy Formasyonu) veya Variskan temel üzerine oturduğunu ileri sürmektedirler. Erken Jura kayaları ile benzer stratigrafik konumu ve bileşimsel (bazik) özellikleri nedeniyle, birçok yerde Erken Jura olarak yorumlandıklarından bahsetmektedirler. Geç Jura volkanizması, Nb'ca-zengin bazalt (NEB) karakterli oluşu ile yay karakterli Erken Jura volkanizmasından ayrılmaktadır. Ayrıca, okyanus adası bazaltı (OIB) ve kıtasal rift bazaltı gibi yitim zonundan uzaktaki kıta-içi bazaltlarına benzer jeokimyasal ve izotopik özellikleri ile yitim ilişkili Erken Jura volkanizmasından ayrılmaktadır. Paleotetis Okyanusu'nun güney yönlü yitimi sırasında Gondwana'nın kuzeyinden kopan kıtasal parçanın Orta Jura'da Lavrazya'nın Güney kenarına eklenmesi ve bu olayı takiben 15 my sonra meydana gelen okyanusal dilim kopması (slab breakoff) ile ilişkilendirmektedir.

Dokuz vd. (2017c), TÜBİTAK 1001 projesi kapsamında tez konusu Cebre Riyoliti'ni de içerisine alan yörede gerçekleştirmiş oldukları çalışmada, Geç Karbonifer-Erken Permiyen yaşlı Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarının çökeltme ortamlarını irdelemişlerdir. Cebre Riyoliti'nin U-Pb zirkon yöntemi ile 332.8 my önce kabuğa yerleştiğini ve S-tipi bir jeokimyasal karaktere sahip olduğunu ortaya koymuşlardır. Çatalçeşme Formasyonu'nun birikim yaşı daha önceki çalışmalarda kireçtaşlarındaki mikro fosillerden hareketle Geç Karbonifer olarak belirtilmiştir. Kumtaşlarındaki kırıntı zirkonlarda gerçekleştirilen U-Pb yaşlandırması önceki çalışmalarla uyumlu olup, en genç (ve büyük) zirkon popülasyonunun yaşını Karbonifer (300-350 m.y.) olarak vermiştir. Araştırmacılar bu durumu, metamorfizmler ve Cebre Riyoliti gibi temel kayaların havzaya malzeme verebilecek şekilde, Permiyen öncesi kaynak alan haline geldiği şeklinde yorumlamışlardır.

## **2. YAPILAN ÇALIŞMALAR**

### **2.1. Giriş**

Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki mafik bloklardan alınan örneklerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerini ortaya koymak, Geç Karbonifer-Permien yaşlı olduğu tahmin edilen volkanizmanın petrolojik karakteristiklerini ve tektonik ortamlarını ortaya koymak üzere yapılan çalışmalar, arazi, laboratuvar ve büro olmak üzere üç aşamadan oluşur.

#### **2.1.1. Arazi Çalışmaları**

Arazi çalışmalarının ilk aşaması çalışma sahasında yüzeyleyen birimlerin tanınması, dokanak ilişkilerinin ve yapısal unsurların belirlenmesine yönelik olmuştur. Bu kapsamda, Çamdere ve civarını içine alan yaklaşık 20 km<sup>2</sup>'lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası hazırlanmıştır. Ayrıca Geç Karbonifer-Permien yaşlı tortul birimler ile Karbonifer yaşlı Variskan temel kayalar ve Mesozoyik-Senozoyik örtü birimlerinin sınır ilişkileri belirlenmiş ve gerekli düzeltmeler yapılmıştır. Geç Karbonifer-Permien yaşlı çökellerin fasiyes farklılıkları, doğrultu ve eğim yönleri dikkate alınarak ölçülü stratigrafik kesitlerin alınacağı yerler belirlenmiştir. Belirlenen stratigrafik kesit alım hattı boyunca jakop çubuğu yardımıyla Çamdere Ofiyolitik Karışığı'nın kalınlığı ölçülmüş ve birim içerisindeki litolojik değişimler de dikkate alınarak belli aralıklarla taze veya az ayrılmış örnek alımı gerçekleştirilmiştir.

#### **2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları**

##### **2.1.2.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması**

İnceleme alanından alınan kayaç örneklerinin mineralojik ve dokusal özelliklerini incelemek ve ayrışma durumlarını mikroskobik olarak ortaya koymak üzere 50 tanesinin ince kesitleri hazırlanmıştır. Örneklerin ince kesitlerinin hazırlanması işlemi, Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında gerçekleştirilmiştir.

Bu işlemin gerçekleştirilmesi sırasında önce seçilen kayaç örnekleri 0.5x2x4 cm boyutlu plakalar halinde kesilmiştir. Daha sonra plakaların yüzey pürüzleri giderilerek 1 mm kalınlığında ve 2.5x5 cm boyutlarındaki ince kesit camları üzerine Kanada Balzamu kullanılarak yapıştırılmıştır. Cam üzerine yapıştırılmış olan plakalar daha sonra dereceli aşındırıcılar yardımıyla 0.025 mm kalınlığa kadar inceltilerek petrografik incelemelere hazır hale getirilmiştir.

### **2.1.2.2. Mikroskobik İncelemeler**

Kayaçların isimlendirilmesi, mineralojik ve petrografik özelliklerinin belirlenmesi için hazırlanan ince kesitler, Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Mikroskobu Laboratuvarında Nikon Eclipse E400 POL 230V~ 0,4A 50/60 Hz marka polarizan mikroskobu kullanılarak incelenmiş olup, mikroskoba bağlı aynı marka fotoğraf makinesi ile mikro fotoğraflama işlemleri yapılmıştır.

### **2.1.2.3. Kumtaşlarının Modal Analizleri**

Modal analizi yapılacak kumtaşı örnekleri seçilirken, tanelerin ince kesitte tanınabilecek kadar iri-orta taneli olmalarına dikkat edilmiştir. Modal analizler yapılırken Swift Model F nokta sayıcısı kullanılmış ve her ince kesit örneğinde 500 adet nokta sayılmıştır. Nokta sayımı yapılırken sayım aralığı tane boyuna göre ayarlanmış ve 0.4-0.6 mm olarak kullanılmıştır. Modal analizler yapılırken dikkate alınan bileşenler aşağıdaki gibi özetlenebilir:

Kuvarslar, monokristalin (Qm) ve polikristalin (Qp) olmak üzere iki ayrı kategoride değerlendirilmiştir. Feldispatlar (F), alkali feldispat (Af) ve plajiyoklas (plj) olmak üzere iki kısımda, kayaç parçası (L), mafik kayaç parçası (Lm) ve felsik kayaç parçası (Lf) olmak üzere iki kısımda ve bağlayıcı (B), çimento (Ç) ve matriks (M) olarak iki ayrı kategoride değerlendirilmiştir. Ayrıca ince kesitte gözlenen mika gurubu mineralleri (Mi), biyotit (Bi), muskovit (Mu) olarak ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Kumtaşları adlandırılırken Pettijohn vd. (1987)' nin kumtaşı sınıflandırma diyagramları kullanılmıştır.

#### **2.1.2.4. Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanması**

Petrografik incelemeler sonunda uygun olan ayrışmamış örnekler ana, iz ve nadir toprak element analizleri için seçilmiştir. Seçilen örnekler Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü örnek hazırlama laboratuvarında öncelikle çekiç yardımıyla çeneli kırıcıya girecek boyutlara indirgenmiştir. Kayaç parçaları çeneli kırıcıda birkaç cm boyutlarına indirgendikten sonra, krom alaşımlı ve çelik halkalı öğütücülerde tane boyutu 200 meshten daha küçük olacak şekilde toz haline getirilmiştir. Bu işlemler sırasında aletsel kirliliğin en aza indirgenmesi için çalışılmıştır. Toz haline getirilen kayaç örneklerinin yaklaşık 30-50 gr'lık kısmı kimyasal analizlerde kullanılmak üzere şeffaf plastik poşetlerde muhafaza altına alınmıştır.

#### **2.1.2.5. Ana, İz ve Nadir Toprak Element Analizleri**

Çalışma alanından alınan örneklerin tüm kayaç analizleri ACME Analytical Laboratories Ltd, Vancouver/Kanada'da yapılmıştır. Ana oksit ve iz elementler ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry) yöntemiyle, nadir toprak elementler ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) yöntemiyle analiz edilmiştir. Ana oksitlerin analizinde SO-18/CSC standartları kullanılırken, iz element analizinde ise SO-18 standartı kullanılmıştır. Ana oksit ve iz element analizleri için 0.2 gr toz örnek 1.5 gr LiBO<sub>2</sub> ile karıştırılarak ve % 5 HNO<sub>3</sub> içeren bir sıvı içinde çözündürülerek analiz edilirken, nadir toprak element analizleri için ise, 0.250 gr toz örnek dört farklı asit içinde çözündürülmüş ve analiz edilmiştir. Ateşte kayıp (LOI), örnekler 1000°C'de yakılarak ağırlık farkından hesaplanmıştır. Toplam Fe içeriği, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> cinsinden ifade edilmiştir. Ana oksitlerin % ağırlık olarak deteksiyon limitleri %0.001-0.004 arasında değişim gösterirken, iz ve nadir toprak elementlerinin deteksiyon limitleri ise %0.01-0.5 ppm arasında değişmektedir.

#### **2.1.2.6. Rb-Sr, Sm-Nd ve Pb-Pb İzotop Analizleri**

Radyojenik Sr, Nd ve Pb analizleri Amerika Birleşik Devletleri'nin New Mexico State Üniversitesi, Jeoloji Bilimleri Bölümü'nde yaptırılmıştır. Bütün izotopik analizler TIMS (Thermal ionization mass spectrometry) yöntemiyle, VG Sector 30 kütle

spektrometresi kullanılarak yapılmıştır. Analiz edilen bütün örnekler Katot uçları (Cathodian beads) üzerindeki Renyum filamentleri üzerine veya üçlü filament grubunun kenar filamenti üzerine yüklenmiştir.  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  ve  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  oranlarının tekrar üretilebilirliği % 0.3 ün içindedir ve  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ve  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  sırası ile  $\pm 0.000025$  ve  $\pm 0.00003$  arasındadır. NBS 987 standartı üzerinde yapılan analizler 0.710226 (11), 0.710213 (13), 0.710219 (10), and 0.710260 (11) değerlerini üretmiştir. Neodmiyum standartları mevcut olmadığından analizleri yapılmamıştır. Örneklerin Pb izotop oranları üçlü Katot uçlarından ortadaki kullanılarak analiz edilmiştir. Örnekler % 5 lik  $\text{HNO}_3$  kullanılarak silika jel ve fosforik asit karışımından hazırlanan matriks içrisine yüklenmiştir. Yaklaşık 2  $\mu\text{L}$  lik silika jel filament üzerine yerleştirilmiş ve 1  $\mu\text{L}$  lik fosforik asit ilave edilmiştir. Standartlar da aynı prosedurlerle yüklenmiş ve analiz edilmişlerdir. Standartların ortalama analiz sonuçları  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.844$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.379$ , ve  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.199$  şeklindedir. Standart sapmaları % 0.2 nin içindedir. Sr, Nd ve Pb izotopik analizlerinin detaylı analitik prosedurleri Ramos (1992) de verilmiştir.

### 2.1.3. Büro Çalışmaları

Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucu elde edilen verilerin petrolojik ve tektonik açıdan yorumlanması, ilgili şekillerin hazırlanması ve yazım aşamasını kapsamaktadır. Yapılan arazi çalışmaları ve mikroskobik incelemeler sonucu elde edilen veriler, çalışmanın amacına uygun olarak ofis programları ve çeşitli jeolojik programlar aracılığıyla harita, kesit ve grafikler oluşturularak yorumlanmıştır.

Elde edilen veriler ve bunların yorumları Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kuralları dikkate alınarak Yüksek Lisans Tezinin yazımı gerçekleştirilmiştir.

### 3. BULGULAR

#### 3.1. Stratigrafi ve Petrografi

Sakarya Zonu'nun doğusunda yer alan tez konusu çalışma sahası ve yakın çevresinde yer alan birimlerin stratigrafik dizilimi aşağıdaki şekildedir;

6. Alüvyon (KUVATERNER)

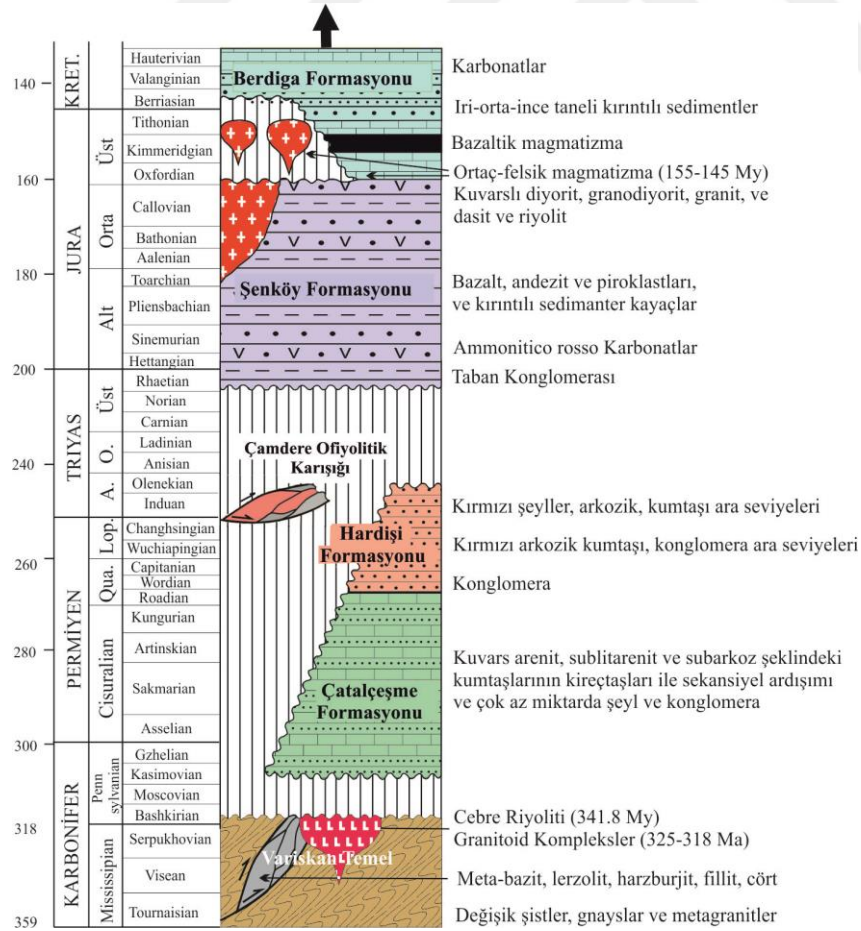
5. Gölsel Çökeller (PLİYOSEN)

4. Saraycık Granodiyoridi (ERKEN EOSEN)

3. Şenköy Formasyonu (ERKEN JURA)

2. Çamdere Ofiyolitik Karışığı (GEÇ KARBONİFER- PERMİYEN?)

1. Pulur Masifi (ERKEN KARBONİFER)



Şekil 3.1. Demirözü (Bayburt) yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti

### **3.1.1. Pulur Masifi**

Korkmaz ve Baki (1984) tarafından 'Pulur Masifi' olarak adlandırılan ve Ketin (1966) ve Baykal (1952) tarafından Türkiye'nin en yaşlı metamorfik kayaları olarak değinilen Pulur metamorfik masifi, Jura öncesi yaşlı temele ait en yaşlı kayalardır. En yaşlı kayalar durumundaki metamorfitle kendi içerisinde düşük dereceli ve yüksek dereceli olmak üzere iki grubu ayrılırlar. Düşük dereceli metamorfitle; fillit, okyanus ortası sırtı bazaltı (OOSB)-karakterli meta-bazit, lerzolit, yay-önü karakterli harzburjit ve az oranlarda da karbonatlı fillit, mermer, meta-çört ve kuvarsfeldspatik şist gibi kayalar içerir (Topuz vd., 2004a; Dokuz vd., 2011, 2015). Bunlar yüksek dereceli metamorfitle altlamakta olup, genellikle tektonik pencere şeklinde açılan alanlarda açığa çıkarlar. İkinci grubu oluşturan yüksek dereceli metamorfitle kuvarsfeldspatik gnays, şist ve çok az oranlarda da amfibolit içermektedir (Okay, 1996; Topuz vd., 2004b, 2007). Pulur Masifi, çakıltası, kumtaşı, silttaşı, kömür bant ve merceklerini içeren Aggi Formasyonu tarafından açılal uyumsuzlukla örtülmektedir.

Çalışma alanının güneyinde dar bir şerit halinde Sarıgüney Tepeye kadar KD-GB doğrultusunda uzanım gösteren Pulur Masifi Demirözü-Köse yöresinde geniş yayılımlıdır.

Pulur Masifi yumuşak bir topoğrafyaya sahip olmakla beraber tektonizmaya ve dış etkenlere bağlı olarak oldukça ayrıışmış olup tepelerin yamaçlarında ve vadilerde ufalanmış parçalar halinde gözlenmektedir. Taze kırık yüzeyleri kurşuni gri renkte olup genel görünümleri grimsi ve yeşilimsi tonlardadır.

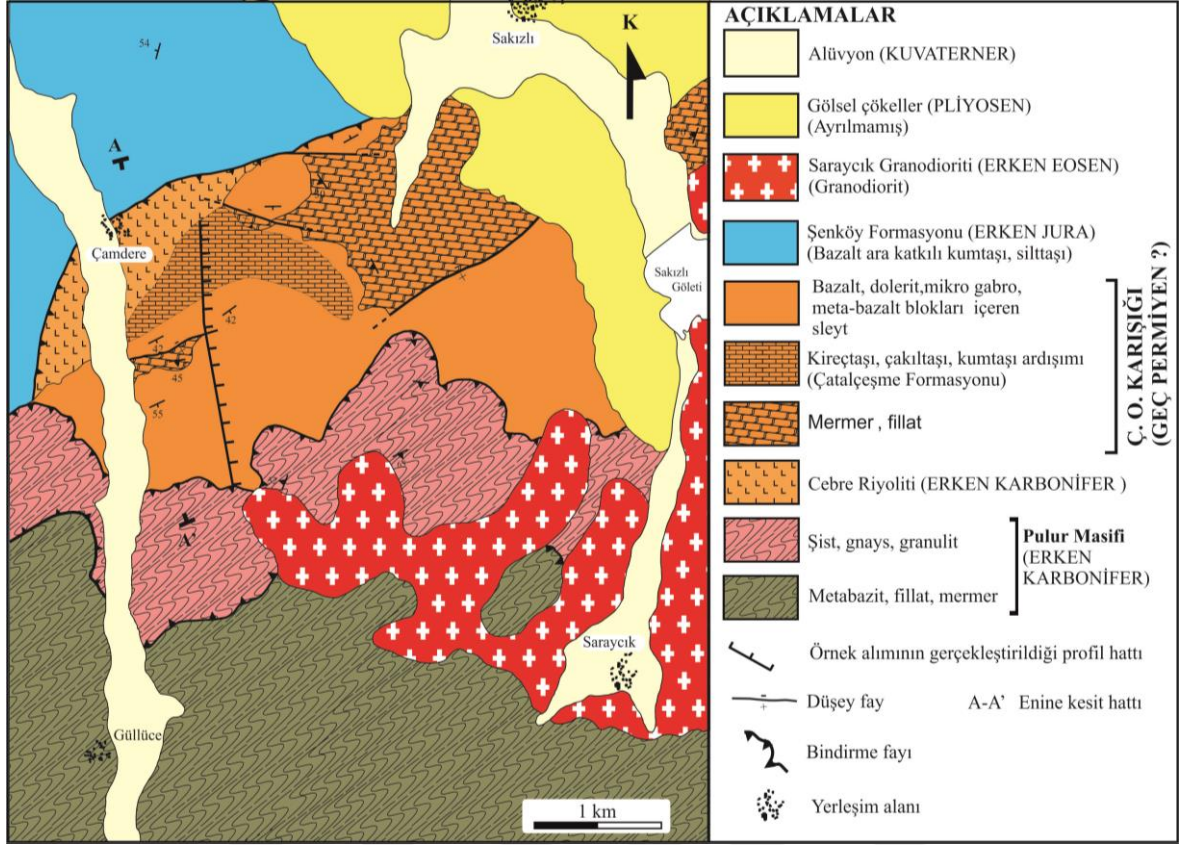
### **3.1.2. Çamdere Ofiyolitik Karışığı**

#### **3.1.2.1. Ad-Yayılım ve Topoğrafik Görünüm**

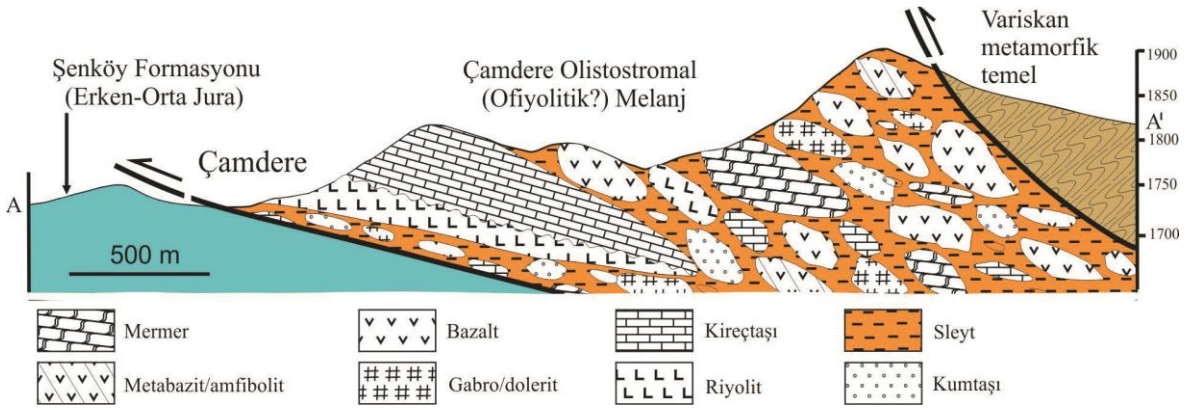
Çamdere Ofiyolitik Karışığı adı, Trabzon H44-d1 paftası içerisinde yer alan Çamdere Köyü'nden türetilmiştir. Çamdere güneyindeki Permo-Karbonifer istifi, Çatalçeşme yöresinde yüzeyleyen istiften stratigrafik ve litolojik içerik olarak farklıdır. Çamdere yöresindeki Permo-Karbonifer istifi bloklar halinde farklı çökelme ve tektonik ortamları karakterize eden litolojiler içermektedir (Şekil 3.2). Tabanda yer alan karbonatlar ve üzerine gelen açık gri renkli kumtaşları, stratigrafik ve litolojik olarak Çatalçeşme yöresindeki Çatalçeşme Formasyonu ile deneştirilebilir özelliktedir. Ancak, buradaki

kireçtaşları ve ara tabakalı kumtaşı, silttaşı ve marnların kendi doğrultuları boyunca devam etmeyerek sonlanmaları, bu birimin istifin tabanında konumlanan büyük bir blok olduğunu göstermektedir. Bu şekilde haritalanabilecek boyuttaki diğer bir blok ise daha doğuda konumlanan mermer bloktur. Ayrıca, Çatalçeşme yöresinden farklı olarak Çamdere’de karbonatlar ve kumtaşlarının hemen üzerine son derece düzgün, ince katmanlı, alt seviyelerinde daha çok kumtaşı ve kireçtaşı, üst seviyelere doğru kumtaşı, silttaşı, mermer, meta-tüf, meta-bazalt, bazalt, dolerit ve gabro blokları içeren bir sleyt gelmektedir (Şekil 3.3). Görüldüğü üzere, Çamdere’deki Permo-Karbonifer istifinin sadece tabanında konumlanan tortul blok içindeki litolojiler Çatalçeşme yöresindeki Çatalçeşme Formasyonu’na benzemektedirler. Bloksu yapısı ve blokların litolojik içeriği/çeşitliliği bakımından Çatalçeşme ve Hardişi Formasyonları’ndan tamamen farklıdır. Ayrıca, bazaltik blokların abisal ve ada yayı toleyiti karakterli olduğu, sleytlerin abisal killerden itibaren başkalaştıkları ihtimali düşünüldüğünde, birim için yeni bir adlamaya ihtiyaç olduğu ortadadır. Yukarıda değinilen özellikler birimin olistostromal veya ofiyolitik nitelikte olduğunu göstermektedir. Ancak bunlardan hangisi olduğu konusunda, bazik bloklara ait örneklerde zirkon bulunamaması nedeniyle yaşları tespit edilemediği için, kesin bir sonuca varılamamıştır. Diğer bir ifade ile blokların olistostromal (güneydeki Pulur Masifi içindeki düşük dereceli bazik kütlelerden) mi yoksa ofiyolitik (havza içi kökenli) mi oldukları sorularına bir cevap bulunamamıştır. Bununla birlikte, petrografik ve jeokimyasal veriler, saha gözlemleri ile birlikte, bazik blokların bazılarının daha güneydeki Variskan temeldeki düşük dereceli metamorfite benzediği (olistostromal) yönündedir. Diğer taraftan, metamorfize olmamış bazaltik ve doleritik blokların ise havza içi kökenli (ofiyolitik) olma ihtimalleri yüksektir. Bu nedenle, birime en yakın coğrafya ismi olan Çamdere Köyü’ne atfen ‘Çamdere Ofiyolitik Karışığı’ adının verilmesi uygun görülmüştür.





Şekil 3.2. Çamdere (Demirözü-Bayburt) yöresinin jeoloji haritası



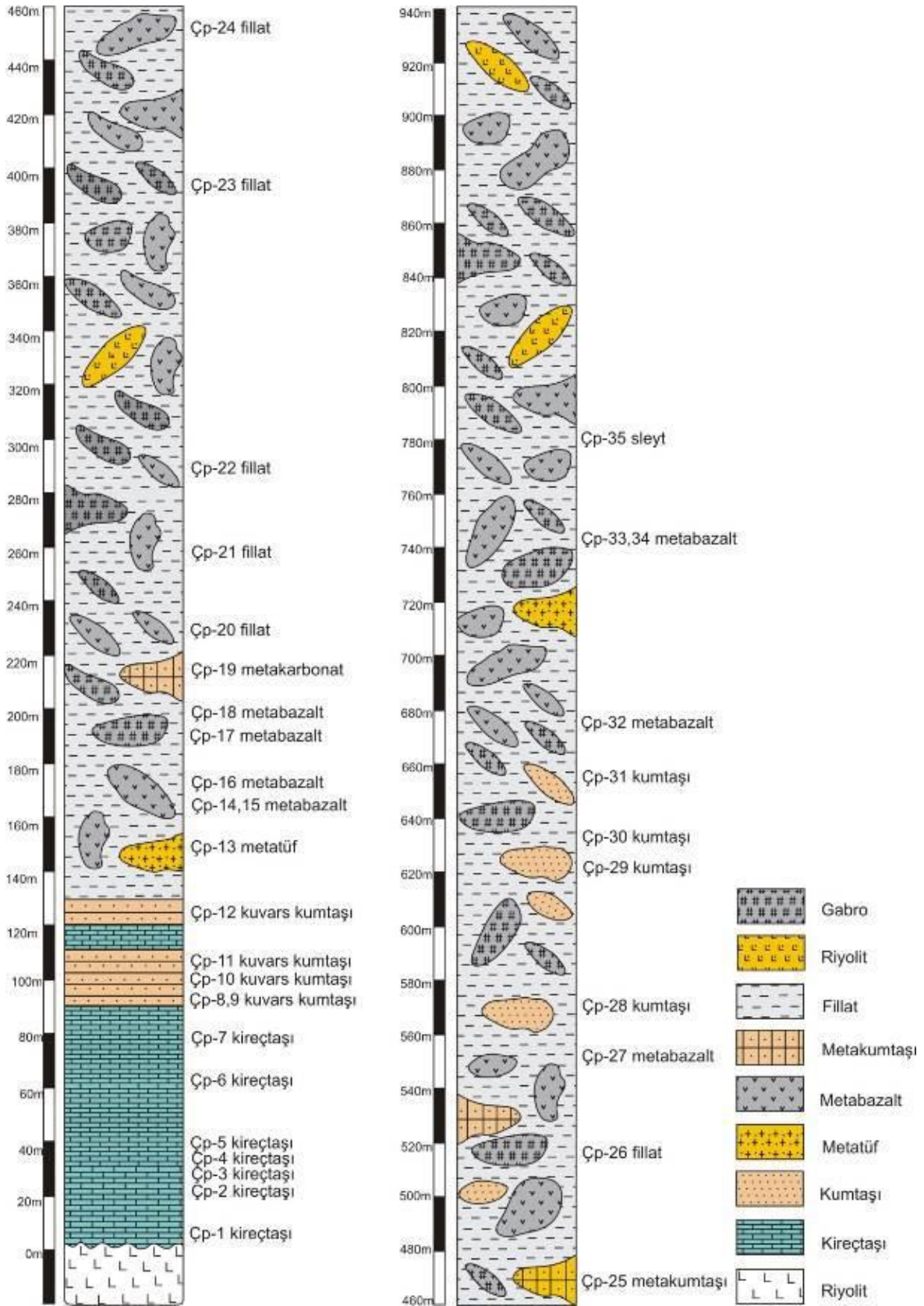
Şekil 3.3. Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait A-A' enine jeolojik kesiti

### 3.1.2.2. Ölçülü Stratigrafik Kesit

Çamdere Ofiyolitik Karışığı'nın ölçülü stratigrafik kesitinin çıkarılması işlemine Çamdere Köyü'nün güneydoğusunda konumlanan Çamlık Tepe civarında yüzeyleme veren Çatalçeşme Formasyonu'nu ile denestirilebilir özellikle olan karbonatların tabanından

itibaren başlanmıştır. Çamlık Tepe'den itibaren tamamen batı yönlü olarak uzanan hayali eksenin 1900 m kotlu eş yükselti eğrisini kestiği nokta, stratigrafik kesitin başlangıç noktasıdır. Bu nokta itibariyle Karaarmutlar Deresi ile daha güneyden gelen isimsiz derenin kesişme noktasına kadar 2-3° güneybatı yönünde ölçülmüş olup, buradan sonraki kesimi ise isimsiz derenin uzanımı boyunca olacak şekilde güneydoğu yönünde ölçülmüştür ((Başlangıç: Enlem = 40° 49' 42", Boylam = 40° 00' 55"; Bitiş: Enlem = 40° 48' 56", Boylam= 40° 01' 10"; Şekil 3.4). Çamlık Tepe'nin kuzeyinde kalan Göldere isimli kurumuş vadide riyolitik/dasitik bileşimli Cebre Riyoliti'ne benzer asidik volkanitler yüzeylenmektedir. Bu vadiye benzer bileşimli iki birim arasındaki dokanağın türü arazinin örtülmüş oluşu sebebi ile gözlenememiştir. Çamdere Ofiyolitik Karışığı'nın bloklu yapısı dikkate alındığında, bu asidik kütlelerin Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait bir blok olabileceği düşünülebilir. Ayrıca, üzerine gelen kireçtaşları ile birlikte çok litolojili bir blok durumunda da olabilir. Bu durumda ise asidik kütle ile kireçtaşı bloku arasındaki dokanak uyumsuz olacaktır.

Permo-Karbonifer istifinin tabanında Çatalçeşme Formasyonu'ndan türemiş bir blok bulunmaktadır (Şekil 3.5a). Yaklaşık 90 m'lik bir kalınlığa sahip olan bu blok'un tabanında ise ince-orta katmanlı karbonatlar yer almaktadır (Şekil 3.5b). Üst seviyelere doğru açık gri renkli kumtaşları (Şekil 3. 5c) ile devam eden birim 32 m kalınlığa sahip olup kumtaşı, kireçtaşı, marn, şeyl ve çakıltası ardışımı ile devam etmektedir. Permo-Karbonifer istifinin bu birimlerden stratigrafik olarak daha yukarıda kalan kısmı çok az oranda marnlardan ve sleytlerden oluşmaktadır. Mermer, mikrogabro, bazalt, dolerit ve metabazalt gibi blok içeriğinden (Şekil 3.5d,e,f) dolayı daha çok ofiyolitik özellik sunmaktadır. İstifin bu kısmında havza içi bileşen olarak sleytler baskındır. Ancak hemen üst seviyelerde sleytlerin içerisine açık yeşilimsi-mavimsi meta-tüf, meta-bazit, mermer ve daha az oranlarda da Çatalçeşme Formasyonu'na ait kireçtaşı ve kumtaşı içeren bloklarını içeren 85 m'lik bir seviyenin dahil olduğu görülmektedir. Bu seviyenin üzerine stratigrafik kesit hattı boyunca yabancı hiçbir blok içermeyen 225 m kalınlığa sahip sleytli bir düzey gelmektedir. Bu düzeyden sonra Pulur Masifi ile arasındaki ters faylı dokanağa kadar olan 656 m kalınlığa sahip kısım yoğun olarak kumtaşı, siltaşı, bazalt, meta-bazalt, gabro ve dolerit blokları içeren ofiyolitik bir melanj karakterindedir. Uzun eksenleri boyunca 2 ila 30 m uzunluğa sahip olan bu bloklar sleytler tarafından çevrelenmişlerdir (Şekil 3.5e,f).



Şekil 3.4. Çamdere yöresi Permo-Karbonifer istifinin ölçülü stratigrafik kesiti

### 3.1.2.3. Dokanaklar

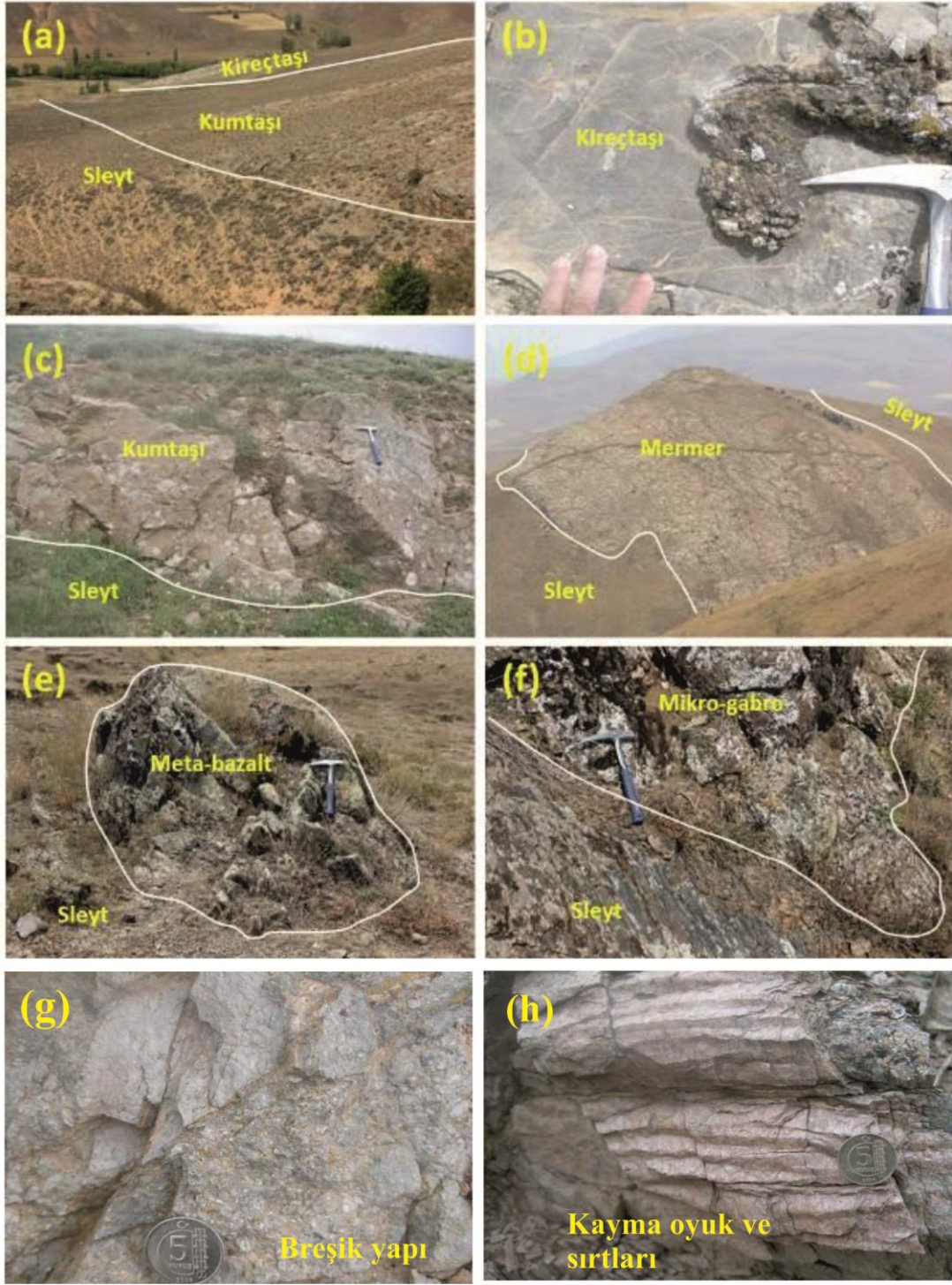
Çamdere Ofiyolitik Karışığı'nın diğer birimlerle olan dokanakları faylıdır (Şekil 3.2). Birim ters bir fay yüzeyi boyunca kuzeye doğru Erken Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerine itilmiştir. Aynı şekilde daha güneydeki Pulur Masifi'de yine ters bir fay yüzeyi üzerinde kuzeye doğru Çamdere Ofiyolitik Karışığı üzerine itilmiştir. Birim içerisindeki blokların dokanakları da genellikle faylıdır. Bu dokanaklarda gözlenen ezilme, breşik yapı, kayma oyuk ve sırtları ve buruşma klivaji, bu sınırlar boyunca etkili olan kesme gerilmelerinin kayaçlar üzerinde bıraktığı izler olarak yorumlanmaktadır (Şekil 3. 5g, h)

### 3.1.2.4. Litoloji

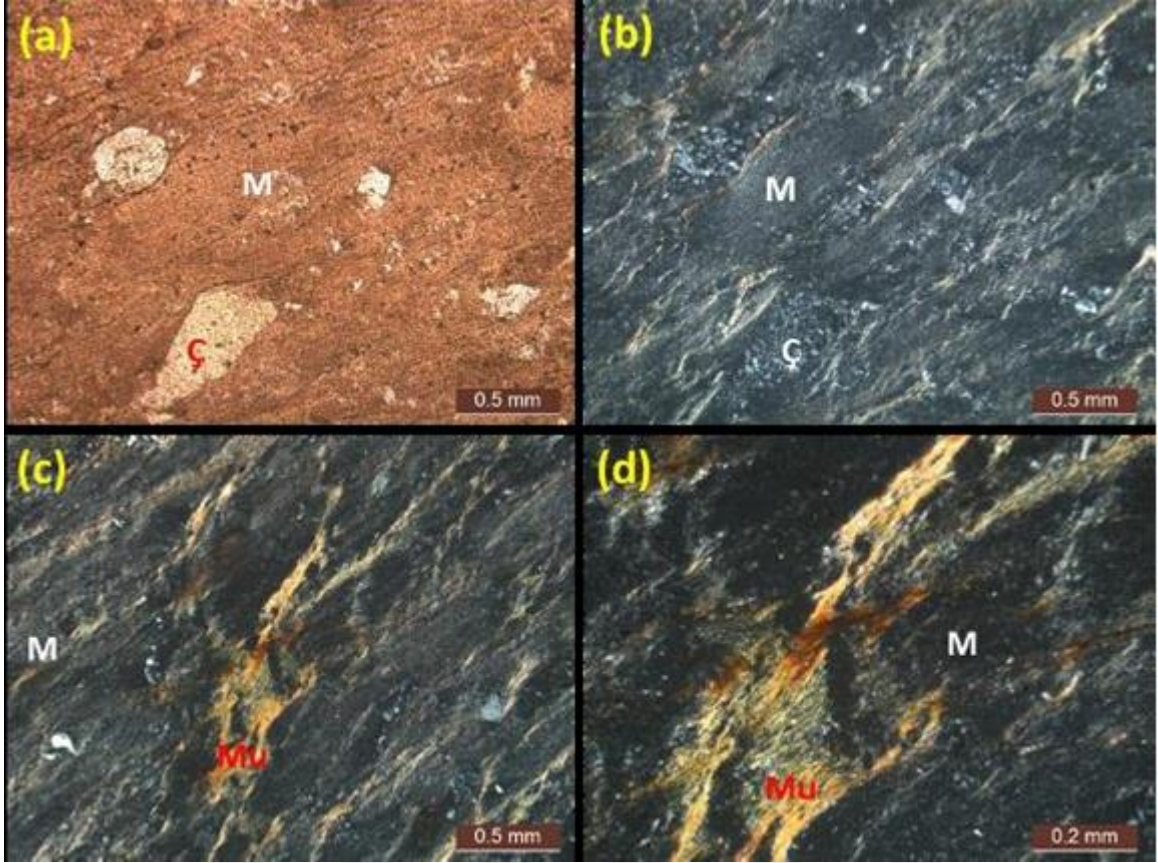
Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisinde yer alan litolojiler birimin isminden de anlaşılacağı üzere oldukça çeşitlilik sunmaktadır. Bu litolojiler daha öncede değinildiği üzere kristalize kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı, fillat, bazalt, meta-bazalt, meta-tüf, dolerit ve gabrodan oluşmaktadır. Kristalize kireçtaşı, kumtaşı ve silttaşı blokları şelf kökenlidir. Bazik magmatik bloklar ise ada yayı ve abisal karakterlidir. Bütün bu bloklar bağlayıcı konumundaki yapraksı katmanlı sleytler tarafından çevrelenmişlerdir. Yapraksı yapının blokların dokanağına gelindiğinde birden sonlanması, blokların sleytlerin ilksel malzemesi olan killerin çökme ortamına dışarıdan geldiğini göstermektedir.

#### 3.1.2.4.1. Fillat

Fillatlar tipik olarak düşük dereceli metamorfizma geçirdiklerine işaret eden fillitik bir yapı sergilemektedirler. Tipik olarak lepidoblastik dokuya sahiptirler. Ana bileşenler olarak kuvars, muskovit, klorit, serizit, plajiyoklas ve kalsit içerirler. Belirgin bir yönelimli yapı gösteren fillatlar yer yer silt ve kum boylarında kuvars ve feldispat kırıntıları da içerirler (Şekil 3.6a). Temel bileşenler pulsu, ince taneli, parlak görümlü serizit ve koyu yeşil-gri kloritdir (Şekil 3.6b,c). Kuvars ve plajiyoklas çok ince taneli kırıntılar halindedir (Şekil 3.6c,d). Kalsit genellikle ikincil mineral olarak belli hatlar boyunca bulunmaktadır. Bazı kalsitlerde gözlenen foliasyona paralel bükülmeler metamorfizma öncesi bir oluşuma işaret etmektedir.



Şekil 3.5 (a) Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki kireçtaşı ve kumtaşları arasındaki normal dokanağın görünümü. Birlikte sleyt içerisinde bir olistolit oluşturmaktadırlar. (b,c) Kireçtaşı ve kumtaşlarının görünümü. (d, e, f) Mermer, meta-bazalt ve mikrogabro bloklarının/olistolitlerinin bağlayıcı konumundaki sleyt ile olan dokanakları.(g, h) Bloklar arasındaki sınırların faylı olduğuna işaret eden breşik yapı ve oyuk-sırt yapısı

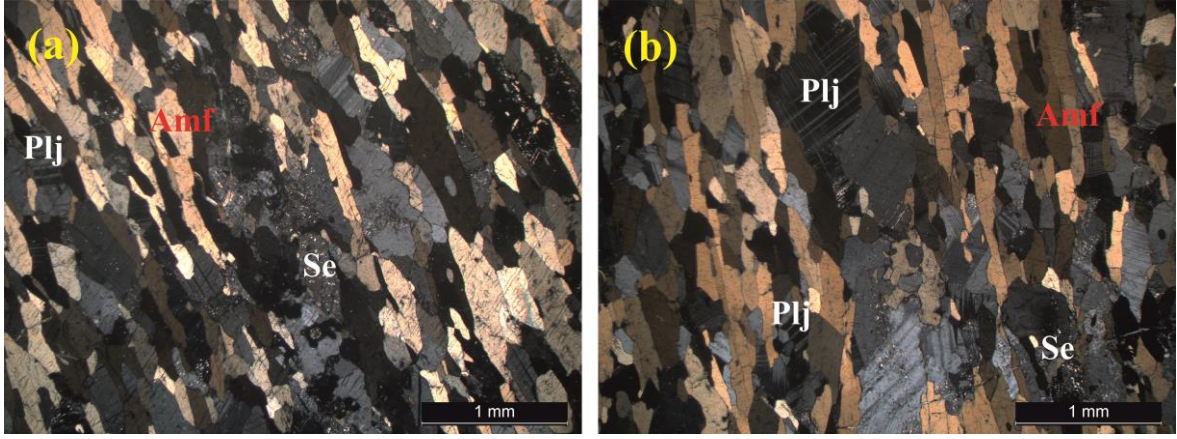


Şekil 3.6 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait fillat (meta-silt, meta şeyl) bloklarına ait kayalarda gelişen yönlü dokular (Kısaltmalar: Mu: muskovit, Ç:çört, M:matriks)

#### 3.1.2.4.2. Meta-bazit

Çıplak gözle bakıldığında meta-bazitlerdeki amfibol kristalleri rahatlıkla ayırt edilebilmektedir. Amfibolün yüksek oranlarda bulunduğu örneklerdeki şisti doku belirgin olarak gözlenmektedir. Nematoblastik dokuya sahip meta-bazitlerin petrografik incelemelerinde amfibol, plajiyoklas ve opak mineral içerdikleri görülmektedir (Şekil 3.7a,b).

Çubuksu amfibol kristalleri çoğunlukla yapraklanma düzlemine paralel belirgin yönelimler oluşturacak şekilde dizilmişlerdir (Şekil 3.7a). Bazı kesitlerde ise genellikle birbiriyle bağlantılı kümelenmeler halinde görülürler. Amfibol mineralleri tek nikolde açık-koyu yeşil renk pleokrizması ile kolayca ayırt edilmektedir. Plajiyoklaslar amfibole göre daha az oranda bulunmaktadır. Özşekilsiz ve yarı özşekilli taneler halinde olup albit ikizlenmesi yaygındır. Bazı mineralleri ise ileri derecede ayrışarak serizit, kil gibi düşük



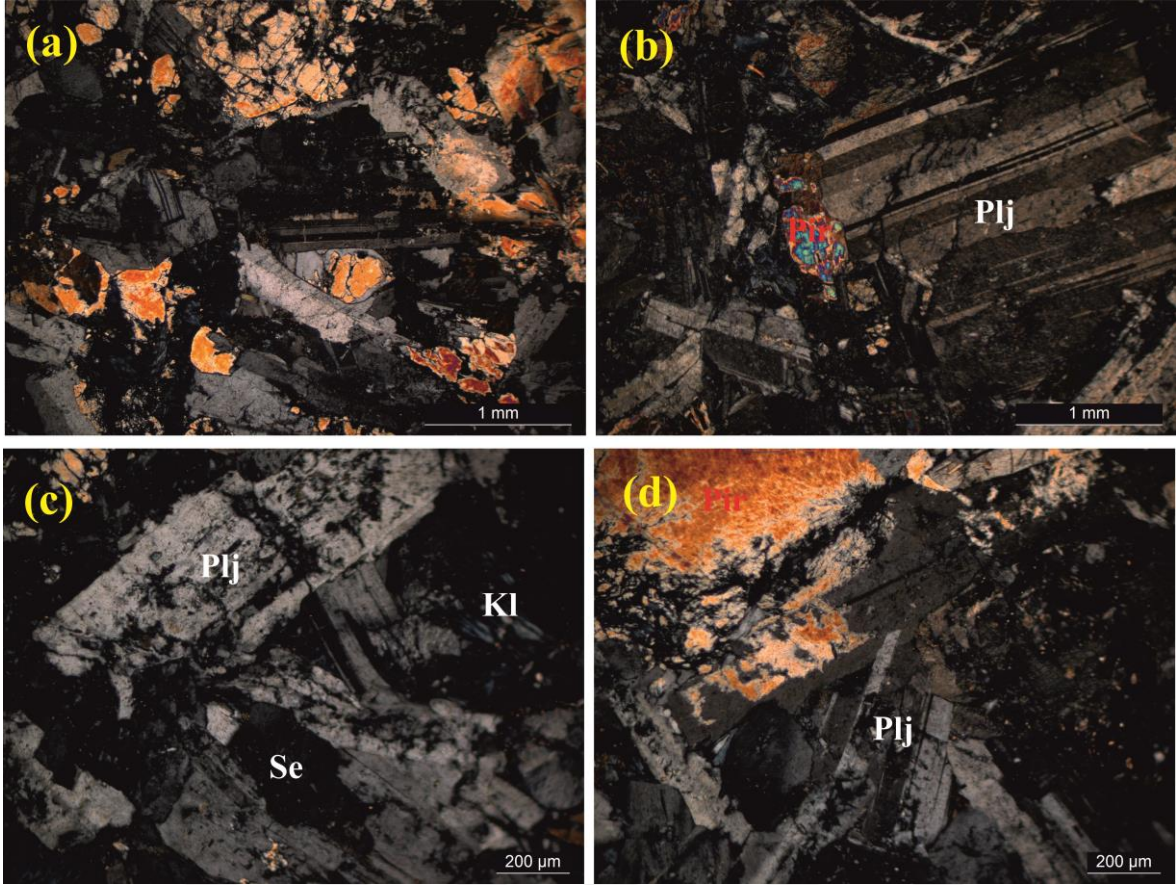
Şekil 3.7 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait meta-bazitlerde gözlenen nematoblastik doku (Çift nikol; Amf: amfibol, Plj: plajiyoklas, Se: serizit)

sıcaklık minerallerine dönüşmüşlerdir. Opak mineraller, çoğunlukla düzensiz geometrili ve hamur içerisine dağılmış durumdadırlar. Ayrışma ürünleri olarak serizit, klorit ve kalsit içermektedir.

#### 3.1.2.4.3. Gabro

Gabrolarda amfibol ve piroksen mafik bileşen, plajiyoklas felsik bileşen ve Fe-Ti oksitler ise opak bileşen olarak yer almaktadır. Genelde hipidiyomorf taneseller, yer yer ince taneseller dokulu oldukları görülmektedir. (Şekil 3.8a) İri amfiboller karakteristik olarak poikilitik plajiyoklas içermektedir. Plajiyoklas çoğunlukla özşekilsiz ve yarı özşekilli kristaller halinde bulunur. İri plajiyoklas kristalleri uzun lameller şeklindedir ve albit ikizlenmesi sergilemektedir (Şekil 3.8b). Nadir olarak zonlu yapı ve mirmekitik doku göstermektedir. Bazı kesitlerde yaygın olarak serizitleşmiş ve epidotlaşmıştır.

Amfibol hakim mafik mineral olup özşekilli, yarı özşekilli ve özşekilsiz taneler halindedir. Tek nikolde sarımsı yeşilden, koyu yeşile kadar kuvvetli pleokroik olması ve çift nikolde yüksek çift kırıcılığı ile ayırt edilmektedir. Piroksen ise yarı özşekilli, nadiren öz şekilsizdir. Tek nikolde pleokrizmasının olmayışı, yüksek rölyefi ve kahverengimsi rengeyle amfibolden ayırt edilir. Opak mineraller özşekilli ve özşekilsiz durumdadırlar. Klorit amfibol ve piroksenlerin, serizit ise plajiyoklasın ayrışma ürünü olarak bulunmaktadır (Şekil 3.8.c).

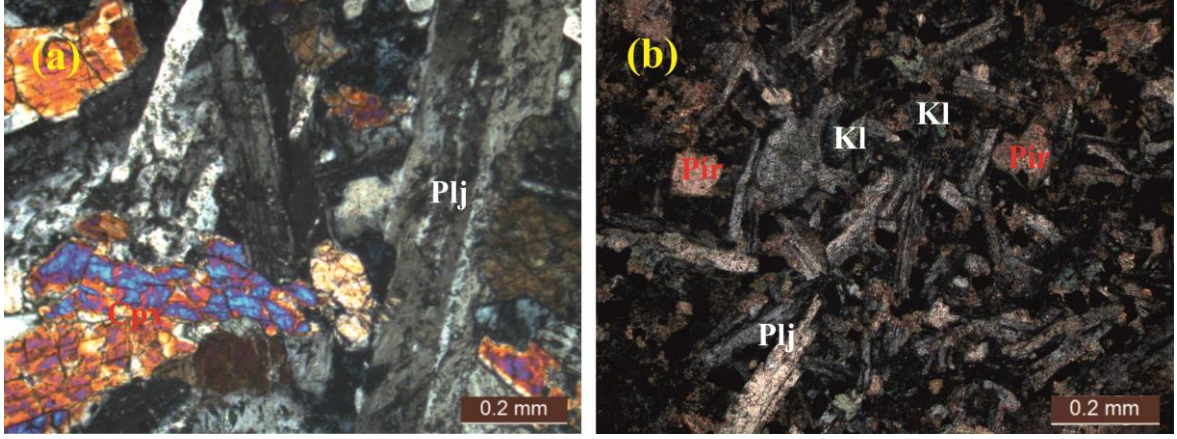


Şekil 3.8 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait gabroların hipidiyomorf taneler dokusunun görünümü (Çift nikol; Plj: plajiyoklas, Pir: piroksen, Kl: klorit, Se: serizit)

#### 3.1.2.4.4. Dolerit

Doleritlerin petrografik incelemelerinde plajiyoklas, piroksen, amfibol ve opak minerallerden oluştuğu ve ofitik dokuya sahip oldukları görülmektedir (Şekil 3.9a,b). Oldukça karakteristik olan bu dokuda birbirine yaslanan plajiyoklas mineralleri tipik olarak görülmektedir. Arada kalan boşluklar ise piroksen, amfibol ve opak mineraller tarafından doldurulmuştur. Plajiyoklas kesit alanı içerisinde en fazla yer alan mineral olup, piroksen ile birlikte kesit alanının % 90' ını kaplamaktadır (Şekil 3.9b). Plajiyoklas genellikle çubuk şekilli lameller halinde bazıları ise özşekilsiz kristaller halindedir. Zonlu yapıya sahip iri kristallerinde albit ikizlenmesi karakteristiktir. Yer yer serizitleşmiş ve epidotlaşmıştır. Piroksenler, plajiyoklas lamellerinin arasını dolduran özşekilsiz ve yarı özşekilli taneler halindedir (Şekil 3.9b). Piroksen fenokristallerinin bazıları poikilitik plajiyoklas içermektedirler. Bazıları yer yer kloritleşmişlerdir. Amfibol ve opak mineraller tali





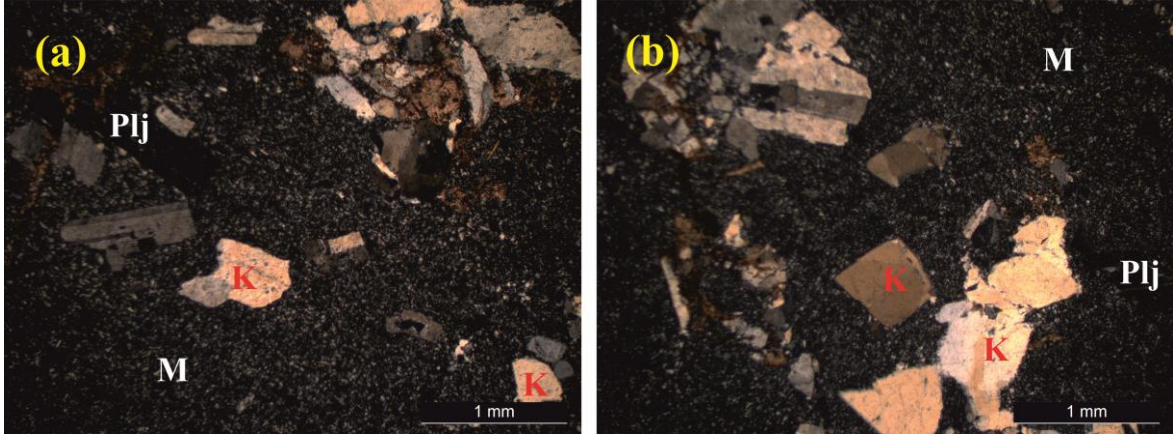
Şekil 3.9 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait doleritin ofitik dokusunun görünümü (Çift nikol; Plj: plajiyoklas, Cpx: klinopiroksen, Pir: piroksen, Kl: klorit)

oranlarda bulunmaktadır. Amfiboller, plajiyoklas kristalleri arasında bazen de piroksenlerin çevresinde gözlenmektedirler. Kalsit kırıklar boyunca ve düzensiz şekilli dolgular halinde gözlenen ikincil mineraldir.

#### 3.1.2.4.5. Riyolit

Riyolitlerin mikroskopik incelenmesinde çoğunlukla mikrogranü porfirik ve felsitik dokuya sahip oldukları gözlenmektedir (Şekil 3.10a,b). Ana bileşenler olarak kuvars ve alkali feldispat içermektedir. Plajiyoklas ve opak mineraller ise daha az oranlarda bulunmaktadır.

Kuvars özşekilsiz fenokristaller ve küçük taneler halinde bulunmaktadır. Hamur tarafından çevrelenmiş fenokristallerinin kenarları boyunca hamurla etkileşime işaret eden reaksiyon dokuları gelişmiştir. Bu şekilde hamur maddesinin kuvarsin iç kısımlarına doğru ilerlemesiyle oluşmuş koy yapıları belirgindir (Şekil 3.10a). Alkali feldispat, iri ve özşekilli dikdörtgen kristaller olarak gözlenmektedir. Kuvars ile birlikte yer yer glomeroporfirik olarak da görülmektedir. Tali olarak bulunan mineraller ise plajiyoklas ve opak minerallerdir. Hamur, plajiyoklas, kuvars, alkali feldispat ve opak minerallerinin mikro tanelerinden oluşmaktadır.



Şekil 3.10 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait riyolitlerin mikrogranü porfiritik dokusu ve içerisindeki kuvarslara ait körfez yapısı (Çift nikol; K:kuvars, Plj: plajiyoklas, M:matriks)

#### 3.1.2.4.6. Bazalt

Bazaltlar porfirik, mikrolitik porfirik, glomeroporfirik ve intersertal dokulara sahiptirler. Ana bileşenler olarak çoğunlukla plajiyoklas ve piroksen, daha az oranlarda da amfibol ve opak mineraller içermektedir.

Plajiyoklaslar, özşekilli fenokristaller ve mikrolitler halinde nadiren de yarı özşekilli olarak bulunurlar. Genellikle albit ikizlenmesi sergileyen iri plajiyoklas kristallerinin merkez veya kenar kesimlerinde elek dokusu gözlenmektedir. Matriks ile reaksiyona giren bazı plajiyoklaslarda kemirilmeye yapıları görülmektedir. Genellikle serizitleşen plajiyoklasların bazılarında kalsitleşme ve küçük epidot oluşumları gözlenmektedir. Piroksen özşekilli ve yarı özşekilli küçük kristaller halinde bulunur. Yer yer opak inklüzyonlar içerir. Çok çatlaklı olanları bu çatlaklar boyunca kalsitleşmiş ve kloritleşmişlerdir. Amfibol az oranlarda ve çoğunlukla kloritleş ve opaklaşmıştır. Opak mineraller düzensiz şekilli taneler ve piroksen içinde inklüzyonlar halinde gözlenmektedir.

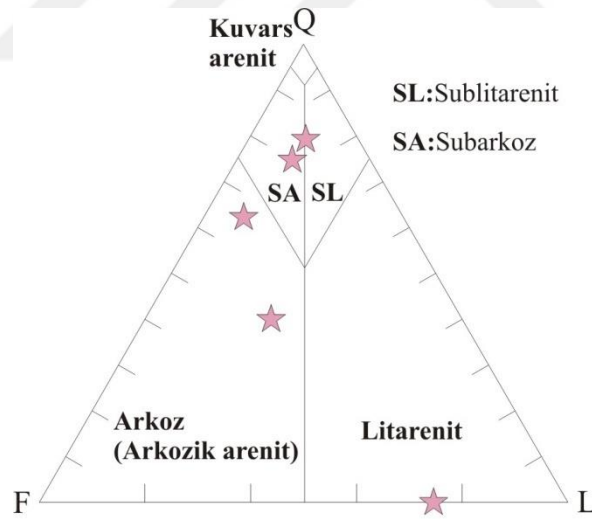
#### 3.1.2.4.7. Kumtaşı

Kuvars, plajiyoklas, alkali feldspat ve kayaç kırıntıları içermektedir. Kuvarslar genellikle yuvarlaklaşmış monokristalin ve polikristalin taneler halindedir. Plajiyoklasların hemen hepsi yuvarlak veya yarı yuvarlak taneler halindedir. Albitik ikizlenme gösteren plajiyoklaslar çoğunlukla serizitleşmişlerdir. Bunun yanı sıra hiçbir alterasyon izi

göstermeyen plajiyoklas tanelerine de rastlanmaktadır. K-feldispatlar genellikle tamamen kaolenleşmiş ve yarı yuvarlaklaşmış taneler halindedir. Kumtaşlarında mafik ve felsik olmak üzere iki çeşit kayaç parçası yer almaktadır. Bunlar genellikle yuvarlaklaşmış olmakla birlikte bazıları köşeli yapıya sahiptir. Modal bileşen yüzdeleri Tablo 3.1’de verilen kumtaşları, genellikle sublitarenit ve arkoz bileşimindedirler.

Tablo 3.1 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki kumtaşlarının Swift marka nokta sayıcı ile hesaplanmış modal mineralojik bileşimleri

Örnek No	Q(%)		F(%)		L(%)		M(%)		B(%)		Op(%)
	Qm(%)	Qp(%)	K. Feld.(%)	Plj. (%)	Lm(%)	Lf(%)	Bi.(%)	Mu.(%)	Çim.	M.	
CP-9	42.6	0	2,3	18.4	0	5.2	0	4.2	25.2	2.1	0
Cp-10	63.7	4.5	3.0	10.5	0	9.6	0	2.4	3.6	1.2	1.5
Cp-11	62.3	15.4	0.5	9.3	0	10.6	0	0.5	0	1.4	0
Cp-28	26.4	0.3	0	24.2	0	16.0	0	6.5	0	26.6	0
Cp-36	0	0	0	25.4	74.6	0	0	0	0	0	0



Şekil 3.11 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki kumtaşı bloklarından alınan örneklerin modal Q-F-L diyagramındaki konumları (Pettijohn vd., 1987; Q: kuvars, F: feldspat, L: kayaç parçası).

### 3.1.2.5. Yaş ve Deneştirme

Çamdere Köyü civarında yer alan Geç Karbonifer-Permiyen yaşlı bu birim, litolojik içerik ve dokanak ilişkileri bakımından Sakarya Zonu'nun orta ve batı kesimlerindeki Karakaya Kompleksi'ne benzer özellikler sunmaktadır (Okay ve Göncüoğlu, 2004, Okay vd., 2006; Robertson and Ustaömer, 2012). Ayrıca Permo-Karbonifer istifinin tabanında yer alan karbonatlar ve üzerine gelen açık gri renkli kumtaşları, stratigrafik ve litolojik olarak Çatalçeşme yöresindeki Çatalçeşme Formasyonu ile deneştirilebilir özelliktedir.

Yurtdışı'na gönderilen örneklerde zirkon bulunamadığı için, mafik blokları oluşturan magmaları soğuma yaşları hakkında kesin bir sonuca varılamamıştır. Diğer bir ifade ile, blokların olistostromal (güneydeki Pulur Masifi içindeki düşük dereceli bazik kütlelerden) mi yoksa ofiyolitik (havza içi kökenli) mi oldukları sorusuna bir cevap bulunamamıştır. Bununla birlikte, petrografik ve jeokimyasal veriler, saha gözlemleri ile birlikte, bazik blokların bazılarının daha güneydeki Variskan temeldeki düşük dereceli metamorfite benzediği (olistostromal) yönündedir. Diğer taraftan, metamorfize olmamış bazaltik ve doleritik blokların ise havza içi kökenli (ofiyolitik) olma ihtimalleri yüksektir.

### 3.1.3. Şenköy Formasyonu

Şenköy Formasyonu (Kandemir, 2004) Doğu Pontidler olarak da bilinen Sakarya Zonu'nun doğu kesiminde çok geniş bir yayılım alanına sahip olup, özellikle Bayburt ve Gümüşhane çevresinde yaklaşık KD-GB uzanımlı yüzeyleme alanlarına sahiptir. Şenköy Formasyonu Variskan temele ait metamorfik kayalar (Topuz vd., 2004a,b, 2007) ve onları keserek yerleşen granitoidler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Yılmaz, 1972; Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011; Karlı vd., 2016; Dokuz vd., 2017). Birim üstten Berdiga Formasyonu'na ait karbonatlı kayalar tarafından uyumlu olarak örtülür (Pelin, 1977). Şenköy Formasyonu, kısa mesafelerde kalınlık farklılıkları sunan ve birbiriyle yanal geçişli çakıltası, kumtaşı, marn kiltası ve kumlu kireçtaşları ile ammonitico rosso fasiyesinde gelişmiş bol ammonit, belemnit, brachiopoda, ekinid, pelecypoda, mercan ve süngerlerden oluşan kırmızı renkli ve yumrulu kireçtaşlarından oluşur. Kumtaşları gri, sarımsı ve yeşil renkli, kötü boylanmalı, orta-kalın tabakalı ve sıkı tutturulmuştur. Bunların yanısıra aglomera ve tüfler ara seviyeler ve küçük andezit, bazalt stokları da içerir.

### **3.1.4. Saraycık Granodiyoriti**

Saraycık Granodiyoriti, inceleme alanının güneydoğusunda konumlanmakta ve yaklaşık 11 km<sup>2</sup> lik bir alanda mostra vermektedir (Okay vd. 1997; Topuz vd. 2005). İnceleme alanı sınırları içerisinde kalan kesimi yaklaşık 3 km<sup>2</sup> kadardır. Saraycık Granodiyoriti, Permo-Karbonifer kırıntılı sedimentleri, Pulur Metamorfik Kompleksi'nin yeşil şist, fillit gibi düşük dereceli ve gnays ve migmatitleri ile görülebilir bir kesme dokanağı oluşturmaktadır. Plütonun ana kütlesi ince-orta taneli, hornblend içermeyen biyotitli granodiyoritten oluşmaktadır. Granodiyoritler yersel olarak 10 metre genişliğinde dasidik ve 25 cm'den daha küçük kalınlıktaki aplitik daykları içermektedir. Topuz vd. (2005) birimde yapmış oldukları çalışma ile birimin 52 my önce bölgeye yerleştiğini ve adakitik bir jeokimyasal bileşime sahip olduğunu ortaya koymuşlardır.

## **3.2. Jeokimya**

### **3.2.1. Giriş**

Çamdere Ofiyolitik Karışığı olarak adlandırılan birim, bloklar halinde mermer, kireçtaşı, kumtaşı, bazalt, dolerit, gabro, meta-bazalt, meta-gabro gibi farklı çökelme ve tektonik ortamları karakterize eden litolojilerden oluşmaktadır. Uzun eksenli çoğunlukla 3-15 m arasında değişen bazik magmatik/metamorfik bloklar büyük çoğunluğu oluşturur. Bu bölümde metamorfize olmayan mafik bloklardan (mikro gabro, mikro diyorit, dolerit) ve meta-bazit (meta-bazalt, meta-gabro) bloklarından alınan örneklerin jeokimyasal karakteristikleri, kaynak alanları, bunları oluşturan ana magmaların yükselimleri sırasındaki petrojenetik olaylar ve tektonik ortamları (abisal, ada yayı gibi) irdelenmektedir.

### **3.2.2. Kayaçların Sınıflaması**

Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait mafik bloklarından derlenen örneklerin tüm-kaya analiz sonuçları Tablo 3.2.'de verilmektedir. İlksel silikat fazları kısmen daha düşük sıcaklıklarda dengeli olan ikincil silikat fazlarına dönüşmüşlerdir. İkincil fazlara dönüşümler kayaçların H<sub>2</sub>O gibi uçucu bileşen içeriğinin artmasına yol açmaktadır. % 5'

ten daha yüksek oranlardaki ateşte kayıp değerleri kayaların ana oksit içeriklerinde önemli oranlarda azalmaya işaret ettiğinden, alterasyon etkisini minimuma indirmek için, ana oksit değerlerinin normalize edilerek % 100'e tamamlanması gerekmektedir. Tablo 3.2.'da görüldüğü üzere meta-bazitler ve metamorfize olmayan mafikler % 5'ten düşük ateşte kayıp (A.K.) oranlarına sahiptirler. Bu oranlar petrografik gözlemler ile uyumlu olup, kayalarda ikincil silikat dönüşümlerine bağlı önemli bir ilksel silikat kaybı olmadığını göstermektedir. Bu nedenle, ana oksitlere dayalı sınıflama diyagramlarında analiz sonuçları normalize edilmeden kullanılmıştır. İki örnek dışında örneklerin A.K. değerleri % 5 civarında veya daha düşük oranlardadır. Bu oranlar mafik kütleler için hata payı sınırları içinde kaldığı için ana oksit değerleri % 100'e normalize edilmeden kullanılmıştır.

Meta-bazit ve mafik bloklardan alınan örnekler, öncelikle kayaların jeokimyasal sınıflamasında yaygın olarak kullanılan Le Maitre vd. (1989)'nin alkali toplamına ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) karşı  $\text{SiO}_2$  sınıflama diyagramına (TAS) (Şekil 3.12a), daha sonra da alterasyondan daha az etkilenen iz elementlere göre oluşturulan sınıflama diyagramlarına (Şekil 3.12b, Şekil 3.13) (Hastie vd., 2007; Winchester ve Floyd, 1977) düşürülmüştür. TAS diyagramında (Şekil 3.12a), metamorfize olmayan mafik bloklara ait örneklerin yarı alkali-alkali geçişi boyunca, bazalt ve traki bazalt alanlarında yer aldıkları görülmektedir. Meta-bazitlere ait örnekler de alkali-yarı alkali geçişi boyunca yer almakta, ancak bazalt, traki bazalt ve bazaltik traki andezit şeklinde daha geniş bir dağılım aralığı sunmaktadırlar. Hastie vd. (2007) nin Co-Th sınıflama diyagramında (Şekil 3.12b) mafik bloklara ait örnekler, TAS diyagramından farklı olarak, toleyitik affinite sergilemekte ve bazalt ve bazaltik andezit gibi,  $\text{SiO}_2$  içerikleri ile uyumlu alanlarda toplanmaktadır. Co ve Th alterasyon ve metamorfizma gibi olaylar sırasında hareketsiz davranmaktadırlar. Mafik bloklara ait örneklerin Co-Th diyagramında sergiledikleri toleyitik affinite, TAS diyagramında özellikle alkali-yarı alkali çizgisinin üzerine çıkan örnekler için alterasyon sırasındaki (ikincil) alkali kazanımına işaret edebilir. Buna karşılık meta-bazit bloklarından alınan örneklerin tamamı toleyit-kalkalkali çizgisinin üzerindeki alanlara düşmekte ve hatta üçü kalkalkali-şoşonit çizgisi üzerindeki şoşonitik bazalt alanına düşmektedir. Bu durumda meta-bazitler için TAS ve Co-Th sınıflandırma diyagramlarının benzer sonuçlar ürettiği söylenebilir.

Tablo 3.2 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait örneklerin ana (%), iz ve nadir toprak (ppm) element sonuçları

Örnek No	Cd-12	Cd-13	Cd-14	Cd-15	Cd-16	Cd-22	Cd-24	CD-4	CP-34
SiO <sub>2</sub>	47.76	47.16	48.5	47.42	56.3	51.48	45.31	47.88	49.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.52	15.97	15.12	14.6	13.56	16.3	16.35	16.35	14.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.47	8.23	11.46	13.14	10.66	11.62	8.66	9.19	12.04
MgO	6.68	8.79	6.42	5.64	2.73	4.74	8.77	7.18	5.06
CaO	11.27	10.54	6	5.42	3.7	4.67	11.86	9.18	5.55
Na <sub>2</sub> O	3.52	3.37	5.18	5.44	4.67	5.63	2.6	3.88	5.51
K <sub>2</sub> O	0.09	0.07	0.12	0.1	0.08	0.1	0.03	0.03	0.11
TiO <sub>2</sub>	1.17	0.96	2.01	2.4	1.94	1.25	1.01	1.22	2.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.06	0.14	0.19	0.58	0.08	0.06	0.10	0.23
MnO	0.15	0.18	0.23	0.27	0.28	0.2	0.18	0.16	0.16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.027	0.057	0.012	0.009	<0.002	0.002	0.048	0.023	0.01
Mg#	49.04	57.44	39.93	33.40	22.67	32.22	55.96	48.78	32.91
A.K.	4.1	4.4	4.5	5.1	5.4	3.7	4.9	4.6	4.2
TOPLAM	99.79	99.77	99.71	99.75	99.88	99.8	99.77	99.80	99.79
Ni	38.9	69.6	33.9	18.5	0.2	14.9	68.2	37.4	15.5
Sc	41	40	31	35	23	33	38	43	33
Ba	66	58	444	193	84	89	62	67	178
Co	35.5	40.2	39.3	38.4	14.6	36.1	40.3	37.3	29.9
Cs	0.8	0.7	4.5	3.8	0.8	1.3	1.3	0.4	6.2
Ga	13.7	12.2	14.4	15.1	16.6	15.9	13.9	15.3	15.9
Hf	1.9	1.3	2.2	3	3.6	1.8	1.4	2.0	3.5
Nb	0.7	0.7	1.8	2.2	3.8	1.1	0.6	1.2	2.6
Rb	0.7	0.5	3.8	3	1.5	2.6	0.4	0.6	9.2
Sr	207	157.7	443.4	221.7	112.6	286.3	116.6	249.8	199.9
Ta	0.1	0.08	0.1	0.1	0.2	0.07	0.05	0.1	0.1
Th	0.17	0.2	0.4	0.6	1.3	0.8	0.18	0.3	1
U	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.4	0.3	<0.1	0.1	0.2
V	237	208	339	419	62	355	220	254	347
Zr	66.2	58.3	83.9	109.9	155.8	62.2	56	75.4	113.1
Y	18.8	16.3	25.2	34	50.5	23.5	16.2	22.9	35.4
Cu	90.7	91.9	36	38.2	4	69.4	80.7	93.3	40.5
Pb	1	2.9	0.5	0.4	1.5	2.4	4	1.4	0.4
Zn	52	45	80	83	109	63	46	55	81
La	3.6	2.7	5.7	7.7	13.9	5.1	2.5	3.3	8
Ce	8.1	7.9	14.1	18.9	34.7	12.3	7.2	10.0	19.5
Pr	1.46	1.35	2.15	2.84	4.95	1.82	1.2	1.64	3.14
Nd	7.3	6.3	11.1	13.9	23.5	8.7	5.8	8.9	14.6
Sm	2.46	2.02	3.23	3.99	6.9	2.72	1.84	2.65	4.47
Eu	0.93	0.76	1.27	1.5	2.46	0.96	0.73	0.99	1.6
Gd	3.02	2.77	4.24	5.31	8.36	3.55	2.43	3.54	5.23
Tb	0.56	0.5	0.75	0.99	1.47	0.65	0.49	0.64	1.02
Dy	3.46	3.32	4.82	5.95	8.98	4.02	2.91	4.02	6.43
Ho	0.74	0.63	1.03	1.31	1.89	0.92	0.59	0.83	1.34
Er	2.11	1.89	2.92	3.76	5.63	2.56	1.82	2.41	3.81
Tm	0.3	0.25	0.44	0.56	0.82	0.41	0.26	0.36	0.56
Yb	1.97	1.73	2.69	3.51	4.92	2.65	1.62	2.28	3.64
Lu	0.31	0.27	0.41	0.54	0.74	0.41	0.25	0.35	0.54
Eu*	2.74	2.395	3.735	4.65	7.63	3.135	2.135	3.095	4.85
(Eu/Eu*)N	0.34	0.32	0.34	0.32	0.32	0.31	0.34	0.32	0.33

Tablo 3.2 (devamı)

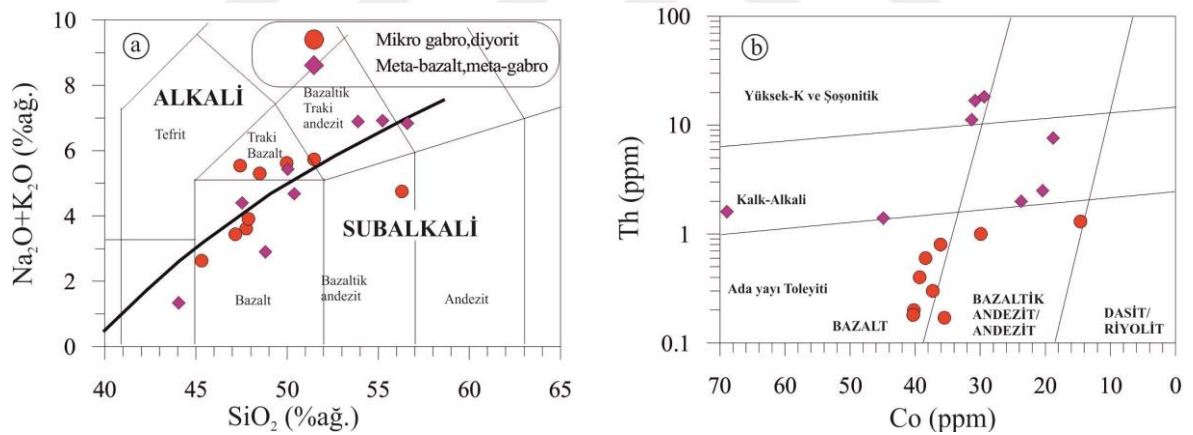
Örnek No	Cd-17	Cd-18	Cd-25	CD-6	CD-7	CD-8	CP-15	CP-17
SiO <sub>2</sub>	56.6	53.89	47.53	55.24	48.81	44.05	50.39	50.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.01	16.72	15.3	16.94	16.17	8.70	11.61	12.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.91	7.57	8.59	6.98	9.60	10.76	9.18	9.43
MgO	3.17	2.99	4.81	3.76	8.46	13.96	7.77	6.96
CaO	2.55	4.51	9.68	5.40	10.77	14.01	9.05	8.09
Na <sub>2</sub> O	6.75	6.81	3.62	3.92	2.33	1.03	2.72	2.21
K <sub>2</sub> O	0.09	0.08	0.78	3.00	0.57	0.31	1.96	3.22
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.7	0.89	0.50	1.16	0.95	0.71	0.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.09	0.38	0.38	0.11	0.12	0.75	0.74
MnO	0.15	0.14	0.2	0.16	0.15	0.18	0.16	0.15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.002	0.003	0.009	0.008	0.029	0.203	0.029	0.018
Mg#	31.82	31.49	39.92	38.94	52.10	62.81	50.99	47.23
A.K.	4.6	6.3	7.8	3.3	1.6	5.3	5.3	5.3
TOPLAM	99.82	99.8	99.56	99.64	99.76	99.72	99.64	99.57
Ni	8.3	9.6	26.2	15.4	43.9	534.0	21.9	18.4
Sc	25	26	27	18	32	23	43	40
Ba	163	132	1415	1537	148	43	1004	1717
Co	20.4	23.7	31.3	18.8	44.9	68.9	30.8	29.4
Cs	0.3	0.4	3.1	1.5	2.8	0.8	4.8	2.9
Ga	13.6	13.7	12.8	16.3	15.8	9.8	14	15.7
Hf	2.8	2.2	2.3	3.1	2.1	1.8	3.3	3.3
Nb	2.9	2.6	5.9	11.4	11.1	10.7	6.2	7.3
Rb	1.4	1.5	20.3	39.5	14.7	6.5	66.9	75.9
Sr	389.7	666.5	870.4	514.0	320.4	88.6	269.7	253.2
Ta	0.1	0.2	0.2	0.6	0.6	0.6	0.3	0.4
Th	2.5	2	11.2	7.6	1.4	1.6	16.8	18.2
U	0.6	0.5	2.5	2.3	0.4	0.4	7.2	7.7
V	167	198	255	148	210	164	266	292
Zr	101.7	83.6	93.9	129.4	78.4	69.4	110.4	123.4
Y	30.4	22.4	19.4	18.0	16.7	13.4	19.6	20.8
Cu	35.2	28.8	114.3	190.7	61.4	33.9	92.3	94
Pb	4.3	3.4	2.5	9.7	2.4	0.9	20.4	15.2
Zn	79	66	65	80	21	15	36	44
La	14.5	10	50.2	27.1	10.0	8.8	37.5	36.8
Ce	30.8	20.1	92.4	53.4	23.0	19.4	82.7	81.7
Pr	3.83	2.6	10.12	5.99	2.95	2.43	10.53	10.63
Nd	16.7	10.9	38.5	23.0	13.1	10.3	44.5	46.9
Sm	3.95	2.81	6.24	4.63	2.96	2.40	10	9.74
Eu	1.2	0.96	1.71	1.27	1.02	0.93	2.22	2.26
Gd	4.72	3.33	5	4.31	3.36	2.56	7.04	7.22
Tb	0.86	0.58	0.64	0.64	0.53	0.43	0.91	0.94
Dy	5.35	3.83	3.46	3.27	2.96	2.48	4.13	4.1
Ho	1.15	0.79	0.67	0.62	0.60	0.47	0.65	0.69
Er	3.51	2.43	1.81	1.76	1.69	1.32	1.86	1.83
Tm	0.5	0.36	0.27	0.26	0.24	0.18	0.25	0.27
Yb	3.18	2.18	1.73	1.63	1.49	1.13	1.72	1.62
Lu	0.48	0.37	0.28	0.26	0.22	0.18	0.23	0.24
Eu*	4.335	3.07	5.62	4.47	3.16	2.48	8.52	8.48
(Eu/Eu*)N	0.28	0.31	0.30	0.28	0.32	0.38	0.26	0.27

Not: A.K. (Ateşte Kayıp): Toplam uçucu içeriği. Mg# = MgO / (MgO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x 0.899) x 100. Eu\*: (Sm + Gd) / 2

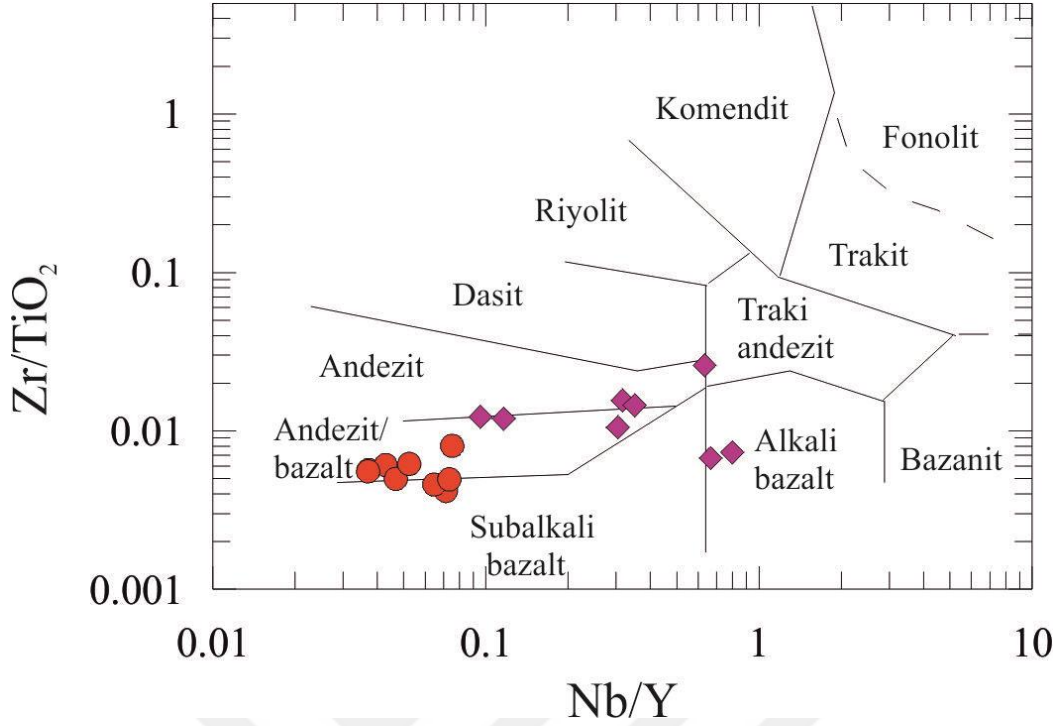


Winchester ve Floyd (1976) ve (1977)'un metasomatizma ve ayrışma gibi ikincil olaylar sırasında büyük ölçüde hareketsiz davranan Nb, Y, Zr, TiO<sub>2</sub> ve SiO<sub>2</sub> gibi elementlerin oranlarına göre oluşturduğu Nb/Y'a karşı Zr/TiO<sub>2</sub> diyagramında (Şekil 3.13) ve SiO<sub>2</sub>'e karşı Zr/TiO<sub>2</sub> diyagramında (Şekil 3.14) ise, mafik bloklara ait örnekler büyük oranda sub-alkali bazalt alanında toplanarak önceki sınıflandırma diyagramları ile uyumlu davranırlar. Andezit, andezit/bazalt alanlarına düşen meta-bazit bloklarına ait örnekler de önceki sınıflama diyagramları ile uyumludurlar.

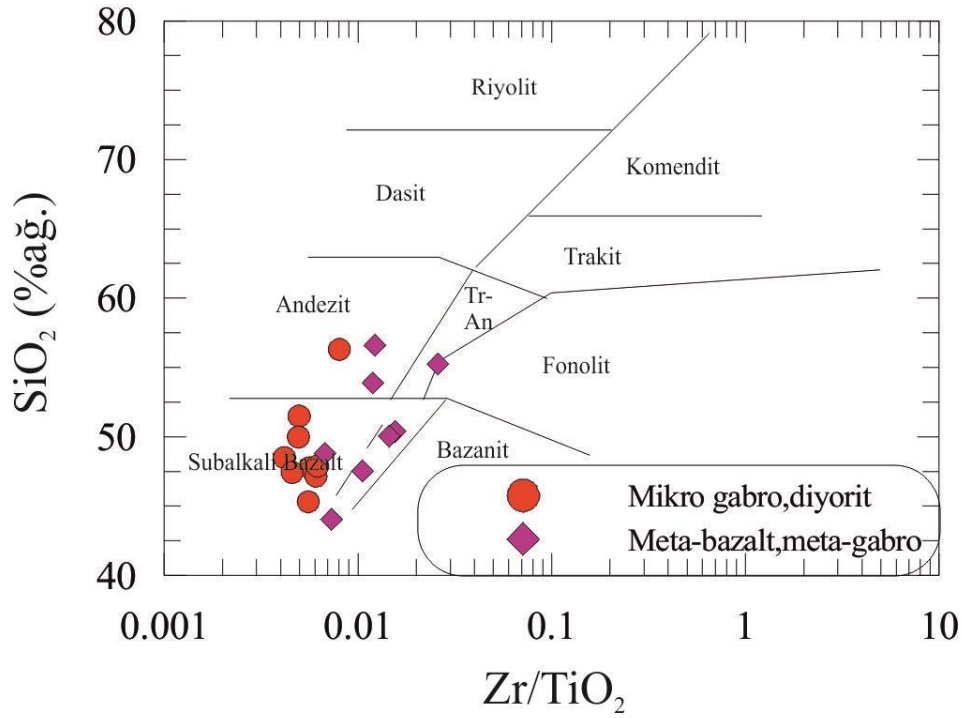
SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O diyagramında (Şekil 3.15) görüldüğü üzere, Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki mafik bloklara ait örnekler, sınıflandırma diyagramları ile uyumlu olup toleyitik karakter sergilemektedir. Buna karşılık meta-bazit bloklarından alınan örnekler düşük, orta ve yüksek K<sub>2</sub>O içerikleri ile toleyitikten kalk-alkaliye ve hatta şoşonitik'e kadar değişim sergilemektedirler. AFM üçgen diyagramındaki (Şekil 3.16) (Irvine ve Baragar, 1971) yönsemeye göre örneklerin büyük bir çoğunluğu kalk-alkali alana düşerken, çok az bir kısmı ise toleyitik alana düşmüştür.



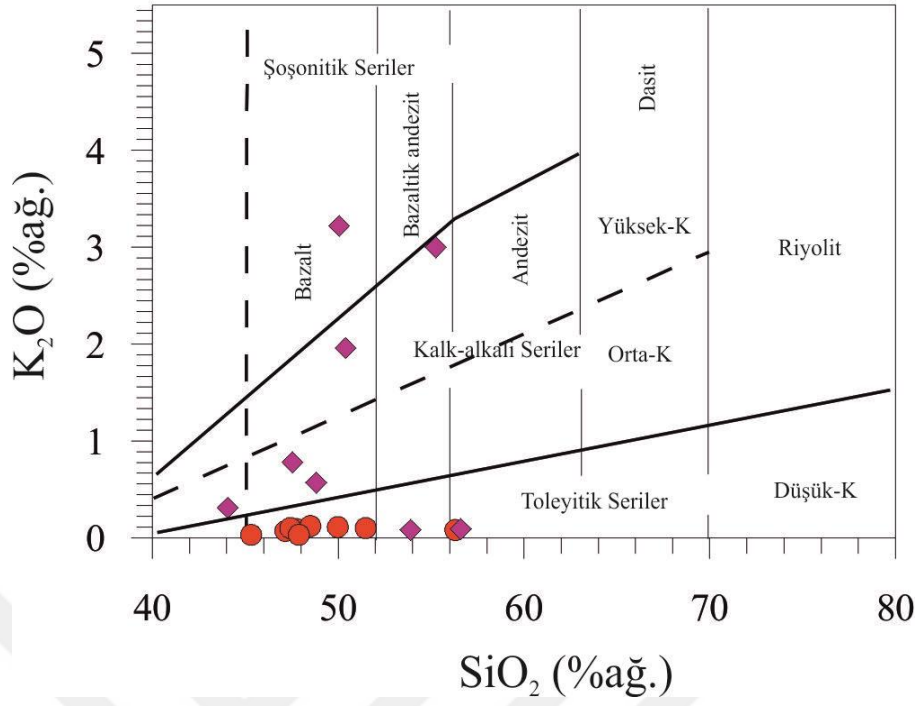
Şekil 3.12 Çamdere yöresi Ofiyolitik Karışığı içindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait (a)Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (TAS) (Le Maitre vd., 1989), (b) Co-Th (Hastie vd., 2007) adlandırma diyagramlarındaki konumları



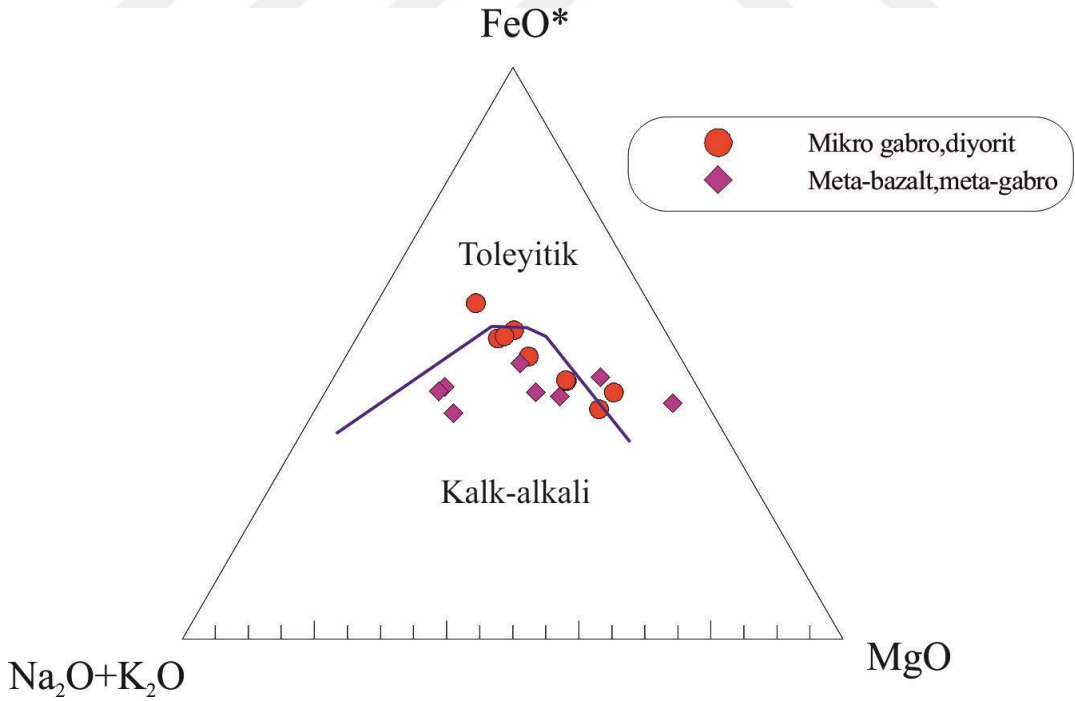
Şekil 3.13 Çamdere yöresi Ofiyolitik Karışığı içindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait örneklerin  $Nb/Y-Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$  adlandırma diyagramındaki dağılımları (Winchester ve Floyd, 1977).



Şekil 3.14 Çamdere yöresi Ofiyolitik Karışığı içindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait örneklerin  $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001-SiO_2$  adlandırma diyagramındaki dağılımları (Winchester ve Floyd, 1976)



Şekil 3.15 Çamdere yöresi Ofiyolitik Karışığı içindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait örneklerin SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O diyagramındaki konumları (Peccerillo ve Taylor, 1976)

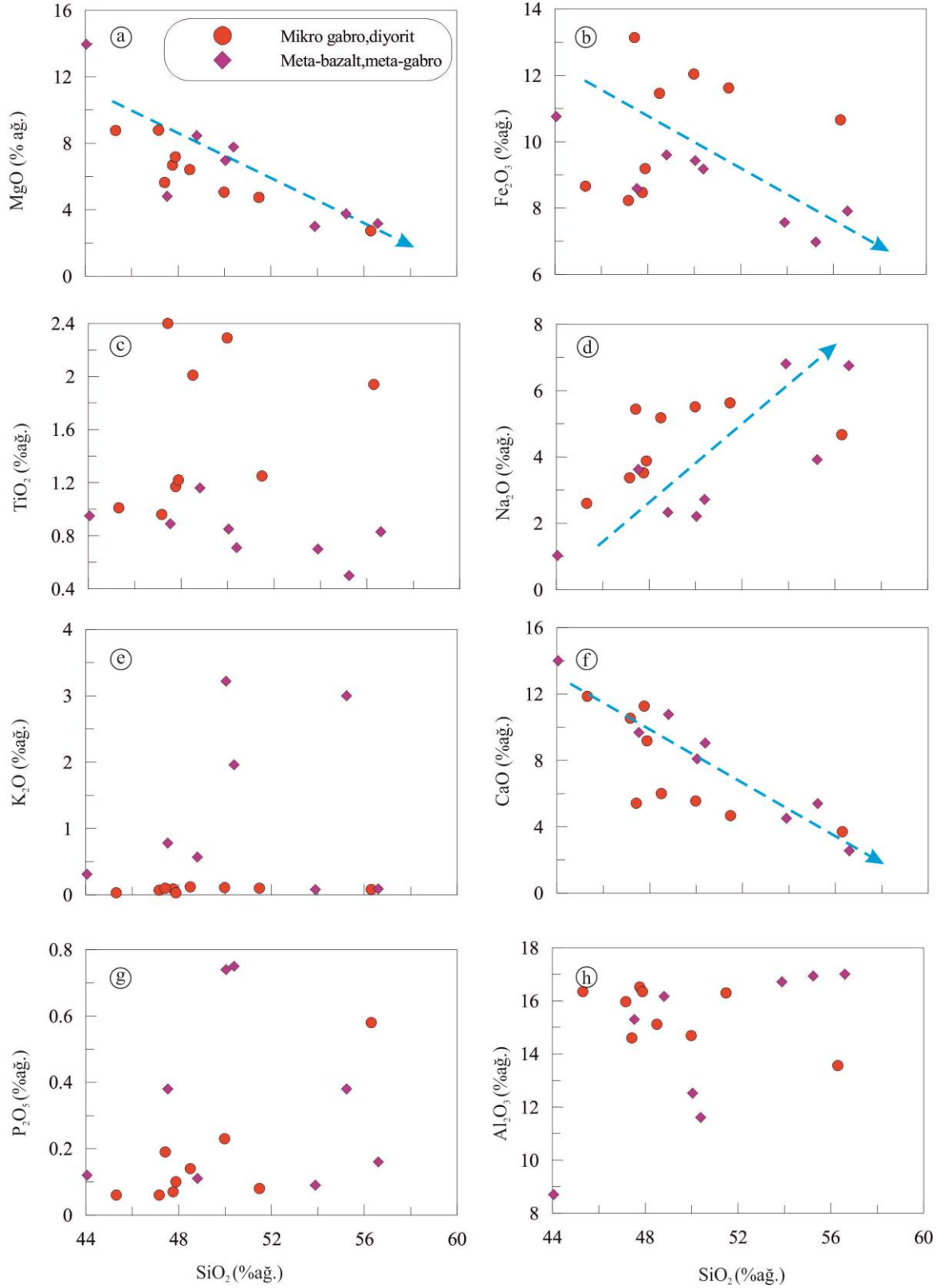


Şekil 3.16 Çamdere yöresi Ofiyolitik Karışığı içindeki meta-bazit ve mafik bloklara ait örneklerin AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971)

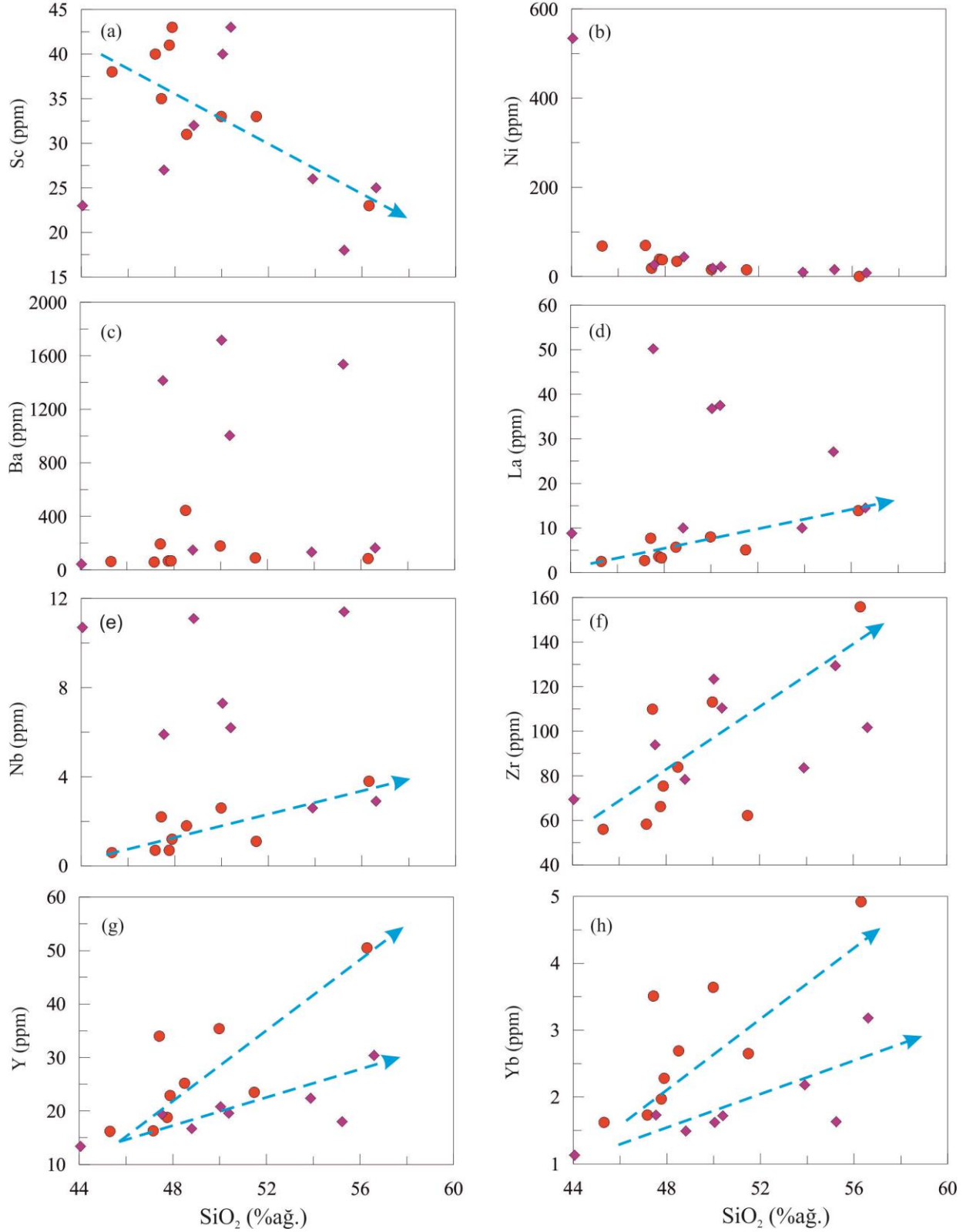
### 3.2.3. Ana-İz Element Jeokimyası

Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait örneklerin SiO<sub>2</sub>'ye karşı diğer ana oksit element değişim diyagramları Şekil 3.17'de görülmektedir. Metamorfize olmayan mafik blokların silika içeriği % 47-56 arasında değişirken, meta-bazitlerin silika içeriği % 44-56 arasında değişmektedir. Birkaç element dışında hem mafik bloklara ait örnekler ve hem de meta-bazit bloklarına ait örnekler benzer korelasyonlar sergilemektedirler. Bu kapsamda, her iki kaya grubu için MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, artan SiO<sub>2</sub>'ye karşı belirgin negatif yönseme gösterirken, Na<sub>2</sub>O pozitif yönseme göstermektedir. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O meta-bazit bloklarından alınan örnekler için düzensiz dağılım göstermektedirler. Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait örneklerin SiO<sub>2</sub>'ye karşı iz element değişim diyagramları ise Şekil 3.18'de görülmektedir.

Hem metabazit hem de mafik kaya grubu için Sc ve Ni artan SiO<sub>2</sub>'ye karşı belirgin negatif yönseme gösterirken, Zr, Y, Yb ise pozitif yönseme sergilemektedir. Ba, La, Nb, meta-bazit bloklarından alınan örnekler için düzensiz dağılım göstermektedirler. Hareketsiz elementler olan Nb, Y ve Yb' a karşı SiO<sub>2</sub> değişim diyagramlarında, iki kaya grubu aynı yönlü davranışlara sahip olmakla birlikte, birbirinden belirgin ayrılmalar sunmaktadırlar. Y ve Yb mafik bloklardan alınan örneklerde, meta-bazitlere ait örnekler göre daha belirgin pozitif korelasyonlar sunmaktadırlar. Nb ise metamorfize olmayan mafiklerde pozitif yönseme gösterirken, meta-bazitlerde düzensiz bir dağılım göstermektedirler. Miktarları bakımından karşılaştırıldığında Nb değeri 5-10 ppm arasında değişir. Y ve Yb değerleri aynı miktardaki SiO<sub>2</sub> içeriğine sahip metamorfize olmayan mafik bloklarla karşılaştırıldığında daha düşüktür. Winchester ve Floyd (1977)' un sınıflama diyagramı (Şekil 3.13), yatay eksende Nb/Y oranını kullandığı için metabazitlerin andezit, bazalt ve alkali bazalt alanlarına doğru kayması ile sonuçlanmıştır.

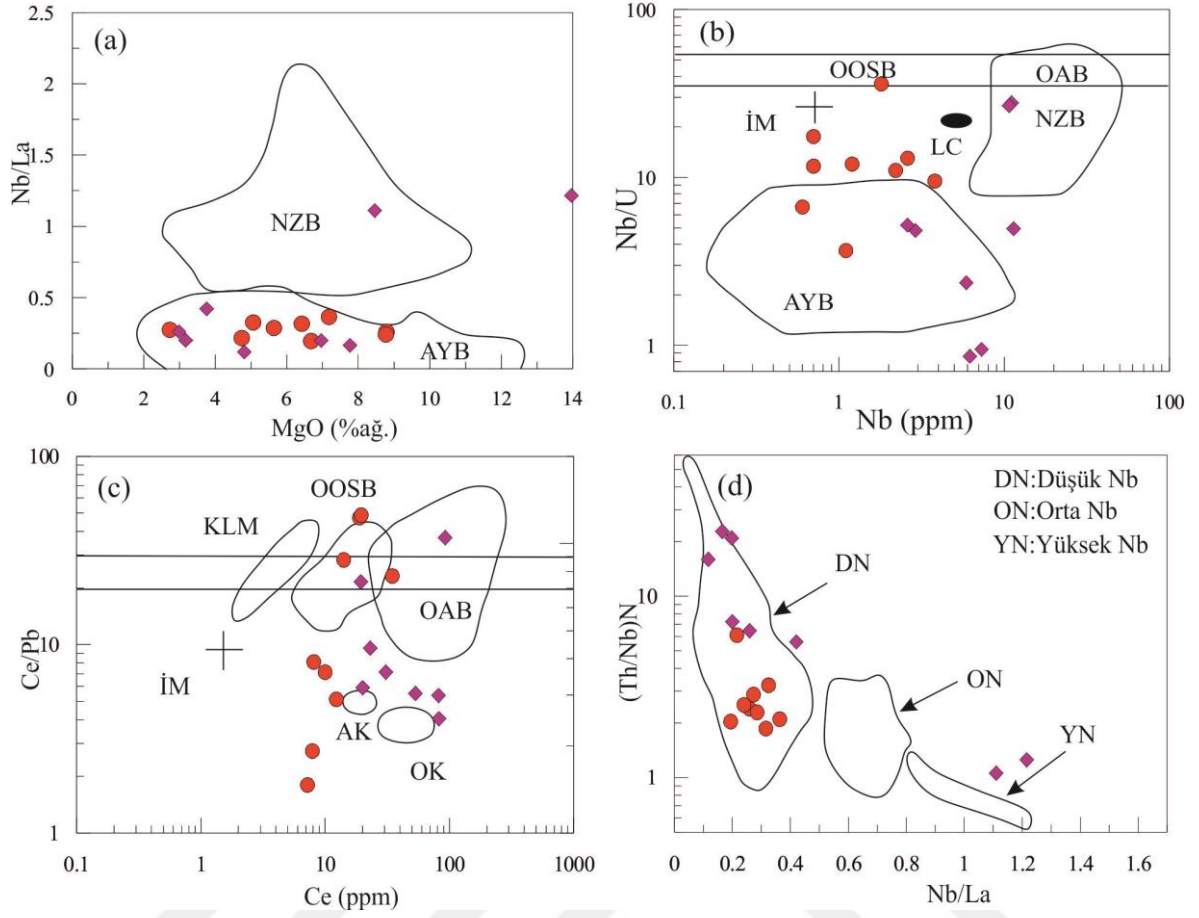


Şekil 3.17 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki mafik bloklar ve meta-bazitlere ait örneklerin  $\text{SiO}_2$  – ana oksit değişim (Harker) diyagramları



Şekil 3.18 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki mafik bloklar ve meta-bazitlere ait örneklerin SiO<sub>2</sub> – iz element değişim (Harker) diyagramları

Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki metamorfize olmamış dolerit/mikrogabrolar; Nb (0.7-3.8 ppm), Ta (0.05-0.2 ppm), La (2.5-13.9 ppm), Zr (56-156 ppm) ve U (0.06-0.4 ppm) gibi iz element çerikleri bakımından ada yayı bazaltlarına benzemektedirler. Meta-bazitler de çoğunlukla ada yayı bazaltlarına benzer element konsantrasyonlarına sahip olmakla birlikte önekilere göre daha yüksektir (Nb =2.6-11.4 ppm, Ta = (0.1-0.6 ppm, La = 8.8-50.2 ppm, Zr = 78.4-129.4 ppm, U = 0.4-7.7 ppm). İki adet metagabro örneği dışında tüm örneklerin Nb/La (0.11–0.42) ve Nb/U (0.86–22.5) gibi iz element oranları da ada yayı bazaltlarının oranlarına benzer (Şekil 3.19a,b; Kepezhinskas vd., 1996). Ancak meta gabro örnekleri oldukça yüksek Nb/La (1.11–1.21) ve Nb/U (11.1–11.4) oranları ile diğerlerinden ayrılarak Nb'ca zenginleşmiş bazalt alanına düşmektedirler. Metamorfize olmamış mikrogabrolar oldukça geniş bir aralıkta değişen Ce/Pb (1.8–48.7) oranlarına sahiptirler. Şekil 3.19c'de de görüldüğü üzere Ce/Pb oranı 10'dan büyük olan örnekler OOSB alanına düşerken, 10'dan küçük olanlar alt kabuk (AK) yönünde yönseme göstermektedirler (Hofman vd., 1986). Meta-bazitler alt kabuk (AK) ve ortalama kabuk (OK) alanları civarında toplanırken, metagabrolar önceki diyagramlar ile uyumlu davranış sergilemekte ve okyanus adası bazaltı (OAB) alanına düşmektedirler. Bu üç diyagrama göre metagabro örneklerinin iz element oranları OAB ve Nb'ca zenginleşmiş bazaltlar (NZB) ile uyumlu iken, diğer tüm örnekler daha çok ada yayı bazaltı (AYB) ile uyumlu iz element oranları sunmaktadırlar. Bu durumu test etmek için örnekler, Nb'ca zenginleşmiş magmaların Nb/La (kabuksal kirlenme indeksi, Kieffer vd., 2004) oranına göre sınıflamalarının yapıldığı (Th/Nb)<sub>N</sub> – Nb/La diyagramına aktarılmışlardır (Şekil 3.19d). Yüksek Nb/La ve nispeten düşük (Th/Nb)<sub>N</sub> oranları ile metagabro örnekleri zenginleşmiş NZB alanı yakınlarına düşerken, geriye kalan tüm örnekler düşük Nb/La ve yüksek (Th/Nb)<sub>N</sub> oranları nedeniyle düşük NZB alanı içine düşmektedirler.



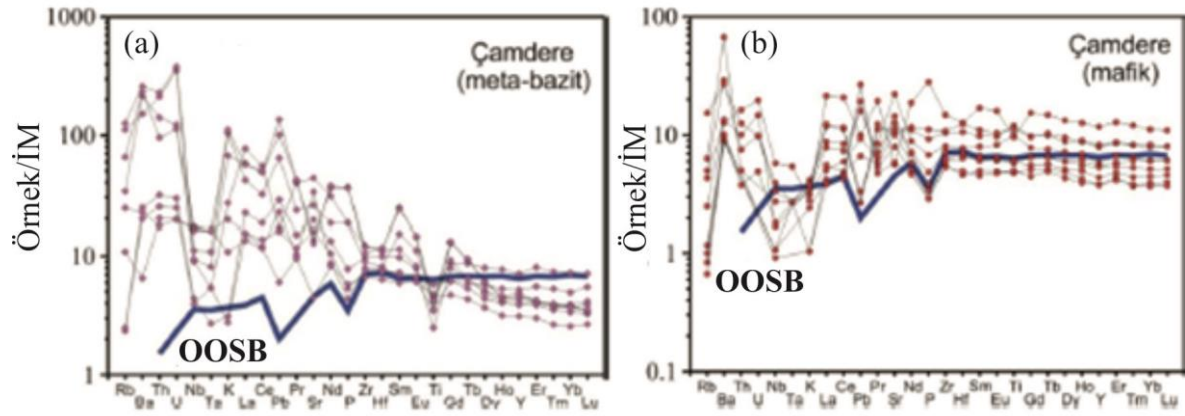
Şekil 3.19 Çamdere Ofiyolitik Karışığına ait bazı kayaların (a) Nb/La'a karşı MgO (wt%) diyagramı (Kepezhinskas vd., 1996'dan), (b) Nb/U'a karşı Nb (ppm) diyagramı (Kepezhinskas vd., 1996'dan), (c) Ce/Pb'a karşı Ce (ppm) diyagramı (Hofman vd., 1986'dan), (d) (Th/Nb)N karşı Nb/La diyagramı (Xia vd., 2013'den). OOSB ve OAB alanları (Hofman 1986'dan), İM, AK, ve OK ile ilgili referanslar (Sims ve De Paolo 1997'de) verilmektedir. (Th/Nb)N-İlksel mantoya göre normalize edilmiş Th/Nb (McDonough ve Sun, 1995'den). Kısaltmalar; NZB-Nb'ca zenginleşmiş bazalt, AYB-Ada yayı bazaltı, OOSB-Okyanus ortası sırtı bazaltı, KLM-kıtasal litosferik manto, OAB-okyanus adası bazaltı, İM-İlksel manto, AK-Alt Kabuk, OK-Ortalama kabuk, AYB-Ada yayı bazaltı, DN-Düşük Nb, ON-Orta Nb, YN-Yüksek Nb

Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait meta-bazitler ile metamorfize olmayan mafik kayaların İlksel Mantoya (McDonough ve Sun, 1995) göre normalleştirilmiş çoklu iz element diyagramları Şekil 3.20'de görülmektedir. Meta-bazit bloklarına ait örneklerde çok yüksek oranlarda BİYE zenginleşmesi, negatif Nb, Ta, Ti anomalisi, pozitif Pb anomalisi gözlenmektedir. Daha az oranlarda olmakla birlikte benzer BİYE zenginleşmesi ve negatif Nb, Ta anomalisi mafik bloklara ait örneklerde de görülmektedir. Ancak bu örneklerde çoklu element profillerinin OOSB'ye benzer şekilde YÇAE'lere göre hafifçe

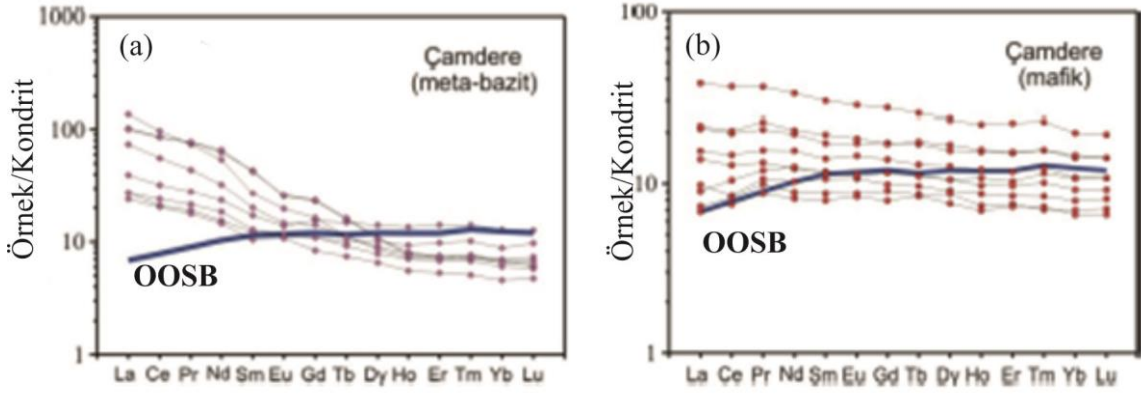


tüketilen BİYE profilleri ve negatif Pb anomalisi bunları meta-bazitlerden ayıran en önemli özellikleri olarak göze çarpmaktadır. Bu özellik mafik kayaların yitimle ilişkili sıvılarca modifiye edilmiş okyanusal kökenli kayalar olabileceğine işaret eder.

Ofiyolitik Karışığa ait kayaların kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalleştirilmiş NTE diyagramları Şekil 3.21’de görülmektedir. Her iki grubu bu diyagramlarda daha belirgin olarak birbirinden ayrılmaktadır. Görüldüğü üzere, meta-bazitler sağ tarafa eğik NTE profilleri gösterirken, mafik bloklara ait örnekler yatay veya OOSB’ye paralel profiller sunma eğilimindedirler.



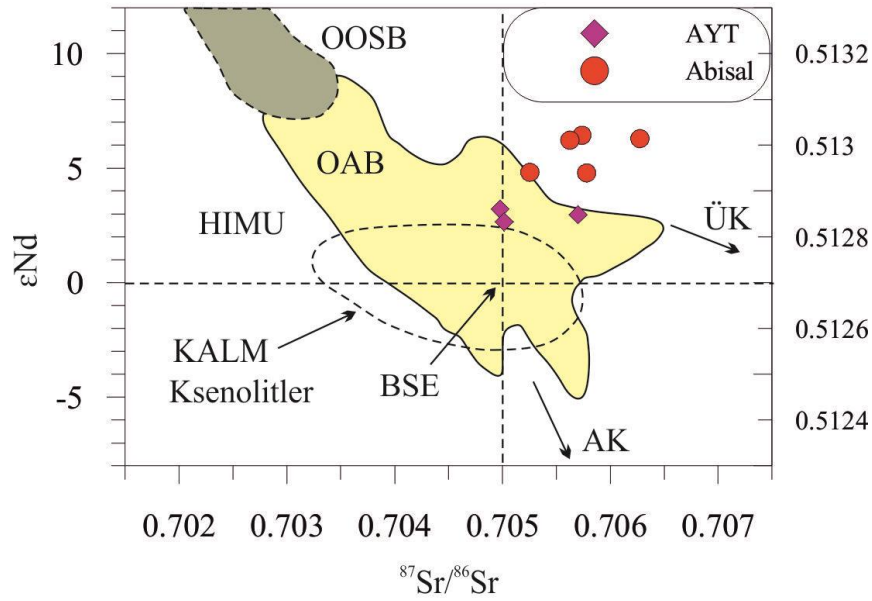
Şekil 3.20 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki (a) meta-bazit ve (b) metamorfize olmayan mafik bloklara ait kayaların çoklu iz element (örümcek) diyagramları. İlksel Manto ve OOSB değerleri sırası ile McDonough ve Sun (1995) ve Pearce ve Parkinson (1993)’den. İM- İlksel Manto, OOSB- Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı



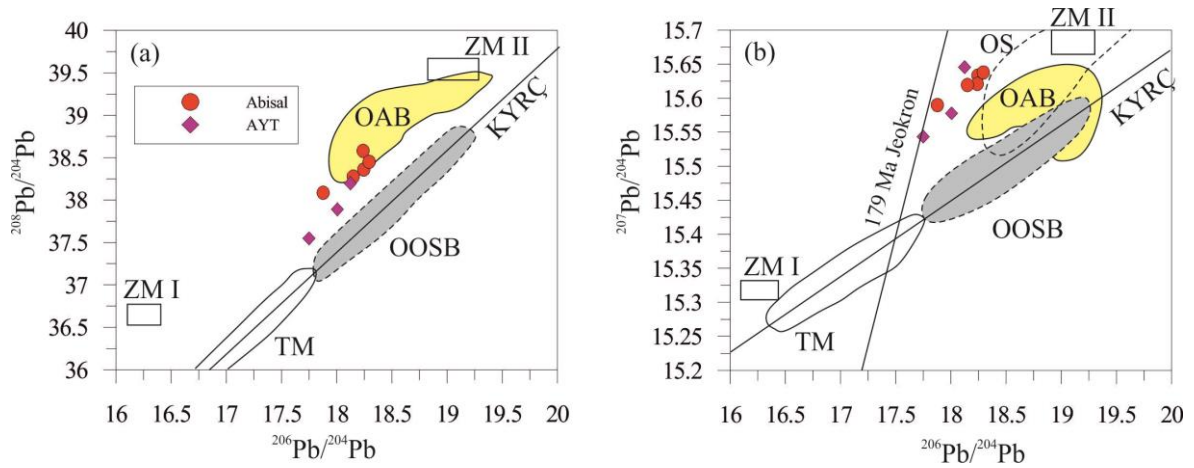
Şekil 3.21 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki (a) meta-bazit ve (b) metamorfize olmayan mafik bloklara ait kayaların NTE diyagramları. Kondrit ve OOSB değerleri Sun ve McDonough (1989), ve Pearce ve Parkinson (1993)'den. OOSB- Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı

### 3.3. Radyojenik İzotop Analizleri

Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait bazik örneklerin Sr–Nd–Pb izotopik oranları Tablo 3.3' de verilmektedir. İzotop oranlarının oluşum yaş düzeltilmesi 340 my esas alınarak yapılmıştır.  $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  karşı  $\epsilon\text{Nd}(t)$  diyagramında (Şekil 3.22) da görüldüğü üzere (Zindler ve Hart 1986), örnekler bulk silicate Earth (BSE) değerinin üzerinde konumlanmakta ve Nd izotopik oranları bakımından nispeten dar bir aralıkta değişim göstermektedirler ( $\epsilon\text{Nd}(t) = 2.7-6.4$ ). Benzer şekilde izotopik Sr oranları da nispeten dar bir aralıkta değişmekte, ancak azalan radyojenik  $\epsilon\text{Nd}$  değerlerine karşılık artan radyojenik Sr oranları nedeniyle örneklerin bir kısmı sağa doğru kayarak manto trendi alanının dışına çıkmaktadırlar. Kayaçların izotopik oranları okyanus ortası sırtı bazaltı (OOSB), kıtaaltı litosferik manto (KALM), okyanus adası bazaltı (OAB) ve yüksek- $\mu$  manto (HIMU) gibi manto rezervuar alanları ile karşılaştırılmıştır. Sakarya Zonu Variskan temele ait mafik kayalarla ilgili izotopik çalışmalar olmadığı için onlarla ilgili bir karşılaştırma yapılamamıştır. Bazik kayalar Kuzey Referans Cizgisi (KYRÇ; Hart, 1984) konumlanan ilksel  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  oranları (17.60-8.31), ilksel  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  oranları (15.52-15.60) ve ilksel  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  oranlarına (37.59-38.28) sahiptirler. Şekil 3.23a'da da görüldüğü üzere OOSB alanı ile OAB alanı arasında bir dağılım sergilemektedirler. Ancak nispeten yüksek  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  oranları nedeniyle Şekil 3.23b'de OAB alanına daha yakın bir yerde toplanmaktadırlar.



Şekil 3.22 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki bazik magmatik kayaların ilksel  $\epsilon Nd(t)$ ' ye karşı ilksel  $^{87}Sr/^{86}Sr$  diyagramı (Zindler ve Hart,1986'dan alınma). BSE: bulk silicate Earth; OOSB: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı; KALM: kıtaaltı litosferik manto; OAB: Okyanus Adası Bazaltı; HIMU: yüksek- $\mu$  manto kaynağı; AK: Alt Kabuk; ve ÜK: Üst Kabuk. Alanlar, KALM ksenolitleri için Erlank vd. (1987)'den, OOSB ve OAB için Sun ve McDonough (1989)'dan alınma.



Şekil 3.23 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki bazik magmatik kayaların (a) ilksel  $^{208}Pb/^{204}Pb$ 'a karşı  $^{206}Pb/^{204}Pb$  ve (b) ilksel  $^{207}Pb/^{204}Pb$ 'a karşı  $^{206}Pb/^{204}Pb$  diyagramları. TM-Tüketilmiş manto; ZM I ve ZM II: Zenginleşmiş manto I ve II kaynakları; OOSB: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı; OAB: Okyanus Adası Bazaltı; ve KYRÇ: Kuzey Yarımküre Referans Çizgisi. ZM I, ZM II, OOSB, OAB, ve KYRÇ alanları Zindler ve Hart (1986)'dan.

Tablo 3.3 Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki bazı bloklara ait örneklerin Sr, Nd ve Pb izotopik bileşimleri

Örnek	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	2s	I <sub>Sr</sub>	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	2s	εNd(0)	f <sub>Sm/Nd</sub>	εNd(T)	T <sub>DM</sub> (Ga)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb i	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb i	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb i
CD-4	0.6	249.8	2.65	8.9	0.007	0.1	0.3	1.4	0.70574	0.000010	0.70570	0.01808	0.051293	5E-06	5.7	0.08	6.4	0.35	18.25	15.63	38.36
CD-13	0.5	157.7	2.02	6.3	0.009	0.1	0.2	2.9	0.70563	0.000015	0.70558	0.01947	0.051295	5E-06	6.1	0.01	6.2	0.32	18.24	15.62	38.58
CD-15	3	221.7	3.95	13.9	0.039	0.2	0.6	1.1	0.70525	0.000010	0.70506	0.01726	0.051283	5E-06	3.8	0.12	4.8	0.52	17.88	15.59	38.09
CD-22	2.6	286.3	2.72	8.7	0.026	0.3	0.8	2.4	0.705780	0.000011	0.70565	0.1899	0.51287	5E-06	4.5	0.03	4.8	0.46	18.15	15.62	38.28
CD-24	0.4	116.6	1.84	5.8	0.01	0.1	0.18	4	0.70628	0.000014	0.70623	0.1927	0.51295	5E-06	6.1	0.02	6.3	0.32	18.29	15.64	38.45
CD-7	14.7	320.4	2.96	13.1	0.133	0.04	1.4	2.4	0.70498	0.000010	0.70433	0.1372	0.51267	5E-06	0.6	0.30	3.2	0.77	18.12	15.65	38.20
CD-8	6.5	88.6	2.40	10.3	0.212	0.4	1.6	1.1	0.7057	0.000010	0.70467	0.1415	0.51266	5E-06	0.6	0.28	3.0	0.79	17.75	15.54	37.55
CD-17	1.4	389.7	3.93	16.7	0.01	0.6	2.5	4.3	0.70515	0.000011	0.70502	0.1429	0.51265	5E-06	0.3	0.27	2.7	0.80	18.01	15.58	37.89

Not:  $\epsilon_{Nd} = ((^{143}Nd/^{144}Nd)_s / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} - 1) \times 10000$ .  $f_{Sm/Nd} = (^{147}Sm/^{144}Sm)_s / (^{147}Sm/^{144}Sm)_{CHUR} - 1$ .  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.512638$ . ve  $(^{147}Sm/^{144}Sm)_{CHUR} = 0.1967$ . Model yaşlar lineer izotopik oran büyüme denklemi kullanılarak hesaplanmıştır. Denklem:  $T_{DM} = 1/l \times \ln(1 + ((^{143}Nd/^{144}Nd)_s - 0.51315) / ((^{147}Sm/^{144}Nd)_s - 0.2137))$  şeklindedir.

## 4. TARTIŞMA

### 4.1. Kabuksal Kirlenme

Farklı tektonik ortamlarda oluşan bazik kayaların petrojenezinde kabuksal kontaminasyonun rolü önemli ölçüde tartışılmaktadır. Bu nedenle, manto kaynaklı kayaların olası manto kaynağını ve ergime durumunu sınırlandırmadan önce, asimilasyon ve ona eşlik eden magmatik farklılaşma gibi, magmaların yükselimi sırasında bileşimlerinde değişimlere yol açan kabuksal olayların değerlendirilmesi gerekmektedir.

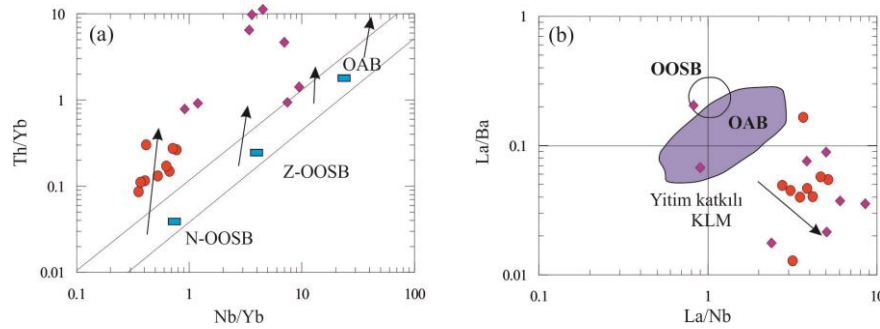
Çamdere Ofiyolitik Karışığı mafik bloklarına ait örneklerin büyük çoğunluğu % 52'den daha düşük SiO<sub>2</sub> içerikleri ile bazik bir bileşime sahiptirler. Bu bileşim ilk bakışta bazik kayaların manto kaynağı ile dengeli ve kabuksal kirlenmenin önemsiz olduğuna işaret etmektedir. Örneklerin nispeten düşük <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(t) oranları (0.70433– 0.70623), pozitif εNd(t) değerleri (+2.7–+ 6.4) ve okyanus ortası sırtı bazaltı (OOSB) ile okyanus adası bazaltı (OAB) arasında değişen Pb izotop oranları (Şekil 3.23) yukarıdaki öngörü ile uyumludur.

Diğer taraftan, bir örnek hariç, düşük-orta değerlerdeki MgO içerikleri ve Mg-numaraları ile negatif Nb-Ta-Ti anomalileri gibi jeokimyasal özellikler kabuksal özümsemeye işaret etmektedir. Negatif Nb-Ta-Ti anomalileri aynı zamanda yitim zonlarında manto kaması kaynaklı bazaltların tipik özelliğidir ve yitimle ilişkili metasomatizmanın en önemli göstergesi olarak yorumlanır. Bu nedenle kaynak alan metasomatizması ile kabuksal kontaminasyon ayırımı sırasında dikkatli olunması gerekir.

Nb/U, Ce/Pb, La/Nb, Ta/Yb, Ti/Yb ve K/P gibi jeokimyasal araçlar bazaltik magmaların kabuksal kirlenmelerini belirlemek için yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Örneğin, Hofman vd. (1986) OOSB ve OAB gibi manto kaynaklı magmaların Nb/U oranlarının ortalama  $47 \pm 10$ , Ce/Pb oranlarının ise ortalama  $25 \pm 5$  olduğunu göstermişlerdir. Buna karşılık, kabuksal malzemeler ve pelajik sedimentlerin Nb/U ve Ce/Pb oranları, Pb ve U' un görece olarak zenginleşmesi nedeniyle, çok daha düşüktür (Nb/U = ~ 4.5, Ce/Pb = ~2.5) (Taylor ve McLennan 1985). Bu nedenle kabuksal malzemeler tarafından kirlenmiş manto kökenli bazaltlar büyük bir olasılıkla 40'tan düşük Nb/U ve 20'den daha düşük Ce/Pb oranlarına sahiptirler.

Metamorfize olmamış mikrogabro/diyoritler, ortalaması 11.33 olan, 3.66 – 2.25 arasında değişen Nb/U oranlarına sahiptirler. Bu şekilde OOSB oranlarından düşük, ada yayı bazaltı oranlarından kısmen yüksek Nb/U oranları bir miktar kabuksal kirlenmeye işaret etmektedir (Şekil 3.20b). Benzer şekilde meta-bazitler 0.86 ila 5.20 arasında değişen (ortalaması 3.18) Nb/U oranlarına sahiptirler. OOSB'ye göre çok düşük, kabuksal malzemeler ve pelajik sedimentlerin Nb/U değerlerine çok yakın olan bu oranlar, meta-bazitlerin önemli oranda kabuksal kirlenmeye uğradıklarını göstermektedir. Diğer taraftan, iki meta-gabro örneğine ait nispeten yüksek Nb/U oranları (26.75 – 27.75), bu örnekleri diğer meta-bazitlerden ayırmakta ve kabuksal kirlenmenin önemsiz olduğuna işaret etmektedir.

Ce/P oranları da benzer sonuçlar üretmektedir. Mikrogabrolar oldukça geniş bir aralıkta değişen Ce/Pb oranları sunmaktadır (Ce/Pb = 1.80 – 48.75). Şekil 3.20c'de de görüldüğü üzere, 4 örnek OOSB'ye yakın Ce/Pb oranlarına sahiptir. Bu örnekler için kabuksal kirlenmenin önemsiz olduğu öngörülebilir. Buna karşılık geriye kalan örneklerde (5 adet) kabuksal malzemeler yönünde azalan Ce/Pb oranları dikkati çekmektedir. Bu durum kabuksal kirlenmenin farklı ölçeklerde bu kayaların bileşimine katkıda bulunduğunu göstermektedir. Meta-bazitler, alt kabuk-ortalama kabuk değerlerinin biraz üzerinde Ce/Pb oranlarına sahiptirler (Ce/Pb = 4.05– 9.58). Bu oranlar meta-bazitler için önemli bir kabuksal kirlenmeye işaret etmektedir. Buna karşılık iki örneğin yüksek Ce/Pb oranları (21.5 – 36.9) kabuksal kirlenmeden korundukları şeklinde yorumlanabilir.



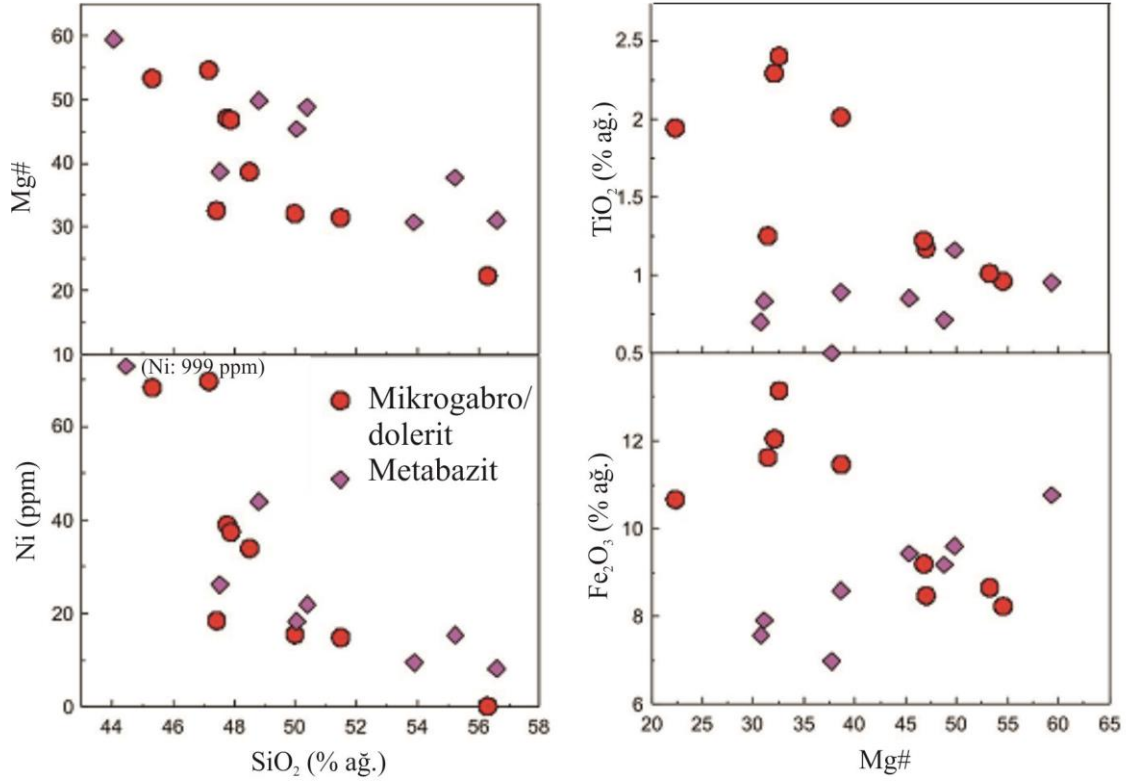
Şekil 3.24 (a) Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait bazik kayaların Th/Yb'a karşı Nb/Yb diyagramı (Pearce ve Peate, 1995). Th/Yb oranları OOSB- OAB trendi üzerindeki alana düşen örnekler kabuksal kirlenmenin etkilerini temsil edebilir. (b) La/Ba'a karşı La/Nb diyagramı. Örneklerin yüksek La/Ba, düşük La/Ba istikametindeki trendleri ve saçınımları kabuksal kirlenmenin etkisini temsil edebilir. N-OOSB: Normal-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı, Z-OOSB: Zenginleşmiş OOSB, OAB: Okyanus Adası Bazaltı. OOSB, OAB ve HIMU alanları Saunders vd (1992) ve Sun (1980) den alınmıştır.

Benzer şekilde, La/Nb, Th/Yb, La/Ba gibi uyumsuz/uyumlu element oranları da kabuksal kirlenmenin kullanışlı göstergeleridir. Kabuksal malzemeler genellikle yüksek La/Nb, Ba/Nb ve Th/Yb oranlarına ve düşük La/Ba oranına sahiptirler (Weaver ve Tarney 1984; Wedepohl, 1995). Bu nedenle bazaltik magmalar kabuksal malzemeler tarafından kirlenirse Nb ve Yb'a göre La, Ba ve Th içeriklerinde bir artış olur.

Çamdere Ofiyolitik Karışığı içindeki bütün bazik kayalar manto trendinin üzerinde kalan kısımda konumlanmaktadır (Şekil 3.24a). Bu durum kaynak alan ile dengeli ana magmaların Th'ca zengin kabuksal malzemeler tarafından kirlenmiş olabileceğini ima etmektedir. Ancak meta-gabro örnekleri hemen manto trendi üzerinde OAB alanına yakın konumlanarak diğerlerinden ayrılmaktadırlar. Kabuksal kirlenmenin bu iki örnek için önemsiz ya da çok sınırlı olduğu anlamına gelmektedir. Bununla birlikte, bazik kayalardaki bu gibi Th zenginleşmesi manto kaynağının sediment kaynaklı ergiyikler tarafından metasomatize edilmesi sonucu da oluşabilmektedir. La/Nb–La/Ba diyagramı (Şekil 3.24b) da benzer sonuçlar üretmektedir (Fitton vd. 1991). Metagabro örnekleri OAB alanı içerisinde konumlanarak, kabuksal kirlenmeye maruz kalmadıklarını vurgulamaktadır. Buna karşılık geriye kalan tüm örnekler (mikro gabro/gabro ve meta-bazit) kabuksal litosfere doğru yönsemeyi gösteren ok boyunca dağılım sergilemektedirler. Bu durum kabuksal malzemeler tarafından kirlenmiş ve/veya yitim bileşenleri tarafından metasomatize edilmiş manto kaynaklı bazik magmaların bir özelliğidir. Sonuç olarak, Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait tüm örnekler, meta-gabrolar hariç, kıtasal kabuktaki yükselimleri sırasında değişen oranlarda kabuksal kirlenmeye uğradıkları öngörülebilmektedir.

#### 4.2. Kesirli Kristallenme

Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait gabrolar SiO<sub>2</sub> (%ağ. 45.31–56.38) ve MgO (%ağ. 2.73–8.79) gibi ana element konsantrasyonları bakımından yüksek değişim aralığına sahiptir. Meta-bazitler için de benzer bir durum söz konusudur (SiO<sub>2</sub> = % 44.05–56.60, MgO = % 2.99–13.94). Buna karşılık Mg-numaraları nispeten düşük ve dar bir aralıkta değişmektedir (mikro gabrolar için 22.4–44.6, meta-bazitler için 30.7–59.3 arasındadır). Meta-bazitlere ait bir örnek oldukça yüksek Ni (999 ppm) içeriğine sahiptir. Bunun dışında kalan örneklerin Ni içerikleri 107 ppm den düşüktür. Mafik kayaların MgO, Ni gibi mafik bileşen içerikleri ve Mg-numaraları manto kaynağı ile dengeli olmayıp, ilksel magmalarının bir miktar kesirli kristallenmeye uğradığını öngörmektedir. Artan SiO<sub>2</sub>' e



Şekil 3.25 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait bazik kayaların % SiO<sub>2</sub>'e karşı Mg# ve Ni (ppm), ve Mg#'na karşı TiO<sub>2</sub> (% a.g.) ve Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% a.g.) ikili değişim diyagramları

karşı azalan Mg-numarası, MgO ve Ni içerikleri olivin ve klinopiroksen gibi Fe-Mg'ca zengin fazların magma oluşuktan sonra kristallenerek sistemden ayrıldığına işaret etmektedir (Şekil 3.25). Klinopiroksenin en yaygın mafik mineral olarak kayalarda yer alması bu öngörüye desteklemektedir. İnce kesitlerde bol miktarda bulunmasından hareketle benzer bir öngörü plajiyoklas için de yapılabilir. Bununla birlikte plajiyoklasın ince kesitlerde genellikle küçük latalar halinde olması, örümcek diyagramlarında negatif Eu ve Sr anomalilerinin olmayışı (Şekil 3.20, 3.21) ve hatta bazı örneklerde gözlenen pozitif Sr anomalisi, plajiyoklasın geç safhada kristallenmeye başladığına işaret etmektedir.

Diğer taraftan kayaların yarıdan fazlası 40 tan daha düşük Mg-numarasına sahiptir. Kayaların düşük Mg-numaraları % 52'den daha düşük SiO<sub>2</sub> içerikleri ile uyumlu değildir. Bu durum toplam Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriğinin magmatik farklılaşma sırasında göreceli olarak



zenginleşmesi ile ilişkilidir. Gabrolarda, artan  $\text{SiO}_2$  rağmen toplam  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Şekil 3.18b) ve  $\text{TiO}_2$  (Şekil 3.18c) içeriklerinde azalma olmamakta, tam tersine bir artış olmaktadır. Benzer şekilde, gabroların Mg-numarasının azalmasına karşılık toplam  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ve  $\text{TiO}_2$  içeriklerinde bir artış görülmektedir (Şekil 3.25). Bu durum bazalttan Mg-ve Fe-ce fakir, Si-ca zengin andezitik magmaya doğru evrilen doğal bir sistemde (Bowen'in reaksiyon serisi) beklenen bir durum değildir.

Bir magmatik sistemde azalan Mg-numarasına karşılık artan Fe içeriği Fenner trendi olarak bilinir (Fenner, 1929). Nadir olmakla birlikte doğal örnekleri volkanik toleyitik bazaltlarda (örn., Carmichael, 1964), MORB'larda (örn., Lehnert vd., 2000), gabroların geç safha ürünü olan ferrobazaltlarda (örn., Natland ve Dick, 2001), tabakalı intrüzyonlarda (örn., Duchesne vd. 2006), ve akıntı bazaltlarında (örn., Hooper, 2000; Xu vd., 2003) gözlenir. Birçok yazar tarafından belirtildiği üzere, magmatik farklılaşma sırasında manyetit fraksiyonlaşması genellikle oksijen fugasitesi ( $f\text{O}_2$ ) tarafından kontrol edilir (Osborn, 1959; Veklsler, 2009). Kalıntı ergiyiklerdeki farklılaşmanın erken safhalarında Si-zenginleşmesi ve Fe-fakirleşmesi manyetit fraksiyonlaşması sonucu artan oksijen fugasitesi nedeniyledir (Osborn, 1959; Toplis ve Carrol, 1995). Düşük  $f\text{O}_2$  durumu manyetit kristallenmesini geciktireceğinden, kalıntı ergiyikte Fe uzun bir süre zenginleşebilir (Jang vd., 2001).

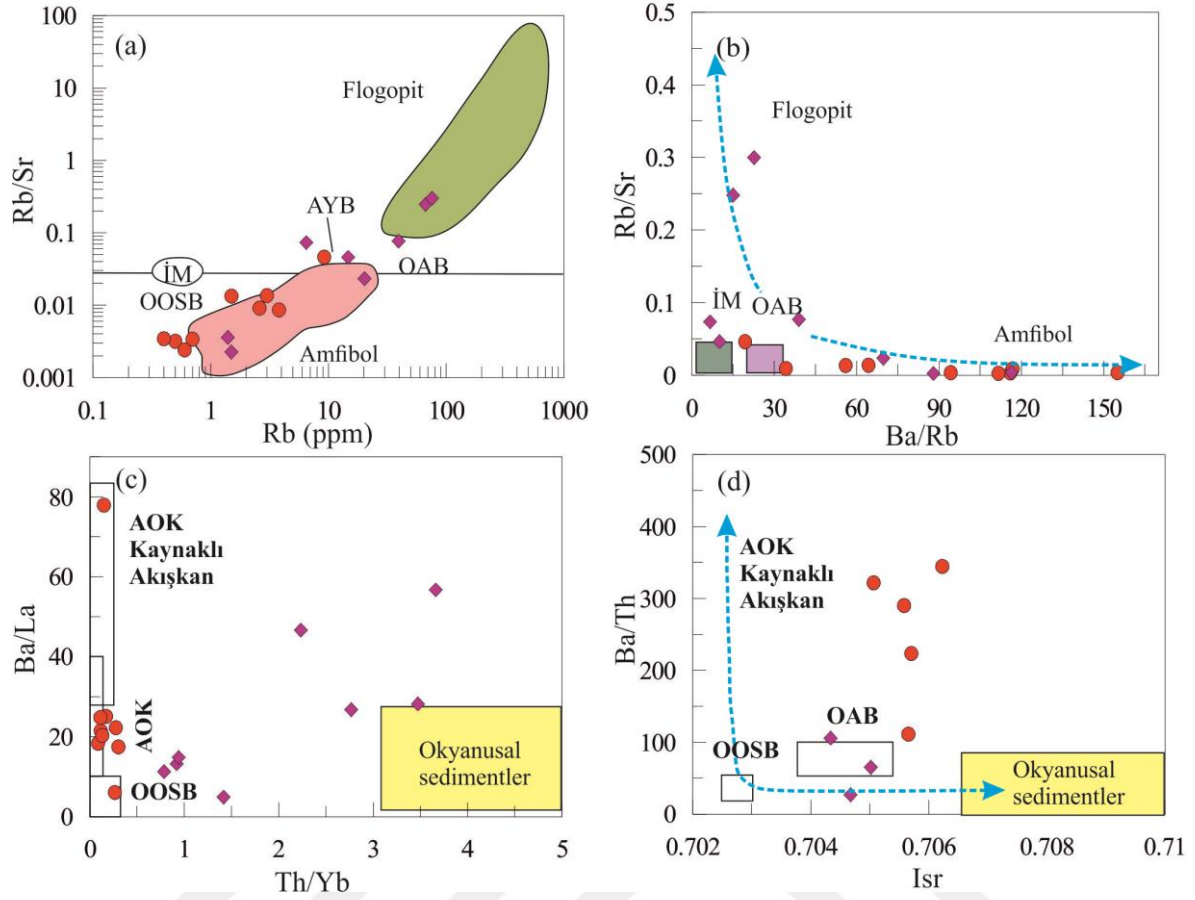
Petrografik gözlemler gabrolarda manyetit bol fakat klinopiroksenin aksine küçük kristaller halinde olduğunu ortaya koymaktadır. Bu, Mg# ile toplam  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ve  $\text{TiO}_2$  arasındaki negatif korelasyonla birlikte değerlendirildiğinde, kristalizasyonun erken safhalarında ve hatta tüm diferansiyasyon boyunca göreceli olarak düşük  $f\text{O}_2$  durumu öngörülebilir. Bu durum manyetit ve diğer Fe-Ti oksitlerin kristalizasyonlarının bir süre gecikmesine yol açmış olmalıdır. Sonuç olarak kalıntı ergiyik Mg'un azalmasına karşılık Fe bakımından zenginleşmiş olabilir. Bu bazaltik magmaların kesirli kristallenmesi sırasında beklenen bir durum değildir ve kayaçlarda beklenmedik ölçüde düşük (20- 40 gibi) Mg-numaralarının oluşmasına yol açabilir.

Meta-bazitler ise artan  $\text{SiO}_2$ 'e karşı azalan MgO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Ni içerikleri ve Mg-numarası bakımından gabrolara benzer davranışlar göstermektedirler. Ancak, gabroların aksine,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ve  $\text{TiO}_2$  içerikleri magnezyum numarası ile birlikte artmaktadır (Şekil 3.25). Bu davranış modelleri silisçe zengin magmaya doğru evrilen magmatik sistemlerde beklenen kesirli kristallenme trendleridir.

### 4.3. Kaynak Alan

Kesirli kristallenme ve kabuksal kontaminasyon olaylarına maruz kalmamış magmaların manto kaynağının anlaşılmasına yönelik kullanışlı bir yaklaşım geliştirilebilir. Bu şekildeki magmaların bileşimsel aralığı, manto kaynağın bileşimi ve kısmi ergime derecesinin doğal bir sonucudur. Gabro ve meta-bazitlere ait bazı örneklerin MgO ve Cr içerikleri sırası ile % 6 ve 250 ppm den daha yüksektir. Sadece bir meta-bazit örneği 250 ppm den daha yüksek Ni içeriğine sahiptir. Bu şekilde bileşimsel değerlere sahip magmalar ilksel manto peridotitleri ile dengeli durumdadırlar. Hafif-ağır NTE farklılaşması, BİYE zenginleşmesi, YÇAE fakirleşmesi ve hafif-orta negatif Nb, Ta ve Ti anomalileri genellikle kalıntı litosferik manto kökenden itibaren kaynaklanmaya atfedilir. Kısmen düşük radyojenik  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  oranları (0.704335–0.706227), orta pozitif  $\epsilon\text{Nd}(t)$  değerleri (+2.7–+6.4) ve KYRÇ (kuzey yarı küre referans çizgisi)'nin hemen üzerine düşen Pb izotopik oranları kıtasal malzemeler veya EM II tipi manto rezervuarı tarafından modifiye edilmiş manto kaynağı ile uyumludur.

Çamdere Ofiyolitik Karışığına ait meta-bazitler Sr–Nd izotopik diyagramında sol üst çeyrek kadranda, manto trendi içerisinde toplanırken, gabrolar sağ tarafa doğru kayarak manto trendi dışına çıkmakta ve sağ üst çeyrek kadrana geçmektedirler (Şekil 3.22). Meta-bazitlerin bu izotopik oranları OAB (Sun ve McDonough, 1989) ve kıta altı litosferik manto ksenolitlerinin (KALM) değerleri (Erlank vd., 1987) ile uyumludur. Gabrolar ise Sr izotopik oranları bakımından bahsi geçen manto rezervuarları ile uyumlu fakat  $\epsilon\text{Nd}(t)$  değerleri bakımından ise daha az radyojeniktirler. Kabuksal malzemeleri yitim zonlarında manto kamasına enjeksiyonu, tüketilmiş mantodan değişik manto rezervuarlarının oluşumunu açıklamak için en çok kabul edilen modellerdir. Pb bollukları bakımından sedimentler (19.9 ppm GLOSS; Plank ve Langmuir, 1998) ve manto (İM' da 0.150 ppm; McDonough ve Sun 1995) arasındaki büyük tezattan ötürü, Pb izotopları kabuksal sedimentler tarafından modifiye edilmiş mantonun en hassas göstergelerdir. Üst kıtasal kabuk kayaları ve onların sedimanter türevleri okyanusal bazaltlarla tanımlanan manto trendinden önemli ölçüde daha yüksek  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ve  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  oranları ile karakteristiktir. EM II tipi manto kaynağı manto trendine göre yükseltilmiş  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ve  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  değerleri ile üst kabuğun izotopik oranlarını andırırlar. Çamdere Ofiyolitik Karışığına ait gabrolar ve meta-bazitler, manto trendinin hemen üzerine çıkan  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ve  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  oranlarına sahiptirler.



Şekil 3.26 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait bazı kayaların (a, b) Rb/Sr'a karşı Sr ve Ba/Rb diyagramları (Furman ve Graham, 1999). (c) Ba/La'a karşı Th/Yb, (d) Ba/Th' a karşı İsr diyagramları. OOSB, AOK (altere okyanusal kabuk) ve AOK kaynaklı akışkan alanları Handley vd. (2007) ve Turner vd. (1998)' den; Okyanusal sediment alanları Plank ve Langmuir (1998) ve Turner vd. (1998)'den; Kesikli vektörler ile temsil edilen sediment ve AOK katkıları Woodhead vd. (2001) tarafından tartışılmaktadır

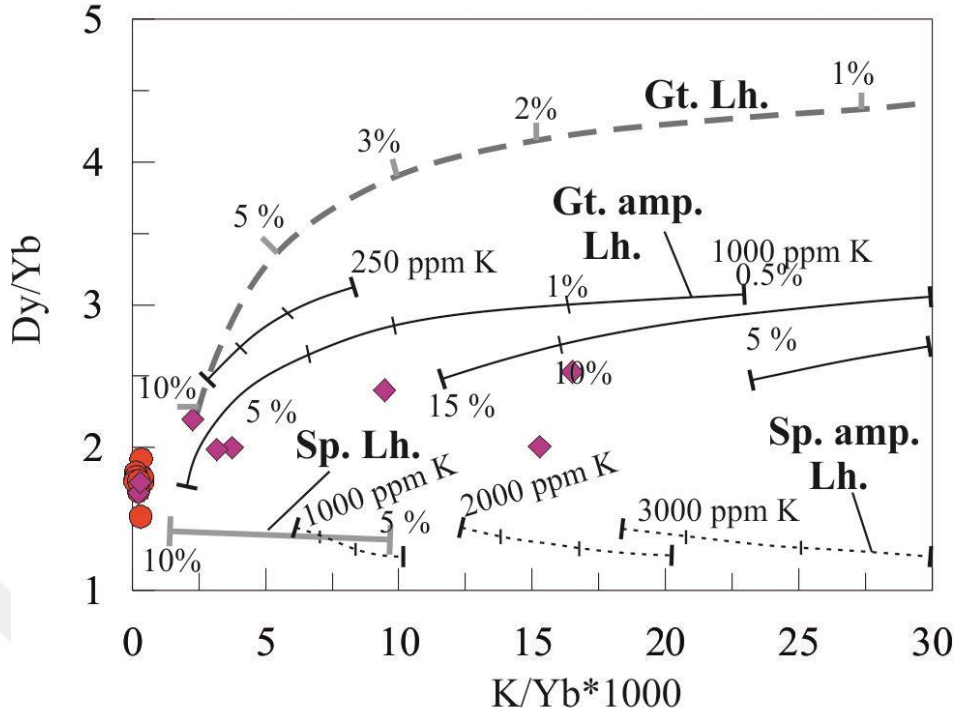
Bu oranlar litosferik mantonun üst kabuk benzeri Pb izotop oranlarına sahip okyanusal dilim kaynaklı ergiyikler tarafından hafif-orta oranlarda metasomatize edildiğine işaret etmektedir (Şekil 3.23).

Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait meta-bazitlerin yüksek  $K_2O$  içerikleri ve kalk-alkali karakterli oluşları, yüksek BYÇE zenginleşmeleri, litosferik mantoda filogopit ve amfibol gibi akışkanlar bakımından zengin, BYÇE elementlerin ana fazları durumundaki minerallerin gerekliliğini öngörmektedir (Foley vd., 1996; Ionov vd., 1997; Yang vd., 2007). Filogopit içeren bir kayaktan itibaren oluşan ergiyikler, 0.1 den büyük Rb/Sr ve 20 den küçük Ba/Rb oranlarına sahiptirler. Buna karşılık, kaynaktan amfibol olması durumunda, amfibol ile dengede olan ergiyiklerin oldukça yüksek Ba ve 20'den büyük

Ba/Rb oranına sahip olması beklenmektedir (Furman ve Graham 1999). Diyagramlarda görüldüğü üzere (Şekil 3.26a,b), gabrolar ve meta-bazitlerin büyük bir kısmı 0.1'den küçük Rb/Sr ve 20'den yüksek Ba/Rb oranlarına sahiptirler. Bu oranlar kalıntı litosferik mantoda amfibol gibi K'lu bir fazın varlığına işaret eden bir kısmi ergime tarihçesi öngörmektedir. Bununla birlikte, meta-bazitlerin bir kısmının 20'den küçük Ba/Rb ve 0.1'den oldukça yüksek Rb/Sr oranlarına sahip olduğu görülmektedir. Bu oranlar, kısmi ergimenin meydana geldiği kaynak alanda K-içeren faz olarak amfibolden ziyade flogopitin olması gerektiğini öngörmektedir.

İlksel mantoya normalize edilmiş örümcek diyagramlarında (Şekil 3.20a), Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait meta-bazitler Nb-Ta-Ti bakımından komşu elementlere göre orta yüksek derecelerde negatif tüketilmeler, Pb bakımından ise, iki örnek hariç, zenginleşmeler sergilerler. Örneklerin büyük çoğunluğu YÇAE'lere göre önemli oranlarda BİYE zenginleşmesi sunarlar. Bütün bunlar yitim zonundaki manto kaynağın akışkan-ilişkili metasomatizmasına atfedilmektedir (örn., Elliot vd., 1997). Buna karşılık gabrolar hafif-orta ölçekli Nb-Ta anomaliler gösterirler (Şekil 3.20b). Ti'da ise, meta-bazitlerden farklı olarak, herhangi bir tüketilme söz konusu değildir. Pb hem hafif negatif ve hem de hafif pozitif anomaliler göstermektedir. Bütün bunlar manto kaynağın akışkan-ilişkili metasomatizmasına işaret etmekle birlikte, meta-bazitlerle karşılaştırıldığında çok daha düşük ölçekli bir metasomatizmayı öngörmektedir. Negatif Pb anomalileri OOSB ve OAB gibi yitim-ilişkili solüsyonlarca etkilenmemiş manto kaynağından alınan bir özelliktir (Edwards vd., 1994; Hofman vd., 1986; Zou vd., 2000; Ma vd., 2014). Ayrıca, gabrolar YÇAE'lere göre düşük oranlarda ( $LaN/YbN < 2$ ) BİYE zenginleşmesi sunarlar. Okyanusal dilim ve sediment kökenli ergiyikler manto kaynağın BİYE içeriğini önemli ölçüde yükselteceği için, bu tür akışkanlar tarafından güçlü bir şekilde modifiye edilmiş mantodan itibaren oluşuma karşı durmaktadır.

Bütün bunları test etmek için örnekler Th/Yb'a karşı Ba/La ve ISr'a karşı Ba/Th diyagramlarına aktarılmışlardır (Şekil 3.26c,d). Bu oranlar magma kaynaklarındaki potansiyel sediment veya akışkan katkılarının güvenilir göstergeleridir (Woodhead vd., 2001). Yiten sedimentlerden itibaren mantoya akışkan veya ergiyik şeklinde bir katkı, bu diyagramlarda sağ tarafa Th/Yb ve ISr oranlarında bir sapma şeklinde temsil edilmektedir. Diyagramlarda Ba/La ve Ba/Th oranlarındaki düşey yönlü artışlar ise altere okyanusal kabuktan (AOK) akışkan getirimine atfedilmektedir. Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait



Şekil 3.27 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait bazı kayaçların Dy/Yb'a karşı K/Yb\*1000 diyagramı. Granat lertzolit, spinel lertzolit, granat-amfibol lertzolit ve spinel-amfibol lertzolit ergime eğrileri Duggen vd., 2005'den alınmıştır.

meta-bazitler ve gabrolar birbirinin aksi yönlerdeki trendleri ile birbirinden belirgin olarak ayrılmaktadırlar. Meta-bazitler artan Th/Yb oranları ile yatay yönde OOSB alanının sağına doğru yönseyerek sediment kaynaklı akışkan ve/veya ergiyiklerce metasomatize edilmiş bir manto kaynağına işaret etmektedir (Şekil 3.26c).

Gabrolar ise 0.5'in altında Th/Yb oranlarına karşılık düşey yönde artan Ba/La oranlarına sahiptir (Şekil 3.26c). Bir örnek MORB, yedi örnek altere okyanusal kabuk (AOK) ve bir örnek ise AOK kökenli akışkan alanları içine düşmektedir. Düşey eksene paralel bu yönseme tamamen okyanusal dilim kökenli akışkanlar tarafından metasomatize edilmiş manto kaynağına işaret etmektedir. Ba/Th'a karşı Isr diyagramında (Şekil 3.26d) ise bütün örnekler orta derecede radyojenik Isr oranları ile okyanusal sediment alanına doğru bir sapma gösterirler. Ancak bu Isr değerlerinden itibaren gabrolar düşey yönde artan Ba/Th oranları sergilemektedirler. Bu ise okyanusal dilimden kaynaklanan akışkanlar tarafından metasomatize edilmiş bir manto kaynağına işaret etmektedir.

Manto kökenli kayaçların jeokimyasal modelleme sonuçlarını gösteren Dy/Yb'a karşı K/Yb diyagramı (Şekil 3.27), manto kaynağın bileşimi ve spinel veya granat denge

alanlarındaki kısmi ergime dereceleri üzerinde sınırlandırma imkanı sağlamaktadır (Duggen vd., 2005). Yüksek ( $>2.5$ ) Dy/Yb oranları granat denge alanındaki kısmi ergimeler için tipiktir. Buna karşılık spinel denge alanındaki kısmi ergimeler 0.5' ten daha düşük Dy/Yb oranlarına sahiptir. Gabrolara ait örnekler 1.5 – 1.9 arasında değişen Dy/Yb oranlarına sahiptir. Bu değerler 2.5' ten daha düşük, 1.5'ten ise daha yüksektir. Bu nedenle manto kaynağın granat veya spinel içeriği hakkında açık bir gösterge sunmamaktadır. Bununla birlikte, kayaçların Dy/Yb oranlarının hemen 1.5 değerinden itibaren başlaması, toleyitik karakterli oluşu, sulu faz olarak amfibol içermesi granat içeren bir manto kaynağından ziyade spinel içeren bir kaynaktan itibaren oluşumu ima etmektedir. Diyagram kayaçlar için %10'un biraz üzerine çıkan bir kısmi ergimeyi öngörmektedir.

Meta-bazitler ise daha yüksek Dy/Yb oranlarına (1.9-2.5) sahiptirler. Bu oranlar granat denge alanındaki kısmi ergimelerin alt sınırından itibaren bir azalmayı işaret etmektedir. Ancak gabrolardan farklı olarak meta-bazitler oldukça geniş bir aralıkta değişen K/Yb oranlarına (0.2– 16.5) sahiptirler (Şekil 3.27). Gabrolara göre nispeten yüksek bu Dy/Yb ve K/Yb oranları spinelden ziyade granat denge alanındaki bir kısmi ergimeyi düşündürmektedir. Ancak, görel olarak düşük Dy/Yb oranları granat lerzolitten ziyade, K-katkılı granat-amfibol lerzolitinin kısmi ergimesi ile daha uyumlu görülmektedir. % 15' in üzerine çıkan ergime dereceleri derin kökenli magmalar için uygun düşmediği için, 1000 ppm K-katkılı granatamfibol lerzolitinin %5-10 arasındaki bir kısmi ergimesi meta-bazitlerin ana magmasını üretmiş gibi görünmektedir. Sulu faz olarak biyotit içeren meta-bazitlerin, amfibol içeren gabrolara göre daha derin kökenli bir kaynaktan veya astenosfer katkılı bir manto kaynağından itibaren oluştuğu öngörülebilir.

#### **4.4. Tektonik Ortam**

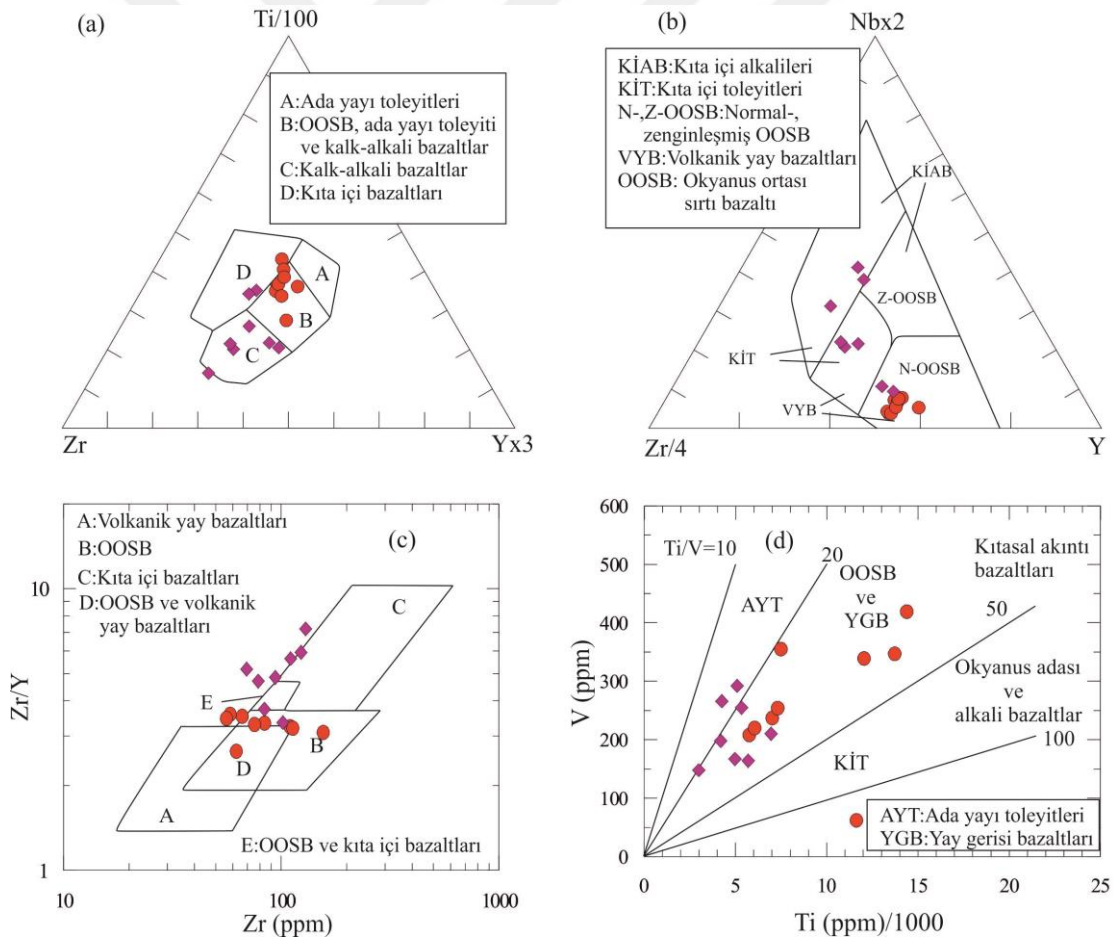
İlksel mantoya normalize edilmiş çoklu element diyagramlarında gözlenen büyük iyon yarıçaplı element (BİYE) zenginleşmesi, negatif Nb-Ta, Zr-Hf ve Ti anomalileri ve güçlü pozitif Pb anomalisi, kayaçlarda yitim bileşeninin tanımlanması için yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Buna ilave olarak, kondrite normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramlarında, hafifçe sağa eğimli (negatif) NTE profili ve hafif negatif veya pozitif Eu anomalisi kayaçların yitim bileşenine atfedilen diğer özelliklerdir. Diğer taraftan, bu özelliklerin tamamı çarpışmalı tektonik ortamlara ait birçok kayaçta da görülebilmektedir. Burada dikkatli olunması gereken en önemli husus, magmaların

jeokimyasal karakteristiklerinin sadece kısmı ergime sırasındaki basınç-sıcaklık koşullarına bağlı olmadığı, aynı zamanda kaynak kayanın kimyasal bileşimi ile de çok yakından ilgili olduğudur.

Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait meta-bazitler büyük iyon yarıçaplı elementler (BIYE) bakımından yüksek çekim alanlı elementlere (YÇAE) göre orta-yüksek oranlarda zenginleşmiş olup negatif Nb, Ta ve Ti, ve pozitif Pb anomalileri gösterirler (Şekil 3.21). Bu element davranışları kayaçların yitimle ilişkili ortamlarda oluştuklarını ima eder. Sağ tarafa kavisli (listrik) NTE profilleri (Şekil 3.22) ile de yitimle ilişkili kayaçların davranışlarına benzer davranırlar. Ancak meta-bazitlerin bu yitim ilişkili karakteri, tektonik ortam diyagramlarında çok belirgin olarak ortaya konulamamaktadır. Ti-Zr-Y diyagramında (Şekil 3.28a; Pearce ve Cann, 1973), kıta içi bazaltları alanına düşen iki örnek dışında, kalk-alkali bazalt alanında toplanmaktadırlar Meschede (1986)'nin Nb-Zr-Y diyagramında (Şekil 3.28b), N-OOSB, volkanik yay bazaltı (VYB) ve kıta içi alkali bazaltı (KİAB) arasında bir dağılım sergilemektedirler. Z-Zr/Y diyagramında (Şekil 3.29c), örneklerin biri hariç tamamı kıta içi bazaltı alanına düşmektedir (Pearce ve Norry, 1979). Shervais (1982)'in Ti-V diyagramında (Şekil 3.28d) ise, ada yayı toleyiti alanına düşen iki örnek dışında, OOSB veya yay gerisi bazaltı (YGB) alanı içerisinde yer alırlar. Bütün bu jeokimyasal özellikler ve tektonik ortam diyagramları, meta-bazitlerin yitim ilişkili akışkanlara ilave olarak astenosferik kökenli ergiyikler tarafından da metasomatize edilen bir manto kaynağına işaret etmektedir. Bu astenosferik katkı, roll-back sırasında yiten dilimin dikleşmesine bağlı olarak oluşabileceği gibi, çarpışmayı takiben okyanusal dilim ayrılması (slab breakoff) sırasında astenosferik yükselime bağlı olarak da oluşabilmektedir.

Benzer şekilde, gabrolar da hafif BİYE zenginleşmesi, zayıf Nb ve Ta anomalileri (Şekil 3.21) ve hafif sağa yatık sabit eğimli NTE profilleri (Şekil 3.22) ile yitim ilişkili akışkanlar tarafından metasomatize olmuş bir manto kaynağı öngörmektedirler. Ancak, çoklu iz element ve NTE profillerinin belirgin bir şekilde OOSB benzeri davranışlar sergilediği görülmektedir. Öyle ki, bazı örnekler orta-ağır nadirlere göre tüketilmiş hafif NTE içerikleri ile OOSB'yi taklit ederler. Bu davranış şekli yitimle ilişkili akışkanlar tarafından modifiye olmuş OOSB-manto benzeri tüketilmiş bir kaynağa işaret etmektedirler. Tektonik ortam diyagramlarında (Şekil 3.28) da görüldüğü üzere, gabro örnekleri OOSB ortamına veya OOSB ile ada-yayı toleyiti ortak alanına düşerek bu öngörüğü güçlü bir şekilde desteklemektedirler.

Litolojik benzerliklerinden ötürü Çamdere Ofiyolitik Karışığı içerisindeki mermer, fillat ve meta kırıntılıların Erken Karbonifer yaşlı Variskan temelden; karbonat ve kuvars arenit bloklarının ise Variskan temeli uyumsuz olarak örten Geç Karbonifer-Erken Permien çökellerinden geldiği kolaylıkla çıkarılabilmektedir. Bu ilişki Çamdere Ofiyolitik Karışığı'nın Erken Permien sonrası oluşumuna işaret etmektedir. Birim içerisinde gabro-dolerit gibi metamorfiye olmamış blokların varlığı, Variskan sonrası oluşumu desteklemektedir. Bunların soğuma yaşı, ofiyolitik oluşumun yaşını daha dar bir aralıkta sınırlandırma anlamında önemlidir. Ancak, bu amaca yönelik olarak U-Pb zirkon yaşlandırması için gönderilen örneklerde zirkon bulunamamıştır. Birimin Geç Jura karbonatları üzerine itilmiş olması, Geç Jura yaşlı bir yerleşime işaret edebileceği gibi, ofiyolitik karışığın oluşumundan sonraki bir deformasyona da atfedilebilir.



Şekil 3.28 Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait kayaçların tektonik ortam ayırım diyagramları. (a) Ti/100–Zr–Yx3 diyagramı (Pearce ve Cann, 1973) (b) Nb\*2–Zr/4–Y diyagramı (Meschede, 1986)(c) Zr/Y–Zr diyagramı (Pearce ve Norry, 1979) ve (d) V–Ti diyagramı (Shervais, 1982).



## 5. SONUÇLAR

Çamdere yöresindeki Permo-Karbonifer istifini (Çamdere Ofiyolitik Karışığı), matriksini sleytlerin oluşturduğu melanj niteliğinde bir birimdir. OOSB ve AYT karakterli metagabro, meta bazalt, dolerit, mikrogabro, gabro gibi bazik kütlelerin yanı sıra mermer, kireçtaşı, kumtaşı gibi sedimanter kütleler de içermektedir. Kireçtaşı ve kumtaşı bloklarının Çatalçeşme Formasyonuna ait olması Çatalçeşme Formasyonu sonra oluştuğuna işaret etmektedir. Hardişi Formasyonu'na ait bloklar (kırmızı kumtaşı, şeyl) içermemesi, Hardişi Formasyonu ile eş yaşlı olabileceğine işaret edebilir. Birimin Geç Jura karbonatları üzerine ters faylı bir dokanakla oturuyor olması, Geç Jura veya sonrası yaşlı bir yerleşime de işaret ediyor olabilir.

Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait meta-bazitlerin BİYE zenginleşmesi, Nb-Ta-Ti bakımından komşu elementlere göre orta-yüksek derecelerde tüketilmeleri, Pb bakımından zenginleşmeleri yitim zonu manto kaynağının akışkan-ilişkili metasomatizmasına atfedilebilir. Buna karşılık gabrolar hafif-orta ölçekli Nb-Ta anomalileri ve YÇAE'lere göre düşük oranlarda BİYE zenginleşmesi sunarlar. Bütün bunlar manto kaynağının akışkan-ilişkili metasomatizmasına işaret etmekle birlikte, meta-bazitlerle karşılaştırıldığında, çok daha düşük ölçekli bir metasomatizmayı öngörmektedir. Negatif Pb anomalileri OOSB ve OAB gibi yitim-ilişkili solüsyonlarca modifiye olmamış manto kaynağından alınan bir özelliktir.

Meta-bazitler artan Th/Yb oranları ile sediment kaynaklı akışkan ve/veya ergiyiklerce metasomatize edilmiş bir manto kaynağına işaret etmektedir. Gabrolar ise 0.5'in altında Th/Yb oranlarına karşılık düşey yönde artan Ba/La ve Ba/Th'a oranları ile okyanusal dilim kökenli akışkanlar tarafından metasomatize edilmiş manto kaynağına işaret etmektedir.

Meta-bazitler ve gabrolar tektonik ortam diyagramlarında da farklı davranmaktadırlar. Meta-bazitler yitim ilişkili bir ortam ile kıta içi ortamı arasında değişen jeokimyasal özellikler sergilerken, gabrolar OOSB ile volkanik yay bazaltlı ortamlarına ait kayaların jeokimyasal özelliklerine benzer davranışlar sergilemektedir. Nb ve Ta'da gözlenen negatif anomaliler ve BİYE zenginleşmesi, her iki kaya grubu için, yitim ilişkili solüsyonların katkısına işaret etmektedir.

## 6. KAYNAKLAR

- Ağar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi. PhD Thesis. İstanbul University. Science Faculty, 59 s.
- Akdeniz, N., 1988. Demirözü Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri. Türkiye Jeoloji Bülteni 31, 71-80.
- Altherr, R., Topuz, G., Siebel, W., Şen, C., Meyer, H.P ve Satır, M., 2008. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of Paleocene plagioclites from the Eastern Pontides (NE Turkey), Lithos, 105, 149-161.
- Arslan, M., Aslan, Z., Şen, C. ve Hoskin, P.W.O., 2000a. Constraints on Petrology and Petrogenesis of Tertiary Volcanism in the Eastern Pontide Paleo-Arc System, NE Turkey, Goldschmidt, Journal of Conference Abstracts, 5, 2, 157-158.
- Arslan, M., Şen, C., Aliyazıcıoğlu, İ., Kaygusuz, A. ve Aslan, Z. 2000b. Trabzon ve Gümüşhane yörelerinde (KD Türkiye) yüzeyleyen Eosen (?) volkanitlerinin karşılaştırmalı jeolojisi, mineralojisi ve petrolojisi, Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri.
- Arslan, M. ve Aliyazıcıoğlu, İ., 2001. Geochemical and Petrological Characteristics of the Kale (Gümüşhane) Volcanic Rocks: Implications for the Eocene Evolution of Eastern Pontide Arc Volcanism, Northeast Turkey, International Geology Review, 43, 595-610.
- Aslan, Z., 2010. U-Pb zircon SHRIMP age, geochemical and petrographical characteristics of tuffs within calc-alkaline Eocene volcanics around Gümüşhane (NE Turkey), Eastern Pontides, Neues Jahrbuch für Mineralogie, 187, 3, 329-346.
- Aydın, F. 2003. Değirmendere vadisi (Trabzon-Esiroğlu, KD-Türkiye) volkanitlerinin mineral kimyası, petrolojisi ve petrojenezi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Aydın, F., Karsli, O. ve Chen, B., 2008. Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey, Lithos, 104, 249-266.
- Aydın, F., Thompson, R., Karsli, O., Uchida, H., Burt, J.B. ve Downs, R.T., 2009. C2/c pyroxene phenocrysts from there potassic series in Neogene alkaline volcanics, NE Turkey: their crystal chemistry with petrogenetic significance as a indicator of P-T conditions, Contributions to Mineralogy and Petrology, 158, 131-147.
- Aydınçakır, E., ve Şen, C., 2013. Petrogenesis of the post-collisional volcanic rocks from the Borçka (Artvin) area: implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey), Lithos, 172-173, 98-117.

- Baykal, E., (1952) Kelkit-Şiran bölgesinde jeolojik araştırmalar, .M.T.A. Raporu» No. 2205 Ankara.
- Bektaş, O. Pelin, S. Korkmaz, S., 1984, Doğu Pontid yay-gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenik ofiyolit olgusu, TJK Ketin Sempozyumu, 175-188.
- Boynukalın, S., 1990, Dereli (Giresun) Baraj Yeri ve Göl Alanının Mühendislik Jeolojisi ve Çevre Kayaçlarının Jeomekanik Özellikleri, Doktora Tezi, KTÜ, Trabzon, 255 s.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G.A., Yılmaz Şahin, S. and Yeğingil, Z., 2002, Apatite fission-track ages provide uplift rates and time-temperature paths for the exhumation of Eastern Black Sea plutons in the Dereli-Şabinkarahisar area, S Giresun, NE Turkey. 1st International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering, 16-18 May 2002, Istanbul, Turkey, Abstracts, p.116.
- Boztuğ, D., Erçin, A.İ., Kuruçelik, M.K., Göç, D., Kömür, İ. ve İskenderoğlu, A., 2006. Geochemical characteristics of the composite Kaçkar batholith generated in a Neo-Tethyan convergence system, Eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 27, 286-302.
- Candan, O., Akal, C., Koralay, O.E., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Prelević, D., Mertz-Kraus, M., 2016. Carboniferous granites on the northern margin of Gondwana, Anatolide-Tauride Block, Turkey – Evidence for southward subduction of Paleotethys. Tectonophysics 683, 349–366.
- Carmichael, I.S.E. 1964. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland. Journal of Petrology 5: 435–460.
- Çoğulu, E., 1970, Gümüşhane ve Rize plutonlarının mukayeseli petrolojik ve jeokronometrik etüdü: Doçentlik tezi, İ.T.Ü. Maden Fak. İstanbul.
- Dokuz, A. 2000. Yusufeli (Artvin-Turkey) yöresinin jeolojisi, jeotektoniği, magmatik-metamorfik kayaçların jeokimyası ve petrojenezi. PhD thesis, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon (in Turkish with English abstract).
- Dokuz, A. 2011. A slab detachment and delamination model for the generation of Carboniferous high-potassium I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: the Köse composite pluton. Gondwana Research 19: 926–944.
- Dokuz, A., Aydınçakır, E., Kandemir, R., Karslı, O., Siebel, W., Derman, A.S., Turan, M., 2017. Late Jurassic Magmatism and Stratigraphy in the Eastern Sakarya Zone, Turkey: Evidence for the Slab Breakoff of Paleotethyan Oceanic Lithosphere. The Journal of Geology 125, 1–31.
- Dokuz, A., Karslı, O., Chen, B., Uysal, İ., 2010. Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: Implications for pre- and post-collisional lithospheric thinning of the eastern Pontides. Tectonophysics 480, 259–279.

- Dokuz, A., Aydınçakır, E., Kandemir, R., Karşlı, O., Siebel, W., Derman, A.S., Turan, M., 2017a. Late Jurassic Magmatism and Stratigraphy in the Eastern Sakarya Zone, Turkey: Evidence for the Slab Breakoff of Paleotethyan Oceanic Lithosphere. *The Journal of Geology* 125, 1–31.
- Dokuz, A., Külekçi, E., Aydınçakır, E., Kandemir, R., Alçiçek, M. C., Pecha, M. E., Sünnetçi, K., 2017b. Cordierite-bearing strongly peraluminous Cebre Rhyolite from the eastern Sakarya Zone, NE Turkey: constraints on the Variscan orogen, *Lithos* 278–281, 285–302.
- Dokuz, A., Tanyolu, E., 2006. Geochemical constraints on the provenance, mineral sorting and subaerial weathering of Lower Jurassic and Upper Cretaceous clastic rocks from the eastern Pontides, Yusufeli (Artvin), NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 15, 181–209.
- Dokuz, A., Uysal, I., Kaliwoda, M., Karşlı, O., Ottley, C.J., Kandemir, R., 2011. Early abyssal and late SSZ-type vestiges of the Rheic oceanic mantle in the Variscan basement of the Sakarya Zone, NE Turkey: implications for the sense of subduction and opening of the Paleotethys. *Lithos* 127: 176–191.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Meisel, W., Turan, M., Duncan, R., Akçay, M., 2013. Post-collisional adakitic volcanism in the eastern part of the Sakarya Zone, Turkey: evidence for slab and crustal melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 1443–1468.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Dilek, Y., Karşlı, O., Meisel, T., Kandemir, R., 2015. Geochemistry, Re–Os isotopes and highly siderophile element abundances in the Eastern Pontide peridotites (NE Turkey): Multiple episodes of melt extraction–depletion, melt–rock interaction and fertilization of the Rheic Ocean mantle. *Gondwana Research* 27: 612–628.
- Duggen, S., Hoernle, K., Bogaard, P., Garbe-Schonberg D., 2005. Post-collisional transition from subduction-to intraplate magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology* 46: 1155–1201.
- Edwards, C. M. H., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F., Morris, J. D., Leeman, W. P., Harmon, R. S., 1994. The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: The Ringgit-Beser complex, east Java, Indonesia. *Journal of Petrology* 35: 1557–1595.
- Elliot, T., Plank, T., Zindler, A., White, W.M., Bourdon, B., 1997. Element transport from subducted slab to juvenile crust at the Mariana arc, *Journal of Geophysical Research* 102: 14991–15019.
- Erentöz, C., Ketin İ., 1974, 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası ve izahnamesi. MTA yayınları, Ankara.
- Erentöz, C., Ketin İ., 1974, Explanatory text of the geological map of Turkey at 1/500.000 G scale (Kars): Spec. Publ. Of Min.Res. and Expl., Ankara, p: 57.

- Erlank, A.J.; Hawkesworth, C.J.; Haggerty, S.E.; Allsopp, H.L.; Rickard, R.S.; and Menzies, M.A. 1987. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules of the Kimberley pipes, South Africa. In: Hawkesworth, C.J., Menzies, M. (Eds.), Mantle metasomatism. Academic Press, New York, pp. 221–331.
- Eyüboğlu, Y., 2006. Doğu Pontid Magmatik Yayı'nda (KD Türkiye) Alaska-Tip Mafik Ultramafiklerin Tanımı ve Jeotektonik Önemi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimler Enstitüsü, Trabzon.
- Eyüboğlu, Y., 2010. Late Cretaceous high-K volcanism in the eastern Pontide orogenic belt, and its implications for the geodynamic evolution of NE Turkey, *International Geology Review*, 52, 2/3, 142-186.
- Eyüboğlu, Y., Chung, S.L., Santosh, M., Dudas, F.O. ve Akaryali, E., 2011a, Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: implications for slab window melting, *Gondwana Research*, 19, 413-429.
- Fenner, C.N., 1929. The crystallization of basalt. *American Journal of Science* 18: 223–253.
- Fitton, J.G.; James, D.; and Leeman, W.P. 1991. Basic magmatism associated with the late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96: 13693–13711.
- Foley, S. F., Jackson, S. E., Fryer, B. J., Greenouch, J. D., Jenner, G. A., 1996. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 629–638.
- Furman, T., Graham, D. 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48: 237–262.
- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S. ve Karataş, S., 1992. Rize-Fındıklı Çamlıhemşin arasında (Doğu Karadeniz) yer alan magmatik kayaçların petrolojisi ve Doğu Pontidlerdeki bölgesel yayılımları, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35, 15-38.
- Güngör, Y., Boztuğ, D. ve Yılmaz, O., 1997. Kaçkar Batoliti Altıparmak Dağı-Soğanlı Dağı arası (GD Çamlıhemşin-Rize) kesiminin petrografik, jeokimyasal ve petrojenetik incelenmesi. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, 30 Nisan - 3 Mayıs 1997, Adana, Bildiri Özetleri, s. 223-224.
- Handley, H.K., MacPherson, C.G., Davidson, J.P., Berlo, K., Lowry, D., 2007. Constraining fluid and sediment contributions to subduction-related magmatism in Indonesia: Ijen volcanic complex. *Journal of Petrology* 48, 1155–1183.
- Hastie, A.R.; Kerr, A.C.; Pearce, J.A.; and Mitchell, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48 (12): 2341–2357.

- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 33: 33-45.
- Hooper, P.R. 2000. Chemical discrimination of Columbia River basalt flows. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 1: 1024, <http://dx.doi.org/10.1029/2000GC000040>.
- Ionov, D. A., Griffin, W. L., O'Reilly S. Y., 1997. Volatile bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chemical Geology* 141, 153–184.
- Irvine T. N., Baragar, W. R. A., 1971, A guide to chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth. Sci.*, 8, 523-548.
- Jang, Y.D., Naslund, H.R., McBirney, A.R., 2001. The differentiation trend of the Skaergaard intrusion and the timing of magnetite crystallisation: iron enrichment revisited. *Earth Planetary Science Letters* 189: 189–196.
- Jica, 1986. The republic of Turkey report on the cooperative mineral exploration of Gümüşhane area, consolidated report. Japan International Cooperation Agency, 146 pp.
- Kandemir, R., Lerosey-Aubril, R., 2011. First report of a trilobite in the Carboniferous of Eastern Pontides, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20, 179–183.
- Kandemir, R., 2004. Gümüşhane ve yakın yörelerindeki Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'nun Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Kandemir, R., Yilmaz, C. 2009. Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the lower Jurassic Ammonitico Rosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Turkey: implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 586-598.
- Karlı, O., Chen, B., Aydın, F. ve Şen, C., 2007. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sarıççek Plutons, Eastern Turkey: implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting, *Lithos*, 98, 67-96
- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Bin, C., Kandemir, R. ve Wijbrans, J.R., 2010a. 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, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160, 467-487.
- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Kandemir, R. ve Wijbrans, J.R., 2010b. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implication for crustal thickening to delamination, *Lithos*, 114, 109-120.

- Karşlı, O., Uysal, İ., Ketenci, M., Dokuz, A., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R. Ve Wijbrans, J., 2011a. Adakite-like granitoid porphyries in Eastern Pontides, NE Turkey: potential parental melts and geodynamic implications, *Lithos*, 127, 354- 372.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Ketenci, M., Chen, B. ve Kandemir, R., 2011b. Deciphering the shoshonitic monzonites with I-type characteristics, the Sıdacağı pluton, NE Turkey: Magmatic response to continental lithospheric thinning, *Journal of Asian Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jseaes.2011.08.002.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Kaliwoda, M., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R. and Fehr, K. T. 2014. Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction-related environment. *Lithos* 196, 181–197.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Kandemir, R., 2016. Subduction-related Late Carboniferous to Early Permian Magmatism in the Eastern Pontides, the Camlık and Casurluk plutons: insights from geochemistry, whole-rock Sr–Nd and in situ zircon Lu–Hf isotopes, and U–Pb geochronology. *Lithos* 266–267 98–114.
- Kaygusuz, A., 2000, Torul ve Çevresinde Yüzeyleme Veren Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Doktora Tezi(yayımlanmamış), KTÜ-Trabzon, 253 s.
- Kaygusuz, A., Siebel W., Şen, C. ve Satır, M., 2008. Petrochemistry and petrology of I type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey, *International Journal of Earth Sciences*, 97, 739-764.
- Kaygusuz, A., 2009. K/Ar ages and geochemistry of the collision related volcanic rocks in the İlica (Erzurum) area, eastern Turkey, *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 186, 21-36.
- Kaygusuz, A. ve Aydınçakır, E., 2009. Mineralogy, whole rock and Sr-Nd isotope geochemistry of mafic microgranular enclaves in Cretaceous Dağbaşı granitoids, eastern Pontides, NE Turkey: evidence of magma mixing, mingling, and chemical equilibration, *Chemie der Erde-Geochemistry*, 69, 247-277.
- Kaygusuz, A., Siebel, W., İlbeyli, N., Arslan, M., Satır, M. ve Şen, C., 2010. Insight Into Magma Genesis at Convergent Plate Margins – A Case Study From the Eastern Pontides (NE Turkey), *Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 187/3, 265 – 287.
- Kaygusuz A. ve Aydınçakır, E., 2011. U-Pb zircon SHRIMP ages, geochemical and Sr-Nd isotopic compositions of Cretaceous plutons in the eastern Pontides (NE Turkey): The Dağbaşı pluton, *Neues Jahrbuch Für Mineralogie*, 188, 3, 211-233.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel W. ve Şen, C., 2011. Geochemical and Sr-Nd Isotopic Characteristics of Post-Collision Calc-Alkaline Volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey), *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 137-159.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F., İlbeyli, N., 2012. Geochronological evidence and tectonic significance of Carboniferous magmatism in the southwest

Trabzon area, eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review* 54: 1776–1800.

- Kaygusuz, A., Sipahi, F., İlbeyli, N., Arslan, M., Chen, B., ve Aydınçakır, E., 2013. Petrogenesis of the Late Cretaceous Turnagöl intrusion in the Eastern Pontides: Implications for magma genesis in the arc setting. *Geoscience Frontiers*, 4; 423-438.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Sipahi, F., Temizel, İ., 2016. U–Pb zircon chronology and petrogenesis of Carboniferous plutons in the northern part of the Eastern Pontides, NE Turkey: Constraints for Paleozoic magmatism and geodynamic evolution, *Gondwana Research*, 39, 327-346.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt–peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1217 – 1229.
- Ketin, İ., 1950. Erzincan ve Aşkale arasındaki sahanın (1/100.000 lik 46/4 ve 47/3 paftalarının) jeolojisine ait Memuar: MTA Rapor No 1950, yayınlanmamış.
- Ketin, İ., 1951. Bayburt bölgesinin jeolojisi hakkında. İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, *Mecmua* 21, 113-127.
- Ketin, İ. 1966. Türkiye'nin Tektonik Birlikleri, M.T.A. Yayını, 66. s. Ankara.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İ.T.Ü. Kütüphanesi, 1259, 536.
- Kırmacı, Z. 1992. Alucra-Gümüşhane-Bayburt Yörelerindeki (Doğu Pontid Güney Zonu) Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Berdiga Kireçtaşı'nın Sedimentolojik İncelemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Kieffer B, Arndt N, Lapierre H, Bastien F, Bosch D, Pecher A, Yirgu G, Ayalew D, Weis D, Jerram DA, Keller F, Meugniot C 2004. Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell. *J Petrol* 45:793–834.
- Korkmaz, S., Baki, Z., 1984, Demirözü (Bayburt) güneyinin stratigrafisi, *TJK Bülteni*, 5, 107-115.
- Köprübaşı, N. 1993. Tirebolu-Harsit (Giresun) arası Jura-Kretase yaşlı magmatik kayaların petrolojisi ve jeokimyasi. *Türkiye Jeoloji Bült.*, 36: 139–150.
- Köprübaşı, N., Şen, C. ve Köprübaşı, N. 2000. Geochemistry of Fıstıklı (Armutlu–Yalova) granitoid. *Bulletin of Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University*, 22, 33–42.
- Lehnert, K.; Su, Y.; Langmuir, C.H.; Sarbas, B.; and Nohl, U. 2000. A global geochemical database structure for rocks. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1, 1999GC000026.



- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Ma, L., Jiang, S-Y., Hofmann, A.W., Dai, B-Z., Hou, M-L., Zhao, K-D., Chen, L-H., Li, J-W., Jiang, Y-H., 2014. Lithospheric and asthenospheric sources of lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: A consequence of rapid lithospheric thinning beneath the North China Craton? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 124, 250–271.
- McDonough, W.F., Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120:223–253.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207–218.
- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., 2010. Comparative evolution of the Iapetus and Rheic oceans: a North America perspective. *Gondwana Research* 17: 482–499.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N., 2010. The evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* 17: 194–222.
- Natland, J.H., Dick, H.J.B., 2001. Formation of the lower ocean crust and the crystallization of gabbroic cumulates at a very slowly spreading ridge. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 110, 191–233.
- Okay, A. I., 1996. Granulite facies gneisses from the Pular region, Eastern Pontides. *Turkish Journal of Earth Sciences* 5, 55–61.
- Okay, A. I. 2000. Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J. A. D. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the surrounding Area*. Geological Society, London, Special Publications, 173, 25–41.
- Okay, A. I., Göncüoğlu, M. C. 2004. Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 77–95.
- Okay, A., Leven, E.J., 1996. Stratigraphy and paleontology of the Upper Paleozoic sequences in the Pular (Bayburt) region, Eastern Pontides. *Turkish Journal of Earth Sciences* 5, 145–155.
- Okay, A.i., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monié, P., Metzger, R., Akyüz, S., 1996. Paleo and Neo-Tethyan events in Northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In: Yin, A., Harrison, M. (Eds.), *Tectonics of Asia*, Cambridge University Press, pp 420-441.

- Okay, A.I., Satır, M., Siebel W., 2006. Pre-Alpide Palaeozoic and Mesozoic orogenic events in the Eastern Mediterranean region. Geological Society, London, Memoirs, 32, 389–405.
- Okay, A. I. ve Şahintürk, O., 1997. Geology of the Eastern Pontides, In: A. G. Robinson,(Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Balack Sea ve Surrounding Region. AAPG Mem, 68, 291–311.
- Okay, A., Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Sérané, M. (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications 156, 475–515.
- Osborn, E.E. 1959. Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magmas. American Journal of Science 257: 609–647.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters 19, 290–300.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69, 33–47.
- Pearce, J.A. ve Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, R.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. ve Neary, C.R. (eds), Magmatic Processes and Plate Tectonics, Geological Society Special Publication, 76, 373-403.
- Pearce, J. A., Peate, D.W., 1995. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic ARC Magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23, 251-285.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. Contrib Mineral Petrol 58, 63–81.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi, K.T.Ü Yayın No:87 Yerbilimleri Fakültesi Yayın No:13, 103 s., Trabzon.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. ve Siever, R. 1987. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, NewYork.
- Pickett, E., Robertson, A. H. F. 1996. Formation of the Late Paleozoic– Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by Palaeotethyan subduction accretion. Journal of the Geological Society, London, 153, 995–1009.
- Plank, T., Langmuir C.H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chemical Geology 145: 325–394.

- Ramos, F.C., 1992. Isotope Geology of Metamorphic Core of the Central Grouse Creek Mountains, Box Elder Country, Utah (MSc thesis) University of California, Los Angeles.
- Robertson AHF, Dixon JE.,1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon JE, Robertson AHF (eds) *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Region*. Geol Soc Lond Spec Publ 17:1–74.
- Robertson, A. H. F., O. Parlak, and T. Ustaömer ,(2009), Melange genesis and ophiolite emplacement related to subduction of the northern margin of the Tauride-Anatolide continent, central and western Turkey, Geological Society, London, Special Publications, 311, 9–66.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., 2012. Testing Alternative Tectono-Stratigraphic Interpretations of the Late Palaeozoic–Early Mesozoic Karakaya Complex in NW Turkey: Support for an Accretionary Origin Related to Northward Subduction of Palaeotethys. *Turkish Journal of Earth Sciences* 21: 961–1007.
- Robinson, A.G., Banks, C.J., Rutherford, M.M., Hirst, J.P.P., 1995. Stratigraphic and structural development of the eastern Pontides, Turkey. *Journal of the Geological Society of London* 152, 861–872.
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W., Nory, M.J., 1992. Consequences of plume–lithosphere interactions. In: Alabaster, T., Storey, B.C., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*: Geological Society, London, Special Publication 68, 41–60.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101 – 118.
- Sims, K.W.W., ve De Paolo, D.J., 1997. Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 765-784.
- Sipahi, F.,2011. Formation of Skarns at Gümüşhane (Northeastern Turkey). *Neues Jahrbuch für Mineralogy-Abhandlungen*, 188, 2, 169-190.
- Sipahi, F., Sadıklar, M.B., 2014. The Geochemical of dacitic volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Geochemistry International*. 52, 4, 296-315.
- Sipahi, F., Sadıklar, M.B. ve Şen C., 2014. The Geochemical and Sr-Nd isotopic Characteristics of Murgul (Artvin) Volcanics in the Eastern Black Sea Region (NE Turkey). *Chemie der Erde/Geochemistry*.
- Sun, S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A* 297, 409–445.

- Sun, S.S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 1989; v. 42; p. 313-345doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Şahin, S. Y., Güngör, Y. ve Boztuğ, D., 2004. Comparative petrogenetic investigation of Composite Kaçar Batholith granitoids in Eastern Pontide magmatic arc, Northern Turkey. Earth Planets Space, 56, 429-446.
- Şen, C., Arslan, M. ve Van. A. 1998. Doğu Pontid (Kd Türkiye) Eosen (?) Alkalen Volkanik Provensinin Jeokimyasal ve Petrolojik Karakteristikleri, Tübitak Yayınları, Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 231-239.
- Şen, C., 2007. Jurassic Volcanism in the Eastern Pontides: Is it Rift Related or Subduction Related?, Turkish Journal of Earth Sciences, 16, 523-539.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları: Türkiye Jeo. Kur. Konf. Seri 2, 40, Ankara.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Sungurlu, O., 1984. Tectonics of theMediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleotethys. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean: Geological Society, London, Special Publications 17: 77-112.
- Şengün, F., Koralay, O.E., 2017. Early Variscan magmatism along the southern margin of Laurasia: geochemical and geochronological evidence from the Biga Peninsula, NW Turkey. International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch) <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-016-1334-z>.
- Taşlı, K., 1984. Hamsiköy (Trabzon) Yöresinin Jeolojisi, K.Ü., Dergisi, 3, 69-76.
- Taşlı, K., 1990. Gümüşhane-BayburtYörelerindeki Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Karbonat İstiflerinin Stratigrafisi ve Mikropaleontolojik İncelemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford, Blackwell Scientific Publishing, 312 p.
- Tekeli, O., 1981. Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. Geology 9, 68-72.
- Temizel, İ. ve Arslan, M. 2009. Mineral Chemistry and Petrochemistry of Post-Collisional Tertiary Mafic to Felsic Cogenetic Volcanics in the Ulubey (Ordu) Area, Eastern Pontides, NE Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 18, 29-53.
- Tokel, S. 1977. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Eosen Yaşlı Kalkalkalen Andezitler ve Jeotektonizma, TJK Bülteni, 20,1, 49-54.

- Toplis, M.J., Carroll, M.R. 1995. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems. *Journal of Petrology* 36: 1137–1170.
- Topuz, G., Altherr, R., Satir, M., Schwarz, W.H., 2004a. Low-grade metamorphic rocks from the Pular complex, NE Turkey: implications for the pre-Liassic evolution of the Eastern Pontides. *International Journal of Earth Sciences* 93, 72–91.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satir, M., Werner, O., Schwarz, W.H., 2004b. Aluminous granulites from the Pular complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallization. *Lithos* 72, 183–207.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Satir, M. ve Dokuz, A., 2005. Postcollisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Turkey), *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 441-455.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Dokuz, A., Meyer, H.P., 2007. Variscan amphibolite facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex, Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 96, 861–873.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W.H., Zack, T., Hasözbeğ, A., Barth, M., Satir, M., Şen, C., 2010. Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane pluton (NE Turkey). *Lithos* 116, 92–110.
- Topuz, G., Okay, A.I., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Zack, T., Satir, M. ve Şen, C., 2011. Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey), *Lithos*, 125, 131-150.
- Topuz, G., Candan, O., Koralay, O.E., Oberhänsli, R., Fritz, H., Collins, A.S., Chen, F., 2016. Late Neoproterozoic gabbro emplacements followed by early Cambrian eclogite-facies metamorphism in the Mendere Massif (W. Turkey): Implications on the final assembly of Gondwana. *Gondwana Res* 34, 158–173.
- Turner, S., McDermott, F., Hawkesworth, C., Kepezhinskas, P., 1998. A U-series study of lavas from Kamchatka and the Aleutians: constrains on the source composition and melting processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133, 217–324.
- Tüysüz, O. 1990. Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: the Kargı Massif, northern Turkey. *Tectonics*, 9, 141–160.
- Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 2010. Late Palaeozoic–Early Cenozoic tectonic development of the Eastern Pontides (Artvin area), Turkey: stages of closure of Tethys along the southern margin of Eurasia. *Geological Society, London, Special Publications* 340: 281–327.

- Ustaömer, T., Robertson, A. H. F., Ustaömer, P. A., Gerdes, A., Peytcheva, I., 2013. Constraints on Variscan and Cimmerian magmatism and metamorphism in the Pontides (Yusufeli –Artvin area), NE Turkey from U -Pb dating and granite geochemistry. In A. H. F. Robertson, O. Parlak, & U.-C. Ünlügenç (Eds.), Geological development of Anatolia and the easternmost Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications 372: 49–74.
- Weaver, B.L., Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310, 575– 577.
- Wedepohl, K.H., 1995. The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59: 1217–1232.
- Veklsler, I.V., 2009. Extreme iron enrichment and liquid immiscibility in mafic intrusions: experimental evidence revisited. *Lithos* 111, 72–82.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. 1976, Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 28, 459–469.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chem. Geol.*, 20, 97-127.
- Woodhead, J.D., Hergt J.M., Davidson, J.P., Eggins, S.M. 2001. Hafnium isotope evidence for ‘conservative’ element mobility during subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 331–346.
- Xia, X., Chen, J., Braun, R., Tang, Y., 2013. Isotopic reversals with respect to maturity trends due to mixing of primary and secondary products in source rocks[J]. *Chemical Geology* 339, 205–212.
- Xu, Y.G.; Mei, H.J.; Xu, J.F.; Huang, X.L.; Wang, Y.J.; and Chuang, S.L. 2003. Origin of two differentiation trends in the Emeishan flood basalts. *Chinese Science Bulletin* 48: 390–394.
- Yang, J-H., Sun, J-F., Chen, F., Wilde, S.A., Wu, F-Y., 2007. Sources and petrogenesis of Late Triassic dolerite dikes in the Liaodong Peninsula: Implications for post-collisional lithosphere thinning of the Eastern North China Craton. *Journal of Petrology* 48, 1973–1997.
- Yılmaz, Y., 1972. Petrology and Structure of the Gümüşhane Granite and Surrounding rocks, North-Eastern Anatolia, Ph. D. Thesis, Univ. London, 260p.
- Yılmaz, Y., 1973. Emplacement of the Gümüşhane Granite. In: Congress of the Earth Sciences on the Occasion of the 50th Anniversary of the Turkish Republic, 489-492, Mineral Research and Exploration Institute, Ankara.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1996. Space and time relations of three plutonic phases in the Eastern Pontides, Turkey, *International Geology Review*, 38, 935–956.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., 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 68, 183–226.

Yılmaz, C., 2002. Gümüşhane- Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri, Türkiye Jeoloji Bülteni, 45, 1, 141-165.

Zindler, A.; and Hart, S.R. 1986. Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14, 493–571.

Zou, H. B., Zindler, A., Xu, X. S., Qi, Q., 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: Mantle sources, regional variations, and tectonic significance. Chemical Geology 171, 33–47.



## ÖZGEÇMİŞ

Arzu ULUTAŞ, 1990 yılında İstanbul'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini İstanbul Dede Korkut İlköğretim Okulu'nda tamamladı. 2008 yılında Eyüp Lisesi (Y.D.A)'nden mezun oldu. 2008 yılında Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne başladı. 2012 yılında mezun oldu ve 2013 yılında Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Genel Jeoloji Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans programına başladı. ULUTAŞ, evli ve 2 çocuk annesidir.

