



T.C.
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



**ERKEN JURA YAŞLI ASİDİK KAYAÇLARIN (OLUR-ERZURUM)
JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KADİR SÜNNETCİ

**ARALIK 2018
GÜMÜŞHANE**

**T.C.
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ERKEN JURA YAŞLI ASİDİK KAYAÇLARIN (OLUR-ERZURUM)
JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

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

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 11.12.2018

Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 24.12.2018

ARALIK 2018



KABUL ve ONAY



Prof. Dr. Abdurrahman DOKUZ danışmanlığında **Kadir SÜNNETÇİ** tarafından hazırlanan “**ERKEN JURA YAŞLI ASİDİK KAYAÇLARIN (OLUR-ERZURUM) 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. Orhan KARSLI

Üye : Prof. Dr. Abdurrahman DOKUZ

Üye : Doç. Dr. Cem YÜCEL

ONAY

Bu tez **15/01/19** tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Ferkan SİPAHI
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

TEZ BEYANNAMESİ

Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda, tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlamış olduğum "Erken Jura Yaşlı Asidik Kayaçların (Olur-Erzurum) 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.

İmza

Kadir SÜNNETCİ

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

ERKEN JURA YAŞLI ASİDİK KAYAÇLARIN (OLUR-ERZURUM) JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ

Kadir SÜNNETCİ

Gümüşhane Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Abdurrahman DOKUZ

2018, 72 sayfa

İnceleme konusu Erken Jura yaşlı Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemitli Olur (Erzurum) ilçesinin 5 km kadar güneyinde yaklaşık 50 km²'lik bir alanda yüzeylenmektedir. Toleyitik karaktere sahip olan kayaçlar başlıca kuvars ve plajiyoklas, az miktarlarda K'lu feldspat ve tali olarak ise opak mineral, zirkon ve apatit içerir. LA-ICP-MS U-Pb zirkon yaşlandırması Coşkunlar Dasiti'nin 184.1 My, Güvendik Tronjemitli'nin ise 185.34 My yaşlı olduklarını ortaya koymaktadır.

Örnekler güçlü peralümin karaktere sahiptirler ($A/NK = 1.16-1.91 - A/CNK 0.98-1.94$). Asidik özellikli kayaların nadir toprak element içerikleri az veya orta derecede farklılaşma ($La_N/Yb_N = 0.92-7.57$) ve orta derecede negatif Eu anomalisi göstermektedirler ($Eu/Eu^* = 0.39-0.80$). Ayrıca kayalar büyük iyon çaplı elementler (BİYE) yüksek çekim alanlı elementlere (YÇAE) göre orta derecede bir zenginleşme gösterirler. Kayalar orta-yüksek derecede radyojenik $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ (0.70513-70978) ve düşük-orta dereceli $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ (0.51235-0.51260) izotop oranlarına ve genellikle hafif pozitif ϵ_{Nd} (-0.055-+3.8126) değerlerine sahiptirler. Pb izotop değerleri ise $^{206}Pb/^{204}Pb_{(i)} = 14.53-19.58$, $^{207}Pb/^{204}Pb_{(i)} = 15.43-15.69$ ve $^{208}Pb/^{204}Pb_{(i)} = 31.2-39.65$ arasında değişmektedir.

Kayaların ana ve iz elementlerinde gözlenen trendler ve güçlü peralümin özellikleri oluşumları sırasında fraksiyonel kristallenmenin önemli bir rol oynadığına işaret etmektedir. Toleyitik karakterli ($K_2O < \%2.63$) olmaları, görelî olarak daha bazik (andezitik/tonalitik) bir magmadan itibaren fraksiyonel kristallenme yolu ile oluştuğlarına işaret etmektedir. İnceleme konusu asidik kayalar düşük-orta derecede radyojenik Sr, Nd ve Pb izotop oranları alt kabukta yer alan bazik toleyitik bir kaynağın kısmi ergimesiyle oluşmuş olabileceklerini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Asidik magmatizma, Doğu Pontidler, Erken Jura, Sr-Nd-Pb izotop oranları, U-Pb zirkon yaşlandırması.

ABSTRACT

MS THESIS

**GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC SIGNATURES OF THE EARLY JURASSIC
ACIDIC ROCKS (OLUR-ERZURUM)**

Kadir SÜNNETCİ

Gümüşhane University

The Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Abdurrahman DOKUZ

2018, 72 pages

The Early Jurassic Coşkunlar Dacite and Güvendik Trondhjemite, subjected to this study, crop out an area of approximately 50 km² in the 5 km south of Olur (Erzurum). The rocks with tholeiitic character include mainly quartz and plagioclase, small amounts of K-feldspar and opaque, zircon and apatite secondarily. LA-ICP-MSI-U-Pb zircon dating reveals that the Coşkunlar Dacite has a cooling age of 184.1 Ma, whereas Güvendik Tondhjemite has a cooling age of 185.34 Ma.

Samples have a strong peraluminous character ($A/NK = 1.18-2.00$ - $A/CNK 0.98-1.94$). Rare earth element contents of the acidic rocks show low to moderate ($La_N/Yb_N = 0.92-7.57$) fractionations and moderately negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.39-0.80$). In addition, the rocks present a moderate enrichment in large ion lithophile elements (LILE) relative to the high field strength elements (HFSE). The rocks have low to moderately radiogenic $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ (0.70513-70978) and $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ (0.51235-0.51260) isotope ratios, and slightly positive ϵ_{Nd} (-0.055-+3.8126) values. Pb isotope ratios are in the range of $^{206}Pb/^{204}Pb_{(i)} = 14.53-19.58$, $^{207}Pb/^{204}Pb_{(i)} = 15.43-15.69$ and $^{208}Pb/^{204}Pb_{(i)} = 31.2-39.65$.

Trends shown in major and trace elements and strong peraluminous characteristics show that fractional crystallization has played an important role in the formation of rocks. Tholeiitic nature ($K_2O < 2.63\%$) of the rocks points out that they might have been formed from a relatively more basic (andesitic/tonalitic) magma through fractional crystallisation. The low to moderately radiogenic Sr, Nd, and Pb isotope ratios indicate that the rocks might have been originated from a basic tholeiitic source by partial melting.

Keywords: Acidic magmatism , Eastern Pontides, Early Jurassic, Sr-Nd-Pb isotope ratios, , U-Pb zircon dating.

TEŞEKKÜR

Erzurum, Olur çevresinde yer alan asidik Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti kayaçlarının jeokimyasal ve izotopik özelliklerinin incelenmesini amaçlayan bu çalışma Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

Bu çalışmanın her aşamasında yardımını ve desteğini esirgemeyen değerli tez danışmanım Prof.Dr. Abdurrahman DOKUZ'a içtenlikle teşekkür ederim. Ayrıca çalışmalarım sırasında tecrübe ve deneyimlerinden yararlandığım Dr. Öğr. Üyesi Cem YÜCEL'e teşekkürü bir borç bilirim.

İnce kesilerin hazırlanması sırasında yardımcı olan teknisyen Ferdi DAYANÇ'a ve her daim yanımda olan aileme ve değerli arkadaşlarım Betül KOŐMAZ, Zeynep KARAKAVAK ve Arda AKDOĞAN'a çok teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖZET	IV
ABSTRACT	VI
TEŞEKKÜR.....	VIII
İÇİNDEKİLER	IX
TABLolar DİZİNİ	XII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	XIII
KISALTMALAR DİZİNİ.....	XVI
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı	1
1.2. Coğrafi Bilgiler	2
1.2.1. Coğrafi Konum	2
1.2.2. Topografya	3
1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü	4
1.2.4. Ulaşım ve Yerleşim.....	4
1.3. Önceki Çalışmalar	4
1.4. Bölgesel Jeoloji	10
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR	15
2.1. Giriş.....	15
2.2. Saha Çalışmaları.....	15
2.3. Laboratuvar Çalışmaları.....	15
2.3.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması.....	15

2.3.2.	Mikroskop Çalışmaları.....	16
2.3.3.	Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanmaları	16
2.3.4.	Kimyasal Analizler.....	16
2.3.5.	Magmatik Zirkonların U-Pb Jeokronolojik Analizleri (Nu HR ICPMS).....	17
2.3.6.	Rb-Sr, Sm-Nd ve Pb-Pb İzotop Analizleri.....	18
2.4.	Büro Çalışmaları	19
3.	BULGULAR	20
3.1	Stratigrafi ve Petrografi.....	20
3.1.1.	Güvendik Metamorfizmaları	22
3.1.2.	Şenköy Formasyonu.....	24
3.1.3.	Coşkunlar Dasiti.....	25
3.1.3.1.	Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm.....	25
3.1.3.2.	Dokanaklar	25
3.1.3.3.	Litoloji.....	26
3.1.3.4.	Yaş ve Deneştirme	30
3.1.4.	Güvendik Tronjemiti.....	31
3.1.4.1.	Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm.....	31
3.1.4.2.	Dokanaklar	31
3.1.4.3.	Litoloji.....	32
3.1.4.4.	Yaş ve Deneştirme	34
3.1.5.	Olurdere Formasyonu	35
3.1.6.	Susuz Formasyonu	36
3.2.	Jeokimya	37
3.2.1	Giriş.....	37
3.2.2.	Coşkunlar Dasiti.....	37
3.2.2.1	Ana ve İz Element Jeokimyası.....	37

3.2.2.2	İz ve Nadir Toprak Elementler.....	44
3.2.3.	Güvendik Tronjemi.....	46
3.2.3.1	Ana ve İz Element Jeokimyası.....	46
3.2.3.2.	İz ve Nadir Toprak Elementler.....	52
3.3.	Sr-Nd-Pb İzotop Jeokimyası	54
4.	TARTIŞMA	58
4.1	Kesirli Kristallenme	58
4.2.	Kabuksal Kirlenme.....	58
4.3.	Kaynak Alan.....	59
4.4.	Tektonik Ortam	61
SONUÇLAR		63
KAYNAKLAR		64
ÖZGEÇMİŞ		

TABLULAR DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 3.1. Coşkunlar Dasiti' ne ait kayaçların modal mineralojik bileşimleri. Kaya içerisindeki mineral oranları % 100' tamamlanmıştır.	27
Tablo 3.2. Güvendik Tronjemiti' ne ait kayaçların modal mineralojik bileşimleri Kaya içerisindeki mineral oranları % 100' tamamlanmıştır.	32
Tablo 3.3. Coşkunlar Dasiti' ne ait kayaçların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri.....	45
Tablo 3.4. Coşkunlar Dasiti' ne ait kayaçların nadir toprak element analizleri	45
Tablo 3.5. Güvendik Tronjemiti' ne ait kayaçların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri .	53
Tablo 3.6. Güvendik Tronjemiti' ne ait kayaçların nadir toprak element (ppm) analizleri .	54
Tablo 3.7. Coşkunlar Dasidi ve Güvendik Tronjemitine ait Sr, Nd ve Pb izotopik bileşimleri	55

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

- Şekil 1.1. İnceleme alanının Sakarya Zonu içerisindeki konumu (Okay ve Tüysüz, 1999) ve yer bulduru haritası. 3
- Şekil 3.1. Erzurum yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Bozkuş, 1992) ... 21
- Şekil 3.2. Olur-Tekeli-Güvendik Civarının Jeolojik Haritası..... 22
- Şekil 3.3. a) Coşkunlar Dasiti'ni kesen çakıllı dasit daykları, b) Şenköy Formasyonu'nu kesen Coşkunlar Dasiti (Köprübaşı kuzeyi). 26
- Şekil 3.4. Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerin modal K(Kuvars)-A (Alkali feldspat)-P (Plajiyoklas) sınıflama diyagramındaki konumları (Streckeisen, 1976). 28
- Şekil 3.5. Coşkunlar Dasiti'nde gözlenen a) Glamero porfirik doku b) Sferülitik doku, Kısaltmalar: Plj: plajiyoklas, Ham: hamur, Ku: kuvars..... 29
- Şekil 3.6. Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerde hamur ile etkileşime (reaksiyona) işaret eden koy yapıları (a, b) **Kısaltmalar; Ku:** Kuvars, **Ham:** hamur. 29
- Şekil 3.7. Coşkunlar Dasiti'ne ait GD-7 örneğine ait a) Konkordiya b) ^{238}U - ^{206}Pb ağırlıklı yaş diyagramları 31
- Şekil 3.8. a) Güvendik Dayk Karmaşığı'na ait metagabrolar içerisinde gözlenen porfiri tronjemitik dayklar (Kaledibi Köyü kuzeydoğusu), b) Güvendik Tronjemiti'ne ait riyolit porfirlerin topografik görünümü (Eskigüneytepe kuzeybatısı)..... 32
- Şekil 3.9. Güvendik Tronjemiti'ne ait örneklerin modal K(Kuvars)-A (Alkali feldspat)-P (Plajiyoklas) sınıflama diyagramındaki konumları (Streckeisen, 1976)..... 33
- Şekil 3.10. Güvendik Tronjemiti'nde görülen a) Mikritik doku b) Hamur ile etkileşime (reaksiyona) işaret eden koy yapıları 34
- Şekil 3.11. Güvendik Tronjemiti'ne ait GD-7 örneğine ait a) Konkordiya b) ^{238}U - ^{206}Pb ağırlıklı yaş diyagramları 35
- Şekil 3.12. a) Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerin toplam alkali-silis diyagramı (a) (Le Maitre ve diğ., 2002), Nb/Y'ye karşı Zr/Ti diyagramı (b) (Winchester ve Floyd, 1976), ve SiO_2 'e karşı K_2O diyagramı (c) (Peccerillo ve Taylor, 1976)..... 38

Şekil 3.13. a) Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerin CIPW normatif K-A-P diyagramı (a) ve molar An-Ab-Or diyagramı (b) (Shand, 1947, Clarke, 1981).	39
Şekil 3.14. Dasitik kayaçların a) A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$)'ya karşı A/NK (A/Na_2O+K_2O) diyagramı (Chappell ve White, 1974), b) I-Tipi S-Tipi ayırım diyagramı (White ve Chappel, 1977).	40
Şekil 3.15. Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerin Na_2O 'e karşı K_2O diyagramı (Middlemost, 1975)	40
Şekil 3.16. Coşkunlar Dasiti'ne ait kayaçların SiO_2 ' ye karşı ana oksit değişim diyagramları.	42
Şekil 3.17. Coşkunlar Dasiti'ne kayaçların SiO_2 'ye karşı iz element değişim diyagramları.....	43
Şekil 3.18. a) Asidik kayaçların kondrite göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı (Sun ve McDonough, 1989), b) İlksel Manto'ya göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı (Sun ve McDonough, 1989).	44
Şekil 3.19. a) Güvendik Tronjemiti' ne ait toplam alkali silis diyagramı (Le Maitre ve diğ., 2002) b) Köprübaşı Graniti' ne ait SiO_2 ' ye karşı Zr/Ti diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977) c) K_2O ' ya karşı SiO_2 (Pencerillo ve Taylor, 1976).	46
Şekil 3.20. a) Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerin CIPW normatif K-A-P diyagramı (a) ve molar An-Ab-Or diyagramı (b) (Shand, 1947, Clarke, 1981).	47
Şekil 3.21. Güvendik Tronjemiti'ne ait örneklerin a) K_2O 'e karşı SiO_2 (Pencerillo ve Taylor, 1976), b) A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$)'ya karşı A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) (Chappell ve White, 1974) diyagramları.....	48
Şekil 3.22. Güvendik Tronjemiti'ne ait örneklerin Na_2O 'e karşı K_2O diyagramı (Middlemost, 1975)	48
Şekil 3.23. Güvendik Tronjemiti'ne ait SiO_2 ' ye karşı anaoksid değişim diyagramları.	50
Şekil 3.24. Güvendik Tronjemiti'ne ait örneklerin SiO_2 'e karşı iz element değişim diyagramları.	51
Şekil 3.25. Güvendik Tronjemiti'ne ait a) Kondrite göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı (Sun ve McDonough, 1989). b) İlksel Manto'ya göre normalize edilmiş çoklu element diyagramları (Sun ve McDonough, 1989).	52
Şekil 3.26. Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti'ne ait örneklerin I_{Sr} 'ye karşı ϵ_{Nd} diyagramı. Üst kabuk (Ü.K) ve alt kabuk (A.K) değerleri Mason ve diğ.	

(1996) ve Kempton ve diğ. (1997)'den alınmıştır. M: dizilimi, İ. Manto, ZM 1 ve ZM 2 manto rezervuar değerleri Zindler ve Hart (1986)'dan alınmıştır. Kısaltmalar; M. yönsemesi (manto yönsemesi), İ.M (İlksel manto), ZM (Zenginleşmiş manto), Sakarya Zonu'na ait Erken Jura Kayaçlarına ait değerler Genç ve Tüysüz, (2010); Karşlı ve diğ., (2017); Eyüboğlu ve diğ., (2016)'dan alınmıştır. Sakarya Zonu'na ait Variskan I ve S tipi kayaçlarına ait değerler ise Dokuz (2011), Topuz ve diğ., (2010); Kaygusuz ve diğ., (2012); Dokuz ve diğ., (2017)'den alınmıştır..... 56

Şekil 3.27. Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti'ne ait a) $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ve b) $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{204}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ izotop diyagramları 57

Şekil 4.1. Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti'ne ait a) Nb/Yb'ye karşılık Th/Yb diyagramı b) Ta/Yb'ye karşılık Th/Tb diyagramı (Pearce ve Peate, 1995). OOSB: Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, Z-OOSB: Zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, N-OOSB: Normal Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, OAB: Okyanus Adası Bazaltı değerleri Sun (1980)'den alınmıştır..... 59

Şekil 4.2. Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti'ne ait a) Nb-Y (Pearce ve diğ., 1984) b) Rb-Y+Nb (Pearce ve diğ., 1984) c) Rb/30-Ta*3-Hf (Harris ve diğ., 1986) tektonik ortam ayırım diyagramları..... 62

KISALTMALAR DİZİNİ

A/CNK	: Molar olarak $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$
A/NK	: Molar olarak $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$
Ab	: Albit
Af	: Alkali Feldspat
AFK	: Asimilasyon ve Fraksiyonel Kristallenme
Amf	: Amfibol
An	: Anortit
ÇG	: Çarpışma Granitleri
GÜ	: Gümüşhane Üniversitesi
Ham	: Hamur
ANTE	: Ağır Nadir Toprak Elementler
AK:	: Ateşte Kayıp
BİYE	: Büyük İyon Yarıçaplı Elementler
Ep	: Epidot
HNTE	: Hafif Nadir Toprak Element
İM	: İlksel Manto
KAP	: Kuvars-Alkali Feldspat-Plajiyoklas
Klt	: Klorit
Ku	: Kuvars
KYRÇ	: Kuzey Yarımküre Referans Çizgisi
MTA	: Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü
OG	: Orojenik Granitler
Op	: Opak
OOS	: Okyanus Ortası Sırt
PİG	: Plaka İçi Granitler
Plj	: Plajiyoklas
Ppm	: Milyonda Bir
TAS	: Toplam Alkali Silika
VYG	: Volkanik Yay Granitleri

ZM : Zenginleşmiş Manto
Zr : Zirkon



1. GENEL BİLGİLER

1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Ketin (1966)'e göre Türkiye, Pontidler, Anatolidler ve Kenar Kıvrımları olmak üzere 4 ana tektonik birliğe ayrılmaktadır. Ketin'in bu sınıflaması daha sonra ki yıllarda Şengör ve Yılmaz (1981) ile Okay ve Tüysüz (1999) tarafından ileri sürülen tektonik birlik sınıflamalarına altlık oluşturmuştur. Okay ve Tüysüz (1999) un sınıflaması Ketin'in Pontidler olarak ayırdığı en kuzeydeki tektonik dilim içerisinde güneyden kuzeye doğru Sakarya Zonu, İstanbul Zonu, Trakya Havzası ve Rodop-Istranca Zonu olmak üzere 4 farklı tektonik ünite tanımlamışlardır. Bu sınıflamayı esas alan yazarlar Doğu Pontidler, Orta Pontidler ve Batı Pontidler gibi terimleri coğrafik anlamda kullanılmaktadırlar. İnceleme alanı Sakarya Zonu'nun, coğrafik anlamda Doğu Pontidler' olarak da bilinen, en doğu kesiminde Erzurum ilinin Olur ilçesi sınırları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.1a).

Doğu Pontidler'de Geç Karbonifer'den Miyosen'e kadar uzanan zaman aralığında aralıklarla gelişen magmatik aktivite nedeniyle kalıntı magmatik yay olarak da tanımlanmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1997, Okay ve Şahintürk, 1997). Jura öncesi magmatik aktivitenin jeokimyasal özellikleri ve ilişkili olduğu yitimin yönü halen tartışılır durumdadır. Yitimin yönü ile alakalı iki farklı görüş bulunmaktadır. Birinci görüşe göre Orta Jura öncesi Pontidler Gondwana' nın kuzey kıyılarını temsil etmekte ve daha kuzeyde kalan geniş okyanusal alan Paleotetis olarak tanımlanmaktadır (Şengör ve diğ., 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1984; Yılmaz ve diğ., 1997). Bu modele göre Neotetis Okyanusu Paleotetis'in güney yönlü yitimi sonucu Gondwana'nın kuzeyinden koparılan Kimmeriya adlı kara parçasının güneyinde açılan bir marjinal havzadır. İkinci görüş ise Pontidler'i kuzeydeki Lavrasya ana karasının güney kıyısı boyunca konumlandırmakta, daha güneyde yer alan Paleotetis'in ise kuzey yönlü bir yitimle kapandığını öne sürmektedir. Ayrıca bu görüşe göre Lavrasya'nın güney kıyısı boyunca gerçekleşen yitimin And-tipi bir tarzda geliştiği ve Paleozoyik'ten Paleosen'e kadar sürdüğünü savunmaktadır. Bu görüş Paleotetis Okyanusu'nun Neotetis okyanusunu da içinde barındırdığını öne sürmektedir (Adamia ve diğ., 1982; Robertson ve Dixon, 1984; Robertson ve diğ., 1995; Okay ve Şahintürk, 1997).

Permiyen'den Erken Jura'ya ve Geç Jura'dan Geç Kretase'ye kadar olan zaman dilimlerine ait magmatik kayaçların azlığı veya hiç olmaması nedeniyle bu dönemlerin magmatik aktivite bakımından sakin dönemler olduğu anlaşılmaktadır. Bu çalışmaya konu teşkil eden Erken Jura yaşlı asidik kayaçlar Erzurum'un Olur İlçesi sınırları içerisinde yer almakta ve jeokimyasal olarak çoğunlukla toleyit ve kalk-alkali özellikler sunmaktadırlar. Erken Jura yaşlı magmatik kayaçlar ile ilişkili çalışmaların tamamının mafik kayaçlar ile ilişkili olduğu dikkate alındığında, asidik kayaları ele alan bu çalışma ilk olma özelliğini taşımaktadır. Elde edilen petrografik, jeokimyasal, jeokronolojik ve radyojenik izotop bulguları ile Doğu Pontidler'de gerçekleşen Erken Jura olaylarının anlaşılmasına katkı sağlanması amaçlanmaktadır.

1.2 Coğrafik Bilgiler

1.2.1 Coğrafi Konum

Erzurum Merkez'e yaklaşık 150 km uzaklıkta, 1/100000 lekli Erzurum G-48 paftasında yer alan kayaçlar yaklaşık olarak 50 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (şekil 1.1).



Şekil 1.1. İnceleme alanının Sakarya Zonu içerisindeki konumu (Okay ve Tüysüz, 1999) ve yer bulduru haritası.

1.2.2 Topografya

İnceleme alanı kuzeyde Olur Dere güneyde Canavar Dağı arasında kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanmaktadır. Derin vadiler sebebiyle arazi oldukça sarp bir görüntüye sahiptir. Araziye bulunan Ziyaret Dağı (2346 m.), Erdavut D. (2523 m.), Canavar D. (1490 m.), Yassı D. (2345 m.), Eskigüney Tepe (1300 m), Kundun T. (1940m.), Tipili T. (1860 m.), Kuzeybaşı T. (1920 m.), Ormanbaşı T. (1540 m.) önemli yükseltilerin başında gelmektedirler. İnceleme alanında mevsimlik birçok çay bulunmaktadır. En önemli akarsuları Olur Çayı, Oltu Çayı ve Penek Çayı oluşturmaktadır. Bölge yeraltı suyu bakımından oldukça zengindir.

1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışma alanı Doğu Karadeniz ve Doğu Anadolu bölgeleri geçişinde bulunduğu için geçişli bir iklime sahiptir. Rakım oldukça yüksek olduğundan iklim oldukça sert ve bol miktarda kar yağışı gözlemlenmektedir. Yörede 2 m' ye varan kar yağışları nadiren de olsa görülür. Çalışma alanının güney kesimlerinde ise Doğu Karadeniz iklimi hakim olduğundan oldukça ılıman bir iklim görülür. Bu kesimlerde yağışlar genellikle yağmur şeklinde görülmektedir. Yörenin yıllık ortalama yağış miktarı 350.6 m³ tür.

1.2.4. Ulaşım ve Yerleşim

Çalışma alanına ulaşım Çoruh Vadisi ve Tortum çayı boyunca uzanan Erzurum-Artvin Karayolu boyunca sağlanmaktadır. Arazi engebeli olduğundan çevre köylere erişim oldukça meşakkatlidir.

İnceleme alanı içerisinde bulunan en önemli yerleşim yeri Olur ilçesidir. Bunun dışında Kaban, Kaledibi, Köprübaşı, Yeşilbağlar, Toklu, Kömürlü köyleri de önemli yerleşim yerleridir.

1.3. Önceki Çalışmalar

Doğu Pontidler'in tektonik gelişimi hakkında bilgi edinme amaçlı olarak bölgede gerçekleştirilmiş çok sayıda çalışma bulunmaktadır. Ayrıca, genellikle MTA tarafından bölgenin önemli metalik cevherleşmelerinin belirlenmesi amacıyla da çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Yapılan çalışmalar şöyledir:

Lahn (1939), Kuzey Anadolu bölgesi Karasu ile Çoruh nehirleri arasını kıvrılmış kayalar bölgesi, Genç (Tersiyer) çöküntü havzaları ve erüptif kayalar örtüleri olarak 3' e ayırmıştır. Çöküntü havzalarının Miyosen yaşlı molas ile doldurulmuş grabenler olarak tanımlamıştır. Erzurum Ovası' nın kuzeyinde ve Oltu Grabeni kenarlarında gözlemlendiği gibi Miyosen yaşlı birimlerin genç bazaltlar tarafından örtüldüğünü, Neojen yaşlı Oltu Havza' sının Narman' a kadar uzandığını belirtmiştir.

Baykal (1951), Oltu-Olur yöresinde yaşlı temel birimlerini üzerine aşıl bir uyumsuzlukla gelen Tersiyer havza dolgusunu, tabanda nummulitli kumtaşı ve konglomeralardan oluşan Alt Eosen yaşlı istifin üzerine sarı renkli karbonatlı kumtaşlarından oluşan Orta Eosen istifinin uyumlu olarak geldiğini ve bu klastik sedimentlerin üzerine evaporitli serinin, kumtaşı ve konglomera ara katkılı olarak Üst

Eosen' den Oligosen sonuna kadar devam ettiğini belirtmiştir. Karbonatlı kumtaşı, konglomera, göl kalkerleri ve üst seviyelere doğru linyit ara katkıları içeren Neojen yaşlı sedimentlerin evaporitler üzerine uyumsuz olarak geldiğini ve andezit, bazaltlardan oluşan lavların Neojen yaşlı birimi keserek üzerini örttüğünü söylemiştir.

Yalçınlar (1952), İspir, Pazar, Arhavi ve Yusufeli arasında yaptığı çalışmada, Yusufeli ile Hopa arasında kalan yüksek dağlık alanın tabanında yer alan Jura Kretase yaşlı tortul kayalarla, aynı döneme ait volkanik kayalarla örtülmüş, yörede aşınma sonucu ortaya çıkmış Paleozoyik bir temelden bahsetmiştir. Bölgede Kretase döneminin ağırlıklı olarak fliş, marn, kireçtaşı, kumtaşı ve bunlarla birlikte gözlenen volkanitlerden oluştuğunu, Orta Çoruh vadisinin güney yamaçlarında bulunan Eosen' in genellikle marn, kilitaşı, fliş ve kireçtaşlarından oluştuğunu belirtmiştir.

Erentöz (1954), Oltu bölgesinde bulunan yeşil renkli kayaların güneydekiler gibi kırıklı ve ondüveli kıvrımlı olduğunu, güneydekilerden farklı olarak ise Eosen flişlerinin serpantinler arasına ekaylanmış ve sıkışmış olduğunu, Şenkaya' ya bağlı Bardız (Gaziler) nahiyesi civarında kompakt kireçtaşları üzerinde serpantin artık bir yama gibi yapışık olduğunu belirtmiştir.

Gattinger (1955), Oltu-Yusufeli arasında bulunan metamorfik ve ofiyolitli birimleri kristalin temel serisi olarak kabul etmiş, bu seriyi kendi içerisinde gabro, amfibolit, serpantin, yeşilşist diyorit, kuvarsdiyorit, aplit ve pegmatitli granitlerden oluşan Ortho serisi ve bu seri üzerini çatı gibi örten birlikte tektonize olmuş grafitşist, silisli şist, kuvarsit şist, kuvarsit fillit ve mermerlerden oluşan para serisi olmak üzere ikiye ayırmıştır. Bu kristalin temel üzerine, Jura yaşlı kireçtaşı serisi ve fliş serisinin uyumsuz olarak geldiğini, bu serilerinde volkanitli ve fliş özellikli Üst Kretase birimleri tarafından üstlendiğini vurgular. İstifin en üst kesimde Eosen yaşlı fliş serisi ile son bulduğunu belirtmiştir.

Nebert (1964), Oltu ve civarında yüzeyleyen kayaların, Paleozoyik metamorfikleri, Üst Kretase flişleri ve Eosen flişleri ile temsil edildiğini öne sürmüştür. Oligosen yaşlı birimleri alttan üste doğru Narbazalt Horizonu (O₁), Alt Alacalı Horizonu (O₂), Aglomera Horizonu (O₃), Üst Alacalı Horizonu (O₄) ve Jips Horizonu (O₅) olarak ayırmıştır. Bu birimlerin Oligosen sonrası dönemde bazalt, aglomera, tuf ve tüfitlerden meydana gelmiş olan volkanitler tarafından uyumsuz olarak örtüldüğünü söylemiştir.

Altınlı (1969), Oltu-Olur ve Narman yöresinde bulunan temeli Paleozoyik yaşlı metamorfiklerin oluşturduğunu ve bu temel üzerine Jura yaşlı kırıntılı tortulların uyumsuz olarak yerleştiğini, bu kırıntılıları ise Alt Kretase yaşlı beyaz renkli, ince ve düzenli

katmanlı kireçtaşlarının uyumlu olarak üstlediğini belirtmiştir. Üst kesimlere doğru Üst Kretase-Paleosen tortullarının kırıntılı ve karbonat ardışıkları ile temsil edildiğini, sığ denizel karakterdeki ince ve kaba kırıntılılarla marn ardaşımından oluşan Lütésiyen yaşlı birimlerin, peneplenleşmiş bir yüzeye doldurmuş çökeller ile yayılmış plato bazaltlarından meydana gelmiş Neojen yaşlı birimler tarafından örtüldüğünü ifade etmiştir.

Yüksel (1972), Olur civarında, Paleozoyik temel üzerinde Jura yaşlı kayaçların tabanda konglomera ile başlayıp, asidik ve bazik volkanitlerle devam ettiğini, konglomera, kumtaşı, kireçtaşı ile son bulduğunu belirtmiştir. Bu kayaçların üzerine Alt Kretase yaşlı çörtlü kireçtaşları ile Üst Kretase yaşlı volkano tortul istifin uyumlu olarak yerleştiğini, Eosen yaşlı kayaçların ise kırıntılı ve volkanitli kayaçlar ile diğer birimleri uyumsuz olarak üstlediğini belirtmiştir.

Erentöz ve Ketin (1974), 1/500.000 ölçekli Kars paftası üzerinde yaptıkları komplikasyon çalışmasında, asidik intrüziflerin kesmiş olduğu Paleozoyik yaşlı metamorfik temelin Liyas transgresyonu ile örtüldüğünü, Dogger yaşlı kayaçlara rastlanmadığını, denizin çekilmesi sonucu Liyas sonuna ait yer yer aşınma belirtilerine rastlandığını ifade eden çalışmacılar, devamlı bir istif görünümüne sahip olan Malm-Alt Kretase karbonatlarının Liyas yaşlı kayaçlar üzerine uyumsuz bir şekilde geldiğini belirtmişlerdir. Bu birimlerin Üst Kretase tarafından uyumsuz olarak üstlendiğini ve volkanitli ve fliş karakterli Eosen yaşlı birimlerin ise mevcut bütün birimleri açısız bir uyumsuzlukla örttüğünü belirtmişlerdir. Ayrıca Üst Kretase-Eosen aralığında etkin magmatik faaliyetin devam ettiğini, Eosen' den sonra Preniyen fazının etkisiyle bölgede şiddetli kıvrımlar oluşmuş, lokal yükselmelere bağlı olarak denizin artık bölgeyi terk ettiği belirtilmiş, Oligosen' de ise bölgenin artık tamamen bir yükselme evresine girdiğini, yüksek oranda gerçekleşen erozyon sonucu çukurlarda toplanan çökellerin molas havzalarının gelişmesine sebep olduğunu ifade etmişlerdir.

Yılmaz (1985), Olur yöresinde şist, gnays ve kuvarsitlerden meydana gelen Paleozoyik metamorfiklerinin ve bunlar ile tektonik dokanaklı Liyas ve Liyas öncesi döneme ait olan dasitlerin bulunduğunu belirtmişlerdir. Metamorfikler ve ile dasitlerin transgresif olarak Liyas-Dogger yaşlı lav ara katkılı karbonatlı Olur Dere Formasyonu ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yeşilbağlar Formasyonu üzerine yerleştiğini söylemiştir. Üst kesimlere doğru Alt Kretase yaşlı ince kırıntılı karbonatlı Karmasor Formasyonu' nun Üst Kretase yaşlı Karagüney Formasyonu üzerine uyumsuz olarak yerleştiğini, proklastikli Kilis Tepe Formasyonu ve karbonatlı Akbayır Formasyonu ile Üst Kretase istifinin sona

erdigini belirtmiştir. Eosen tabanında bulunan Nummulitli marnların Üst Kretase üzerine açısız bir uyumsuzlukla yerleştigini, üst kesimlere doğru tüfit ve volkanik kumtaşları ile devam ettiğine ve nihayetinde tüm bu birimlerin Alt Neojen yaşlı andezit, bazaltlardan oluşan yaygın Uzunharman Formasyonu tarafından uyumsuz bir şekilde örtüldüğünü söylemiştir.

Bozkuş (1990), Olur-Kömürlü-Akşar arasında yaptığı çalışmada temel Permo Karbonifer yaşlı Kaban Magmatiklerinin oluşturduğunu, bu birimler üzerine transgresif karaktere sahip Liyas-Alt Malm sığ denizel Olurdere Formasyonu' nun geldiğini belirtir. Üzerlerine tabanda sığ üst kesimlere doğru derin denizel karbonatlardan meydana gelen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yeşilbağlar Formasyonu ile filiş karakterli Hotriviyen-Kampaniyen yaşlı Karmasör Formasyonu' nun uyumlu olarak yerleştigini ifade eder. Kumtaşı ve tüften meydana gelen Üst Kampaniyen-Alt Mastroşiyen yaşlı Boğazören Formasyonu ve pelajik karbonatlardan oluşan Alt Mastroşiyen yaşlı Akbayır Formasyonu' nun birbirleriyle uyumlu olduklarını söylemiştir. Alt-Orta Eosen yaşlı Dağdibi Formasyonu' nun daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak üstlediğini ve üzerlerine Üst Eosen yaşlı volkano-tortul özelliğe sahip Karataş Formasyonu' nun uyumlu olarak yerleştigini vurgulamıştır. Oligo-Miyosen döneminin karasal (göl, akarsu, bataklık) çökellerle temsil edildiğini ve daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak üstlediğini söylemiştir. Üst Miyosen'e ait volkanik malzeme Penek Formasyonu' nun diğer birimleri uyumsuz olarak örtüğünü belirtmiştir.

Yılmaz ve Yılmaz (1993), Olurdere, Yeşilbağlar, Karmasör, Karagüney Tepe, Akbayır Tepe ve Aşşığı Karacasu yörelerinde yapılan ölçülü stratigrafik kesit alma çalışmalarının yardımıyla Olur yöresinde bulunan Mesozoyik yaşlı istifini incelemişlerdir. İstifi oluşturan çökellerin yapı, doku özellikleri ve kaya türü değişimleri incelenerek Olur Formasyonu' nun sığ deniz, diğer birimlerin ise giderek derinleşen ortam koşullarında oluştuklarını ortaya koymuşlardır. Mevcut veriler Erken Liyas' ta açılan ve okyanus oluşturma evresine erişmeden kapanan bir rift havzasına işaret ettiğini ifade etmişlerdir.

Hakyemez ve Konak (1996), Doğu Pontidlerin doğusunda bulunan Eosen Havzaları' nın gelişimi stratigrafisi üzerine gerçekleştirdikleri çalışmalarında; Eosen istifinin Olur-Uzundere kuzey ve güneyinde farklı stratigrafik dizilim ve tektonik gelişim gösterdiğini söylemişlerdir.

Konak ve Hakyemez (1996), Artvin-Erzurum arasında yaptıkları çalışmalarında Jura Kretase yaşlı kayaları dört ana zona ayırmışlardır. Bu zonlar kuzeyden güneye doğru

Hopa-Borçka Zonu, Artvin Yusufeli Zonu, Olur-Tortum Zonu ve Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu' dur. Hopa-Borçka Zonu' nun güneyinde yer alan Artvin Yusufeli Zonu'nda da farklı stratigrafik özellikler gösteren altı farklı alt zon ayırt etmişlerdir. Bu zonlar kuzeydoğudan güneybatıya Öğdem, Zeytinlik, Madenler, Ardanuç, Üçsu ve Günyayla' dır. Öğdem ve Zeytinlik Zon'ları Hopa-Borçka Zonu üzerine olmak üzere bütün zonların güneybatıya bindirdiklerini belirlemişlerdir. Jura öncesi temele ait Harsdere Metamorfikleri' nin Mezozoik yaşlı birimler ile yaptığı dokanağı gözleyemediklerinden ve Demirkent Dayk Kompleksi olarak tanımladıkları tonalitlik, dasitik, diyabaz daykları tarafından kesildiğinden bahsetmişlerdir. Artvin-Yusufeli Zonu içerisinde gözlenen biri Dogger-Malm diğeri ise Albiyen-Senomaniyen ve Turoniyen arası dönem arasında oluştuğu düşünülen iki uyumsuzluğun varlığına dikkat çekmişlerdir.

Konak ve diğ. (2001), Oltu, Olur, Şenkaya, Tortum, Narman, Uzundere civarlarında ayrıntılı olarak çalıştıkları "Kuzeydoğu Pontidlerin Jeolojisi" isimli raporda Pontidler'den güneye doğru dört tektonik birim ayırt etmişlerdir. Kuzeyden güneye Hopa-Borçka Zonu, Artvin-Yusufeli Zonu, Olur-Tortum ve Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu olarak tanımlanan zonların, güneyde bulunan tersiyer yaşlı volkano-sedimanter havzanın kenarlarında düzensiz bir biçimde dilimlenerek ekaylı bir zon (Oltu Ekaylı Zonu) oluşturduklarını belirtmişlerdir.

Şen (2007), Pontidler'e ait kuzey zonun güney kısmında (Trabzon güneyi) bulunan Jura volkanitlerini incelemiştir. Volkanitlerin jeokimyasal özellikleri ve radyojenik içeriklerini göz önünde bulundurarak kayaçların yitimle ilişkili sıvılarca metasomatizmaya uğratılmış spinel ve lertzolitinin kısmi ergimesi sonucu oluştuğu ve yüzeye çıkmadan önce bir magma odasında fraksiyonel kristallenmeye uğradığını ortaya koymuştur.

Eyüboğlu ve diğ. (2010), Tersiyer magmatizmasının Geç Paleosen'de (57 My) Kop Dağı-Erzincan hattı boyunca adakitik karakterli olarak başladığı belirtilmiş, magmatizmanın zaman içinde kuzeye doğru göç ettiği ve 45 milyon yıl önce Torul-Bayburt-İspir hattı boyunca adakitik magmatizmanın son ürünlerini oluşturduğu ileri sürülmüştür.

Eyüboğlu ve diğ. (2011), tarafından yapılan incelemelerde Pulur ve Tokat metamorfik masiflerini kesen ultramafik ve mafik intrüzyonların Ar/Ar ve U/Pb yaşlandırma metodları kullanılarak yapılan analizler sonucu yaşları Geç Triyas (191±5 ile 212±5 My arasında) olarak belirlenmiş ve daha önce okyanusal kabuğa ait olduğu düşünülen bu kayaçların aslında yaklaşan plaka kenarlarında gelişen alüminyumca zengin

yitim ilişkili magmaların ürünleri olan Alaskan tip plutonlara benzedikleri iddia etmişlerdir.

Dokuz ve diğ. (2010), Türkiye' nin kuzeydoğusunda yer alan Yusufeli yöresinde bulunan granitoidleri incelemişlerdir. Yapılan jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar sonucu söz konusu kayaçların çarpışma öncesi ve çarpışma sonrası olmak üzere iki jeodinamik evrede oluştuklarını ortaya koymuşlardır.

Sipahi (2011), Zigana Dağı (Gümüşhane) civarındaki Geç Kretase yaşlı volkanik kayaçlarda yaptığı çalışmada, kayaçların bimodal karakterde olduğunu, volkanik yay ortamlarında geliştiğini; yoğun hidrotermal alterasyona ve çok az yüzeysel ayrışmaya maruz kaldığını belirtmiştir. Bu hidrotermal ayrışmanın serisitleşme/illitleşme, kloritleşme ve silisleşme şeklinde geliştiğini ve bu ayrışmaya sebebiyet veren sıvıların Cu, Pb, Zn gibi metalleri arttırmadığını, aslında bu sıvıların söz konusu metallerce fakir olduğunu ve aynı zamanda bunların değişik hidrotermal şartlar altında geliştiğini ortaya koymuştur.

Karlı ve diğ. (2014), yaptıkları çalışmada Sakarya Zonu doğusunda bulunan Geç Triyas yaşlı lamprofirik intrüzyonların Geç Karbonifer yaşlı granitoidler içerisinde yaygın olarak dağıldıklarını, ince taneli doku ve mineralojik olarak üniform şekilde bulduklarını belirtmiş, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblend yaşını 216.01 ± 10.64 my olarak elde etmişlerdir. Söz konusu çalışmada lamprofirlerin jeokimyasal özellikleri ve Rb-Sr-Pb izotopik oranlarından hareketle, bu kayaçların yitim ilişkili solüsyonlarca zenginleştirilmiş bir manto kaynağından itibaren oluşan bir magmanın ürünleri oldukları ileri sürülmüştür.

Karlı ve diğ. (2016), yaptıkları çalışma kapsamında Gümüşhane Batoliti içerisine yerleşmiş Geç Karbonifer yaşlı Çamlık ve Casurluk plutonlarının tüm kayaç jeokimyası, Sr-Nd radyojenik izotop oranları, yerinde zirkonyum Lu-Hf izotop oranları ve U-Pb jeokronolojisi açısından değerlendirmişlerdir. Monzonit, monzodiyorit, monzogabro, gabro, gabroyik dorit, dorit bileşiminde kayaçlardan oluşan bu kütlelerin Paleotetis Okyanusu'nun Gondwana'nın altında doğru güney yönlü bir yitimle dalması sonucu oluştuklarını ileri sürmüşlerdir.

Karlı ve diğ. (2017), yaptıkları çalışmalarında Erken Jura yaşlı Gökçedere Plütönunu tüm kayaç jeokimyası, U-Pb jeokronolojisi, Sr-Nd radyojenik izotop oranları, zirkonyum Lu-Hd izotop oranları açısından değerlendirmişlerdir. Gabro ve gabroyik diyorit bileşimine sahip olduğu saptanan kayaçların Erken Jura'da gerçekleşen Paleotetis'in kapanması sırasında okyanusal kabuğun geri çekilmesinin bir sonucu olarak oluştuklarını ortaya koymuşlardır.

Dokuz ve diğ. (2017a), Demirözü (Bayburt) İlçesi kuzeyinde yer alan asidik bileşime sahip volkanik kayaların püskürme yaşını U-Pb zirkon yöntemi ile 332.8 my olarak belirlemişlerdir. Cebre Riyoliti olarak adlandırılan bu birim Sakarya Zonu'nun Tokat ili doğusunda kalan kesiminde yer alan Variskan temel içerisinde şu ana kadar tespit edilen tek volkanik kütle olma özelliği taşımaktadır. Birim aynı zamanda yüksek dereceli bölgesel metamorfizmin metamorfizma yaşı (>333 my) ile eş yaşlı fakat 325-303 my yaşlı I-tipi granitlerin yerleşimi öncesindeki bir magmatik faaliyete işaret etmektedir. Bu kayalar S-tipi granitlere benzer güçlü peralümin bir karakter göstermektedir. Jeokimyasal özellikleri ve alt kıtasal kabukla benzerlik gösteren Sr-Nd-Pb izotop oranları nedeniyle, ağırlıklı olarak şeyllerin kısmi ergimesi sonucu oluştuğu sonucuna varılmıştır. Tektonik özellikleri bakımından ise yay-kıta çarpışması ile ilişkilendirilen Cebre Riyoliti'nin, Devoniyen'de Lavrazya'nın güney kenarından ayrılan kıtasal dilimin Karbonifer'de Gondwana kıtasının kuzey kenarı ile çarpışması sonucu oluştuğu ileri sürülmüştür.

Dokuz ve diğ. (2017b), Alucra, Gümüşhane ve Olur yörelerinde yürütülen arazi çalışmaları sonucu Geç Jura volkanizmasının varlığını ortaya koymuşlardır. Bazik karaktere sahip olan 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 olarak bazik karakterli olmaları nedeniyle, birçok yerde Erken Jura olarak yorumlandıklarından bahsedilmektedir. Geç Jura volkanizması, Nb'ca zengin bazik karakterli olması ile yay karakterli Erken Jura volkanizmasından ayrılmaktadır. Ayrıca, okyanus adası bazaltı ve kıtasal rift bazaltı gibi yitim zonundan uzakta meydana gelen kıta-içi bazaltları ile benzer jeokimyasal ve izotopik özellikler göstermesi ile de yitim ilişkili Erken Jura volkanizmasından ayrılmaktadırlar. 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 ilişkilendirilmektedir.

1.4. Bölgesel Jeoloji

Ketin (1966), yaptığı çalışmada Türkiye'yi orojenik gelişimlerini esas alarak dört tektonik birliğe ayırmıştır. Bu tektonik birlikler kuzeyden güneye Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları olarak adlandırılmışlardır. Çalışma alanı bu birliklerden

Pontidler olarak adlandırılan tektonik birliğin en doğusunda ve güney kesimlerinde yer almaktadır. Şu ana kadar, çalışma alanını da kapsayacak şekilde bölgede yapılan en kapsamlı çalışmalar Konak ve diğ. (2001) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu nedenle bu rapor esas alınarak inceleme alanını da içine alan bölgenin jeolojisi aşağıda özetlenmektedir.

Yazarlar, Geç Paleosen'e kadar süreklilik gösteren, genelde Jura-Kretase yaşlı istifleri kuzeyden güneye doğru, Hopa-Borçka, Artvin-Yusufeli, Olur-Tortum, Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu olarak dörde ayırmışlardır. Kuzeyde yer alan Hopa-Borçka Zonu, Öğdem kuzeyi-Artvin-Ortaköy hattının kuzey kesiminde yayılım gösterdiğini ve tip kesitinin Hopa-Borçka yolu boyunca gözlemlendiğini belirtmişlerdir. Yazarlara göre birimin alt kesimlerini Santoniyen-Kampaniyen yaşlı andezitik, dasitik lav ve piroklastikler oluşturken, üst kesimlere doğru Üst Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen yaşlı türbiditik çökeller, Alt-Orta Mastirisiyen' de kalsitürbidit arakatkılı killi kireçtaşları, Orta Maastrichtiyen-Paleosen'de çamurtaşları ve biyokmikritler ile temsil edilir. Bu istif ağırlıklı olarak ortaç ve asidik bileşimli volkanit ve volkano-klastiklerin meydana getirdiği Eosen kayaları tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Yazarlara göre Hopa-Borçka Zonu' nun güneyinde kalan Artvin-Yusufeli Zonu, birbirleriyle tektonik ilişkili, az çok farklı litostratigrafiye sahip altı farklı birliği kapsamaktadır. Bu birlikler Öğdem, Zeytinlik, Madenler, Ardanuç, Üçsu ve Günyayla olarak sıralanabilir ve bu birimlerin içerisinde Jura öncesi temele ait iki farklı kaya birimi tektonik dilimler biçiminde yer alırlar. Bu kayalardan muhtemel yaşı Prekambriyen-Alt Paleozoyik olduğu düşünülen gnays ve mikaşistler Hasdere Metamorfileri olarak adlandırmışlardır. Dokuz (2000) ve Ustaömer ve diğ. (2013) tarafından Karadağ Metamorfileri olarak da adlandırılan birimin Erken Karbonifer yaşlı oldukları ve Pulur Metamorfik Kompleksi'nin (Topuz ve diğ., 2004, 2005) kuzeydoğuya doğru uzanan eşlenikleri oldukları ortaya konmuştur. Metamorfilerin gabro, diyabaz ve yan kayaçları teşkil eden diyabazik, tonalitik, aplitik ve granitik bileşimli çeşitli dayk ve damarlar tarafından kesilmesi sonucu oluşan magmatik kompleks ise Demirkent Dayk Karmaşığı olarak adlandırılmıştır. Dokuz ve diğ. (2006, 2010) bu karmaşık içindeki mafik ve asidik kayaların Erken Jura'da yitim ilişkili ekstansiyonel bir ortamında oluştuklarını ileri sürmüşlerdir. Benzer öngörüler Eyüboğlu ve diğ. (2016) ve Karslı ve diğ. (2017) tarafından da ileri sürülmüştür.

Birbirleri üzerine güneybatıdan kuzeydoğuya doğru itilmiş olarak bulunan birimlerden Öğdem Birliği' nin en alt seviyesini, yaşı Dogger olduğu düşünülen bazik-ortaç bileşimli lav ve piroklastlar oluşturur. Bu birimler üzerine delta yelpazesi karakterli kırmızı konglomeralardan oluşan çökeller gelir. Dokuz ve diğ. (2010, 2017) Geç Jura yaşlı granitoidler ve çökellerin Paleotetis'in kuzey yönlü bir yitimle Orta Jura'da kapanması sonucu meydana gelen bir dinamikle ilişkili olduklarını öngörmektedirler.

Konak ve diğ. (2001)'e göre daha güneyde yer alan Zeytinlik Birliğinin temeli Alt-Orta Karbonifer yaşlı granitoidlerden meydana gelmektedir. Bu temel üzerine tartışmalı bir uyumsuzlukla birlikte Liyas-Dogger yaşlı, alt kesimi kırıntılı kayalar, üst kesimi ise bazalt bileşimli spilitik volkanitlerden oluşan bir birim gelmektedir. Bu kayaçları, üst kesimleri Malm yaşlı resifal kireçtaşları daha üst kesimlerde andezitik lav ve piroklastlara geçen karasal çökeller örtmektedirler. Turoniyen ile başlayan Geç Kretase yaşlı volkano-sedimanter istif alttaki birimleri uyumsuzlukla örtmektedir.

Zeytinlik Birliği üzerine güneydoğudan bindirme ile gelen Madenler Birliği' nin en alt kesimlerini Dogger yaşlı bazik-ortaç kayaçlı volkanitler ve kırıntılı kayaçlar oluşturur. Bunların üzerine alt düzeylerinde Malm yaşlı resif mercceklerini, üst kesiminde ise Valanjien yaşlı kireçtaşlarını bulunduran kırmızı renkli yelpaze deltası çakıltaşları ve kumtaşları uyumsuz olarak gelmektedir. Bu kayaçların da üzerine uyumsuz olarak oturan yarı pelajik kireçtaşları ve çamurtaşı ara düzeyleri içeren Geç Kretase yaşlı volkano-sedimanter istifi, Geç Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen'de transgresif olarak oluşmuş sığ denizel kireç taşları tarafından örtülür.

Maden Birliği' ne benzeyen bazı litostratigrafik farklılıklar göstermesiyle ayrılan Ardanuç Birliği' ise Geç Kampaniyen-Geç Paleosen istifini, uyumsuz Alt Eosen'in sığ denizel çökelleri örtmektedir.

Kuzeyde yer alan Ardanuç Birliği ile güneyinde bulunan Günyayla ve Olur Birlikleri arasında kalan Üçsu Birliğinin en alt düzeyini muhtemel yaşı Dogger olduğu düşünülen bazik-ortaç karakterli volkanitler oluşturur. Üstüne uyumsuz olarak yerleşmiş olan Geç Jura yaşlı platform karbonatları yanal yönde sığ denizel kırıntılılara geçiş gösterir. Daha üst kesimlerde ise keskin bir dokanakla yerleşmiş Geç Kretase yaşlı andezitik bazaltik volkanitler, bunların da üzerinde kumtaşı-marn-killi kireçtaşı ardalanmasından oluşan merceksel ara düzeyler bulunur.

Artvin Yusufeli Zonu' nun en güneyinde yer alan Günyayla Birliği'nin en alt kesimini muhtemel Orta Jura yaşlı bazaltik volkanitler ve bunlarla girift kırıntılı kayaçlar

meydana getirir. Üstünde uyumsuz olarak yerleşen Malm-Alt Kretase istifini altta karasal kırıntılılarla başlar ve yukarıya doğru resif mercekli sığ denizel kırıntılılarla devam eder. Altında kalan bütün kayaçları uyumsuz olarak örten Üst Kretase kayalarını Turoniyen’de resifal kireçtaşı mercekli sığ denizel kırıntılılar, Koniasiyen’de yarı pelajik kireçtaşları, Üst Santoniyen’de lav ve tuf ara katkılı kumtaşı-kiltaşı-marn ardalanması ve daha üstünde tuf ve epiklastik ara katmanlı killi kireç taşı ve marnlar oluşturur.

Kuzeyde Artvin-Yusufeli Zonu ile güneyde Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu arasında bulunan Olur-Tortum Zonu birbirleriyle tektonik ilişkili üç birlikten meydana gelir. Kuzeybatıdan güneydoğuya doğru Olur, Aksu ve Çardaklı olarak sıralanan bu birlikler Oltu-Balkaya Tersiyer havzasının kuzeyi boyunca düzensiz bir şekilde dilimlenirler ve Oltu Ekaylı Zonu’nu oluştururlar. Bu zon boyunca tektonik dilimler halinde Jura öncesi temele ait iki farklı kaya birimi yer alır. Bu birimlerden düşük dereceli metamorfik şistler içeren birim “Kışla Metamorfikleri” olarak, metagabro ve metabazitlerden meydana gelen ve diyoritik, tonalitik, dasitik, aplitik, pegmatitik, granitik ve diyabazik dayk ve damarlarca sık sık kesilen magmatik kompleks ise “Güvendik Dayk Karmaşığı” olarak adlandırılmıştır (Konak ve diğ., 2001).

Olur-Tortum Zonu’nun en kuzeyinde yer alan Olur Birliği en altta olasılıkla Dogger yaşlı, girift bazik-ortaç-asidik karaktere sahip volkanitlerle başlar. Volkanitlerin üzerine keskin bir dokanakla gelen Oksfordiyen-Berriyasiyen yaşlı deltaik ve türbiditik kırıntılılar, Berriyasiyen-Apsiyen’de yarı pelajik çörtlü karbonatlara, Apsiyen-Santoniyen’de kumtaşı-silttaşı-marn ardalanmasına geçer. Bu birimler üstten yanal yönde kamalanan ortaç karakterli volkanitlerce örtülür. Santoniyen-Maastrichtiyen marn ve killi kireçtaşlarıyla devam eden istif Alt Paleosen’de neritik kireçtaşlarıyla, Üst Paleosen’ de ise türbiditik kumtaşı, kireçtaşı ara katmanlı marn ve silttaşlarıyla temsil edilmektedir. Bu birimler Üst İpresiyen’ de karasal/sığ denizel kırıntılılarla uyumsuzluk olarak örtülür.

Daha güneyde bulunan Aksu birliğinin gözlemlenebilir en alt kısmını meydana getiren Geç Jura yaşlı türbiditler ve üzerlerinde geçişli olarak yer alan Erken Kretase yaşlı yarı pelajik kireçtaşları Olur Birliği ile benzer bir istife yapısına sahiptir. Farklılık gösteren Üst Kretase istifinin alt kesimini siltli-kumlu-çakıllı kireçtaşı, silttaşı ve kumtaşı ardalanması oluştururken, üst kesimini bazik volkanitler temsil etmektedir. En güneyde bulunan Çardaklı Birliğinin alt kesimi muhtemel Orta Jura yaşlı bazik lav ve volkano-klastiklerden oluşur. Bu kayaçların üzerine keskin bir dokanakla Geç Jura-Erken Kretase yaşlı sığ denizel karbonatlar, türbiditik çökellerle yanal yönde girift ve düşey yönde

geçişlilik gösterir. Söz konusu istifle doğrudan ilişkisi olduğuna dair gözlemlenebilir veri bulunmayan ve alt kesimlerde kireçtaşı mercekli flişler, üst kesimlerde ise neritik kireçtaşlarıyla temsil edilen Üst Kretase çökelleri Çardaklı Birliği'nin en üst kesimini oluşturur. Tüm bu birlikleri Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı dasitik sokulumlar kesmektedirler.

Bölgenin en güneyinde var olan Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu tipik yığışım karmaşığı özellikleri gösterir. Kırdag-Karadağ Birliği olarak nitelendirilen bu zon boyunca gabro, mikrogabro, diyabaz, peridotit, ofiyolitik melanj, glokofanlı yeşil şist, dinamo metamorfik/ankimetamorfik çökeller ve granitik kayalar tektonik olarak ekaylanmışlardır. Kampaniyen öncesinde tektonik olarak ilk kez biçimlenen bu zonda yer alan gabrolar üzerinde uyumsuz olarak bulunan karasal/sığ denizel çökellerle başlayan birim, üst kesimlere doğru Kampaniyen yaşlı olistolitli türbiditik çökellerle devam eder ve ofiyolitik kayalar tarafından tektonik olarak üzerlenir.

Konak ve diğ. (2001), Kaban (Olur) Uzundere bölgesinin kuzeyi ve güneyinde iki farklı Eosen istifi tespit etmişlerdir. Alt Eosen yaşlı, altta karasal ve sığ denizel kırıntılar üstte ise volkanik ara katkılı delta ve denizaltı yelpazesi çökellerinden oluşan Kuzey Eosen istifi Olur Birliği üzerine açısız bir uyumsuzlukla gelmiştir. Güney Eosen istifi, Kuzey Eosen istifinden tamamen farklı olarak, kaba taneli denizaltı yelpazesi/yelpaze deltası karaktere sahip çökellerden oluşur. Kırdag-Karadağ Birliği kapsamındaki kayalarla tektonik ilişkili Üst Paleosen-Alt Eosen istifini, Bartoniye-Priyaboniye yaşlı volkanik ara katkılı sığ denizel kırıntılı kayalar açısız bir uyumsuzlukla örter. Daha üst bölgelerde bulunan Oligosen-Orta Miyosen yaşlı gösel ve fluyyal çökeller volkanik ara katkılar, kömür ve jips içermektedir (Şekil 1.3).

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Giriş

Erzurum ili Olur ilçesi sınırları içerisinde yüzeyleme veren Jura yaşlı Coşkunlar Dasiti'nin mineralojik petrografik ve jeokimyasal karakteristiklerinin araştırılması için Kaban Köyü civarında Coşkunlar Dasiti ve Paleozoyik yaşlı düşük-orta dereceli metamorfite içerisindeki dasitik dayklar ve tronjemitik dayk ve stoklarda örnekleme yapılmıştır. Bu kapsamda tezi tamamlamak için yapılan tüm çalışmaları, saha, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere 3 ana başlık altında toplamak mümkündür.

2.2. Saha Çalışmaları

Çalışmaların ilk aşaması olan saha çalışmaları öncelikle çalışma alanı içerisinde yer alan birimlerin tanınması, sınır ilişkilerinin ortaya konması, yapısal ve tektonik öğelerin belirlenmesine yönelik olarak gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar kapsamında MTA Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanan (Konak, N., Hakyemez, Y.H., 2008.) Türkiye'nin 1/100.000 ölçekli Kars G48 adlı harita ve ilgili rapordan faydalanılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında öncelikle bölgede yüzeyleyen kaya-birimlerinin türleri kaba hatlarıyla tespit edilmiştir. Daha sonra bu birimlerin birbirleri ile olan dokanak ilişkileri ortaya konmaya çalışılmıştır.

Çalışmaların devamında Coşkunlar Dasiti ve Karbonifer yaşlı metamorfite içerisindeki dasitik ve tronjemitik dayk ve stoklardan çok sayıda örnek alınmış, örnekler gereken şekilde not edilmiş daha sonraki aşamalar için hazır hale getirilmiştir. Çalışma sırasında alınan örneklerin çalışma kapsamında yapılacak olan analizlere uygun özellik taşımalarına azami dikkat gösterilmiştir.

2.3. Laboratuvar Çalışmaları

2.3.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması

Çalışma alanından elde edilen el örneklerinin mineralojik ve petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla ince kesitler hazırlanmıştır. Kayaçlardan alınan el örnekleri laboratuvarda 0.5x2x4 cm boyutlu plakacıklar halinde kesilmiş ve yüzey pürüzlülükleri giderildikten sonra 1 mm kalınlığında ve 2.5x5 cm boyutundaki cam

plakalar üzerine kanada balzamu aracılığıyla yapıştırılmıştır. Dereceli aşındırıcılar yardımıyla 0.025 mm kalınlığa kadar inceltelen kesitler petrografik incelemeler için hazır hale getirilmiştir. Kesitler Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit hazırlama laboratuvarında yapılmıştır.

2.3.2. Mikroskop Çalışmaları

İnce kesitleri hazırlanan örnekler Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü araştırma mikroskobu laboratuvarında bulunan Leica DFC450 marka polarizan mikroskop aracılığıyla incelenmiştir. Petrografik incelemeler sonucunda jeokimyasal analize uygun olan örnekler belirlenmiştir. Kayaçları oluşturan minerallerin birbirleriyle olan dokusal ilişkileri, optik özellikleri gözlemlenerek mikroskoba bağlı olan fotoğraf makinesi ile tek ve çift nikollerde fotoğrafları çekilmiştir.

2.3.3. Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanmaları

Örneklerin kimyasal analize uygun hale getirilme işlemleri Gümüşhane Üniversitesi Merkezi Araştırma Laboratuvar'ında gerçekleştirilmiştir. Petrografik incelemeler sonucunda analize uygun olduğu saptanan 22 adet örnek çekiç vasıtasıyla daha küçük boyutlara getirilmiştir. Daha sonra örnekler Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Laboratuvar'ına ait çeneli kırıcı yardımıyla mm boyutuna kadar küçültülmüştür. Daha sonra Gümüşhane Üniversitesi Merkezi Araştırma Laboratuvar'ında bulunan tungsten karpit alaşımli halkalı öğütücü kullanılarak toz haline getirilmiştir. Bu çalışmalar yapılırken örneklerin kirlilikten minimum seviyede etkilenmeleri için azami dikkat gösterilmiştir. Halkalı öğütücüde toz haline dönüştürülen numuneler 10-15 gr'lık paketler halinde analiz yapılacak olan laboratuvara gönderilmiştir.

2.3.4. Kimyasal Analizler

Çalışma alanında bulunan kayaçlardan alınan 22 örneğin ana iz ve nadir toprak elemen analizleri yaptırılmıştır. Bu analizler ACME Analytical Laboratories Ltd, Vancouver /Kanada' da yapılmış olup, ana oksit 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.

2.3.5. Magmatik Zirkonların U-Pb Jeokronolojik Analizleri (Nu HR ICPMS)

Zirkon kristalleri parçalama ve ezme gibi yaygın metodlarla örnekler içerisinde çıkarılır ve willfrey masası, ağır çözeltiler, franz manyetik ayırıcı yardımı ile ayrıştırma yapılır. Örnekler zirkon son ağır mineral fraksiyonu içerisinde kalana kadar çeşitli işlemlere tabii tutulurlar. Ayrılan bu taneler (genellikle 50-100 adet) mikroskop yardımıyla diğer taneler arasından seçilir daha sonra 1 inçlik epoksi yardımı ile Sri Lanka Standart zirkonu ile kesite alınır. Oluşan bu taneler 20 mikron boyutuna kadar ufalanır ve parlatılıp temizlenerek izotop analizine uygun hale getirilirler.

Zirkonların U-Pb jeokronolojisi Laser Ablation Multi Collector Inductively Coupled Plasma Mass (LA-MC-ICPMS) yardımıyla Arizona LaserChron Center' da yapılmıştır (Gehrels ve Diğ., 2008). Bu analizler 30 mikron çaplı nokta diyametresi kullanılarak foton makinesi Analize G2 Eximer Laser (yada, Mayıs 2011' den önce, a New Wave UP193HE Eximer Laser) kullanılarak ablasyonları yapılır. Able edilen materyaller yeterli kalınlığa sahip uçuş tüpleri bulunduran Nu HR ICPMS' in plazma kaynağına helyum içerisinde taşınır ve U, Pb, Th izotopları anlık olarak ölçülür. Tüm ölçümler Hg ve Pb için ayrık dinot iyon sayıcısı ve ^{238}U , ^{232}Th , ^{208}Pb - ^{206}Pb 3×10^{11} ohm dirençli Faraday Dedektörleri kullanılarak statik modda yapılır. İyonlar ppm' de yaklaşık 0.8 mv sonuç verir. Her bir analiz lazer açıkken ve kapalıyken 15 saniyelik periyotlarla elde edilen piklerin toplanması ve önceki örneğin düzenlenmesi ve bir sonraki analize hazırlanılması için 30 saniyelik gecikme aşaması içerir. Ablasyon yuvası 15 mikron derinliğe sahiptir.

Her bir analizde ^{206}Pb - ^{238}U ve ^{206}Pb - ^{204}Pb analizlerinde meydana gelen hatalar ^{206}Pb - ^{238}U yaş sonuçlarında %1-2' lik hata payına sebebiyet verir. Ayrıca ^{206}Pb - ^{207}Pb ve ^{204}Pb - ^{206}Pb hesaplamalarındaki hatalar 1 Ga taneler için yaş tayinlerinde %1-2' lik bir hata payına sebep olur fakat ^{207}Pb sinyallerinin düşük yoğunluğundan dolayı genç taneler için hata aralığı daha geniştir. Birçok analiz için, daha kesin yaş sonuçlarının alınmasına sebebiyet veren çapraz geçiş yaklaşık 1 Ga' da gerçekleşir.

Oranı 4.35 olan doğal $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ değerlerine göre ablasyonu yapılan ve çıkarılan ^{204}Hg izotopu ile ^{204}Pb izotopunun birbiriyle karıştırılması, ^{204}Pb izotopunun ^{202}Hg izotpu olarak sayılmasına sebep olmaktadır. Bu Hg düzeltmesi bizim Hg taban değerimizin oldukça küçük olmasından dolayı (genellik kütle 204 iken yaklaşık 150 cps) çoğu analiz için önemli değildir.

Yaygın Pb düzeltmesi ise Hg-düzeltilmiş ^{204}Pb ve Stacey ve Kramer tarafından bulunan başlangıç bir Pb bileşimi varsayılarak yapılır. $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ için 1.5 olan $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

içinse 0.3 olan belirsizlikler modern kristal kayaçlardaki Pb izotopik değişimi baz alınarak bu bileşimsel değerlere uygulanırlar.

Pb/U elementleri arası fraksiyonlanma genellikle yaklaşık %5 civarındadır, oysaki Pb izotopu için görülen fraksiyonlanma genellikle <%2' dir. Bilinen yaşları $563 \pm 3,2$ Ma (2 sigma hatası) olan büyük zirkon kristallerinin parçalarında (genellikle her elli ölçümde) yapılan analizler bu fraksiyonlanmayı doğrulamak için kullanılmışlardır. Kalibrasyon düzeltmelerinden kaynaklanan belirsizlikler $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ve $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşlarının her ikisi içinde %1-2 (2 sigma) arasındadır. U ve Th konsantrasyonları yaklaşık 518 ppm U ve 68 ppm Th içeren Sri Lanka zirkonlarına göre yapılmaktadır.

Belirlenen yaşlar izoplot içerisinde bulunan şablonlar kullanılarak Pb*/U konkordia ve ağırlıklı ortalama diyagramları üzerinde gösterilmiştir (Ludwig, 2008). Ağırlıklı diyagramları ağırlıklı ortalamayı (içsel belirsizliklerin karesine göre ağırlıklı ortalama alınarak) gösterir, ağırlıklı ortalamadaki belirsizlik, kullanılan yaşlarla uyumlu belirsizlik, yaşlardaki son belirsizlik (ağırlıklı ortalamanın karesinin ve dışsal belirsizliklerin eklenmesi ile belirlenen) ve veri setinin MSWD' si olarak sıralanabilir.

2.3.6. 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 örnekler Katot uçları (Cathodian beads) üzerinde yer alan 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 üretilebilirlik oranı %0.3'ün içerisinde ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sırası ile ± 0.000025 ve ± 0.00003 arasındadır. NBS 987 standartı üzerinde yapılan analizler 0.710226 (11), 0.710219 (13), 0.710219 (10) ve 0.710260 (11) değerlerini üretmiştir. Örneklerin Pb izotop oranları üçlü Katot uçlarından ortada yer alan kullanılarak belirlenmiştir. Örnekler %5'lik HNO_3 kullanılarak silika jel ve fosforik asit karışımından elde edilen matriks içerisine yüklenmiştir. Yaklaşık $2\mu\text{L}$ 'lik silika jel filament üzerine yerleştirilmiş ve $1\mu\text{L}$ 'lik fosforik asit ilave edilmiştir. 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 ise %0.2 civarındadır. Sr, Nd ve Pb izotopik analizlerinin detaylı analitik prosedürleri Ramos (1992)'de verilmiştir.

2.4. Büro Çalışmaları

Tezin hazırlanması amacıyla yapılan arazi ve laboratuvar verilerinin değerlendirilmesi için büro çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmaları literatür taraması, inceleme alanına ait 1/100.000 ölçekli haritaların çizimi, çeşitli şekil ve tabloların hazırlanması ve bunların çalışmanın amacı doğrultusunda yorumlanması olarak sıralamak mümkündür. Ayrıca elde edilen verilerin Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nün yazım kuralları göz önünde bulundurularak yüksek lisans tezi haline getirilmiştir. Harita ve şekillerin çizilmesinde Corel Draw 16.0 programı, grafiklerin çizimlerinde ise Grapher 5 programından faydalanılmıştır.



3. BULGULAR

3.1. Stratigrafi ve Petrografi

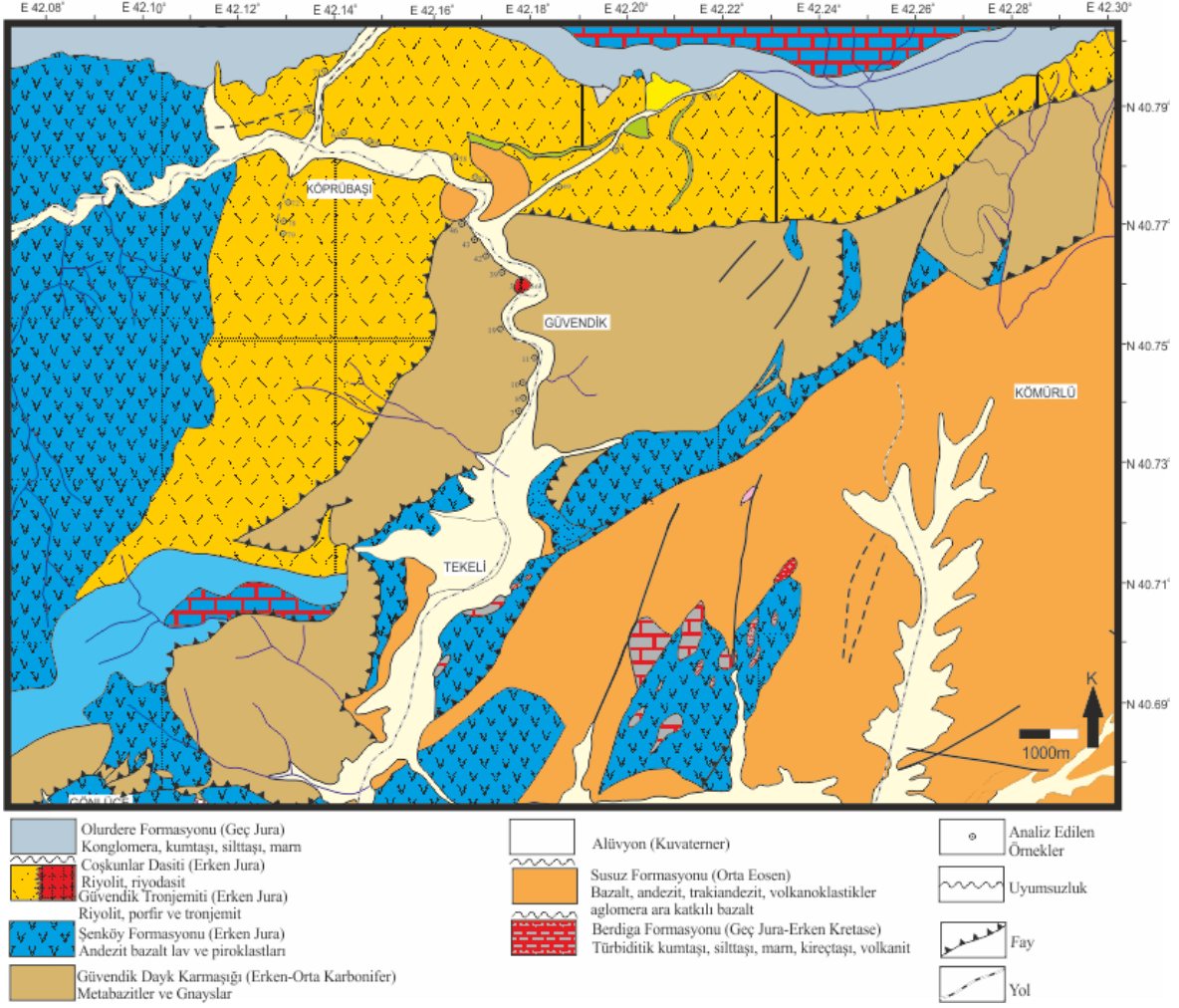
Çalışma alanı Sakarya Zonu'nun en doğusunda ve güneyinde yer alan Olur (Erzurum) ilçesi sınırları içerisinde yer almaktadır. İnceleme alanında yer alan birimler stratigrafiye uygun olarak yaşlıdan gence doğru aşağıdaki şekilde sıralanmaktadır.

7. Alüvyon, Yamaç molozu (Kuvaterner)
6. Susuz Formasyonu (Tersiyer)
5. Olurdere Formasyonu (Geç Jura)
4. Coşkunlar Dasiti (Erken Jura)
3. Güvendik Tronjemiti (Erken Jura)
2. Şenköy Formasyonu (Erken Jura)
1. Güvendik Metamorfitleri (Erken Karbonifer)

Bu çalışma kapsamında Erken Jura yaşlı Coşkunlar Dasiti ve Paleozoyik yaşlı metamorfitler içerisinde dayklar ve stoklar şeklinde yüzeyleyen eşlenikleri "Güvendik Tronjemiti" adı altında ele alınmaktadır. Diğer birimlere ise stratigrafi kapsamında kısaca yer verilmektedir (Şekil 3.1, 3.2).

MESOZOYİK		SENEZOYİK					ÜST SİSTEM	ÜST SİSTEM						
PERMOKARBONİFER	JURASİYEN	KRETASE			TERSİYER		KUVARTER							
		ÜST MALM ALT KRETASE	ALT KRETASE	EOSEN	OLİGOSEN	PLİYOSEN	PLİYO-KUVARTER	SERİ						
GÜVENDİK	LİVAS-ALTMALM	TİTONİYEN-BERİYASİYEN	HATRIYİYEN-KAMPANYEN	SUSUZ	DELİKTAŞI	ÜST VOLKÖSEN	FAVŞAN TEPE	ERDAVUT	KAT	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
									Şenköy	BEYDİĞA	SUSUZ	İĞDELİ		
												80		Talus, alüvyon
												650		Bazalt. Koyu gri-siyahımsı gri-yeşil renkli, akıntı katmanlı
												234		Marm-kiltaşı, jips arakatlı
												250		Bazalt. Koyu siyahımsı, yeşil renkli, sütunsal eklemli
												50		Çakıltası-kumtaşı-silttaşı
														Bazalt, andezit, trakiandezit, volkanoklastikleraglomera ara katlı bazalt
														Türbiditik kumtaşı, silttaşı, marm, kireçtaşı, volkanit
												658		Konglomera, kumtaşı, silttaşı, marm
												588		Dasit, riyodasit Dasit porfir ve tronjemit Andezit bazalt lav ve piroklastları
														Metabazitler ve Gnayslar Güvendik tronjemiti (Erken Jura)

Şekil 3.1. Erzurum yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Bozkuş, 1992)



Şekil 3.2. Olur-Tekeli-Güvendik Civarının Jeolojik Haritası

3.1.1. Güvendik Metamorfizmaları

Birim inceleme alanında KD-GB doğrultusu boyunca yüzeyleme vermektedir. Güvendik Metamorfizmaları ilk kez Yılmaz (1985) tarafından Köprübaşı Dasitleri olarak adlandırılmıştır. Daha önceleri ise Yüksel (1972) ve Yılmaz (1985) Köprübaşı Dasiti olarak adlandırmışlar, birimin içerisinde Paleozoyik yaşlı metamorfiklerin var olduğunu keşfetmişlerdir. Yılmaz (1985) bu metamorfikleri Kaban Formasyonu olarak adlandırmıştır. Bu birim çalışma alanının en yaşlı birimini oluşturmaktadır. KD doğrultusunda yaklaşık 25 km boyunca uzanan birim ortalama 3-4 km genişliğindeki bir alanda yüzeyleme vermektedir. Birimin yüzeyletiği alanları kuzeydoğudan güneybatıya doğru Beykaynak Köyü, Eskigüney Tepe, Kaban Köyü güneyi, Kaledibi Köyü, Günlüce Köyü kuzeyi olarak sıralanabilir.

Güvendik Metamorfitleeri başlıca gnays, amfibollü gnays ve bunları kesen metabazik, metagranitik ve metagranodiyoritik kütlelerden meydana gelmektedir. Birimin rengi arazide kül rengi ile sarımsı kahverengi bir ton arasında değişim göstermektedir. Güvendik metamorfitleeri'ne ait kayalarda gözlenen ayrışmalar, kloritleşme, serizitleşme, uralitleşme, hidro granatlaşma şeklinde özetlenebilir. Şistozite yönleri deformasyona bağlı olarak değişmektedir.

Güvendik Metamorfitleeri'nin yaşı ile ilgili henüz bir jeokronolojik yaş verisi bulunmamaktadır. Bu nedenle birimin yaşı diğer birimlerle olan dokanak ilişkileri ve Sakarya Zonu'ndaki benzer litolojik içeriğe sahip birimler ile karşılaştırılarak yorumlanabilir. Güvendik Metamorfitleeri'ni keserek yerleşen ve dinamik metamorfizma belirtileri gösteren granodiyoritik ve pegmatitik damar kayalarının metamorfizma göstermeyen dasitik tonalitik dayklar tarafından kesildiği görülür. Bu olay asidik sokulumların yerleşmesinden önce gerçekleşen bir deformasyonu işaret eder. Bölgede bulunan Jura-Kretase yaşlı istiflerin bu deformasyon fazını göstermemesi, Güvendik Metamorfitleeri'ni temsil eden bu kayaların Jura öncesi yaşlı olduklarına işaret eder. Ayrıca Geç Jura yaşlı Olurdere Formasyonu içerisinde yer alan kırıntılı kayalarda yer alan çakıl taşı düzeylerinin büyük bölümünün Güvendik Dayk Karmaşığı kaynaklı olması, söz konusu kayaların Geç Jura öncesinde oluştuklarını gösterir.

Gnays, metagranit ve metagabrolardan oluşan Güvendik Metamorfitleeri'ni Doğu Pontidler'in güneyinde yüzeyleme veren diğer metamorfik fasiyeslerle denestirmek mümkündür. Güvendik Metamorfitleeri, Demirözü (Bayburt) ve Gümüşhane yörelerinde yüzeyleyen Pulur ve Kurtoğlu metamorfitleeri (Topuz ve diğ., 2004, 2005, 2007; Dokuz vd., 2011, 2015), Yusufeli (Artvin) yöresinde yüzeyleyen Karadağ Metamorfitleeri (Dokuz, 2004; Ustaömer ve diğ., 2013) ile denestirilebilirler. Pulur ve Kurtoğlu Metamorfitleeri Güvendik Metamorfitleeri'nin daha güneybatıda yer alan devamı olarak, Karadağ Metamorfitleeri ise daha doğudaki devamı olarak kabul edilebilir.

Pulur, Kurtoğlu ve Karadağ Metamorfitleeri söz konusu birimle litolojik benzerlikler göstermektedir. Pulur, Kurtoğlu ve Karadağ Metamorfitleeri; yeşil şist, amfibolit ve yer yer de granülit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metasediment ve metabazitlerden oluşur. Pulur ve Kurtoğlu Metamorfitleeri'nin pik metamorfizma yaşı Erken Karbonifer (332 My) olarak bulunmuştur (Topuz vd., 2005, 2007). Bu açıdan Güvendik Metamorfitleeri'nin de Erken Karbonifer'de metamorfizma geçirmiş bir kaya topluluğu olduğu söylenebilir.

3.1.2. Şenköy Formasyonu

Doğu Pontidler'in Güney Zonu'nda yer alan Erken-Orta Jura yaşlı kayaçlar sırasıyla Karatepe Formasyonu (Seymen 1975), Telme Yaylası (Turan, 1978), Hacıören Formasyonu (Pelin, 1977), Hamurkesen Formasyonu (Ağar, 1977), Balkaynak Formasyonu (Kesgin, 1983), Zimonköy Formasyonu (Eren, 1983) olarak adlandırılmıştır. Son olarak Kandemir (2004) tarafından "Gümüşhane yöresinde ve yakın çevresinde yapılan çalışmada Erken-Orta Jura yaşlı yaşlı volkano-tortul çökeller "Şenköy Formasyonu" olarak adlandırmıştır. İnceleme alanında yer alan Erken-Orta Jura yaşlı volkano-klastik tortullarda Şenköy Formasyonu adı altında irdelenmişlerdir.

Çalışma alanının kuzeybatısı boyunca kuzey-güney uzanımlı olarak yer alan birim, Yeşilbağlar Köyü, Kötek Dağı civarlarında yüzeylemektedir. Birim içerisinde bazalt, andezit, dasit piroklastlarının yanı sıra killi kireçtaşları, marnlar, kum taşları ve siltaşları yer almaktadır. Söz konusu kayaçlar Akdağ güneyinden itibaren Yeşilbağlar, Ormangazi köylerinin yanısıra Sarıklı Tepe, Kötek Dağı ve Kırdag boyunca yüzeyleme vermektedir. Birim Güvendik Metamorfite üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Birimin Kaban Dasiti'ne ait asidik kayalar tarafından kesilmiş olması söz konusu formasyonun Kaban Dasiti ile olan dokanağının intruzif özellik taşıdığına işaret etmektedir. Şenköy Formasyonu üzerine Olurdere Formasyonu'na ait kayalar uyumlu olarak gelmektedir.

Şenköy Formasyonu içerisinde kırıntılı tortul kayaçlar, kireçtaşları ve bunlara eşlik eden volkanik kayaçlar yer almaktadır. Birim içerisinde yer alan kumtaşları ve çakıltaşları dalga hareketinin yoğun olduğu sığ denizel bir ortama işaret etmektedir. Birime ait farklı alanlarda kömür seviyelerinin gözlenmesi, sığ denizel ve yer yer bataklığa geçiş gösteren bir ortamı işaret eder. Çamurtaşları içerisinde yaygın olarak gözlenen Radiolaria sp. fosilleri ortamın dönem dönem sakinleştiğine, dalga tabanı altı veya derin şelf ortamı haline geldiğine kanıttır. Birimin türbiditik özellik göstermesi faylanmalara bağlı gelişen aktif bir ortama işaret eder. Birim içerisinde gözlenen doleritik ve diyabazik siller ise zaman zaman volkanik aktivitenin geliştiğini gösterir niteliktedir.

Konak ve diğ. (2001) yapmış oldukları çalışmada Şenköy Formasyonu'nun yaşını birim içerisindeki kayaçlarda tespit ettikleri *Cosnospira* sp., *Pseudosyclammina* sp., *Cayeuxia* sp. fosillerine dayanarak Orta Jura vermişlerdir. Formasyon içerisinde ayrıca Lagenidae, Gastropoda, Radiolaria spp., Sünger spikülleri Lamellibrans kavkı parçaları, Echnoidea kavkı parçaları, detritik kömür parçaları da gözlemişlerdir. Birime inceleme alanı dışında yapılmış olan diğer çalışmalarda da Liyas, Dogger yaşları verilmiştir. Ağar,

(1977), Lenticulina sp., Radiolaria sp., Textularia sp., Pseudocyclammia sp., Nubecularia sp. fosillerini göz önünde bulundurarak birimin yaşını Üst Sinemüriyen olarak vermiştir. Korkmaz (1984) birimin yaşının Dogger olabileceğini ileri sürmüştür. Tanyolu, (1988) Vidalina Martana Far, Involutina Liassica, Trocholina Granosa FRENTZEN, Frondicularia sp., Lingulinina Tenera BORNEMAN fosillerine dayanarak birime Liyas yaşını vermiştir. Kandemir, (2004) ise Involutina Liassica JONES, Agerina Martana FARİNACCI, Lenticulina sp., Nodosaria spp., fosilleri yardımıyla formasyonun yaşını Erken-Orta Jura olarak belirlemiştir.

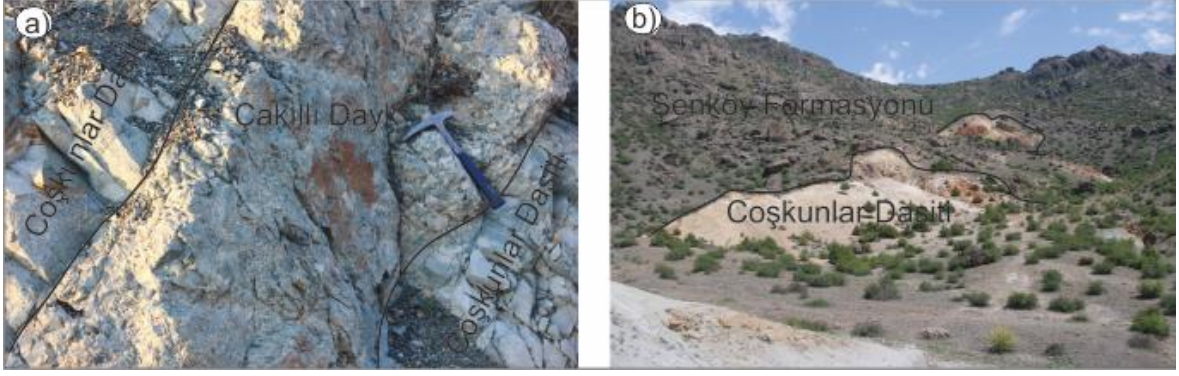
3.1.3. Coşkunlar Dasiti

3.1.3.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm

Konak ve diğ. (2001) tarafından Kaban Dasiti olarak adlandırılan birim, başlıca riyolitik ve riyodasitik bileşimli lav ve piroklastlardan oluşmaktadır. Ayrıca birim içerisinde iri taneli kuvars ve plajiyoklas mineralleri içeren tronjemitik porfirik riyolitler bulunmaktadır. Çalışma alanında kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı olarak, birim yaklaşık 50 km² lik bir alanda yüzeylenmektedir. Coşkunlar Dasiti inceleme alanında başlıca Kaban Köyü güneyi, Kaban Köyü kuzeyi ve Köprübaşı Köyü civarlarında Çağ Tepe, Tipili Tepe ve Kutlu Tepe' de yüzeyleme vermektedir. Oldukça sert bir topografya gösteren birim gri, açık gri, kirli sarı renklidir.

3.1.3.2. Dokanaklar

Coşkunlar Dasiti altta Güvendik Dayk Karmaşığı üzerine yerleşmiştir. Üst kesimlerde ise Şenköy Formasyonu'na ait silisik tüflerle geçişli bir dokanak göstermektedir. Ayrıca Coşkunlar Dasiti'ni kesen yine Coşkunlar Dasiti'ne ait çakıllı dayklar gözlenmektedir (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. a) Coşkunlar Dasiti'ni kesen çakıllı dasit daykları, b) Şenköy Formasyonu'nu kesen Coşkunlar Dasiti (Köprübaşı kuzeyi).

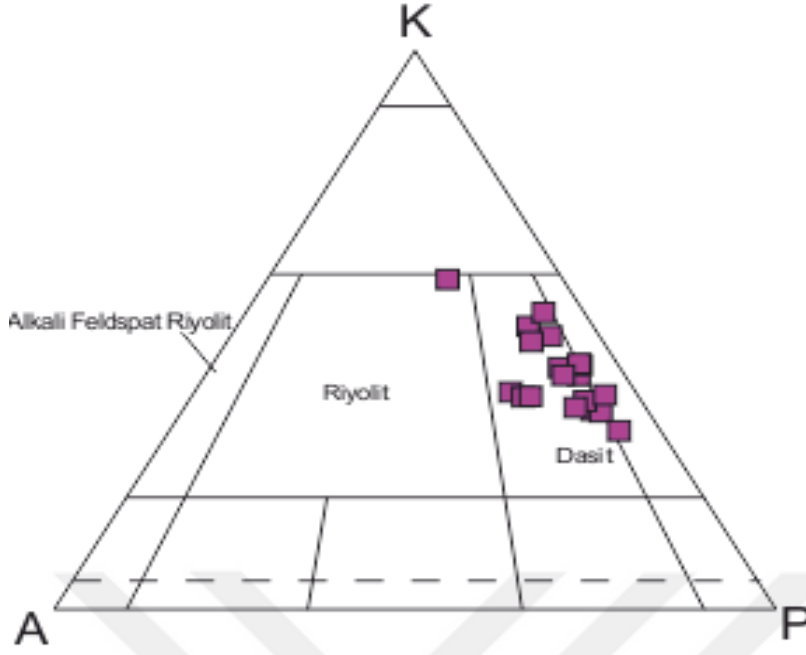
3.1.3.3. Litoloji

Arazi çalışmaları kapsamında Coşkunlar Dasiti'ne ait 14 ince kesit örneği üzerinde modal analiz çalışması gerçekleştirilmiştir (Tablo 3.1). Yapılan mikroskobik ve modal analiz çalışmaları neticesinde kayaç içerisinde hamurun % 44.2-80, kuvarsın % 7.6-23.4, plajiyoklasın % 5-27.4 oranlarında buldukları gözlenmiştir. Alkali feldspatın (% 1.2-3.2) ise kayaçlarda daha az oranlarda yer aldığı görülür. Modal yüzdeler kullanılarak hazırlanan Q-A-P sınıflama diyagramında (Streckeisen, 1976) örnekler dasit, tronjemit alanlarına toplanmaktadır (Şekil 3. 4).

Tablo 3.1. Coşkunlar Dasiti'ne ait kayaçların modal mineralojik bileşimleri. Kaya içerisindeki mineral oranları % 100' tamamlanmıştır.

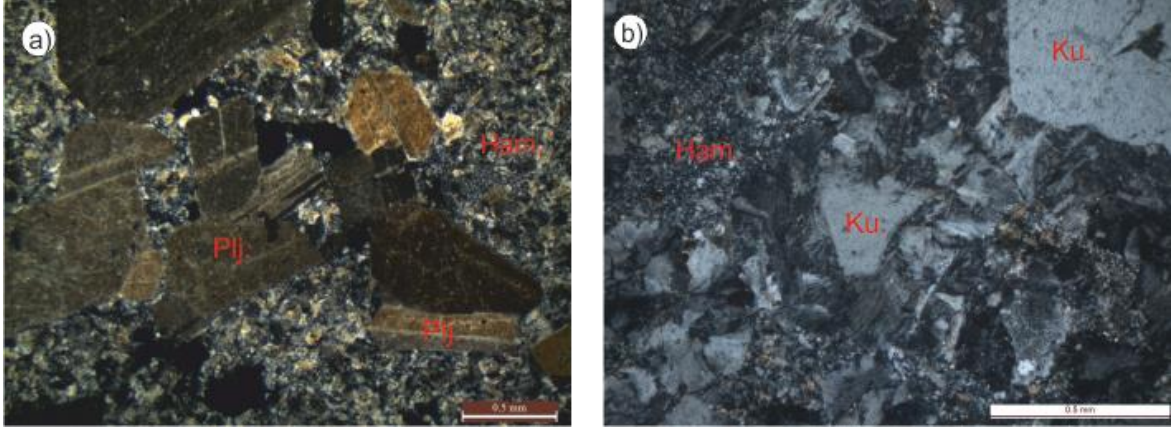
Örnek No	Sayılan % Nokta	Ham.	Ku.	Plj	Af	Amf.	Op.	Ep.	Klt.	Zr.	Toplam
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	
GD-8	500	75.2	8.4	13.4	1.8	0.4	0.4	0.4			100
GD-10	489	68.6	11.8	14.6	1.8	0.2	0.6	0.2	1		100
GD-11	486	68.2	9.6	15.8	1.8	1.8					100
GD-19	490	75.5	11.8	5.0	3.2	1.2	0.6	0.4	0.4		100
GD-39	500	66	15.8	12.6	2.8	2	1.2				100
GD-42	495	79.4	7.6	11.2	1.6	0.2					100
GD-44	491	68.8	10.2	15.2	1.2	1.8	0.2	0.8			100
GD-47	486	57.2	20.6	16	2.2	1.2		1	0.8	0.2	100
GD-49	495	80	8.6	7.8	1.2	1.4	1				100
GD-50	500	57.4	16.6	18.6	3.2	2.2	1		1		100
GD-67	500	44.2	23.4	27.4	2.8	1.2		0.4	0.6		100
GD-72	500	70.2	11.6	13.4	1.4	2.2	0.6		0.6		100
GD-78	500	73.2	10.8	12.8	2.2	0.6	0.4				100
GD-79	500	70.4	7.8	15.2	1.4	3.4	0.4	0.8	0.6		100

Kısaltmalar; **Ham:** hamur, **Ku:** kuvars, **Plj:** plajiyoklas, **Af:** alkali feldspat, **Amf:** amfibol, **Op:** opak, **Ep:** epidot, **Kl:** klorit, **Zr:** zirkon



Şekil 3.4. Coşkunlar Dasiti' ne ait örneklerin modal K(Kuvars)-A (Alkalifeldspat) – P (Plajiyoklas) sınıflama diyagramındaki konumları (Streckeisen, 1976).

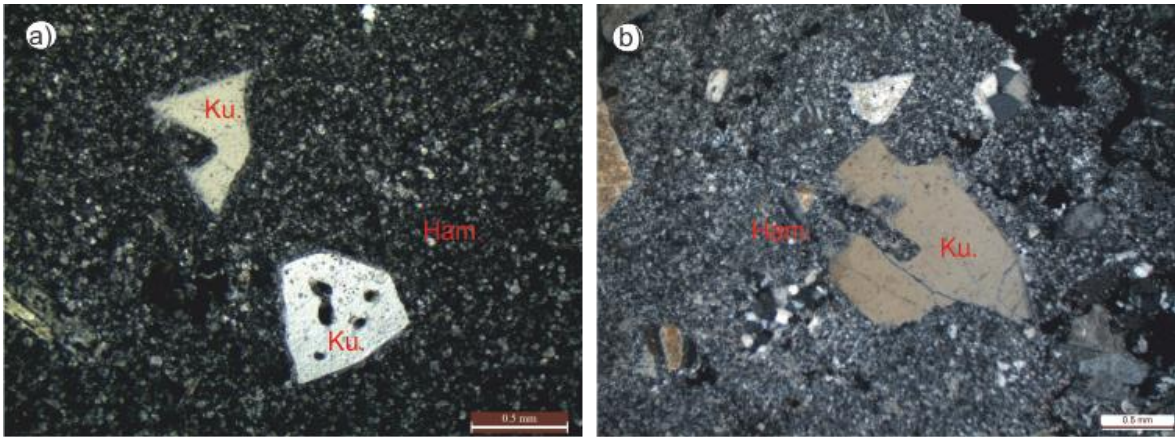
Coşkunlar Dasiti'ne ait örnekler mikroskobik olarak incelendiğinde kayaçlarda ağırlıklı olarak bulunan plajiyoklasların serizitleşmişlerdir. Porfiri dasitlerde özellikle kuvars ve plajiyoklaslar çok iri fenokristaller halinde görülür. Alkali feldspatların bazı ince kesitlerde, küçük kristaller halinde ve çok düşük oranlarda yer aldığı göze çarpar. Bu minerallere amfibol ve tali olarak da opak mineraller eşlik etmektedir. Amfiboller küçük kristaller şeklinde bazı örneklerde plajiyoklasların içerisinde poiklitik olarak da gözlenirler. Ayrışma mineralleri olarak ise genelde epidot ve klorit gözlenir. Kayaçlar içerisinde yer yer çıplak gözle görülemeyen oldukça küçük kayaç parçaları yer aldığı da görülür. Kayaçlarda genelde iri-orta taneli porfirik doku ile birlikte glamero porfirik doku ve sferülitik doku da gözlenir (Şekil3.5). Mineral dokusu olarak ise hamur ile etkileşime işaret eden kararsızlık dokuları gözlenir.



Şekil 3.5. Coşkunlar Dasiti'nde gözlenen a) Glamero porfirik doku b) Sferolitik doku, Kısaltmalar: Plj: plajiyoklas, Ham: hamur, Ku: kuvars

Kuvarslar, kayaç içerisinde özşekilsiz, genellikle kenarları yenmiş kristaller halinde bulunurlar. Kuvarslar birçok kesitte hamur ile reaksiyonu işaret eden koy yapıları gösterirler (Şekil 3.6) Bazı kesitlerde kuvarsların kırıklı yapıya sahip olduğu gözlenmektedir. Tek nikolde genellikle pürüzsüz beyaz renkli gözlenen kuvarslar çift nikolde gri ve sarımsı renkler gösterirler.

Plajiyoklaslar öz şekilsiz ve yarı öz şekilli iri-orta taneli kristaller halinde gözlenir. Albit ikizlenmesi gösterirler. Yoğun serizitleşme nedeniyle bazı kristallerde ikizlenmeler gözlenemez. Serizitleşmenin yanı sıra yer yer kalsitleşme de mevcuttur.



Şekil 3.6. Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerde hamur ile etkileşime (reaksiyona) işaret eden koy yapıları (a, b) **Kısaltmalar; Ku:** Kuvars, **Ham:** hamur.

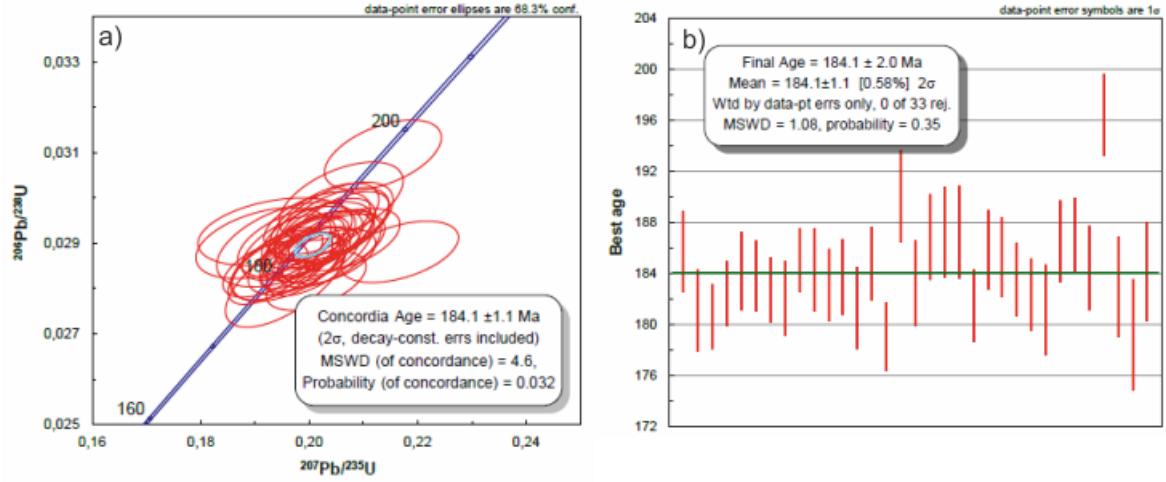
Alkali feldispatlar özşekilsiz küçük taneler halindedirler ve oldukça az oranda gözlenirler. Amfiboller, öz şekilsiz küçük kristaller olarak gözlenirler. Bazı kesitlerde plajiyoklaslar içerisinde poiklitik olarak görülürler. Kayaç parçaları, hamur içerisinde

kenar kısımları yenmiş halde görülürler. Mikro yazı dokusu gibi yarı derinlik kayalarını temsil eden dokusal özellikler sunarlar. Hamur maddesi genel olarak mikrogronü kuvars ve plajiyoklaslardan meydana gelir. Bazı kesitlerde bu minerallere opak minerallerde eşlik etmektedir.

3.1.3.4. Yaş ve Deneştirme

Radyometrik yaş verilerinin yanı sıra, Coşkunlar Dasiti'nin Şenköy Formasyonu'na ait kayaçlar içerisine yerleşmiş olması Şenköy formasyonuna ait kayaçlarla eş yaşlı yada daha genç olabileceğine işaret etmektedir. Coşkunlar Dasiti'ne ait örnek üzerinde yapılan radyometrik yaşlandırma neticesinde 184.1 ± 1.9 My (Erken Jura) yaşı elde edilmiştir (Şekil 3.7). Bu Erken Jura yaşı asidik magmatizmanın bazik magmatizma ile eş yaşlı olduğuna ve dolayısı ile, yayılımı az olmakla birlikte, Jura magmatizmasının bimodal bir karaktere sahip olduğunu göstermektedir. Coşkunlar Dasiti yay volkanizması özelliklerini göstermektedir. Dasitik kayalar daha batıda yer alan Mudurnu Formasyonu içerisindeki toleyitik karakterli yay volkanitleri başta olmak üzere (Yılmaz ve diğ., 1981; Genç ve Tüysüz, 2010), daha doğuda Niksar-Alucra yörelerinde rastlanmış olan volkanitlerle de deneştirilebilirler (Gedikoğlu ve diğ., 1979). Erken Jura yaşlı bu asidik kayalar Yusufeli (Artvin) yöresinde de gözlenmektedir (Dokuz ve diğ., 2006, 2010; Ustaömer ve diğ., 2010)

Pontid kuşağında gözlenen bu volkanizma daha doğuya gidildiğinde küçük Kafkasya'da da yüzelediği görülmektedir (Adamia ve diğ., 1977). Küçük Kafkasya'da Erken Jura yaşlı volkanizma Hettanjeniyen ve Sinemuriyen'de oluşmuş olan riyolitik lavlarla temsil edilmektedir.



Şekil 3.7. Coşkunlar Dasiti'ne ait GD-7 örneğine ait a) Konkordiya b) ^{238}U - ^{206}Pb ağırlıklı yaş diyagramları

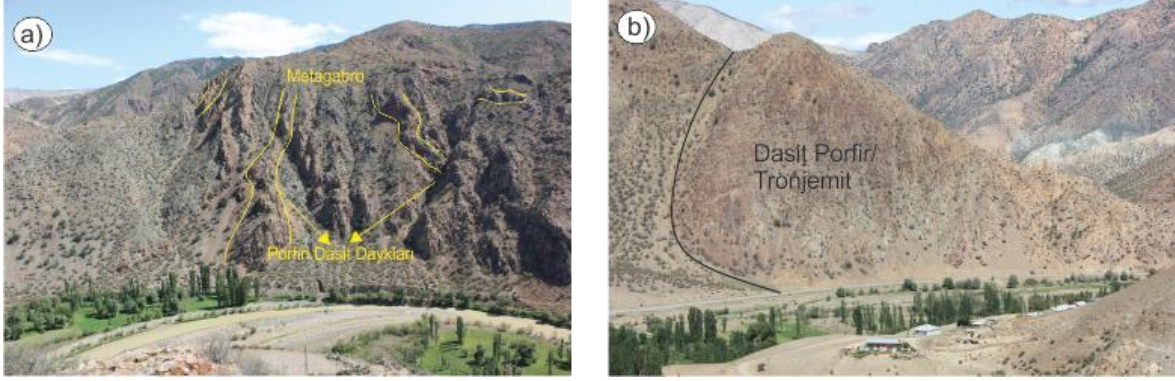
3.1.4. Güvendik Tronjemiti

3.1.4.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm

Bu çalışma kapsamında incelenen derinlik kayaları Paleozoyik yaşlı temel kayaları olarak kabul edilen metamorfitlet içerisinde dayk ve küçük stoklar halinde gözlenirler. Konak ve diğ. (2001) tarafından yapılan çalışmada bu kütleler Geç Paleozoyik yaşlı olarak kabul edildikleri için metamorfik kütlelerin bir parçası olarak kabul edilmişlerdir. Bu nedenle metamorfitletlerle birlikte değerlendirilerek tüm kütleyle güvendik Dayk Kompleksi adını vermişlerdir. Anca bu tez kapsamında yapılan radyometrik çalışmalar asidik dayk ve stokların Erken Jura yaşlı olduklarını ve metamorfitletlerle birlikte değerlendirilemeyeceklerini ortaya koymaktadır. Güvendik Köyü civarında en geniş yüzeylenmesini veren trome metamorfik bileşimli kütleyle atfen temel içindeki tüm asidik derinlik ve yarı derinlik kayalarına "Güvendik Tronjemiti" adı verilmiştir. İnceleme alanında başlıca Kaban Köyü Güneyi, Güvendik mevki Mozona Tepe ve Doruk Tepe civarlarında yüzeyleme verirler.

3.1.4.2. Dokanaklar

Güvendik Tronjemiti bölgenin tabanını oluşturan Karbonifer yaşlı Güvendik Metamorfitletleri içerisinde dayklar ve küçük ölçekli stoklar halinde yüzeyleme vermektedirler (Şekil 3.8.)



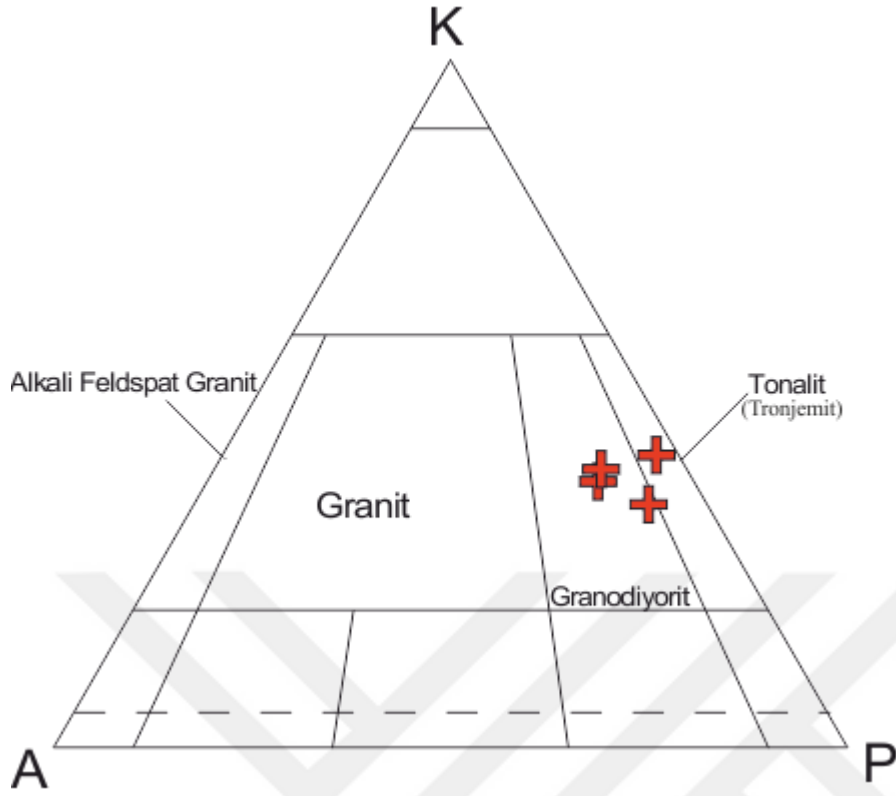
Şekil 3.8. a) Güvendik Dayk Karmaşığı'na ait metagabrolar içerisinde gözlenen porfiri tronjemitik dayklar (Kaledibi Köyü kuzeydoğusu), b) Güvendik Tronjemit'i ne ait porfirlerin topografik görünümü (Eskigüneytepe kuzeybatısı).

3.1.4.3. Litoloji

Arazi çalışmaları kapsamında Güvendik Tronjemit'i'ne ait 4 ince kesit örneği üzerinde modal analiz çalışması gerçekleştirilmiştir (Tablo 3.2). Yapılan mikroskobik ve modal analiz çalışmaları neticesinde kayaç içerisinde kuvarsın % 34-44.2, plajiyoklasın % 42.4-54.4 oranlarında buldukları gözlenmiştir. Alkali feldspatın (% 2.6-9.4) ise kayaçlarda daha az oranlarda yer aldığı görülür. Modal yüzdelere kullanılarak hazırlanan Q-A-P sınıflama diyagramında (Streckeisen, 1976) örnekler dasit, tronjemit alanlarına toplanmaktadır (Şekil 3. 9).

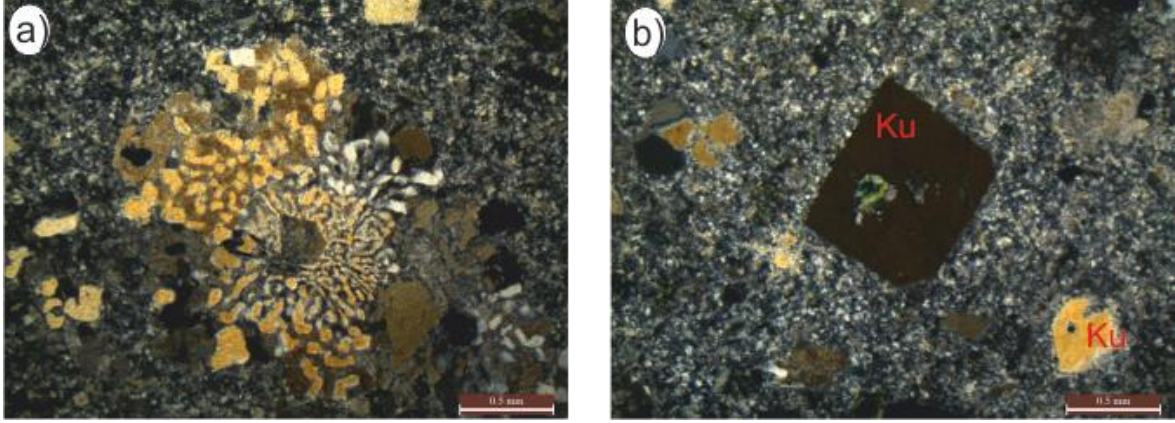
Tablo 3.2. Güvendik Tronjemit'i'ne ait kayaçların modal mineralojik bileşimleri. Kaya içerisindeki mineral oranları % 100' tamamlanmıştır.

Örnek No	%	Kuvars	Plajiyoklas	Alkali Fe	Biyotit	Opak	Epidot	Klorit	Zirkon	Toplam
GD-7		34,00	52,80	6,80	4,80	1,20	0,40	0,00	0,00	100,00
GD-35		39,20	50,40	2,60	4,20	0,20	1,60	1,80	0,00	100,00
GD-37		36,20	42,40	9,40	4,60	5,60	0,00	1,60	0,20	100,00
GD-43		44,20	54,40	3	1	1	1,40	0,00	0,00	100,00



Şekil 3.9. Güvendik Tronjemiti'ne ait örneklerin modal K (Kuars)-A (Alkali feldspat)-P (Plajiyoklas) sınıflama diyagramındaki konumları (Streckeisen, 1976).

Güvendik Tronjemiti olarak adlandırılan kayalar dokusal olarak porfirden taneli doku gösteren tronjemite kadar bir değişim göstermektedirler. K'lu feldspatlar ile amfiboller arasında yer yer poikilitik doku gözlenmektedir. Buna ek olarak kuvarslar ve feldspatlar arasında mirmekitik doku gözlenmektedir (Şekil 3.10a). Bu kayalara ait kuvarslar; iri-orta taneli öz şekilsiz kristaller halinde olup çift nikelde sarı-gri tonlar arasında görülür. Iri kristalleri yanı sıra diğer mineraller arasında dolduran ince taneli kristaller olarak ta bulunurlar. Yer yer kırıkların gözlendiği kuvarsların bir kısmında hamurla etkileşime işaret eden kemirilme dokularına rastlanmaktadır (Şekil 3.10b).



Şekil 3.10. Güvendik Tronjemitinde görülen a) Mikritik doku b) Hamur ile etkileşime (reaksiyona) işaret eden koy yapıları

Plajiyoklaslar genellikle öz şekilsiz ve yarı öz şekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Bazı plajiyoklasların içerisinde poikilitik kapanımlar şeklinde alkali feldspat kristalleri görülür. Plajiyoklasların bir kısmında albit ikizlenmesi gözlenirken bir kısmında ise yoğun serisitik ayrışmadan dolayı bu albitik ikizler gözlenememektedir. Öz şekilsiz kristalleri genellikle köşeleri yuvarlaklaşmıştır. Kayaç içerisinde oranları yaklaşık olarak %20-30 arasında değişim göstermektedir.

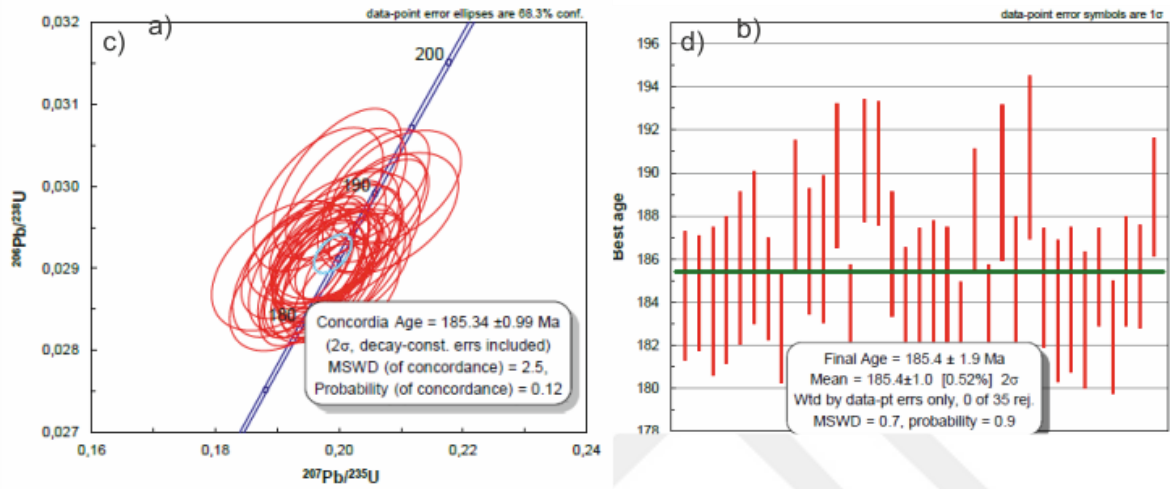
K'lu feldspatlar ise öz şekilsiz kristaller halinde gözlenir. Kristal boyutları oldukça iri tanelerden küçük tanelere kadar farklılık gösterir. Yoğun kaolinitik ayrışma gösterirler. Bazı K'lu feldspatların içerisinde kuvars taneleri ve amfiboller gözlenmektedir. Kayaç içerisinde %1-2'lik bir oranda bulunurlar.

Güvendik Tronjemit içerisinde düşük oranlarda kloritleşmiş amfibollere rastlanmaktadır. Amfiboller de öz şekilsiz kristaller şeklinde görülmektedirler. Yer yer poikilitik olarak K'lu feldspatların içerisinde de gözlenmektedirler.

3.1.4.4. Yaş ve Deneştirme

İnceleme alanında gözlenen tronjemitik bileşime ait kayaçların eşleniği olarak kabul edilebilecek Yusufeli (Artvin) yöresinde Dutlupınar ve Sebzeciler Granitoyidi adları altında adlandırılmışlardır (Dokuz ve diğ., 2006, 2010). Konak ve Hakyemez (1996) ise bu kayaçlardan ‘‘Demirkent Dayk Kompleksi’’ başlığı altında bahsetmektedirler. Şengör ve diğ. (1980) tarafından plaka tektoniği modelleme çalışmalarında söz konusu kayaçlar okyanusal topluluğa dahil edilmiştir ve Doğu Pontidler’de bulunan okyanusal kayaçların Triyas-Erken Jura zaman aralığında oluştuğu ileri sürülmüştür. Ancak, Dokuz ve diğ.

(2010) bu kayaçların Erken Jura döneminde yitim ilişkili ekstansiyonel bir ortamda oluştuklarını öngörmüşlerdir. Güvendik Tronjemiti'ne ait bir örnek üzerinde yapılan radyometrik yaş tayini sonucu birimin yaşı 185.4 ± 0.99 My (Erken Jura) olarak elde edilmiştir (Şekil 3.11). Güvendik Tronjemiti daha batıdaki Mudurnu Formasyonu içerisindeki toleyitik karakterli asidik volkanitlerle (Genç ve Tüysüz, 2010) ve daha doğuda Niksar-Alucra yöresindeki asidik volkanitlerle de deneştirilebilirler (Gedikoğlu ve diğ., 1979).



Şekil 3.11. Güvendik Tronjemiti'ne ait GD -7 örneğine ait a) Konkordiya b) ^{238}U - ^{206}Pb ağırlıklı yaş diyagramları

3.1.5. Olurdere Formasyonu

Yılmaz (1985) tarafından adlandırılan birim başlıca çakıltası ve volkanit ara katlı kumtaşı ve silttaşı aralanmasından meydana gelir. Birimin rengi genel olarak gri ve sarımsı kahverengidir. Tip kesiti Olurdere Köyü civarlarında görülen birim doğu-batı doğrultusunda uzanım göstermektedir. Doğuda Kaban Köyü'nden başlayarak batıda Yolgözler Köyü boyunca yüzeyleme vermektedir. Olurdere Formasyonu Güvendik Metamorfileri üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Birimin kalınlığı 400 metre ile 1500 metre arasında değişir. Birim en altta çakıltası ara katmanlı kumtaşı-silttaşı-marn aralanması ile başlar ve orta kesimlerde daha kalın katmanlı kumtaşı ve çakıltaları içerir. Birimin alt seviyelerinde cm kalınlığında kömür seviyeleri (Oltu Taşı) bulunmaktadır. Ayrıca birim içerisinde yer yer andezit ve bazaltlar ile birlikte tüfler bulunmaktadır.

Olurdere Formasyonu' nun yaşı, Konak ve diğ. (2001) tarafından tespit edilen involutina sp., Aeolisaccus sp., Radiolaria sp., Calyphloceras sp., Tabulozoa, Pelecypodai

Trocholina cf. Conica, Protopenneroplis cf. Striata, Pseudocyclammina sp., Pseudocyclammina jaccardi, Protopenoroplis sp., Pseudocyclammina sp., Lituolidae, Jalvulinidae, Valvulinidae, Crinoid sapları, Mercanlar, Echinid plak ve dikenleri, Algler ve Mollusca parçaları gibi fosillere dayanılarak Geç Dogger-Erken Malm olarak belirlenmiştir.

Olurdere Formasyonu içerisinde yer alan kırıntılı tortul kayalar, volkanitler ve ince kömür mercekleri, mikrofosil içeriği göz önüne alındığında birimin volkanik faaliyetlere ev sahipliği yapan karasal ve sığ denizel ortamdan, derin şelf ortamına kadar değişen bir ortamda çökeldiği düşünülebilir. Birim içerisinde ince kömür ve kömürleşmiş bitki kalıntıları ortamın sığ denizel ve zaman zaman bataklık haline geldiğine işaret eder. Türbiditik seviyeler içermesi, ortamın zaman zaman blok fay tektoniğine bağlı olarak hareketli bir hale geldiğine işaret etmektedir.

3.1.6. Susuz Formasyonu

İnceleme alanının güneydoğusunda kenar kısımlarında gri, yeşil, kömür ara katkılı iri ve ince kırıntılı tortul kayaların yanı sıra jips ve kıltaşı aralanmalarından meydana gelir. Akalın (1977) tarafından Balkaya Formasyonu içerisinde Susuz üyesi olarak adlandırılan birim ilk kez Bozkuş (1990) tarafından Susuz Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Formasyon içerisindeki çakıltaşları yeşil-gri renkli katmansız, merceksiz, kötü boylanmalı andezit, bazalt, dasit, kireçtaşı ve tuf ara katkıları içeren karbonat çimentolu çakıltaşları özelliindedirler. Ayrıca havzanın ortalarına doğru gözlenen jips ve kıltaşı aralanmasının meydana getirdiği gölsel çökeller gözlenmektedir. Jipsler şeffaf beyaz renklerde kırılğan ve çok ince katmanlı olarak görülürler. Jipsler içerisinde bölgesel kaya tuzu seviyeleri de yer almaktadır. Susuz Formasyonu bünyesinde bulunan kayaların türleri ve sedimentolojik özellikleri değerlendirildiğinde birimin akarsu, taşkın ovası, bataklık ve göl gibi karasal ortamlarda oluştuğu düşünülebilir.

Susuz Formasyonu bünyesinde yoğun olarak Laevigatosporites, Cingulatisporites macrosspecious, Echinatosporites sp., Monopollenites cf. salaris, M. cf. gramineoides, Monopollenites sp., Diculites kalewensis, Tripollenites simpliformis, Subtripollenites simplex, Subtripollenites sp., Tetracolpropollenites sapotoides., Brachysporites thraceous, Dicellaesporites sp., Haypae, Ovoidites ligneolus, Pediastrum sp., Tricolpropollenites pseudocingulum (Potonie) fosillerini bulundurur. Bu fosiller Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşını vermektedirler (Konak ve diğ., 2001).

3.2. Jeokimya

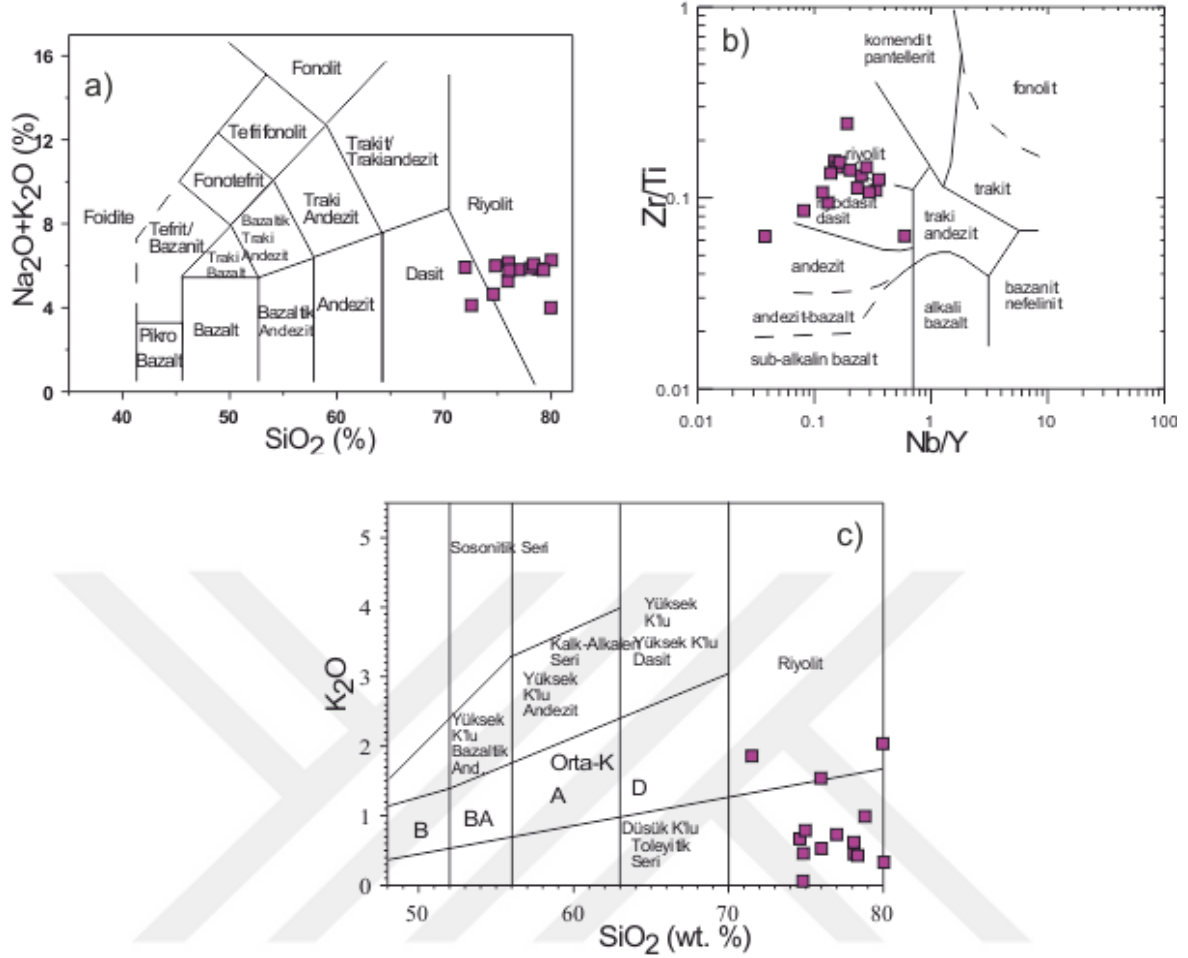
3.2.1 Giriş

Bu bölümde inceleme alanındaki Erken Jura yaşlı asidik kayalarda yapılan tüm-kaya analizleri sonucu elde edilen ana oksit, iz ve nadir toprak elementleri, radyojenik Sr, Nd ve Pb izotop analizleri değerlendirilmektedir. Olur (Erzurum) yöresi Erken Jura yaşlı asidik kayaların yüzelediği çok az sayıdaki yerlerden biridir. Bu nedenle asidik kayaların jeokimyasal ve petrolojik açıdan değerlendirilmesi Doğu Pontidler'in Erken Jura dönemi olaylarının anlaşılmasına önemli katkılar sağlayacağı düşünülmektedir.

3.2.2. Coşkunlar Dasiti

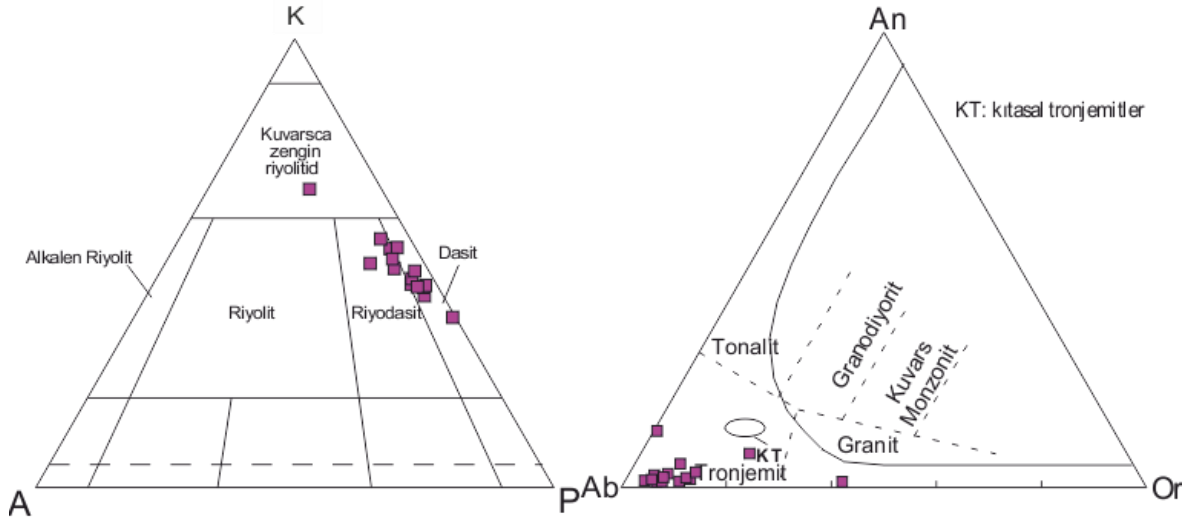
3.2.2.1 Ana ve İz Element Jeokimyası

Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerin silisyum içerikleri %74-80 arasından değişmektedir (Tablo 3.3). Silisyum içeriğinin bu denli yüksek olması Coşkunlar Dasiti'ne ait kayaların oluşmasında fraksiyonel kristallenmenin oldukça etkin bir rol oynadığının göstergesi olarak değerlendirilebilir. Toplam alkali-silis diyagramı (Le Maitre ve diğ., 2002) kullanılarak yapılan sınıflama kayaların, 2 örnek dışında, riyolitik bir bileşime sahip olduklarını göstermektedir (Şekil 3.12a). Bu durum modal analiz sonuçları ile uyumlu değildir. Modal analizlere dayalı K-A-P diyagramında söz konusu kayalar dasitik bir bileşim sergilemektedirler. 2 örnek ise dasit riyolit ayırım çizgisi üzerine düşmektedir. İz elementler kullanılarak oluşturulan Zr/Ti-Nb/Y diyagramında (Winchester ve Floyd, 1976) örneklerin bir bölümünün riyodasit yalnızca bir örneğin ise andezit alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 3.12b). Kayaların K_2O içerikleri % 0.06-2.04 arasında değişmektedir. SiO_2 - K_2O diyagramında (Şekil 3.12c) iki örneğin orta potasyumlu bir örneğin kalk-alkali ile toleyitik ayırım sınırında, geri kalan büyük bölümünün ise toleyitik karakterli oldukları görülmektedir (Peccherillo ve Taylor, 1976).



Şekil 3.12. a) Coşkunlar Dasiği'ne ait örneklerin toplam alkali - silis diyagramı (Le Maitre ve diğ., 2002), Nb/Y'ye karşı Zr/Ti diyagramı (b) (Winchester ve Floyd, 1976), ve SiO₂'e karşı K₂O diyagramı (c) (Peccerillo ve Taylor, 1976)

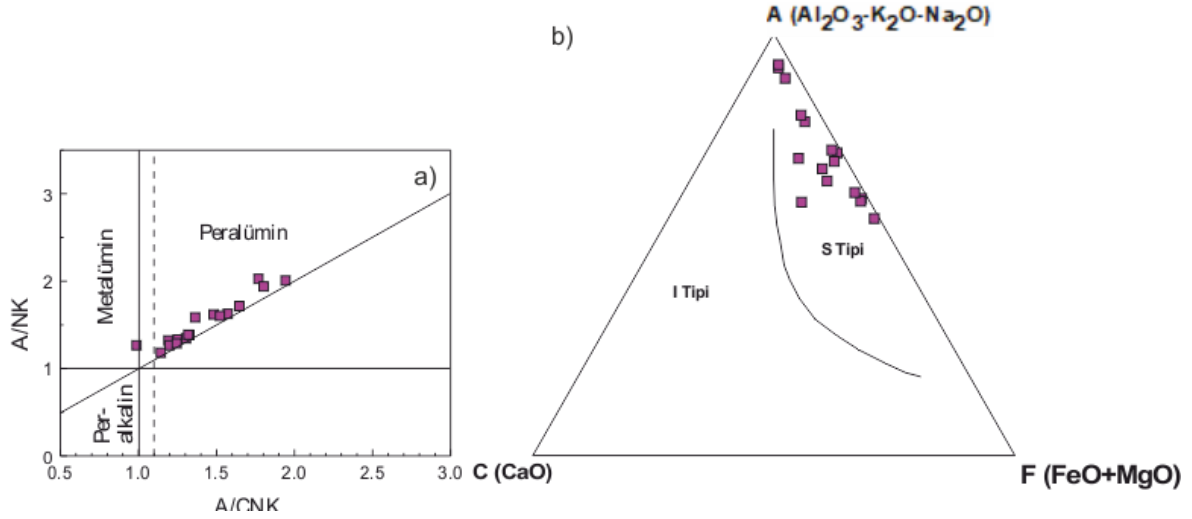
Modal ve Jeokimyasal sınıflama diyagramları kullanılarak elde edilen sonuçları test etmek amacıyla kayaçlar CIPW norm ve molar değerleri kullanılarak da sınıflandırılmışlardır. TAS diyagramlarında yüksek silisyum içerikleri nedeniyle riyoit alanına düşen örnekler, normatif K-A-P (kuvars-alkali feldspat-plajiyoklas) diyagramında, normatif plajiyoklas içeriklerinin yüksek ve alkali feldspat oranının düşük olması sebebiyle, dasit-riyodasit alanına düşmektedir (Şekil 3.13a). Molar oranlar kullanılarak hazırlanan An-Or-Al (anortit-ortoklas-albit) diyagramında da örnekler yüksek albit içerikleri sebebiyle tronjemit alanına düşmektedirler (Şekil 3.13b). Bu sonuçlar, jeokimyasal sınıflama diyagramlarının aksine, petrografik gözlemler ve modal Q-A-P sonuçları ile uyumludur.



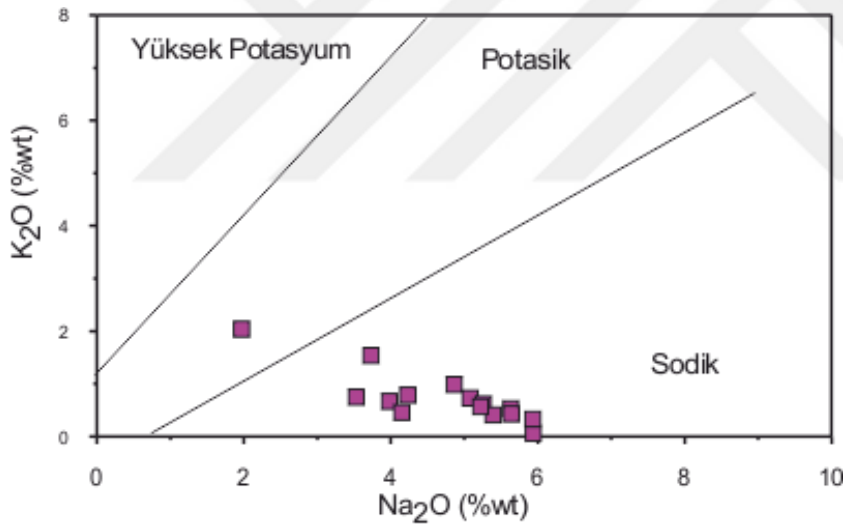
Şekil 3.13. a) Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerin CIPW normatif K-A-P diyagramı (a) ve molar An-Ab-Or diyagramı (b) (Shand, 1947, Clarke, 1981).

Coşkunlar Dasiti'ne ait kayalar yüksek Al_2O_3 (%10.94-13.23) içeriğine sahiptir. A/NK-A/CNK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O - $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) oranları göz önüne alınarak hazırlanan diyagramda (Chappell ve White, 1974) 1 örnek peralümin-metalümin ayırım çizgisi üzerine düşerken, diğer örneklerin tamamı ise peralümin alana düşmektedirler (Şekil 3.14a). Yapılan çalışmalar bu şekilde güçlü peralümin karakter sunan kayaların S-Tipi kökene sahip olduklarını ortaya koymuştur (Clemens, 2003). Hazırlanan Al_2O_3 - $(Na_2O+ K_2O)$ - CaO - $(FeO+MgO)$ diyagramında da (Şekil 3.14b), asidik kayaların yüksek alümina içerikleri nedeniyle S-Tipi alana düştükleri görülmektedir (Chappel ve White,1977).

Kayaların CaO (0.17-1,53) içeriklerinin oldukça düşük olduğu gözlenirken Na_2O (1.97-5.94) içerikleri kalsiyuma oranla yüksektir. Bu Coşkunlar Dasiti'nin sodik karakterli bir kütle olduğunu göstermektedir (Şekil 3.15).



Şekil 3.14. Dasitik kayaçların a) A / CNK (Al₂O₃ / CaO + Na₂O + K₂O)' ya karşı A/NK (A/Na₂O+K₂O) diyagramı (Chappell ve White, 1974), b) I-Tipi S - Tipi ayırım diyagramı (White ve Chappel, 1977).

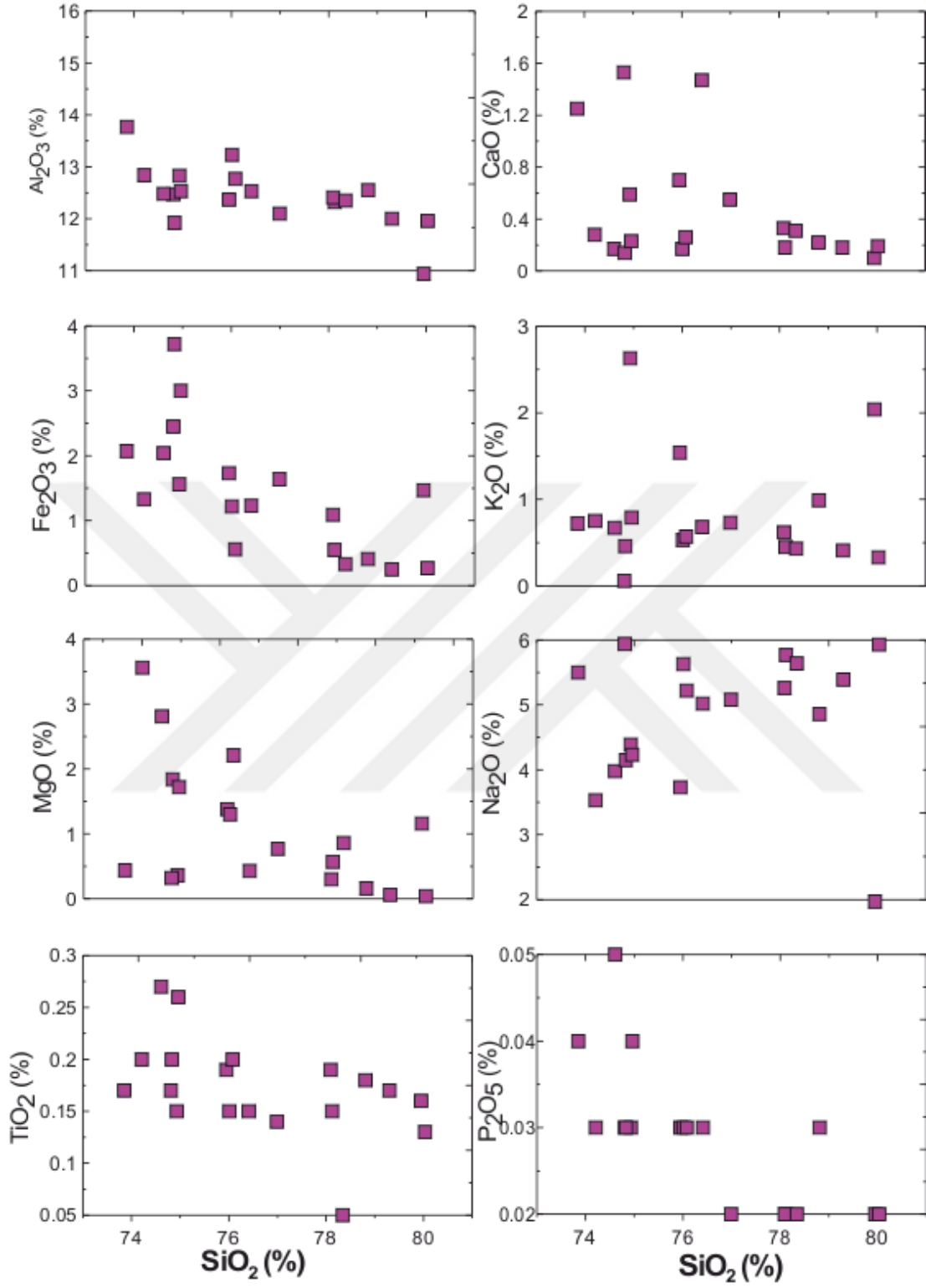


Şekil 3.15. Coşkunlar Dasiti' ne ait örneklerin Na₂O' e karşı K₂O diyagramı (Middlemost,1975)

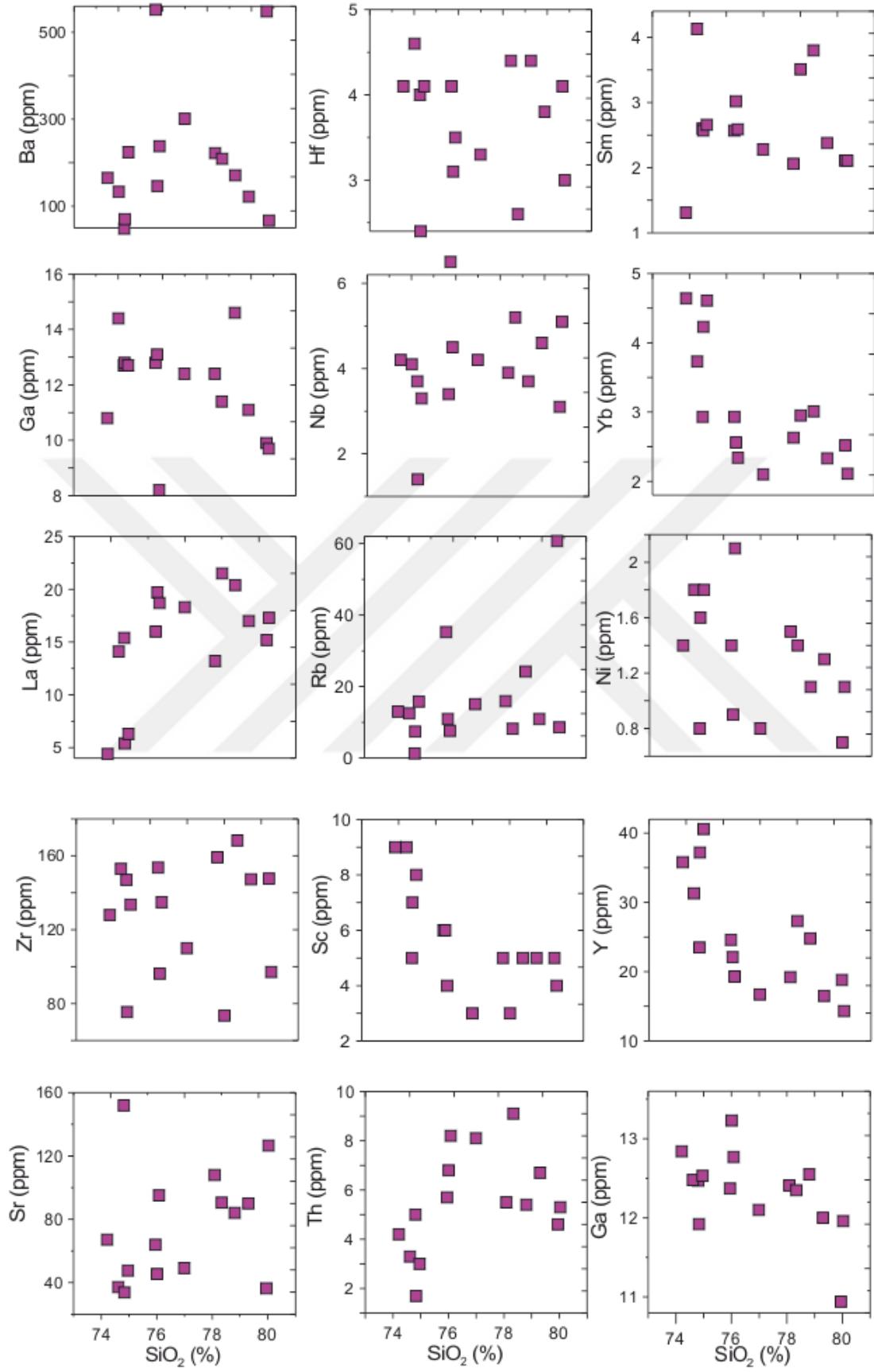
Kayaçların asidik bir karaktere sahip ve mafik mineral içeriklerinin düşük olması sebebiyle MgO (0.16-3.56) içerikleri de düşüktür. P₂O₅ içeriği alt kabukta yüksek, üst kabukta ise düşük olmak durumundadır (Taylor ve McLennan, 1985). Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerin P₂O₅ (%0.4-0.1) içerikleri oldukça düşük olup, kayaçların üst kabuk kökenli bir kirlenmeye maruz kaldıklarına işaret eder. Ayrıca düşük TiO₂ (%0.05-0.26) oranı da düşük P₂O₅ oranıyla birleştirilince kayaçların oluşumunda fraksiyonlaşmanın yanı sıra bir

kabuksal kirlenme olayının etkili olduğuna kanıt olarak gösterilebilir. Silisyum içeriğine bağlı olarak hazırlanmış olan değişim diyagramlarında ana elementlerden P_2O_5 , K_2O ve Al_2O_3 oldukça dağınık dağılımlar göstermektedirler (Şekil 3.16). Na_2O pozitif yönseme göstermektedir. Buna karşılık MgO , Fe_2O_3 ve TiO_2 düzgün negatif korelasyon gösterirler. CaO ise silisyum içeriğinin %73'e tekabül ettiği noktadan itibaren bir kırılma gösterdiği görülmektedir (Şekil 3.17). Bu yönsemeler ve yüksek SiO_2 içeriği kayaların oluşumunda fraksiyonel kristallenmenin etkin bir rol oynadığını gösterir.

İz elementlerde görülen yönsemeler ana oksitlerde görülen yönsemeleri destekler niteliktedir. Rb , Sr ve Ba 'da dış bükey yönsemeler görülür. Fraksiyonel kristallenmenin ileri safhalarında plajiyoklas ve K 'lu feldispatların bu elementleri tüketerek oluştuğu gözlenmektedir. Ayrıca Y , Yb , Sc da görülen negatif korelasyonlar amfibol (hornblend) fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir (Şekil 3.17).



Şekil 3.16. Coşkunlar Dasiti' ne ait kayaçların SiO₂' ye karşı ana oksit değişim diyagramları.

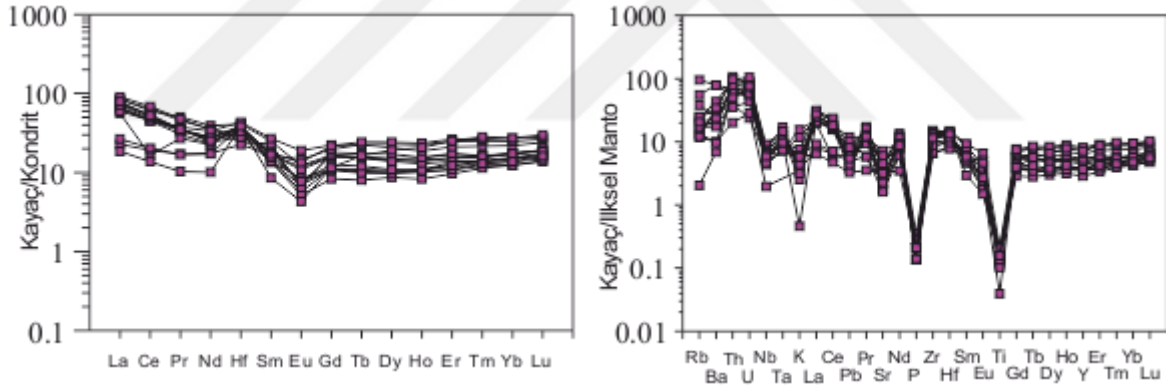


Şekil 3.17. Coşkunlar Dasiti'ne kayaçların SiO₂'ye karşı iz element değişim diyagramları

3.2.2.2 Nadir Toprak Elementler

Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerin iz element dağılımları kullanılarak hazırlanan kondrite göre normalize edilmiş uyumsuz element diyagramlarında orta-düşük dereceli Eu anomalisi ($Eu/Eu^*=0,31-0,80$) ve orta-düşük dereceli L.E (Lantanit Grubu Elementler) farklılaşması gösterdikleri göze çarpmaktadır ($La_N/Lu_N=0,62-5,44$). Ayrıca bu grafikte H.N.T.E' lerde görülen zenginleşmenin O.N.T.E' e doğru gidildikçe azalması nihayetinde A.N.T.E' gelindiğinde yatay bir eğilim göstermesi yitimle ilişkili ortama işaret eder. Negatif Eu anomalisi plajiyoklas fraksiyonlaşmasına işaret eder (Şekil 3.18a).

İlksel mantoya normalize edilmiş çoklu element diyagramında göze çarpan K, Rb, Ba, Th gibi B.İ.Y.E' lerin zenginleşmeleri, negatif Nb, Ta, Ti anomalileri ve sağa yatık Y.Ç.A.E, A.N.T.E dağılımları kayaçların oluşum ortamının yitimle ilişkili olduğuna işaret eder. Negatif P ve Ti anomalileri kaynak içerisinde demir titan oksitlerin (ilmenit) fraksiyonlaşmasına işaret eder (Şekil 3.18b).



Şekil 3.18. a) Asidik kayaçların kondrite göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı (Sun ve McDonough, 1989), b) İlksel Manto'ya göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı (Sun ve McDonough, 1989).

Tablo 3.3. Coşkunlar Dasiti'ne ait kayaçların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri

Örnek No	GD-8	GD-10	GD-11	GD-19	GD-36	GD-39	GD-42	GD-44	GD-47	GD-50	GD-67	GD-71	GD-72	GD-78	GD-79
SiO ₂	78.81	76.99	74.81	79.95	78.09	75.95	76.01	78.34	74.61	74.96	80.03	75.49	79.3	76.08	74.21
Al ₂ O ₃	12.55	12.1	12.47	10.94	12.41	12.37	13.23	12.35	12.48	12.53	11.96	13.10	12	12.77	12.84
Fe ₂ O ₃	0.41	1.64	2.45	1.47	1.09	1.73	1.22	0.33	2.04	3	0.27	1.98	0.25	0.56	1.33
MgO	0.16	0.77	0.32	1.16	0.3	1.38	1.3	0.86	2.81	1.72	0.04	1.67797	0.06	2.21	3.56
CaO	0.22	0.55	1.53	0.1	0.33	0.7	0.17	0.31	0.17	0.23	0.19	0.80	0.18	0.26	0.28
Na ₂ O	4.86	5.08	5.94	1.97	5.26	3.73	5.63	5.64	3.98	4.23	5.93	0.30	5.39	5.22	3.53
K ₂ O	0.99	0.73	0.06	2.04	0.62	1.54	0.53	0.43	0.67	0.79	0.33	3.80	0.41	0.57	0.75
TiO ₂	0.18	0.14	0.17	0.16	0.19	0.19	0.15	0.05	0.27	0.26	0.13	1.86	0.17	0.2	0.2
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.05	0.04	0.02	0.20	<0.01	0.03	0.03
MnO	<0.01	0.04	0.03	0.02	<0.01	0.05	<0.01	<0.01	0.03	0.04	<0.01	0.04	<0.01	<0.01	0.02
A.K.	1.7	1.9	2.1	2.1	1.5	2.2	1.6	1.6	2.8	2.1	1	0.04	2.1	2	3.1
Toplam	99.9	99.92	99.92	99.88	99.87	99.88	99.89	99.89	99.9	99.91	99.92	99.89	99.88	99.88	99.88
Ba	171	301	48	548	222	552	146	209	133	224	67	296	122	238	165
Co	44.2	25.6	34.7	19.7	72.2	14.1	48.9	53.4	23.7	17.5	50.7	17.8	84.1	30.6	25.1
Cs	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.2
Ga	14.6	12.4	12.7	9.9	12.4	12.8	13.1	11.4	14.4	12.7	9.7	13.4	11.1	8.2	10.8
Hf	4.4	3.3	4	4.1	4.4	4.1	3.1	2.6	4.6	4.1	3	3.5	3.8	3.5	4.1
Nb	3.7	4.2	3.7	3.1	3.9	3.4	6.5	5.2	4.1	3.3	5.1	5.3	4.6	4.5	4.2
Rb	24.2	15.1	1.3	60.7	15.9	35.2	10.9	8.2	12.5	15.8	8.6	41.3	10.9	7.6	13
Sr	84	49.2	151.9	36.4	108	63.9	45.4	90.5	37.2	47.6	126.6	111.5	90	95.1	67.1
Ta	0.4	0.5	0.4	0.3	0.5	0.3	0.6	0.7	0.3	0.3	0.5	0.5	0.6	0.4	0.4
Th	5.4	8.1	5	4.6	5.5	5.7	6.8	9.1	3.3	3	5.3	6.9	6.7	8.2	4.2
U	1.2	1.9	1.1	1.3	1.6	1.4	1.7	1.7	0.5	0.9	1.2	2.1	1.8	2.2	1.6
V	<8	12	<8	17	12	12	13	<8	17	26	8	12	<8	23	18
Zr	168.3	110	147	147.7	159.2	153.6	96.2	73.5	152.9	133.6	97.1	121.9	147.3	134.9	127.9
Y	24.8	16.7	23.5	18.8	19.2	24.6	22.1	27.3	31.3	40.6	14.3	17.0	16.5	19.3	35.8
Sc	5	3	5	5	5	6	6	3	9	10	4	4	5	4	9
Mg#	41.02	45.56	18.88	58.45	32.91	58.71	65.51	82.28	71.06	50.55	20.89	41.87	29.96	87.556	82.68
A/CNK	1.309	1.178	0.977	1.926	1.234	1.349	1.286	1.182	1.6253	1.503	1.128	1.471	1.223	1.30257	1.779
K ₂ O/Na ₂ O	0.203	0.143	0.01	1.035	0.117	0.412	0.09	0.08	0.17	0.186	0.06	0.489	0.07	0.1092	0.212

Not: Fe₂O₃* . Fe₂O₃ cinsinden toplam demir

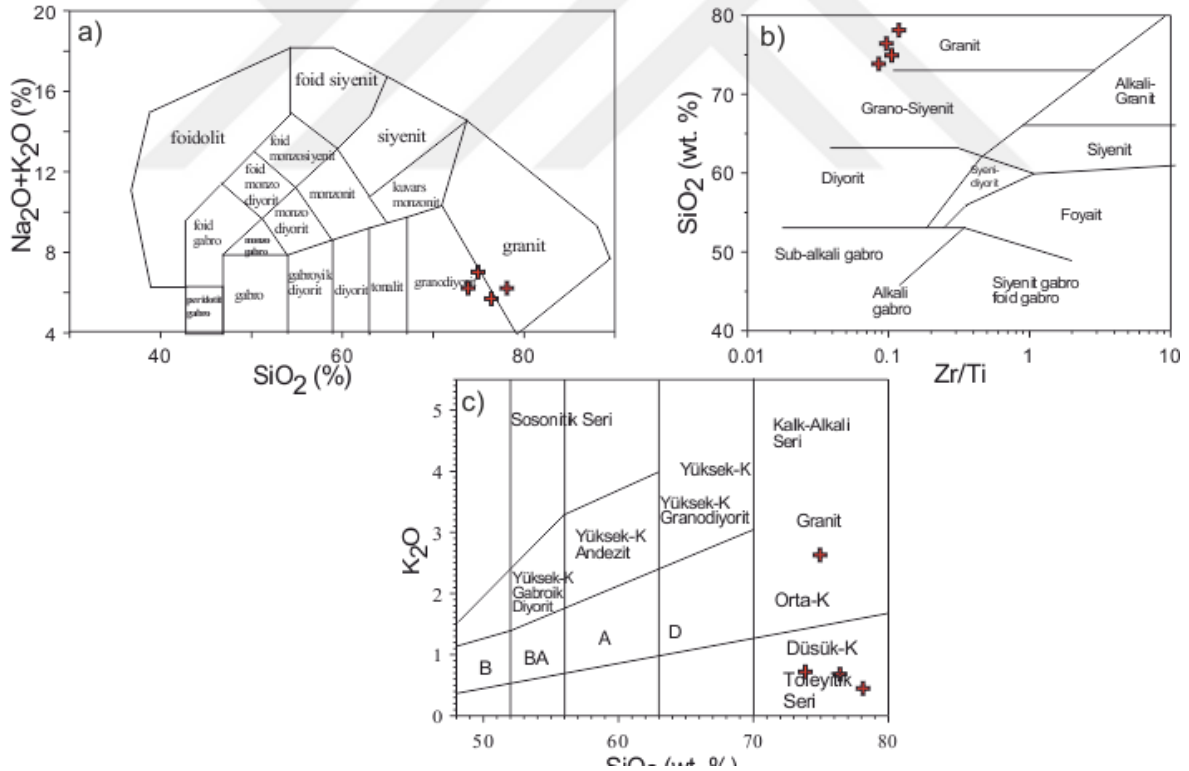
Tablo 3.4 Coşkunlar Dasiti'ne ait kayaçların nadir toprak element analizleri

Örnek No	GD-8	GD-10	GD-11	GD-19	GD-36	GD-39	GD-42	GD-44	GD-47	GD-50	GD-67	GD-71	GD-72	GD-78	GD-79
La	20.4	18.3	15.4	15.2	13.2	16	19.7	21.5	14.1	6.3	17.3	15.9	17	18.7	4.4
Ce	37	31.7	27.9	27.5	10.1	28.5	39.3	41.9	28	12.5	33	27.5	30.1	32.2	8.4
Pr	4.8	3.28	3.23	2.91	2.57	3.33	4.32	4.52	3.57	1.6	3.37	2.93	3.36	3.34	0.98
Nd	18.3	12.3	13.1	10.8	10.5	13.1	16.5	16.4	15.7	8	11.3	10.4	12.7	11.8	4.7
Sm	3.8	2.28	2.6	2.11	2.06	2.57	3.02	3.51	4.13	2.66	2.11	2.20	2.38	2.59	1.31
Eu	0.71	0.33	0.68	0.49	0.4	0.63	0.42	0.37	1.1	0.78	0.3	0.39	0.45	0.45	0.25
Gd	3.42	2.31	3.27	2.3	2.27	3.27	3.39	3.69	4.59	4.46	1.71	2.36	2.21	2.58	2.36
Tb	0.59	0.39	0.58	0.41	0.38	0.58	0.57	0.65	0.84	0.91	0.3	0.42	0.37	0.45	0.61
Dy	3.78	2.51	3.59	2.68	2.56	3.75	3.52	4.36	5.26	6.16	2.21	2.61	2.5	2.77	4.88
Ho	0.78	0.58	0.82	0.62	0.61	0.87	0.73	0.88	1.06	1.33	0.47	0.56	0.58	0.6	1.17
Er	2.54	1.79	2.53	2.05	2.23	2.81	2.29	2.88	3.5	4.38	1.6	1.99	1.82	2.04	4.17
Tm	0.4	0.31	0.39	0.35	0.36	0.42	0.35	0.41	0.55	0.67	0.29	0.32	0.33	0.33	0.72
Yb	3.01	2.1	2.93	2.52	2.63	2.93	2.56	2.95	3.73	4.61	2.11	2.13	2.33	2.34	4.64
Lu	0.48	0.36	0.49	0.42	0.44	0.49	0.42	0.47	0.61	0.71	0.35	0.35	0.38	0.41	0.76

3.2.3. Güvendik Tronjemiti

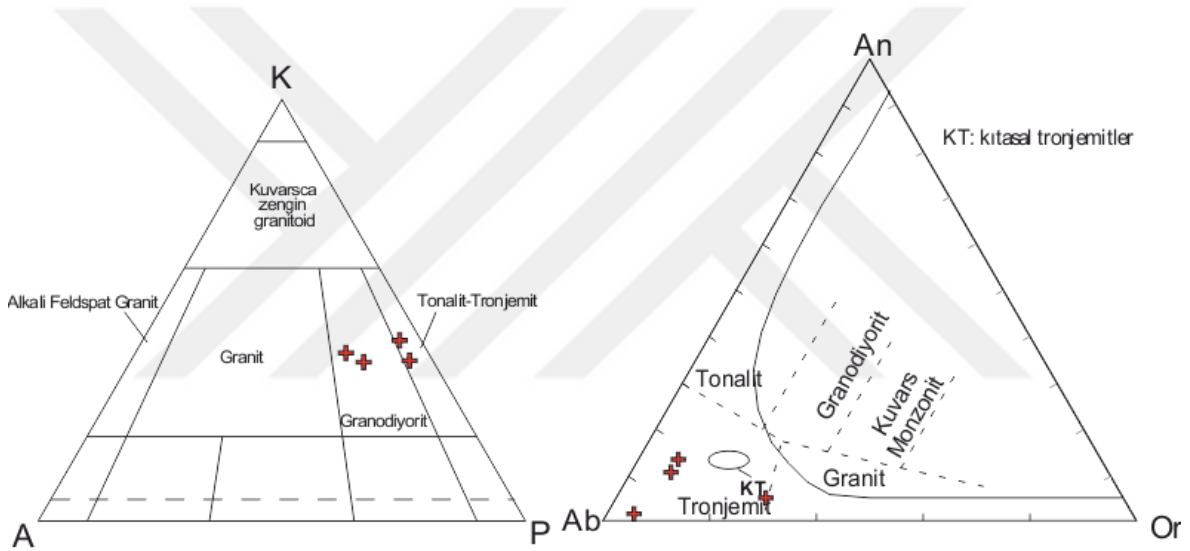
3.2.3.1 Ana ve İz Element Jeokimyası

Bu çalışma kapsamında Güvendik Tronjemiti olarak adlandırılan kayalardan 4 adet örnek alınmıştır. Bu örneklerin silisyum oksit içerikleri % 73-78 arasında değişim göstermektedir (Tablo 3.4). Söz konusu kayaları sınıflamak için hazırlanan toplam alkali-silis diyagramında (Le Maitre ve diğ., 2002) dört örneğinde granit ve granodiyorit alanına düştükleri gözlenmektedir (Şekil 3.19a). SiO_2 'ye karşı iz elementlerden Zr/Ti oranı kullanılarak hazırlanan sınıflama diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) da toplam alkali silis diyagramı ile uyumlu olarak granit alanına düştükleri görülmektedir (Şekil 3.19b). Güvendik Tronjemitleri'ne ait örneklerin K_2O (%0.45-2.63)- SiO_2 diyagramında (Pencerillo ve Taylor, 1976) bir örneğin kalk-alkali, diğer örneklerin ise toleyit alanına düştükleri gözlenmektedir.



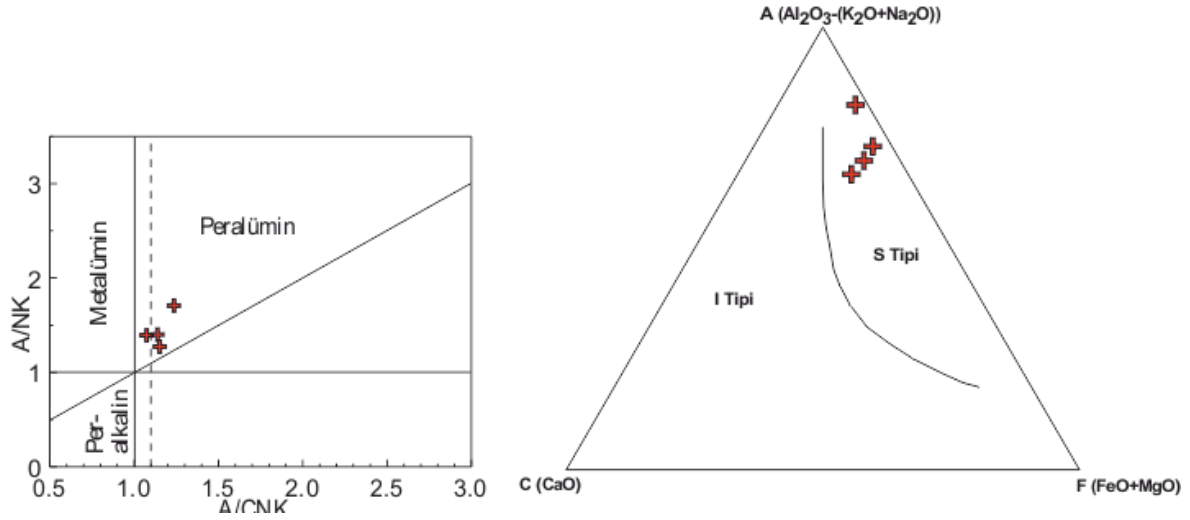
Şekil 3.19. a) Güvendik Tronjemiti'ne ait toplam alkali silis diyagramı (Le Maitre ve diğ., 2002) b) Güvendik Tronjemiti' ne ait SiO_2 ' ye karşı Zr/Ti diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977) c) K_2O ' ya karşı SiO_2 (Pencerillo ve Taylor, 1976).

Modal ve Jeokimyasal sınıflama diyagramları kullanılarak elde edilen sonuçları test etmek amacıyla kayalar CIPW norm ve molar değerleri kullanılarak da sınıflandırılmışlardır. TAS diyagramlarında yüksek silisyum içerikleri nedeniyle granit alanına düşen örnekler, normatif K-A-P (kuvars-alkali feldspat-plajiyoklas) diyagramında, normatif plajiyoklas içeriklerinin yüksek ve alkali feldspat oranının düşük olması sebebiyle, granodiyorit, tonalit alanına düşmektedir (Şekil 20a). Molar oranlar kullanılarak hazırlanan An-Or-Al (anortit-ortoklas-albit) diyagramında da örnekler yüksek albit içerikleri sebebiyle tronjemit alanına düşmektedirler (Şekil 3.20b). Bu sonuçlar, jeokimyasal sınıflama diyagramlarının aksine, petrografik gözlemler ve modal Q-A-P sonuçları ile uyumludur.

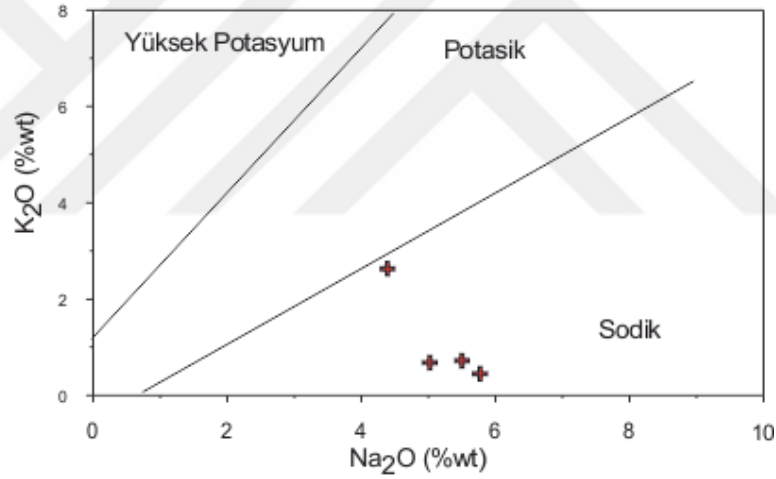


Şekil 3.20. a) Güvendik Tronjemitine ait örneklerin CIPW normatif K-A-P diyagramı (a) ve molar An-Ab-Or diyagramı (b) (Shand, 1947, Clarke, 1981).

Tronjemitlerin alümina içerikleri oldukça yüksek olup %12.32-13.77 arasında değişim göstermektedir. A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$)'ya karşı A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) oranları kullanılarak hazırlanan diyagramda (Chappell ve White, 1974) örneklerin tamamı peralümin alana düşmektedirler (Şekil 3.21a). Yüksek alümina içeriğine sahip olan Güvendik Tronjemitine ait örneklerin $Al_2O_3-(Na_2O+K_2O)-CaO-(FeO+MgO)$ diyagramında (Şekil 3.21b) S-tipi karakterli oldukları görülmektedir (Chappell ve White, 1977). Na_2O 'e karşı K_2O diyagramında (Şekil 3.22) ise Güvendik örneklerinin sodik bir karakter sergiledikleri görülmektedir.



Şekil 3.21. Güvendik Tronjemiti'ne ait örneklerin a) K₂O'e karşı SiO₂ (Pencerillo ve Taylor, 1976), b) A/CNK (Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O)'ya karşı A/NK (Al₂O₃/Na₂O+K₂O) (Chappell ve White, 1974) diyagramları.



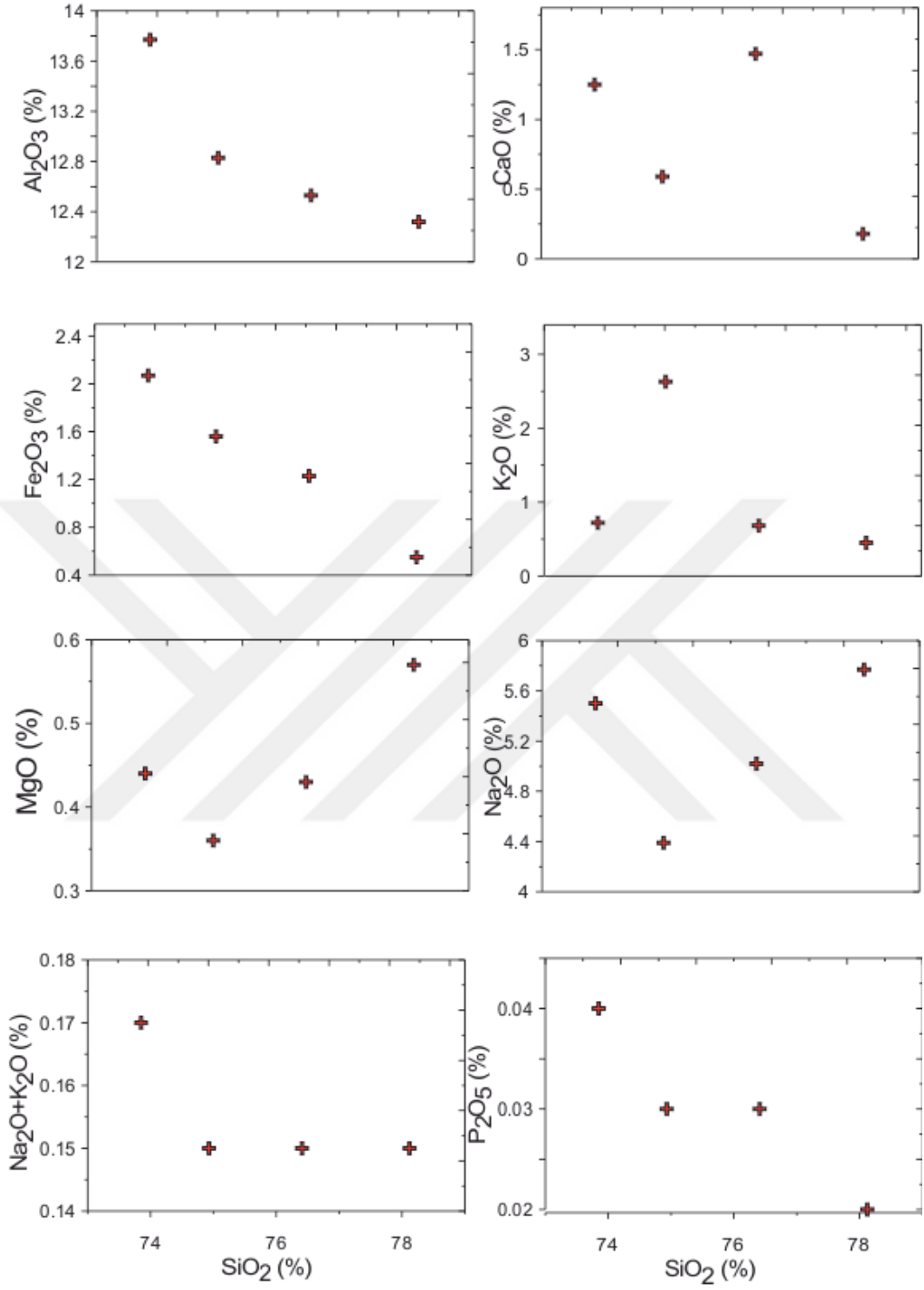
Şekil 3.22. Güvendik Tronjemiti'ne ait örneklerin Na₂O'e karşı K₂O diyagramı (Middlemost, 1975)

Güvendik Tronjemiti'ne ait örnekler silisyuma karşı ana oksit değişim diyagramlarında Al₂O₃, Fe₂O₃, P₂O₅, CaO ve K₂O düzgün negatif korelasyonlar gösterirken, MgO ve Na₂O düzgün pozitif korelasyonlar göstermektedir (Şekil 3.23). Toplam Na₂O+K₂O oranı ise dağınık bir korelasyon göstermektedir. Negatif CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃ ve K₂O korelasyonları kayaçlarda plajiyoklas, amfibol ve potasyumlu feldispatların fraksiyonlaşmasına işaret eder. MgO ise yatay bir dağılım sergilemektedir.

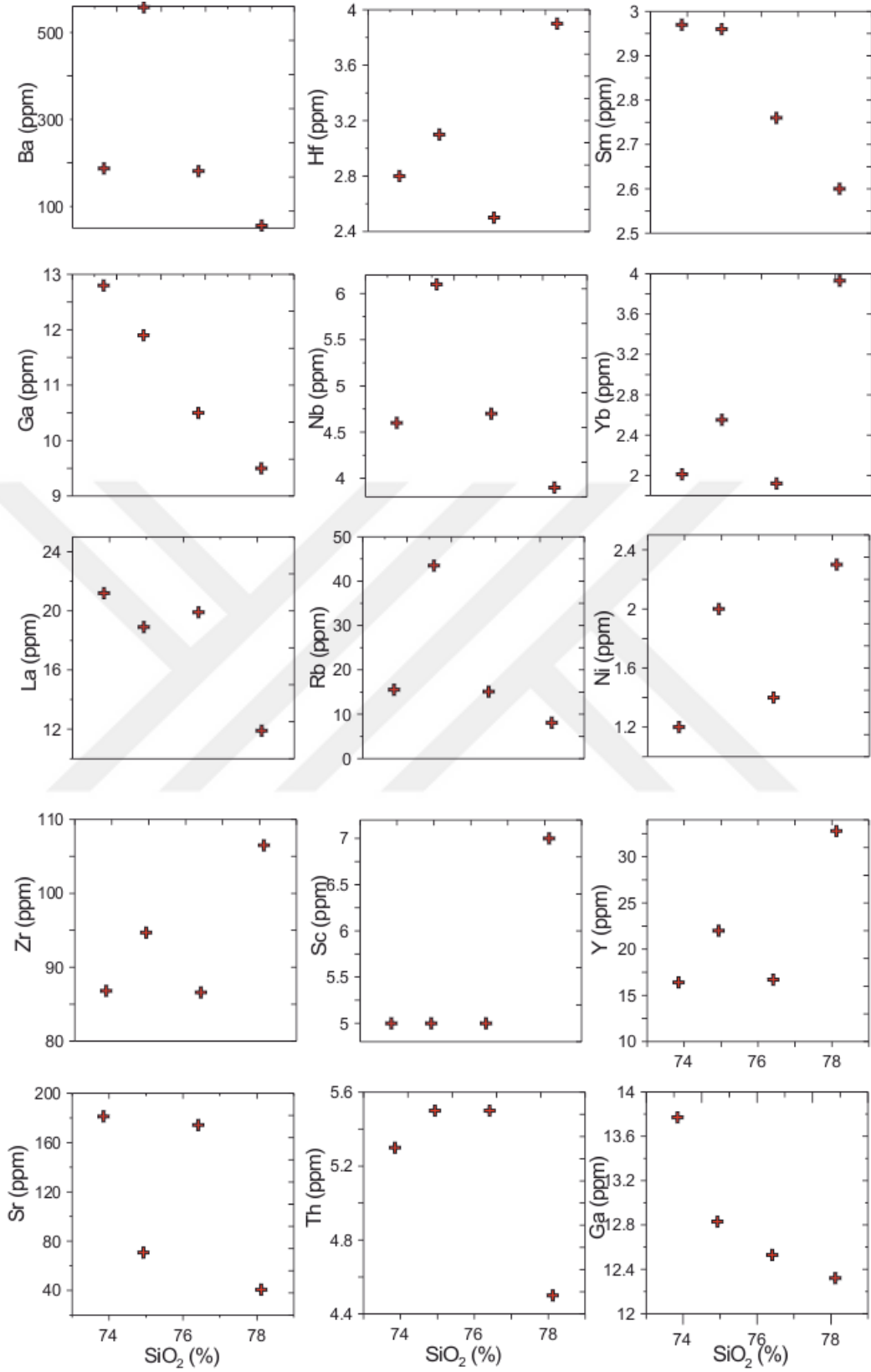
Çalışılan tronjemitik kayaçların silisyum içeriklerine karşı iz element değişim diyagramlarında Ba, Sm, Ga, Nb, La, Rb, Sr elementleri negatif korelasyonlar

göstermektedir. Hf, Yb, Zr ve Y elementleri ise pozitif eğilim göstermektedir (Şekil 3.24). Th, Sc ise oldukça dağınık bir görüntü sergilemektedir. Rb, Sr ve Ba'da görülen negatif korelasyonlara kayaçta görülen K'lu feldispat ve plajiyokların fraksiyonlaşması neden olmuş olabilir. Ga, La, Nb, Sm'da görülen negatif korelasyonlar ise amfibol fraksiyonlaşması sonucu oluşabilir.





Şekil 3.23. Güvendik Tronjemit'i'ne ait SiO₂' ye karşı anaoksit değişim diyagramları.

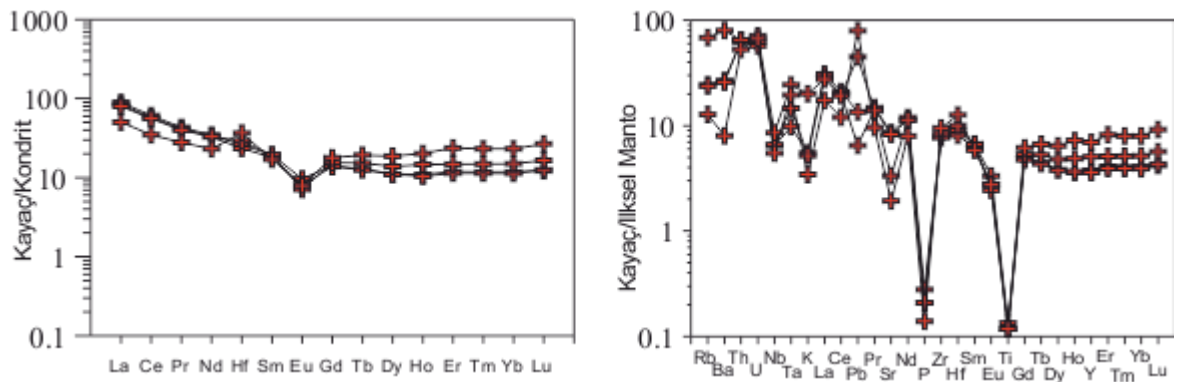


Şekil 3.24. Güvendik Tronjemiti'ne ait örneklerin SiO₂'e karşı iz element değişim diyagramları.

3.2.3.2. İz ve Nadir Toprak Elementler

Tronjemitlere ait iz element değerlerinin kondrite göre normalize edilmesi ile hazırlanan çoklu element diyagramlarında düşük-orta dereceli negatif Eu anomalisi ($Eu/Eu^*=0,45-0,57$) ve orta dereceli L.E (Lantanit Grubu Elementler) ($La_N/Lu_N=1,87-7,32$) farklılaşması gözlenir. Düşük-orta dereceli Eu anomalisi granitlerin gelişimi sırasında plajiyoklas fraksiyonlaşmasının önemli rol oynadığını gösterir. Grafikte H.N.T.E (Hafif Nadir Toprak Elementler)' in A.N.T.E (Ağır Nadir Toprak Elementler)' e göre zenginleşmiş oldukları göze çarpmaktadır. Bu zenginleşmenin O.N.T.E' e doğru azalarak A.N.T.E' e gelindiğinde yatay seyir göstermesi yitim ortamı kayaçlarına uygun bir patern olarak değerlendirilebilir. Ayrıca bu zenginleşme sebebiyle grafikte dış bükey bir şekil gözlenmektedir. Bu konkav görüntü kaynak içerisinde bir amfibol ayrışması modeline uygundur (Green ve Pearson,1985; Romick ve diğ., 1987) (Şekil 3.25a).

Şekil 3.25b' de Güvendik Tronjemitlerine ait İ.M'ya göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı gösterilmektedir. Tronjemitlerde B.İ.Y.E elementlerin Y.Ç.A.E' e göre daha zenginleşmiş oldukları görülmektedir. Bu zenginleşmeye ek olarak görülen negatif Nb, Ta ve Ti anomalileri granitlerin oluşumunda yitim bileşenine işaret eder. Ayrıca Rb ve Ba elementlerinde görülen dağınık görüntü ve negatif Nb, Ta anomalileri kayaçların oluşumu sırasında kabuksal bir kirlenmeye dair ipuçları sunmaktadır. Artan SiO_2 içeriğine bağlı olarak belirginleşen P ve Ti anomalisi kayaç oluşumu sırasında demir-titan oksitlerin fraksiyonlaşmasına işaret eder.



Şekil 3.25. Güvendik Tronjemitleri'ne ait a) Kondrite göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı (Sun ve McDonough, 1989). b) İlksel Manto'ya göre normalize edilmiş çoklu element diyagramları (Sun ve McDonough, 1989)

Tablo 3.5. Güvendik Tronjemiti'ne at kayaçların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri

Örnek No	GD-7	GD-35	GD-37	GD-43
SiO ₂	73.85	76.41	74.93	78.12
Al ₂ O ₃	13.77	12.53	12.83	12.32
Fe ₂ O ₃	2.07	1.23	1.56	0.55
MgO	0.44	0.43	0.36	0.57
CaO	1.25	1.47	0.59	0.18
Na ₂ O	5.5	5.02	4.39	5.77
K ₂ O	0.72	0.68	2.63	0.45
TiO ₂	0.17	0.15	0.15	0.15
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.03	0.02
MnO	0.03	0.02	0.03	0.01
A.K	2.1	1.9	2.3	1.7
Toplam	99.94	99.87	99.8	99.84
Ba	187	181	558	56
Co	48.1	60.2	93.9	97.9
Cs	<0.1	<0.1	0.7	0.3
Ga	12.8	10.5	11.9	9.5
Hf	2.8	2.5	3.1	3.9
Nb	4.6	4.7	6.1	3.9
Rb	15.5	15.1	43.5	8.1
Sr	181.2	174.3	70.7	40.7
Ta	0.4	0.6	1	0.8
Th	5.3	5.5	5.5	4.5
U	1.3	1.2	1.5	1.4
V	13	12	14	17
Zr	86.8	86.6	94.7	106.5
Y	16.4	16.7	22.0	32.8
Sc	5	5	5	7
A/CNK	1.12	1.06	1.14	1.18
K ₂ O/Na ₂ O	0.13	0.13	0.6	0.08

Not: Fe₂O₃* cinsinden toplam demir.

Tablo 3.6. Güvendik Tronjemiti'ne ait kayaçların nadir toprak element (ppm) analizleri

Örnek No	GD-7	GD-35	GD-37	GD-43
La	21,2	19,9	18,9	11,9
Ce	37,3	35	34,2	21,3
Pr	4,1	3,93	3,8	2,65
Nd	16,2	15,3	15,4	10,8
Sm	2,97	2,76	2,96	2,6
Eu	0,56	0,47	0,41	0,46
Gd	2,9	2,83	3,17	3,67
Tb	0,48	0,47	0,57	0,72
Dy	2,82	2,8	3,53	4,75
Ho	0,62	0,59	0,83	1,14
Er	1,97	1,88	2,45	3,93
Tm	0,3	0,29	0,38	0,59
Yb	2,01	1,92	2,55	3,93
Lu	0,31	0,32	0,42	0,68

3.3. Sr-Nd-Pb İzotop Jeokimyası

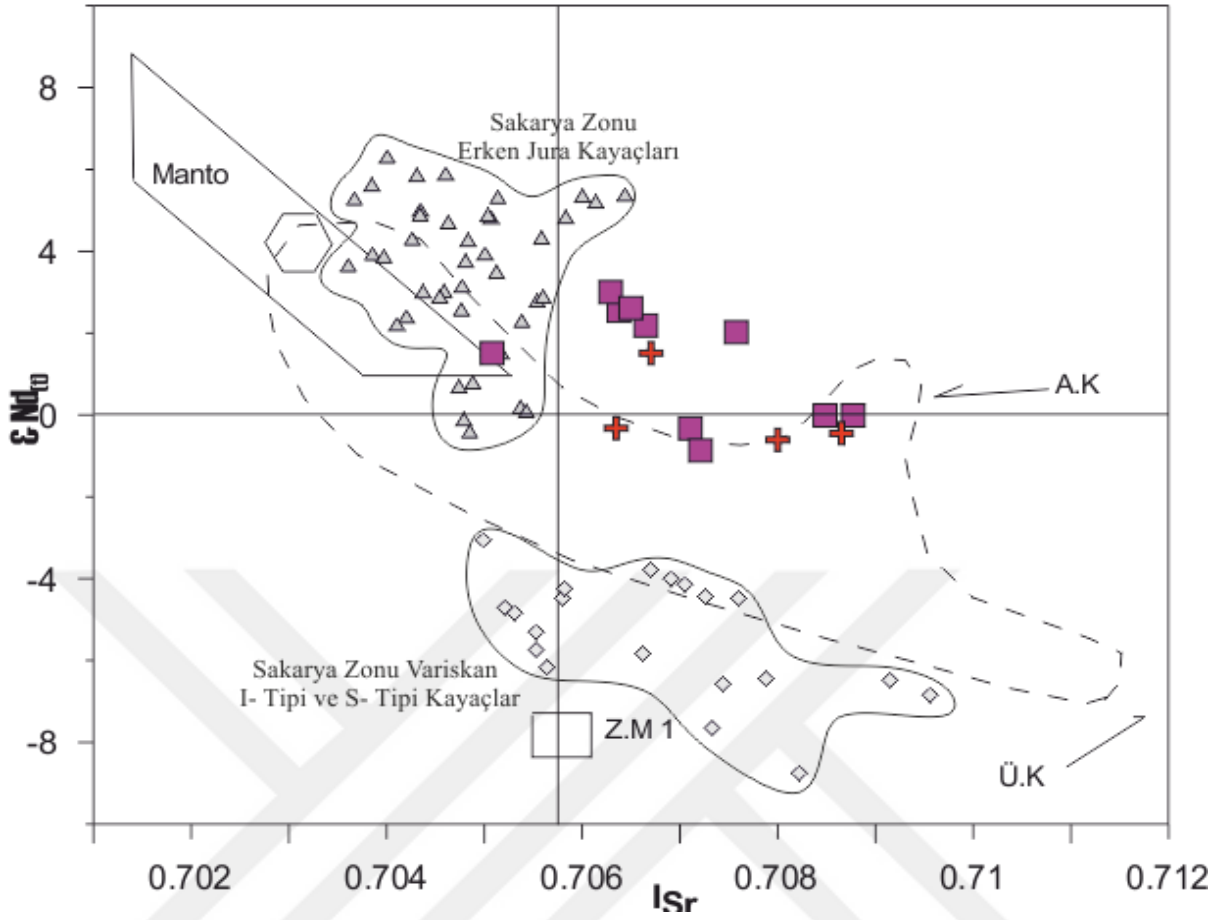
Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti'ne ait kayaçların radyojenik izotop analizleri her iki birime ait kayaçların benzer izotop oranlarına sahip olduğunu göstermektedir. Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerin ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranları 0.70513-0.70968, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i oranları 0.512359-0.512559, ϵNd_i değerleri ise -2.4 ile +2.8 arasında değişim gösterirler. Güvendik Tronjemiti'ne ait örnekler ise ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranları 0.70645-0.70867, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i oranları 0.512372-0.512517, ϵNd_i değerleri de -2.6 ile 1.0 arasında değişim gösterir (Tablo 3.7).

Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti'ne ait kayaçların ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i - ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{ii} izotop diyagramında çoğunlukla alt kabuk toplandıkları ve üst kabuk yönünde hafif negatif bir korelasyon sergiledikleri gözlenmektedir. (Şekil 3.26). Bu eğilim kayaçların oluştuktan sonra üst kabuk kökenli kayaçların asimilasyonu sonucu kirlendikleri fikrini desteklemektedir.

Tablo 3.7 Coşkunlar Dasidi ve Güvendik Tronjemitine ait Sr, Nd ve Pb izotopik bileşimleri

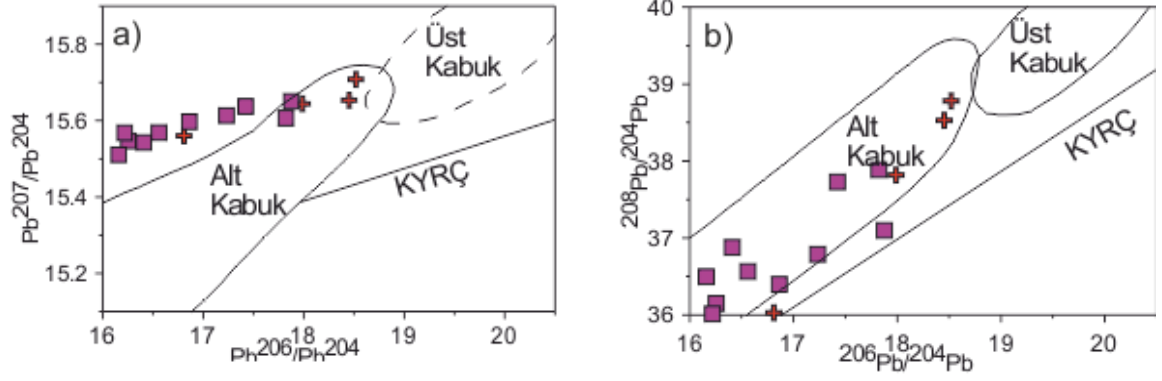
Örnek	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	87Sr/ 86Sr	2s	ISr	147Sm/ 144Nd	143Nd/ 144Nd	2s	eNd(0)	fSmNd	eNd(T)	TDM (Ga)	207Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	
K1 (GD-79)	13	67,1	1,31	4,7	0,561848	1,6	4,2	1,3	0,708121	0,00001	0,7067	0,169252	0,512717	0,0	1,54	-0,14	2,19	0,69757	15,5429	38,83187	36,87636	36,87636
K2 (GD-47)	12,5	37,2	4,13	15,7	0,974462	0,5	3,3	1,1	0,708926	0,00001	0,7064	0,159739	0,512724	0,0	1,68	-0,19	2,55	0,685885	15,65054	38,91814	37,09839	37,09839
K3 (GD-49)	7,4	33,8	2,57	8,2	0,634911	0,6	1,7	0,9	0,707951	0,00002	0,7063	0,190321	0,512784	0,0	2,85	-0,03	3,00	0,591557	15,65702	38,873	37,72891	37,72891
K4 (GD-50)	15,8	47,6	2,66	8	0,962605	0,9	3	1,9	0,709016	0,00001	0,7065	0,201910	0,512778	0,0	2,73	0,03	2,61	0,601758	15,60675	38,84089	37,88503	37,88503
K5 (GD-42)	10,9	45,4	3,02	16,5	0,696256	1,7	6,8	1,6	0,708928	0,00001	0,7071	0,111138	0,512518	0,0	-2,34	-0,43	-0,33	1,012249	15,59708	38,98034	36,39617	36,39617
K6 (GD-78)	7,6	95,1	2,39	11,8	0,231756	1,9	6,2	1,3	0,709378	0,00001	0,7088	0,133279	0,512561	0,0	-1,50	-0,32	-0,01	0,944804	15,54688	39,05658	36,14871	36,14871
K7 (GD-10)	15,1	49,2	2,28	12,3	0,890041	1,9	8,1	2,2	0,707408	0,00002	0,7051	0,112559	0,512614	0,0	-0,47	-0,43	1,51	0,859133	15,61346	39,02849	36,78845	36,78845
K8 (GD-36)	15,9	108	2,76	8,5	0,426944	1,6	4,5	1,2	0,708693	0,00001	0,7076	0,197176	0,512742	0,0	2,03	0,00	2,02	0,65907	15,51064	38,76164	36,49668	36,49668
K9 (GD-44)	8,2	95	3,51	16,4	0,250316	1,3	4,1	1,0	0,707865	0,00003	0,7072	0,129958	0,512513	0,0	-2,44	-0,34	-0,87	1,021199	15,56888	39,06461	36,56417	36,56417
K10 (GD-67)	11,6	126,6	2,11	11,3	0,265719	1,2	4,3	0,9	0,709181	0,00001	0,7085	0,113383	0,512537	0,0	-1,97	-0,42	-0,01	0,982055	15,56833	38,91012	36,01371	36,01371
K11 (GD-7)	15,5	181,2	2,97	16,2	0,248068	1,3	5,3	2,5	0,708650	0,00001	0,7080	0,111322	0,512504	0,0	-2,61	-0,43	-0,61	1,03458	15,6442	39,11076	37,81746	37,81746
K12 (GD-37)	43,5	70,7	2,96	15,4	1,7843	1,5	5,5	8,3	0,711015	0,00001	0,7063	0,116711	0,512525	0,0	-2,20	-0,41	-0,33	1,00137	15,70784	39,18399	38,77974	38,77974
K13 (GD-35)	15,1	174,3	2,76	15,3	0,251234	1,2	5,5	1,2	0,709310	0,00001	0,7087	0,109536	0,51251	0,0	-2,50	-0,44	-0,45	1,024918	15,56027	38,79976	36,02803	36,02803
K14 (GD-43)	8,1	40,7	2,95	10,2	0,57715	1,4	4,5	14,7	0,708214	0,00001	0,7067	0,175622	0,51269	0,0	1,01	-0,11	1,51	0,741047	15,65373	38,71248	38,52764	38,52764

Not:e_{nd} = $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_s / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}} - 1$, $f_{\text{sm}/\text{Nd}} = (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Sm})_s / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Sm})_{\text{chur}} - 1$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}} = 0.512638$, ve $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Sm})_{\text{chur}} = 0.1967$. Model yaşlar lineer izotopik oran büyüme denklemi kullanılarak hesaplanmıştır. Denklem: $T_{\text{DM}} = 1/X \ln(1 + ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_s - 0.512638))$ şeklindedir.



Şekil 3.26. Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti'ne ait örneklerin I_{Sr} 'ye karşı ϵ_{Nd} diyagramı. Üst kabuk (Ü.K) ve alt kabuk (A.K) değerleri Mason ve diğ. (1996) ve Kempton ve diğ. (1997)'den alınmıştır. M: dizilimi, İ. Manto, ZM 1 ve ZM 2 manto rezervuar değerleri Zindler ve Hart (1986)'dan alınmıştır. Kısaltmalar; M. yönsemesi (manto yönsemesi), İ.M (İlksel manto), ZM (Zenginleşmiş manto), Sakarya Zonu'na ait Erken Jura Kayaçlarına ait değerler Genç ve Tüysüz, (2010); Karşlı ve diğ., (2017); Eyüboğlu ve diğ., (2016)'dan alınmıştır. Sakarya Zonu'na ait Variskan I ve S tipi kayaçlarına ait değerler ise Dokuz (2011), Topuz ve diğ., (2010); Kaygusuz ve diğ., (2012); Dokuz ve diğ., (2017)'den alınmıştırlar.

Coşkunlar Dasiti'ne ait örneklerin ilksel $^{206}Pb/^{204}Pb$ oranları (14.53-19.58) ve $^{208}Pb/^{204}Pb$ oranları (31.20-39.65) geniş bir dağılım gösterirken, $^{207}Pb/^{204}Pb$ oranları (15.43-15.69) oldukça dar bir aralıkta dağılım gösterir (Şekil 3.15). Güvendik Tronjemiti'ne ait örneklerde $^{206}Pb/^{204}Pb$ oranları (18.13-18.43), $^{207}Pb/^{204}Pb$ oranları (15.60-15.61) ve $^{208}Pb/^{204}Pb$ oranları (37.72-38.52) dar aralıklarda dağılım gösterir (Şekil 3.27). Kurşun izotop sonuçları da Sr ve Nd izotop sonuçlarıyla benzer bir sonucu işaret eder.



Şekil 3.27. Coşkunlar ve Güvendik Tronjemi'ne ait a) $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ve b) $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{204}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ izotop diyagramları

4. TARTIŞMA

4.1. Kesirli Kristallenme

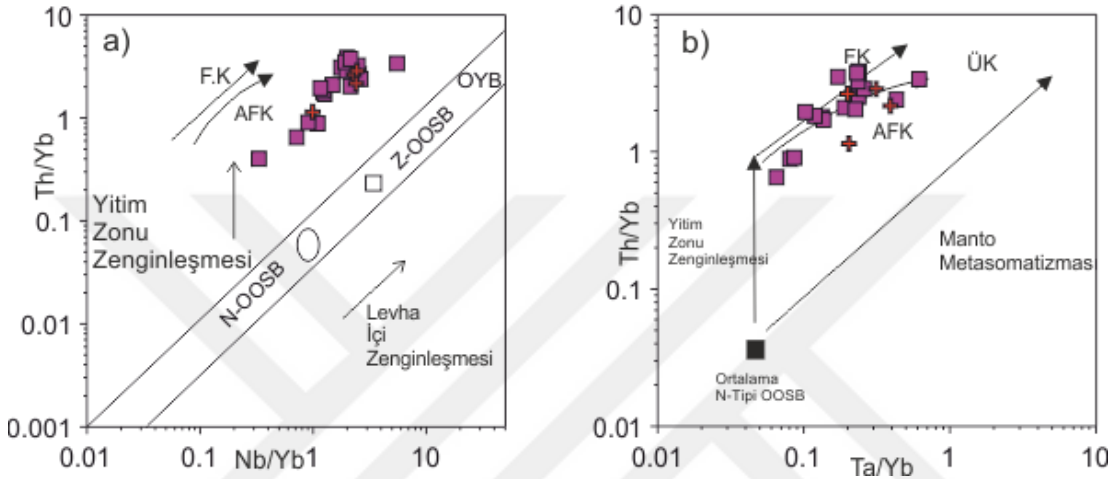
Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemitine ait kayaçların değişim diyagramlarında artan SiO₂ içeriğine bağlı olarak ana ve iz elementlerde gözlenen bazı trendler, kayaçların oluşumunda fraksiyonel kristallenmenin önemli bir rol oynadığını gösterir (Şekil 3.16, 3.17, 3.23, 3.24). Yüksek SiO₂ (71.33-80.03) içeriği kayaçların oluşumunun erken safhalarında fraksiyonel kristallenmenin rol oynadığını gösterir. Ayrıca yüksek silika içeriğine rağmen K, Ba, Rb, Th gibi uyumsuz elementlerin düşük oranlarda bulunması, artan silika içeriğine bağlı olarak bu elementlerle uyumlu plajiyoklas, K'lu feldspat, amfibol ve biyotit gibi fazların kayaçlarda oran olarak azalmasının bir sonucudur. Geniş dağılım aralığı, düşük-orta dereceli Eu anomalisi (Coşkunlar Dasiti Eu*= 0.31-0.80, Güvendik Tronjemitine Eu*= 0.45-0.57) ve düşük oranlarda zenginleşen A.N.T.E içeriği gibi verilerde kayaçların oluşumunda fraksiyonel kristallenmenin rolünün önemini gösterir.

K, Rb, Sr, Ba, Eu, Th, Nb, Y, Ti gibi iz elementlerde gözlenen negatif korelasyonlar kayaçlar oluşurken K'lu feldspat, plajiyoklas, hornblend, apatit ve ilmenit fraksiyonlaşması olduğuna işaret eder (Şekil 3.16, 3.17, 3.23, 3.24, 3.18, 3.25). Fakat bu fazlardan K'lu feldspat, hornblend, ilmenit ve apatite mikroskop altında çok fazla rastlanılmamıştır. Bu durum bahis konusu minerallerin magma daha derinlerde iken magmadan ayrıldıklarına işaret edebilir.

4.2. Kabuksal Kirlenme

Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemitinin oluşumunda kabuksal bir kirlenmenin izlerini takip etmek için Sr, Nd ve Pb izotop oranları ele alınabilir. Göreceli olarak geniş yayılım gösteren Sr izotop oranlarına karşılık oldukça dar bir aralıkta değişen Nd izotop oranları, kayaçların oluşumunda üst kabuk kaynaklı olası bir kirlenmenin olduğunu gösterir niteliktedir (Şekil 4.1). Sr ve Pb izotop değerlerinde görülen pozitif trendler Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemitine ait kayaçların Sr ve Pb açısından daha radyojenik bir kaynak tarafından kirlendiğine işaret eder.

İzotopik verilere ek olarak Th/Yb ve Nb/Yb gibi uyumsuz element içerikleri de kabuksal kirlenmeyi kontrol amaçlı olarak kullanılabilir. Kabuk kaynaklı malzeme genellikle yüksek La/Nb, Th/Yb, Ba/Nb ve düşük La/Ba içeriklerine sahiptirler (Wedepohl, 1995; Weaver ve Tarney, 1984). Bu durum kirlenmeye maruz kalan kayaçların La, Ba ve Th içeriklerinde Nb ve Yb'a göre bir artış olmasına sebep olur.



Şekil 4.1. Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti'ne ait a) Nb/Yb'ye karşılık Th/Yb diyagramı b) Ta/Yb'ye karşılık Th/Tb diyagramı (Pearce ve Peate, 1995). OOSB: Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, Z-OOSB: Zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, N-OOSB: Normal Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, OAB: Okyanus Adası Bazaltı değerleri Sun (1980)'den alınmıştır.

Örneklerde görülen dağınık K, Rb, Zr zenginleşmeleri kabuksal kirlenme tezini destekler niteliktedir. Bu kirlenmeye sebebiyet verebilecek olası kaynaklar düşünüldüğünde, çalışma alanının temelini oluşturan kayaçlar içerisinde bulunan kuvars ve feldspatça zengin metamorfik kayaçlar kirlenmenin muhtemel müsebbibleri olarak görülebilir.

4.3. Kaynak Alan

Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti, düşük K'lu, peralümin karakterli ve SiO₂ (%74.93-78.12) içerikleri oldukça yüksek kayaçlar olarak göze çarparlar. Ayrıca düşük MgO (0.26-1.59) içerikleri ilksel bir manto kaynağından itibaren oluşmadıklarını gösterir. Bu durumda incelemeye konu olan kayaçların kaynak alanları için iki proses veya kaynak

ön plana çıkmaktadır. (1) ilksel manto kaynaklı bir magmanın asimilasyon, fraksiyonel kristallenme gibi süreçler geçirerek asidik bir bileşime ulaşması. (2) metalümin karaktere sahip düşük potasyumlu mafik bileşimli bir kaynağın kısmi ergimesi.

İlk görüş, büyük hacimlerde peralümin bir ergiyiği hornblend fraksiyonlaşmasıyla elde etmenin oldukça zor olduğu gerçeği göz önüne alındığında, pek mümkün görülmemektedir. Zen (1986) gerçekleştirdiği çalışmasında “Peralümin magmaların fraksiyonel kristallenmeyle oluştuğu fikrinin verimsiz olduğunu; magmanın alümina içeriğinde belirgin bir değişim olmadan önce subalümin kristallerin magmadan ayrılmış olacağını” göstermiştir. Bu durum çevrede bol miktarda kalıntı metalümin kayaçların gözlenmesi gerektiği sonucuna götürmektedir.

Diğer taraftan, düşük K’lu felsik bir magmayı ilksel mafik bir litolojinin kısmi ergimesi yoluyla elde etmek daha akla yatkın bir yoldur (Bear ve Lofgren, 1991; Wolf ve Wyllie, 1994; Şen ve Dunn, 1994; Rap ve Watson, 1995; Springer ve Seck, 1997; Nakajima ve Arima, 1998). Deneysel çalışmalar felsik peralümin magmaların kabukta bulunan metalümin kaynak kayaçların sulu kısmi ergime yoluyla garnet duraylılık alanının altındaki bir basınçta (>10kb) ergimesi sonucu oluştuklarını gösterir. Felsik kabuk kayaçlarının peralümin karakterleri ergime süreci tarafından kontrol edilir ve kayacın toplam bileşiminden göreceli olarak daha az etkilenir. Bu bilgiler ışığında metalümin bir kaynaktan benzer peralümin karaktere sahip I-tipi ve S-tipi granitik magmalar elde etmek mümkündür. Kaynağın bileşimi kalıntı ergiyiğin içeriğini etkiler. Garnet duraylılık alanının altında bir basınçta I-tipi ergiyikler kaynağa göre daha peralümin karaktere sahiptirler ve kalan ergiyik daha metalümin bir karaktere sahip olur. S-tipi granitlerde ise durum bunun tam tersidir. S-tipi granitler kaynağa göre daha az peralümin karaktere sahip olurlar. Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti’nde gözlenen yüksek ANTE oranları ve az oranda fraksiyonlaşmış ANTE içerikleri kayaçların anateksi sınırının garnet duraylılık alanı üzerinde olduğunu gösterir (Patino Douce ve Beard, 1995; Singh ve Johannes, 1996). Kondrite göre normalize edilmiş NTE diyagramında gözlenen konkav dağılım, kayaçların oluşumunda amfibolün kalıntı faz olarak bulunduğu ve hornblendin kısmi ergimeyi tetikleyen sulu faz olarak kaynakta bulunduğuna işaret eder. Düşük Sr (>210) düşük Sr/Y oranı ve zayıf Eu anomalisi kaynakta plajiyoklasın kalıntı olarak bulunduğuna işaret eder. Hornblend ve biyotit sulu kısmi ergimeyle tonalitik magmaların oluşumunu sağlayan sulu mineral fazlarıdır. Fakat göreceli olarak düşük K, Rb, Cs içeriği ve düşük K₂O/Na₂O (>0.1) ve Rb/Sr (>0.45) kaynakta mika minarellerinin bulunmadığını gösterir. Kayaçların

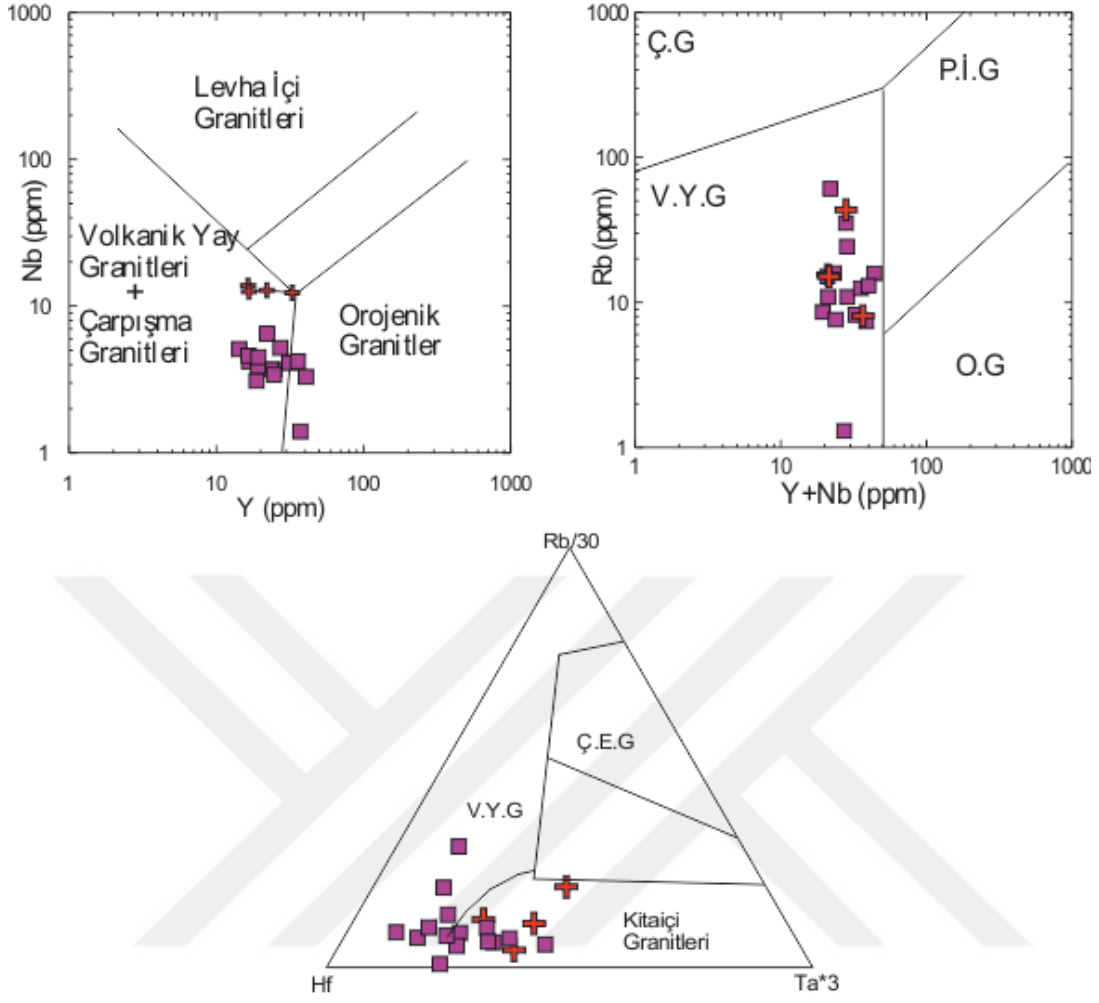
Nb, Ta, Hf ve Ti gibi YÇAE’de görülen tüketilme ve Rb, Th, Ba, U gibi BİYE elementlerde gözlenen zenginleşme, YÇAE’leri bünyelerine alan amfibol ve ilmenit gibi minerallerin fraksiyonlaşmasının bir sonucu olabilir. Sulu mineral olarak amfibol içeren mafik bir kaynağın ergimesiyle oluşan ergiyikler genellikle peralümin bileşime sahiptirler (Beard ve Lofgren, 1991; Patino Douce ve Beard, 1995; Ratajeski ve diğ., 2005).

Ayrıca -2.6 ile 1 arasında değişen ϵ_{Nd} izotop değerleri ve 0.70635-0.70835 arasında değişen I_{Sr} oranları alt kabuk ile üst kabuk kadrantları arasında dağılım vermektedir. Bu durumda Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti’ne ait kayaçların; alt kabuğa ait mafik kayaçların kısmi ergimesi sonucu oluşmuş bir magmanın asimilasyonu ve fraksiyonel kristallenmeye maruz kalması ile oluştukları düşünülebilir.

4.4. Tektonik Ortam

İnceleme bölgesindeki kayaçların oluştukları tektonik ortam bir takım ayırım diyagramları (Şekil 4.2) kullanılarak tanımlanmaya çalışılmıştır. İncelenen örneklerin tüm-kayaç ana ve iz element dağılımları toleyitik bileşimli olduklarına işaret etmektedir (Şekil 4.2). Örneklerin bu diyagramlardaki dağılımları Zr içerikleri bakımından incelendiğinde çoğunlukla ada yayı ve kısmen de levha içi ortamlarında oluşan kayaçların özelliklerini sergiledikleri gözlenmektedir. Asidik özellikli Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiti’ne ait kayaçlar Pearce ve diğ. (1984) tarafından granitik kayaçlar için hazırlanan tektonik ortam ayırtma diyagramlarına aktarıldığında volkanik yay/çarpışmayla eş yaşlı magmatik özellikleri sundukları görülmektedir. Bu durum Olur yöresinde incelemeye konu olan bu genel olarak yitim ilişkili bir ortamda oluştukları söylenebilir.

İlksel mantoya göre normalize edilmiş çoklu element diyagramları kayaçların yitim ilişkili oldukları tezini destekler niteliktedir. Daha önce de bahsedildiği üzere BİYE ve HNTE’lerin YÇAE’e göre zenginleşmiş olması ve negatif Nb, Ta anomalileri kayaçların yitimle ilişkili olarak oluştuklarını destekler (Thorpe v.d., 1982; Pearce, 1983; Cox ve Hawkesworth, 1985; Pearce vd., 1990; Davidson vd., 1991; Walker vd., 1991; Pearce ve Peate, 1995).



Şekil 4.2. Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemiği'ne ait a) Nb-Y (Pearce ve diğ., 1984) b) Rb-Y+Nb (Pearce ve diğ., 1984) c) Rb/30-Ta*3-Hf (Harris ve diğ., 1986) tektonik ortam ayırım diyagramları

5. SONUÇLAR

Olur (Erzurum) yöresinde yüzeyleyen Coşkunlar Dasiti ve Güvendik Tronjemitlerinin yaşları ICP-MS yöntemi kullanılarak yapılan yaş tayinleri sonucunda sırasıyla 184.1 ve 185.3 (Erken Jura) olarak belirlenmiştir.

İnceleme konusu kayaçlarda görülen Nb, Ta, Hf ve Ti gibi YÇAE'de görülen tüketilme Rb, Ba, Th, U gibi BİYE elementlerde görülen zenginleşme kayaçların bünyelerinde amfibol ilmenit gibi minerallerin fraksiyonlaşmasının bir sonucudur. Ayrıca Nb-Ta-Ti gibi elementlerde görülen negatif anomaliler kayaçların yitimle ilişkili bir ortamda oluştuklarını gösterir. Örneklerin Alt Kabuk-Üst Kabuk bileşimleri arasında değişen Sr-Nd-Pb izotop içerikleri de diğer değişkenlerle birlikte değerlendirildiğinde, kayaçların alt kabuğa ait juvenil bazik kayaçların kısmi ergimesi akabinde asimilasyonu ve fraksiyonel kristallenmesi sonucu oluştuğunu ortaya koyar.

Erken Jura magmatizması genellikle bazik karakterlidir ve doğu batı doğrultusunda Artvin'den Orta Pontidlere kadar uzanan geniş bir alanda yüzeyler. Olur yöresi Erken Jura yaşlı asidik kayaçların nadir olarak yüzeylediği alanlardan biridir. Bu durum Jura magmatizmasının bilinen aksine bimodal karakterli olduğunu ortaya koymaktadır.

Jeokimyasal bulgular Jura yaşlı asidik kayaçların yitim ilişkili olarak açılmakta olan yay-gerisi ortamda oluştuklarına işaret etmektedir.

6. KAYNAKLAR

- Adamia, S.A., Lordkipanidze, M.B. ve Zakariadze, G.S., 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of Caucasus, Tectonophysics, 40, 183-199.
- Adamia, S., Below, A.A., Lordkipanidze, M.B., Somin, M.L., 1982. Project No: 51GCP. Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine Mediterranean Mountain Belt: Guide Book for the Field Excursion for the International Working Meeting in the Caucasus, Geological Society of London, Special Publications, 82.
- Ağar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, İstanbul.
- Akalın, L. (1977). Balkaya ve Sütkan (Erzurum) İgnit arazilerinin incelemesi. MTA Report, (224).
- Alp, D., 1972. Amasya Yöresi'nin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen. Fak. Monografileri, 22, İstanbul, 135.
- Altınlı, İ.E., 1969. Oltu-Olur-Narman dolayının jeolojik incelemesi: TPAO Rap. No:449 (yayımlanmamış).
- Baykal, F., 1950. Oltu-Göle-Ardahan-Çıldır bölgesinin jeolojik ana çizgisi: MTA Rap. No: 1928 (yayımlanmamış).
- Bayraktutan, M. S., 1982. Narman (Erzurum) Miyosen havzasının sedimentolojik evrimi Doktora Tezi. Atatürk Üniversitesi.Doğa Bilimleri Fakültesi.
- Beard, J., Lofgren, G., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1,3 and 6,9 kb, Journal of petrology 32, 365-402.
- Bilgin A, 1984, Serçeme (Erzurum) deresi ve dolaylarındaki volkanitlerin jeokimyası, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 5, 41-50.
- Bozkuş, C., 1990. Oltu-Narman Tersiyer havzası kuzeydoğusunun (Kömürlü) stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Bülteni., 33,2,47-56.
- Bozkuş, C., 1992. Olur (Erzurum) yöresinin stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Bülteni., 35, 1, 103-120.
- Chappel, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology 8, 173-174.

- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence, Earth Science Reviews 61, 1-18.
- Cox, K. G., Hawkesworth, C. J. 1985. Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. Journal of Petrology, 26(2), 355-377.
- Davidson, Jon P., Charles R. 1991. Stern. Comment and Reply on" Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. Geology 19.10 1054-1056.
- Dokuz, A., 2000. Yusufeli yöresinin jeolojisi, jeotektoniği, magmatik-metamorfik kayaların jeokimyası ve petrojenezi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon
- Dokuz, A. ve 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., Karşlı O., Bin Chen ve 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. Elsevier., 259-279
- 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: Köse composite pluton, Gondwana Research, 19, 926-944.
- 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.
- Eren, M., 1983. Gümüşhane Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Erentöz, C., 1954. Oltu 31/4, Kars 32/3 ve Hasankale 48/2 1/100.000 ölçekli jeolojik paftalara ait memuar: MTA Rap. No: 2159 (yayımlanmamış).
- Erentöz, C., ve Ketin, İ., 1974, 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası izahnamesi, Kars paftası: MTA yayını.
- Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektaş, O., Rojay, B., Şen, C., 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the Eastern Pontides, NE Turkey. Gondwana Research, 18, 230-252.

- Eyüboğlu, Y., Chung, S.L., Santosh, M., Dudas, H.O. ve Akaryalı, E., 2011. Transition from shoshonitic to adacitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: implications for slab window melting, Gondwana Research, 19, 413-429.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F, Y., Santosh, M., Zhu D-C., Yi K., Chatterjee N., Jeong Y-J., Akaryalı, E., Liu Z. 2016. Cenozoic forearc gabbros from the northern zone of the Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey: Implications for slab window magmatism and convergent margin tectonics. Gondwana Research 33 (2016) 160–189
- Gattinger, T.E., 1955. Kuzeydoğu Türkiye’de Çoruh ile Erzurum arasındaki bölgede yapılan jeolojik harita çalışmaları hakkında rapor: MTA Rap. No: 2379 (yayımlanmamış).
- Gehrels, George E., Victor A 2008. Valencia, and Joaquin Ruiz. "Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U- Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry." Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9.3.
- Green, T. H., & Pearson, N. J. (1985). Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49 (6), 1465-1468.
- Gedikoğlu, A., Özsayar, T. ve Pelin, S., 1979. The Main Lines of the Geotectonic Evolution of the Eastern Pontides in Mesozoic, Era: Geocom-I, 555-850.
- 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.
- Karslı, 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.
- Karslı, O., Dokuz, A., Kandemir, R., 2016. Subduction-related Late Carboniferous to Early Permian Magmatism in the Eastern Pontides, the Camlik 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.
- Karslı, O., Dokuz, A. ve Kandemir, R., 2017. Zircon Lu-Hf isotope systematics and U–Pb geochronology, whole-rock Sr–Nd isotopes and geochemistry of the early Jurassic Gokcedere pluton, Sakarya Zone–NE Turkey: a magmatic response to roll-back of the Paleo-Tethyan oceanic lithosphere. Contrib Mineral Petrol 172:31.

- Keskin, Y., 1983. Bayburt (Gümüşhane) İlçesi, Akşar Köyü ve Güneybatısının Jeolojik İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Ketin, İ., 1966. Türkiye'nin Tektonik Birlikleri, MTA yay. Ankara No: 66, , 20-34.
- Konak, N., Hakyemez, Y., Bilgin, R., Bilgiç, T., Ercan, T., Öztürk, Z., Hepşen, N., Mengi, H. ve Bulut, M., 1992. Tectono-stratigraphic units of Mesozoic age between Erzurum and Artvin (E. Pontides): Int. Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Abstracts, 16.
- Konak, N., Hakyemez, H.Y., Bilgiç, T., Bilgin, R., Hepşen, N. ve Ercan, T., 2001. Kuzeydoğu Pontidlerin (Oltu-Olur-Şenkaya-Narman-Uzundere-Yusufeli) Jeolojisi, MTA Rap. No: 10489 (yayımlanmamış).
- Konak, N. ve Hakyemez, H.Y., 2001. Tectonic units of the easternmost part of the Pontides: Stratigraphical and structural implications, Proceedings of the 2nd Int. Symp. on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, 93-103, Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication. 4.
- Konak, N., Hakyemez, H.Y., 1996. Tectonic units of the easternmost Pontides: stratigraphical and structural implications. In: Derman, A.S., Toksoy, F., Yılmaz, E. (Eds.), Proceedings of 2nd International Symposium on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, İstanbul, Turkey, 32-33.
- Konak, N., Hakyemez, H. Y., 2008a. 1/100 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Kars-G48 paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 104, 69s.
- Korkmaz, S., Baki, Z., 1984, Demirözü (Bayburt) güneyinin stratigrafisi, TJK Bülteni, 5, 107-115.
- Lahn, E. ve Romber, H., 1939. Balkaya linyit zuhuratının jeolojik tetkikatı ile mezkur havzada yapılan araştırma işleri ve işletme teklifleri hakkında rapor: MTA Rap. No: 765 (yayımlanmamış).
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R. ve Zanettin, B.A., 1989. Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Blackwell, Oxford, Pp: 93.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A, Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, I., Lamere, J., Sabine, P.A., Sclunid, R., Soronsen, H. ve Woodley, A.R., 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press. 236.

- Ludwig, K., 2008. Manual for Isoplot 3.7: Berkeley Geochronology Center Special Publication 4.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System, Earth Sci. Rev., 37, 215-224.
- Nakajima, K., Arima, M. 1998. Melting experiments on hydrous low- K tholeiite: Implications for the genesis of tonalitic crust in the Izu–Bonin–Mariana arc. Island Arc, 7(3), 359-373.
- Nebert, K., Engin, T., Engin, O., 1964. Oltu (Erzurum) çevresindeki Oligosen çökellerinin (Alacalı horizon) jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap. No: 3485 (yayımlanmamış).
- Okay, A.I. ve Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the Eastern Pontides, In: Robinson, A.G. (Editor), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, Am. As. Petr. Geol. (AAPG) Memoir, 68,291-311.
- Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., Eren, A, ve Çapkınoğlu, S. 1982. Ardanuç (Artvin) Yöresinin Jeolojisi, KTÜ Yerbilimleri Dergisi, cilt 1, sayı 1-2, s. 21-37.
- Öztürk, A., 1979. Ladik-Destek yöresinin tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23(1), 21-31.
- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartzamphibolite from 3 to 15 kbar. Journal of Petrology 36, 707–738.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C.J., Hawkesworth and M.J. Norrt, (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva, Cheshire, 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. ve Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagram for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks, J. Petrol, 25, 956–983.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. ve Mitchell, J.J., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44,189-229.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of 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.
- Ramos, Frank C 1992. Isotope geology of the metamorphic core of the central Grouse Creek Mountains, Box Elder County, Utah. Diss. University of California, Los Angeles.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. Journal of Petrology 36, 891–931.
- Ratajeski, K., Sisson, T. W., Glazner, A. F., 2005. Experimental and geochemical evidence for derivation of the El Capitan Granite, California, by partial melting of hydrous gabbroic lower crust. Contributions to Mineralogy and Petrology, 149(6), 713-734.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., 1984. Introduction: Aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean, In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological evolution of Eastern Mediterranean, Geological Society of London, Special Publications, 17, 1-74.
- Robertson, A. H. F., Grasso, M., 1995. Overview of the Late Tertiary–Recent tectonic and palaeo- environmental development of the Mediterranean region. Terra Nova, 7(2), 114-127.
- Rojay, B., 1985. The Tectonostratigraphic Characteristics of the Kelkit Valley Subzone of the North Anatolian Fault. Yüksek Lisans Tezi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara).
- Romick, J. D., Kay, S. M., Kay, R. W., 1987. Amphibole fractionation and magma mixing in andesites and dacites from the central Aleutians, Alaska. Transactions American Geophysical Union (EOS), 68, 461.
- Seymen, İ., 1975. Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği, Doktora Tezi, İ.T.Ü., İstanbul.
- Shand, S.J., 1947. The Eruptive Rocks, 3rd edn. New York: John Wiley, 444 pp.
- Singh, J., & Johannes, W. (1996). Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids. Contributions to Mineralogy and Petrology, 125(1), 26-44.
- Springer, W., Seck, H.A., 1997. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: Implications for the origin of TTG magmas. Contrib. Mineral Petrol 127, 30-45.
- Streckeisen, A., 1976. To Each Plutonic Rock its Proper Name, Earth Science Review, 12, 1–33.

- Sipahi, F., 2011. Formation of Skarns at Gümüşhane (Northeastern Turkey). Neues Jahrbuch für Mineralogy-Abhandlungen, 188, 2, 169-190.
- 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. ve McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotope Systematics of Oceanic Basalts; Implication for Mantle Compositions and Processes, Magmatism in the Ocean Basins, eds: Saunders A.D., Nory M.J., 42, Geol. Soc. London. Spec. Pub., 313-345.
- Şen, C., 2007. Jurassic Volcanism in the Eastern Pontides: Is it Rift Related or Subduction Related?, Turkish Journal of Earth Sciences, 16, 523-539.
- Sen, C., Dunn, T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. Contributions to Mineralogy and Petrology 117, 394-409.
- 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., Ketin, İ., 1980. Remnants of pre-Late Jurassic Ocean in Northern: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys, Geological Society of America Bulletin, 91, 599-609.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean 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
- Tanyolu, E., 1988. Pulur Masifi (Bayburt) doğu kesiminin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 108.
- Taylor, S.R. ve McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust, Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312.
- Topuz, G. ve Altherr, R., 2004. Pervasive rehydration of granulites during exhumation-an example from the Pulur complex, Eastern Pontides, Turkey, Mineralogy and Petrology, 81, 165-185.
- 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. ve 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.

Temiz, H., 1989. Niksar (Tokat) güneydoğusunda Kuzey Anadolu fay zonunun jeolojik ve tektonik özellikleri, Doktora Tezi. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.

Thorpe, R. S., 1982. Andesites: Organic andesites and related rocks, No: 552.3

Turan, M. 1978. Şiran'ın (Gümüşhane) doğusunun jeolojisi Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Üniversitesi, Yerbilinleri Fakültesi, 57 p , Trabzon-Turkey.

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.

Walker, N. W., Brown, E. H. 1991. Is the southeast Coast Plutonic Complex the consequence of accretion of the Insular superterrane? Evidence from U-Pb zircon geochronometry in the northern Washington Cascades. *Geology*, 19(7), 714-717.

Wolf, M.B., Wyllie, P.J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. Contributions to Mineralogy and Petrology 115, 369–383.

White, A.J., Chappell, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43(1-2), 7-22.

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.

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.

Yalçınlar, İ., 1952. İspir-Pazar-Arhavi ve Yusufeli arasındaki bölgenin jeolojisi, MTA: Rap. No. 2022, Ankara.

Yılmaz, H., 1985. Olur (Erzurum) yöresinin jeolojisi: KTÜ Yerbilimleri Derg., 4,1-2,23-41.

Yılmaz, Y., Dilek, Y., Işık, H., 1981. Gevaş (Van) Ofiyolitinin Jeolojisi ve Sinkinematik Bir Makaslama Zonu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bulteni, (24), 37-44.

- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C., 1997. Geology and tectonics of the Pontides, In: Robinson, A.G (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, Memoir, American Association of Petroleum Geologists, 68, 183-226
- Zen, E., 1986. Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. Journal of Petrology 27, 1095–1117.
- Zindler, A.; Hart, S.R. 1986. Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14, 493–571



ÖZGEÇMİŞ

Kadir SÜNNETCİ, 1988 yılında Gümüşhane’de doğdu. İlköğretimi Hasan Kağnıcı İlköğretim Okulu’nda tamamladı. 2005 yılında Mehmet Niyazi Altuğ Anadolu Lisesi’nden mezun oldu. 2007 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Gümüşhane Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü’ne başladı. 2012 yılında mezun oldu. 2013 yılında Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Genel Jeoloji Anabilim dalında yüksek lisansa başladı. Aynı yılın ağustos ayında Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü’nde araştırma görevlisi olarak göreve başlamıştır. Halen devam etmektedir. Bu zamana kadar uluslararası dergilerde taranan 1 yayını bulunmaktadır.