



T.C.
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



**CEBRE RİYOLİTİ' NİN (DEMİRÖZÜ-BAYBURT) PETROGRAFİK,
JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Elif KÜLEKÇİ

**MAYIS 2017
GÜMÜŞHANE**

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

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**CEBRE RİYOLİTİ' NİN (DEMİRÖZÜ-BAYBURT) PETROGRAFİK,
JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Elif KÜLEKÇİ

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

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih :04.05.2017

Tezin Sözlü Savunma Tarihi :26.05.2017

MAYIS 2017



KABUL ve ONAY



Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ danışmanlığında Elif KÜLEKÇİ tarafından hazırlanan “CEBRE RİYOLİTİ’ NİN (DEMİRÖZÜ-BAYBURT) PETROGRAFIK, JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ” isimli bu çalışma jürimiz tarafından Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’ nda Yüksek Lisans/~~Doktora~~ Tezi olarak Oy Birliği / Oy Çokluğu ile kabul edilmiştir.

Başkan :

Prof. Dr. Faruk AYDIN

Üye (Danışman) :

Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ

Üye :

Yrd. Doç. Dr. Emre AYDINÇAKIR

ONAY

Bu tez 05/07 2017 tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Ferkan SİPAHİ

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

Bu çalışma TÜBİTAK 1001 projeleri kapsamında desteklenmiştir.

Proje No: 113Y457

TEZ BEYANNAMESİ

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

04/05/2017

Elif KÜLEKÇİ



ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

CEBRE RİYOLİTİ' NİN (DEMİRÖZÜ-BAYBURT) PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ

Elif KÜLEKÇİ

Gümüşhane Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ

2017, 98 sayfa

Demirözü (Bayburt) civarında yüzeyleyen Cebre Riyoliti'ne ait kayalar petrografik, jeokimyasal ve izotopik açıdan incelendikten sonra elde edilen bulgular bu tez kapsamında petrolojik ve tektonik açıdan yorumlanmaya çalışılmıştır.

Yaklaşık 12 km²lik bir alanda yüzeyleyen Cebre Riyoliti, Variskan orojenezi sırasında oluşan çok az sayıdaki yüzey kayalarından biridir. Zirkon U-Pb verileri Cebre Riyoliti'nin 332.8±4.38 my kabuğa yerleştiğini öngörmektedir. Hyaloporfirik ve mikrogranü porfirik dokuların baskın olduğu birimde yer yer akma bandı dokusu da gözlenir. Cebre Riyoliti ana mineral fazları olarak bol miktarda kuvars ve alkali feldispat, az olarak da kordiyerit fenokristalleri ve nadir olarak da muskovit ve biyotit mikro fenokristalleri içerir. Kristaller genellikle kenarları boyunca matriksle etkileşime işaret eden dengesizlik dokuları gösterirler

Kordiyerit tamamen pinitleşmiş olup, fenokristalleri yer yer poikilitik dokulu zirkon içerir. Zirkon, titanit, apatit ve Fe-Ti oksit mineralleri tali fazlar olarak bulunurlar. Cebre Riyoliti'ne ait örnekler oldukça yüksek SiO_2 (%74.23-80.62), K_2O (% 3.72-7.42) ve Al_2O_3 (% 10.77-14.11) içeriklerine sahiptirler. Buna karşılık CaO (% 0.02-0.21), Na_2O (% 0.05-0.78) ve MgO (% 0.3-0.21) içerikleri ise oldukça düşük miktarlardadır. Örnekler 1.48 ilâ 2.95 arasında değişen A/CNK değerleri ve 1.49 ilâ 2.99 arasında değişen A/NK değerleri ile güçlü peralumin özellik sunmaktadır. Ana ve iz elementlerin büyük bir çoğunluğu artan SiO_2 içeriği ile negatif bir korelasyon sunmaktadır. Hafif nadir toprak elementler (HNTE), ağır nadir toprak elementlere (ANTE) göre az/orta oranlarda zenginleşmiş ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4-11$) ve güçlü negatif Eu anomalisi gösterirler ($\text{Eu}^*/\text{Eu} = 0.04-0.25$). Belirgin negatif Nb, Ta, Sr, P ve Ti anomalileri, örneklerde gözlenen diğer jeokimyasal özelliklerdir. Petrografik ve jeokimyasal özellikler, kesirli kristallenmenin, özellikle de K'lu feldispat ve daha az olarak da plajiyoklas ayrılaşmasının, Cebre Riyoliti'nin bileşimsel aralığının oluşmasında önemli bir rol oynadığına işaret etmektedir. Yukarıda değinilen jeokimyasal özelliklere ilave olarak Cebre Riyoliti'nde kordiyerit ve muskovit gibi alüminyumca zengin mineral fazlarının bulunması, kaynak alan olarak tortul kayalara işaret etmektedir. Reyik Okyanusu'nun Erken Karbonifer'de yay-kıta çarpışması şeklinde kapanmasını takiben meydana gelen yiten dilimin kopması astenosferik manto yükselimine yol açtığı ve kabuksal malzemenin ergimesi için gerekli ısıyı sağladığı öngörülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Demirözü, Jeokimya, Kordiyerit, S-tipi Riyolit, Sakarya Zonu, U-Pb zirkon yaşı, Variskan Orojenezi

ABSTRACT

MS THESIS

PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC SIGNATURES OF THE CEBRE RHYOLITE (DEMİRÖZÜ-BAYBURT)

Elif KÜLEKÇİ

Gümüşhane University

The Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geological Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Abdurrahman DOKUZ

2017, 98 pages

Rocks of the Cebre Rhyolite, outcropping in areas near the Demirözü (Bayburt), were investigated in terms their petrographical, geochemical and isotopic characteristics and then findings obtained have been tried to interpret petrologically and tectonically in the context of this thesis.

The Cebre Rhyolite with an outcropping area up to 12 km² constitutes an example of very few extrusive rocks formed during the Variscan deformations. Zircon U-Pb data suggests that the Cebre Rhyolite was emplaced at around 332.8±4.38 Ma. Hyaloporphyritic and microporphyritic textures are dominant in the unit, in places flow banding texture is also observed. The mineral phases are represented by abundant phenocrysts of quartz and Kfeldspat, and by subordinate cordierite phenocrysts, rare muscovite microphenocrysts

and biotite microcrysts set in a fine-grained groundmass. Phenocrysts largely show disequilibrium texture along their margins, which points to an interaction with matrix. Cordierite, completely altered to pinite, includes in places poikilitic zircon. Zircon, titanite, apatite and Fe-Ti oxides are accessory phases.

The samples of the Cebre Rhyolite have very high SiO_2 (74.23-80.62 wt. %), K_2O (3.72-7.42 wt. %) and Al_2O_3 (10.77-14.11 wt. %) contents, but very low CaO (0.02-0.21 wt.%), Na_2O (0.05-0.78 wt. %) and MgO (0.3-0.21 wt.%) contents. The samples are strongly peraluminous with A/CNK values ranging from 1.48 to 2.95 and A/NK from 1.49 to 2.99. Almost all the major and trace elements are negatively correlated with increasing SiO_2 . They are moderately enriched in LREE relative to HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4-11$) and show strong negative Eu anomaly ($\text{Eu}^*/\text{Eu} = 0.04-0.25$). Strongly negative Nb, Ta, Sr, P and Ti anomalies are the other features of the samples. Negative correlations of major and trace elements and negative Sr and Eu anomalies along with petrographical features indicate that the fractional crystallization, particularly the K-feldspar and to a lesser extent plagioclase, was played key role in the formation of final composition of the Cebre Rhyolite. Presence of alumina rich phases (cordierite and muscovite) along with geochemical features mentioned above are consistent with an origin located in the crust and point to the contribution of sediments. It is suggested that closure of the Rheic Ocean in the Early Carboniferous by way of arc-continent collision was followed by delamination, which led to asthenospheric upwelling that provided extra heat for melting of crustal material.

Keywords: Demirözü, Geochemistry, Cordierite, S-type rhyolite, Sakarya Zone, U-Pb zircon age, Variscan orogeny

TEŞEKKÜR

Demirözü (Bayburt) ve çevresinde yer alan Cebre Riyoliti'nin petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik 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 tez Hocam Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ'a içtenlikle teşekkür ederim. Ayrıca, çalışmalarım sırasında tecrübelerinden yararlandığım hocalarım Doç. Dr. Raif KANDEMİR'e, Doç. Dr. Çiğdem SAYDAM EKER'e, Yrd. Doç. Dr. Emre AYDINÇAKIR'a ve Yrd. Doç. Dr. Serhat DAĞ'a teşekkür ederim.

İnce kesitlerin hazırlanması sırasındaki emeklerinden dolayı teknisyen Hakkı YOKUŞ'a ve laboratuvar çalışmaları sırasındaki yardımlarından dolayı da Arş. Gör. Kadir SÜNNETÇİ'ye teşekkür ederim. Ayrıca değerli zamanını çaldığım biricik kızım Gökçe KÜLEKÇİ'ye, tezimin her aşamasında sabrı ve bilgi birikimi ile en büyük destekçim olan Eşim Arş. Gör. Gökhan KÜLEKÇİ'ye ve öğrenim süresince heyecanımı paylaşan, her an yanımda olan başta Kore Gazisi rahmetli Babam M. Mustafa YILMAZ olmak üzere ailemin bütün üyelerine çok teşekkür ederim.

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

Elif KÜLEKÇİ
Gümüşhane, 2017

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖZET	IV
ABSTRACT	VI
TEŞEKKÜR	VIII
İÇİNDEKİLER	IX
ŞEKİLLER DİZİNİ	XI
TABLolar DİZİNİ	XV
SEMBOLLER ve KISALTMALAR DİZİNİ	XVI
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş ve Amaç	1
1.2. Coğrafi Bilgiler	3
1.2.1. Coğrafi Özellikler	3
1.2.2. Topoğrafya	4
1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü	5
1.2.4. Ekonomi	5
1.2.5. Ulaşım ve Yerleşim	5
1.3. Bölgesel Jeoloji	6
1.4. Önceki Çalışmalar	10
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR	25
2.1. Giriş	25
2.2. Arazi Çalışmaları	25
2.3. Laboratuvar Çalışmaları ve Analitik Yöntemler	26
2.3.1. Kayaç İnce Kesitlerinin Hazırlanması	26
2.3.2. Mikroskopik İncelemeler	26
2.3.3. Modal Analizler	27
2.3.4. Örneklerin Ana, İz Ve Nadir Toprak Element Analizi İçin Hazırlanması	27
2.3.5. U-Pb Zirkon Analizleri	28
2.3.6. Rb-Sr, Sm-Nd ve Pb-Pb İzotop Analizleri	29
2.4. Büro Çalışmaları	30
3. STRATİGRAFI	31

3.1.	Giriş	31
3.2.	Pulur Metamorfik Kompleksi.....	34
3.3.	Cebre Riyoliti	35
3.3.1.	Ad, Yayılım ve Topoğrafik Görünüm	35
3.3.2.	Dokanaklar	35
3.3.3.	Litoloji	36
3.3.4.	Yaş ve Deneştirme.....	42
3.4.	Çatalçeşme Formasyonu.....	45
3.5.	Hardişi Formasyonu	47
3.6.	Şenköy Formasyonu	48
3.7.	Berdiga Formasyonu	49
3.8.	Kermutdere Formasyonu	50
3.9.	Alüvyon	50
4.	JEOKİMYA.....	51
4.1.	Giriş	51
4.2.	Kayaçların Jeokimyasal Sınıflaması	51
4.3.	Ana ve İz Elementler	57
4.4.	Nadir Toprak Elementler	60
4.5.	Radyojenik İzotop Jeokimyası	61
5.	TARTIŞMA.....	65
5.1.	Kesirli Kristallenme	65
5.2.	Kaynak Alan.....	66
5.3.	Tektonik Ortam	70
5.4.	Jeodinamik Model	72
6.	SONUÇLAR.....	77
7.	KAYNAKLAR.....	79
	ÖZGEÇMİŞ	

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1.1.	Reyik Okyanusu'nun Erken Karbonifer'de kapanması sonucu oluşan Quachita- Appalachian ve Variskan orojenik kuşaklarının coğrafik dağılımı (Nance vd., 2010).	2
Şekil.1.2.	İnceleme alanının yer bulduru haritası	4
Şekil 1.3.	Türkiye ve yakın civarının tektonik birlik haritası ve inceleme alanının Sakarya Zonu içerisindeki yeri (Okay ve Tüysüz, 1999)	6
Şekil 1.4.	Gümüşhane-Bayburt çevresindeki Jura Öncesini Temel Kayaçların konumları ve bunlar üzerinde yapılmış izotop yaşları (Dokuz vd., 2011'den değiştirilerek alınmıştır)....	8
Şekil 2.1.	Saha çalışması ve haritalama işlemi	25
Şekil 2.2.	Gümüşhane Üniversitesi İnce Kesit Laboratuvarı ve Araştırma Mikroskobu Laboratuvarı'ndan görüntüler	26
Şekil 2.3.	Pelcon Automatic Point Counter sayıcısı sayacı ve halkalı öğütücü.....	28
Şekil 3.1.	Gümüşhane ve Bayburt yörelerinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti.....	32
Şekil 3.2.	Çatalçeşme-Cebre-Örenşar-Bayrampaşa (Bayburt) civarının jeoloji haritası.....	33
Şekil 3.3.	(a) Cebre Riyoliti'nin fillat ve mermeri keserek yerleştiğine işaret eden intrusif dokanakların görünümü (Cebre batısı), (b) Mermerlerin yönlü yapısının görünümü (Örenşar batısı).	35
Şekil 3.4.	Cebre Riyoliti' ne ait litolojilerin (a) topografik görünümü (Çatalçeşme kuzeydoğusu), (b) yol şevindeki görünümü (Cebre doğusu).	36
Şekil 3.5.	Cebre Riyoliti'ne ait örneklerinin modal Q-A-P (Kuvars-A. Feldispat-Plajiyoklas) sınıflama diyagramındaki konumları (Streckeisen, 1976).....	38
Şekil 3.6.	Cebre Riyoliti'ne ait örneklerde gözlenen akma dokusu (a) ve Sferülitik doku (b), Kısaltmalar: M-matriks	39
Şekil 3.7.	Cebre Riyoliti'ne ait örneklerde kuvars ile matriks arasındaki reaksiyon sonucu kuvarsda gelişen koy yapıları (a,b). Kısaltmalar: Q-kuvars, M-matriks	39

Şekil 3.8. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerdeki Alkali feldispatta gelişen paralel kırıklara serizit pulları veya muskovit yerleşimleri ve oluşan koy yapısı (a), Plajiyoklasta görülen albit ikizlenmesi (b). Kısaltmalar: Kfe- potasyumlu feldispat, Plj- Plajiyoklas, M-matriks	40
Şekil 3.9. Cebre Riyoliti kayalarına ait örneklerdeki (a) Kordiyerit ve (b) Muskovitte gelişen koy yapısı. Kısaltmalar: Kor-kordiyerit, Mu- muskovit, M-matriks	41
Şekil 3.10. Cebre Riyolitine ait örneklerinde gözlenen kayaç kırıntıları; a) akma dokusu içinde porfiritik kayaç kırıntısı, b) hipokristalin matriks içinde kuvars porfirler içeren porfiritik kayaç parçası, c) kordiyerit fenokristalleri zirkon inklüzyonları, d) hipokristalin kayaç parçası. Kısaltmalar: Q- kuvars, Zr- zirkon, L- kayaç (litik) kırıntısı, M-matriks.....	42
Şekil 3.11. Cebre Riyoliti'nin zirkon U-Pb yaşı. Cebre Ryolitine ait C-24 numaralı örneğin (a) Konkordiya, (b) ^{238}U – ^{206}Pb ağırlıklı ortalama yaş diyagramları	45
Şekil 3.12. (a) Çatalçeşme Formasyonu ile tabanda yer alan Cebre Riyoliti arasındaki uyumsuz dokanağın görünümü (Örenşar güneybatısı), (b) Cebre Riyolitine ait riyolit çakıllarının Çatalçeşme Formasyonu'nun tabanında taban konglomerası şeklinde yer alması (Bayrampaşa kuzeyi), (c) Çatalçeşme Formasyonu içerisindeki sekansiyel kireçtaşı düzeylerinin görünümü (Büyükcüğe Tepe güneyi), (d) Merceksel kömürlü seviyeler içerisindeki bitki fosileri (Büyükcüğe Tepe)	46
Şekil 3.13. Çatalçeşme Formasyonu içerisindeki çakıltaşlarının (a) ve kumtaşlarının tabaka üst yüzeylerinde gözlenen iz fosillerin (b) makroskobik görünümleri.....	47
Şekil 3.14. Hardiş Formasyonu içerisinde meydana gelen sol yönlü fayın tabandaki çakıltaşları ile üzerine gelen kumtaşlarını yan yana getirdiği lokasyondaki görünümü (a), (c,d,e) tabandan tavana doğru sırası ile çakıltaşları, kumtaşları ve daha ince taneli litolojilerin mostra yüzeyindeki görünümleri	48
Şekil 3.15. Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşlarının arazideki görünümü (a) Örenşar kuzeyi, (b) Cebre batısı.....	49

Şekil 3.16. Kermutdere Formasyonu'na ait tortul birimlerin (Örenşar batısı) görünümü.....	50
Şekil 4.1. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin a) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (TAS) (Le Maitre vd., 1989), b) Co-Th (Hastie vd., 2007) adlandırma diyagramlarındaki konumları.....	54
Şekil 4.2. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diyagramındaki konumları (Peccerillo ve Taylor, 1976)	54
Şekil 4.3. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin a) CIPW normatif K-A-P diyagramındaki, b) molar An-Ab-Or üçgen diyagramındaki konumları (Shand, 1947, Clarke, 1981)	56
Şekil 4.4. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin a) $[(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})) - (\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}))]$ (Shand, 1947; Clarke, 1981).ve b) A-C-F diyagramlarındaki konumları (Chappel ve White, 1992).	56
Şekil 4.5. Cebre Riyoliti örneklerinin SiO_2 'e karşı ana oksit değişim (Harker) diyagramları.....	58
Şekil 4.6. Cebre Riyoliti örneklerinin SiO_2 'e karşı iz-element değişim (Harker) diyagramları.....	59
Şekil 4.7. Cebre Riyolitine ait örneklerin İlksel Mantoya (İM) göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramı (Sun ve McDonough, 1989).....	60
Şekil 4.8. Cebre Riyolitine ait örneklerin Kondrite göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramı (Sun ve McDonough, 1989).....	61
Şekil 4.9. Cebre Riyoliti'nin ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{t})$ 'a karşı $\epsilon\text{Nd}(\text{t})$ diyagramı. Sakarya Zonui I-tipi Variskan granitoidlerin izotopik alanı için veriler Topuz vd. (2010), Dokuz (2011), ve Kaygusuz vd. (2012)'den alınmıştır. Kennedy Provensi S-tipi granitoidler, New England Orojeni (NEO) I- ve S-tipi granitoidler ve Lachlan Orojeni I- ve S-tipi granitoidlerin izotopik alanları karşılaştırma için diyagrama dahil edilmiştir (Champion ve Baltitude, 2013).	62
Şekil 4.10. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) ve $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) izotopik sistematikleri. Variskan I-tipi granitoyide (Kaygusuz vd., 2012) ait örneklerin izotopik oranları ile alt, üst kabuk alanları ve kuzey yarımküre referans çizigisi (KYRÇ) karşılaştırma için diyagrama aktarılmıştır. Üst kabuk ve alt kabuk alanları sırasıyla Mason	

vd. (1996) ve Kempton vd. (1997)'den, KYRÇ ise Hart (1984)'den alınmıştır.....	64
Şekil 5.1. Cebre Riyolitine ait örneklerin (a) Al_2O_3/TiO_2 e karşı CaO/Na_2O ; (b) Rb/Sr 'a karşı Rb/Ba diyagramları (Sylvester,1998). Güçlü peralümin (SP) granitlerin alanı, kilce fakir ve zengin kaynak alanlarını ayıran kesikli çizgi ve bazalt ve pelitlerden (kil) kaynaklanan magmaların karışım trendi.....	68
Şekil 5.2. Bazı ana ve iz element oranlarının SiO_2 'e karşı değişim diyagramları	69
Şekil 5.3. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin $Rb/10- Hf- Ta*3$ tektonik ortam ayırım diyagramı (Harris vd., 1986)	71
Şekil 5.4. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin $Rb- Ta+Yb$ tektonik ortam ayırım diyagramı (Pearce vd., 1984).....	72
Şekil 5.5. Orta Devoniyen (a) ve Erken Karbonifer (b) dönemlerine ait paleocoğrafya haritaları (http://cpgeosystems.com/mollglobe.html sitesinden değiştirilerek alınmıştır). Haritalar, Paleotetis Okyanusu'nun Lavrazya (Lavrentiya ve Baltık)'nın güney kenarından kopan kıtasal parçaların arkasındaki açılmayı ve kıtasal dilimlerin Gondwana'nın kuzey kenarı ile çarpışmasını gösteriyor. c ve d) Variskan temelde yer alan ofiyoltik kayalar ve Cebre Riyoliti'nin jeodinamik ve petrojenetik gelişimlerini anlatan enine kesitler	74

TABLÖLAR DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 3.1. Riyolit örneklerinin hesaplanmış modal mineralojik bileşimleri.....	37
Tablo 3.2. Cebre Riyolitine ait C-24 numaralı örneğin zirkon U-Pb LA-MC-ICPMS verileri.....	44
Tablo 4.1. Cebre Riyolitine ait örneklerin ana (% ağı.) ve iz element (ppm) sonuçları.....	51
Tablo 4.2. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin Sr, Nd ve Pb izotopik bileşimleri.....	63



SEMBOLLER ve KISALTMALAR DİZİNİ

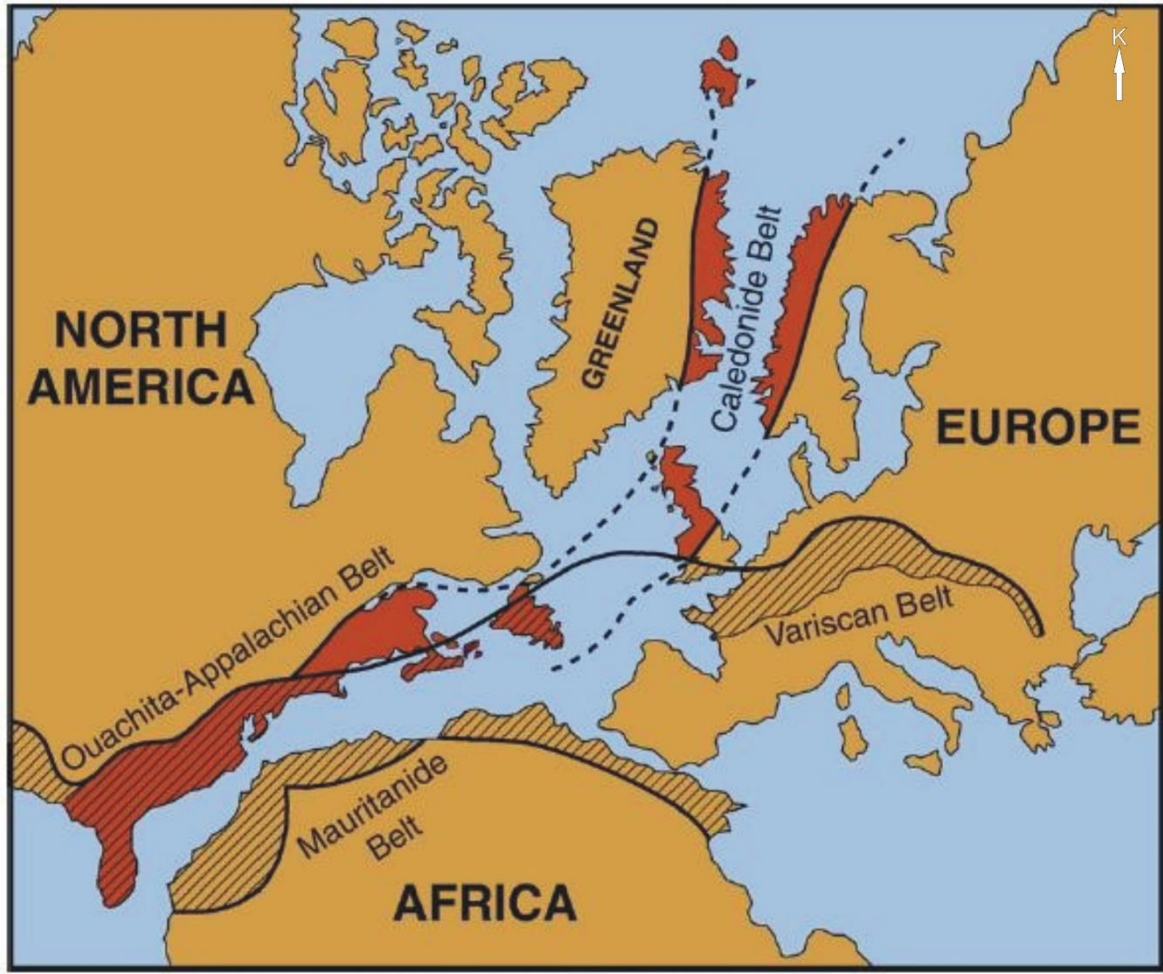
A/CNK	: Molar olarak $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$
A/NK	: Molar olarak $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$
Ab	: Albit
Af	: Alkali feldispat,
AKA	: Asimilasyon ve Kristallenerek Ayrışma
An	: Anortit
Bi	: Biyotit
Cm	: Santimetre
KA	: Kristallenerek Ayrışma
GÜ	: Gümüşhane Üniversitesi
Ham	: Hamur
YÇAE	: Yüksek Çekim Alanlı Elementler
HNTE	: Hafif Nadir Toprak Elementler
ANTE	: Ağır Nadir Toprak Elementler
ICP	: İndüktif Eşleşmiş Plazma
ICP-MS	: İndüktif Eşleşmiş Plazma – Kütle Spektrometri
Kfe	: Potasyumlu Feldispat
km	: Kilometre
Kor	: Kordiyerit
L	: Kayaç Parçası
BiYE	: Büyük İyon Yarıçaplı Elementler
AK	: Ateşte Kayıp
M	: Matriks (hamur)
m	: Metre Cinsinden Uzunluk
mm	: Milimetre
OOSB	: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
Mu	: Muskovit
My	: Milyon yıl
KAO	: Kuzey Amerika Orojeni
NHRL	: Kuzey Yarımküre Referans Çizgisi
NTE	: Nadir Toprak Elementler
Op	: Opak mineral
Or	: Ortoklas
OSG	: Okyanus Sırtı Granitleri
OOS	: Okyanus Ortası Sırt
Plj	: Plajiyoklas
İM	: İlksel Manto
ppm	: Milyonda Bir
Q	: Kuvars
KAP	: Kuvars-Alkali Feldispat- Plajiyoklas
ÇEG	: Çarpışma Eş Yaşlı Granitler
TAS	: Toplama Alkali Silika
VYG	: Volkanik Yay Granitleri
PİG	: Plaka İçi Granitleri
Zr	: Zirkon

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş ve Amaç

Doğu Karadeniz bölgesinin Jura öncesi jeolojisi, Avrasya ve Gondwana ana kıtaları arasında yer alan Paleotetis Okyanusu'nun açılma ve kapanma süreçlerinin anlaşılması ile doğrudan bağlantılıdır (Şengör vd., 1984; Robertson ve Dixon, 1984; Dercourt vd., 1986; Okay vd., 1991; Barrier ve Vrielynck, 2008). Güncel örneklerle bakıldığında okyanusların açılmasının iki farklı şekilde geliştiği görülmektedir. (1) Kızıldeniz ve Atlantik gibi bir kıtasal riftleşmeden itibaren açılan okyanuslar, (2) Batı Pasifik kıyısı boyunca olduğu gibi yay gerisi havza şeklinde açılan okyanuslar. Bunlardan ikinci gruba girenler genetik açıdan başka bir okyanusun kapanma süreci ile doğrudan alakalıdır. Bu anlamda Paleotetis Okyanusu'nun hangi zaman dilimi boyunca açıldığı/kapandığı, bir kıtasal riftleşmeden itibaren mi, yoksa yaygerisi havza şeklinde mi açıldığının bilinmesi, bölgenin jeolojisinin anlaşılması bakımından büyük önem arz etmektedir.

Bilindiği üzere, Reyik Okyanusu'nun Erken Karbonifer'de kapanması Pangean'ın oluşması ile sonuçlanmıştır. Bu çarpışmaya bağlı olarak oluşan dağ zincirinin Avrupa'da kalan kesimi Variskan (Hersiniyen) Kuşağı olarak adlandırılmaktadır (Şekil 1.1); (Quesada vd., 1994; Zeh vd., 2001; Nutman vd., 2001; Floyd vd., 2002; Zeh ve Gerdes, 2010; Kryza ve Pin, 2010; Braid vd., 2010). Variskan temele ait özellikle ofiyolitik ve tortul kayaçların Orta Avrupa'nın daha doğusuna doğru takip edilememesi, Reyik suturunun bu bölgelerde tanımlanmasını güçleştirmektedir. Bununla birlikte litolojik içerik ve oluşum yaşları bakımından Orta Avrupa'nın Variskan temeline ait kayaçlar ile birebir örtüşen kayaçlar Sakarya Zonu'nda yaygın olarak yer almaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999). Bu olay Orta Avrupa'da olduğu gibi Erken Karbonifer'deki yüksek sıcaklık metamorfizması ve anateksi ile ilişkilidir (Topuz vd., 2004, 2007). Bunu Erken-Orta Karbonifer'de sayısız I-tipi granitik pluton yerleşimi takip etmiştir (Bergougnan, 1987; Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011; Kaygusuz vd., 2012; Ustaömer vd., 2013). Bütün bu litolojik benzerliklere rağmen, tektonik senaryolar birbirinden tamamen farklıdır. Yukarıda da belirtildiği üzere Orta Avrupa'daki Variskan kuşağı, bir kıta-kıta çarpışması ürünü olup, Reyik Okyanusu'nun tamamen kapanmasını takiben güneydeki Gondwana Karası ile kuzeydeki Avrasya Karası'nın çarpışmasına atfedilmektedir (Nance vd., 2010; Murphy vd., 2010).



Şekil 1.1. Reyik Okyanusu'nun Erken Karbonifer'de kapanması sonucu oluşan Ouachita-Appalachian ve Variskan orojenik kuşaklarının coğrafik dağılımı (Nance vd., 2010).

Ancak, Orta Avrupa'nın daha doğusuna gelindiğinde, Türkiye' de olduğu gibi, Paleotetis Okyanusu Erken Karbonifer de maksimum boyutlarına ulaşan bir okyanus durumundadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1984; Matte, 2001; Stampfli ve Borel, 2002; Riberio vd., 2010). Buna karşılık, Reyik Okyanusu'ndan hemen hiç bahsedilmemektedir. Karbonifer yaşlı granitoidlerin oluşumu, Paleotetis Okyanusu'nun Karbonifer'de Gondwana Karası altına doğru güney yönlü yitimi (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1993) veya Lavrazya Karası altına doğru kuzey yönlü yitimi ile açıklanmaktadır (Topuz vd., 2010; Ustaömer vd., 2013). Bu iki görüşe göre, Sakarya Zonu'nun Variskan temeline ait kayaçlar Paleotetis Okyanusu'nun ürünleridir. Diğer taraftan Dokuz vd. (2011) Variskan temele ait kayaçlarla ilgili olarak farklı bir model önermişlerdir. Onlara göre yüksek sıcaklık metamorfizması ve takip eden granitoid yerleşimleri Reyik Okyanusu ile alakalı olup, Gondwana ile kuzeydeki

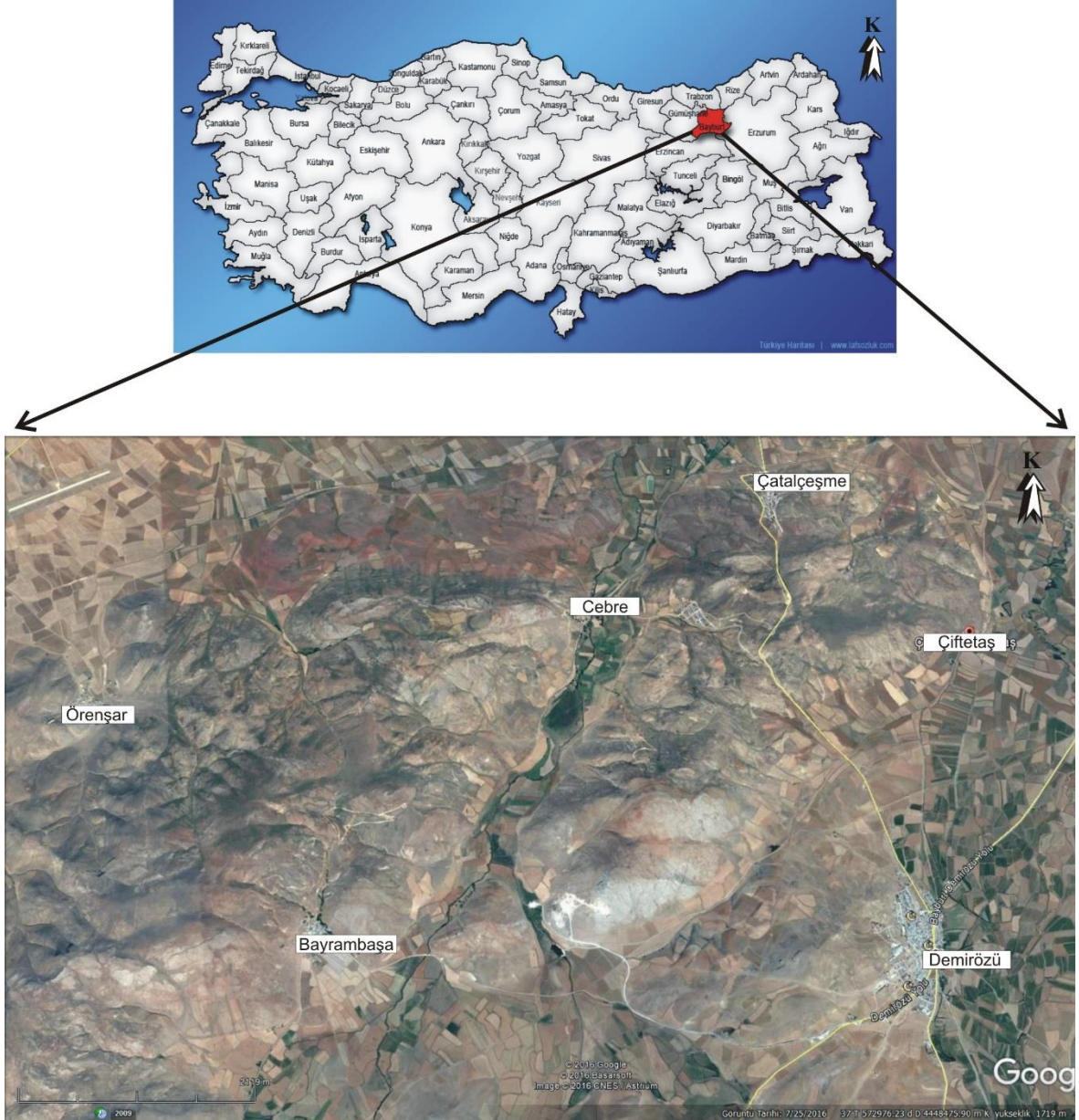
Avrasya karasından ayrılan bir kıtasal dilimin çarpışması sonucu oluşmuşlardır. Yine bu yazarlara göre, Paleotetis Variskan temelin kuzeyinde yay-gerisi havza şeklinde açılan bir okyanustur. Diğer taraftan, Sakarya Zonu'nun orta ve batı kesimlerinde Karakaya Kompleksi adı verilen Erken Karbonifer-Geç Triyas yaşlı kayalar da Jura öncesi yaşlı temelde yaygın olarak bulunur (Şengör vd., 1984; Picket ve Robertson, 1996; Okay, 2000; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Okay vd., 2006; Robertson ve Ustaömer, 2012). Kökeni ve yerleşimi halen tartışmalı olan bu kayalar Paleotetis'e atfedilmektedir. Oluşumları ile ilgili olarak kıta-içi rift (Bingöl vd., 1975), yay-gerisi rift (Şengör ve Yılmaz 1981; Şengör vd., 1984; Genç ve Yılmaz, 1995; Göncüoğlu vd., 2000; Turhan vd., 2004), okyanusal kenar havza ve yığışım prizması (Tekeli, 1981; Okay vd., 1996; Robertson vd., 1996, 2004; Pickett ve Robertson, 1996, 2004; Okay ve Monié, 1997; Okay, 2000) şeklinde oldukça farklı modeller önerilmiştir.

Doğuya doğru Tokat masifine kadar izlenebilen bu yitim-eklenir prizma kompleksleri, daha doğuya doğru kaybolmakta veya nitelik değiştirmektedirler. Bu çalışmada elde edilen bulgular Çatalçeşme yöresindeki Cebre Riyoliti'nin Erken Karbonifer yaşlı olduğunu ortaya koymaktadır. Sakarya Zonu'nda Variskan temele ait kordiyerit ve muskovit gibi alüminyumca zengin silikat fazları içeren (S-tipi) tek birimdir. Metamorfitler ve I-tipi granitoidlerle birlikte, Variskan temelin Reyik Okyanusu'na mı (çarpışma), yoksa Paleotetis'e mi (yitim) atfedilmesi gerektiği konusundaki tartışmalara önemli katkılar sağlayacağı ortadadır.

1.2. Coğrafi Bilgiler

1.2.1. Coğrafi Özellikler

İnceleme alanı, Bayburt ilinin yaklaşık 20 km kadar güneydoğusunda, 1/25000 ölçekli Trabzon H43-c1, c2 paftalarında yer alan Örenşar, Çiftetaş ve Cebre köyleri arasında yaklaşık 20 km² lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1.2).



Şekil.1.2. İnceleme alanının yer bulduru haritası

1.2.2. Topoğrafya

Bayburt şehir merkezi ve civarı topoğrafik olarak oldukça engebeli bir yapıya sahipken, hemen güneydeki yaklaşık doğu-batı uzanımlı Köseadağı-Vauk Dağı silsilenin daha güneyine geçildiğinde ise çalışılan alanda içerisine alan alüvyon düzlükleri ve bunlar arasındaki nispeten alçak tepelerden meydana gelen orta derecede engebeli bir topoğrafya geçerilir.

Bölgedeki önemli yükseltiler; Büyük güney Tepe (1827 m), Taşlı güney Tepe (1771 m), Vanlı Tepe (1997 m), Çamlıca Tepe (1979 m), Devyolu Tepe (1934 m), Dikilitaş Tepe (1775 m), Dağdeviren Tepe (1990 m), Kuşluktaş Tepe (1912 m), Karakaya Tepe (1891 m), Kindikaya Tepe (1902 m). Kabak Tepe (1840 m), Büyük cücüğe Tepe (1895 m), Küçük cücüğe Tepe (1793 m) olup yaklaşık KD-GB uzanımlıdır.

1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışılan bölge iklimsel olarak Karadeniz'in ılıman iklimi ile Doğu Anadolu'nun karasal ikliminin geçiş bölgesi konumundadır. Genel olarak yazlar sıcak ve kurak, kışlar ise soğuk ve kar yağışlı geçerken bazen de serin ve hafif yağışlıdır. Bayburt ili, Gümüşhane yöresine kıyasla karasala daha yakın bir iklime sahiptir. Bu bölgede yaz ayları sıcak ve kurak, kış ayları ise yoğun kar yağışlı geçmektedir. Bitki örtüsü bakımından genelde fakir olarak nitelendirilen bölgede, değişen iklime bağlı olarak bitki örtüsü de farklılıklar göstermektedir. Bayburt yöresinde yersel olarak çam, yaban kavakları ve meşelerden oluşan ormanlık alanlar ve ırmak boylarında kavak ve meyve ağaçlarından oluşan bir bitki örtüsü yer almaktadır. Doğu Karadeniz'in daha güneyine yakın kesimlerde ise bozkır alanlar hâkimdir.

1.2.4. Ekonomi

Yöre ekonomisinin büyük bir kısmını tarım ve hayvancılık oluşturur. Başlıca tarım ürünleri arpa, buğday ve çok az sayıdaki meyvelerdir.

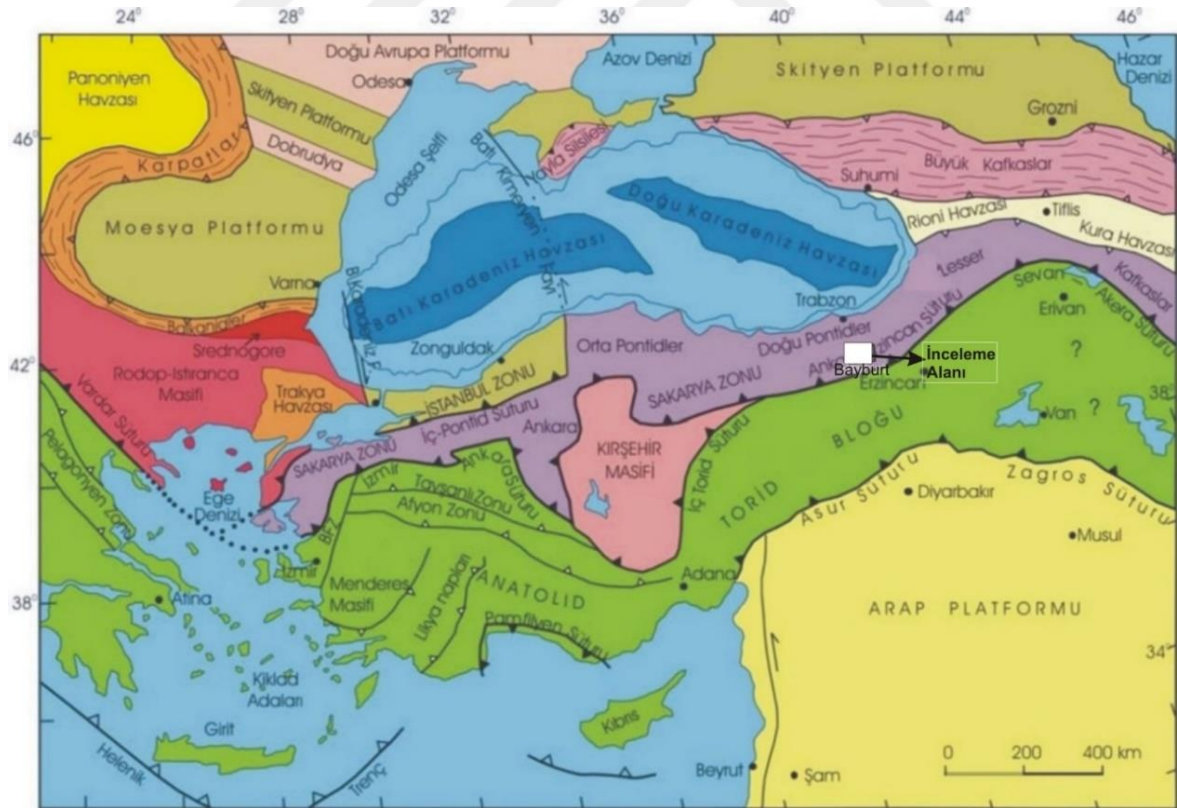
1.2.5. Ulaşım ve Yerleşim

Çalışılan bölgedeki en önemli yerleşim merkezi Demirözü İlçesi'dir. Bunun dışında, Gümüşhane İline bağlı Köse İlçesi hemen kuzeybatısında, Bayburt ise kuzeydoğusunda yer alan diğer yerleşim yerleridir. Çalışılan alan içerisinde kalan yerleşim yerleri ise Çatalçeşme, Cebre, Bayrampaşa, Örenşar ve Çiftetaş köyleridir.

İnceleme bölgesine ulaşım; Gümüşhane-Bayburt-Erzincan, Gümüşhane- Köse-Bayburt Devlet Karayolları ile sağlanmaktadır. İç kısımlarda bulunan köylere ise stabilize ve bazen de patika yollar vasıtası ile ulaşım sağlanmaktadır.

1.3. Bölgesel Jeoloji

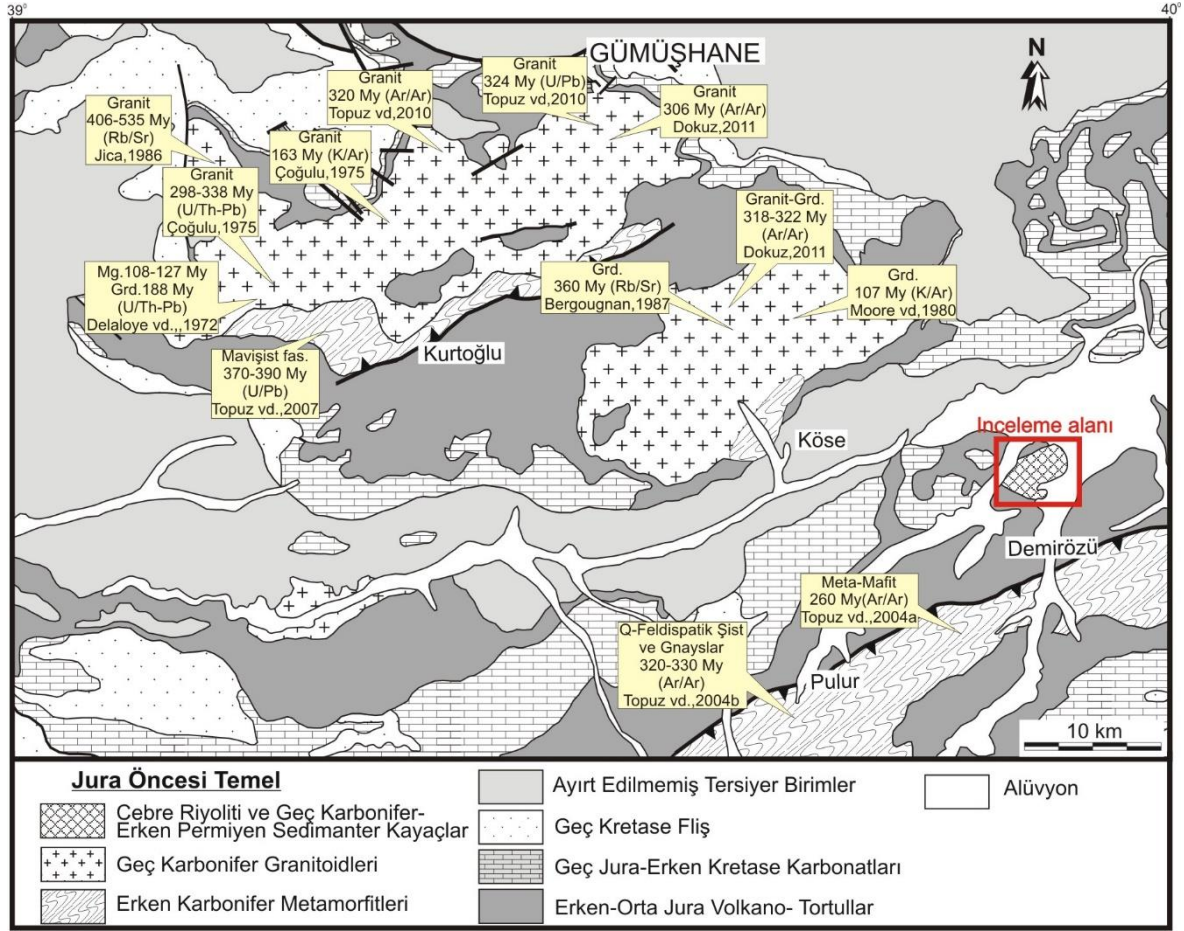
Türkiye'nin tektonik birliklerinin sınıflaması konusundaki yayınlar 1850'li yıllara kadar geriye gitmektedir. Ketin (1966) ilk defa ofiyolit kuşaklarını dikkate alarak bir sınıflama yapmıştır. Ketin'in sınıflamasına göre Türkiye'nin tektonik üniteleri kuzeyden güneye doğru Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları olarak dört ana tektonik birliğe ayırmıştır. "Levha tektoniği" ni esas alan ilk sınıflama ise Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından yapılmıştır. Daha sonraki yıllarda Okay ve Tüysüz (1999) tarafından revize edilen bu sınıflama günümüzde yaygın olarak kullanılan ve ana hatları ile Şekil 1.3' de verilen şeklini almıştır. Bu son sınıflamada, Ketin'in Pontidler olarak ayırdığı kuzeydeki tektonik birliğin içinde kalan bölge, batıdan doğuya ve güneye doğru Rodop-İstranca Zonu, Trakya Havzası, İstanbul Zonu ve Sakarya Zonu olmak üzere dört adet tektonik birliğe ayrılmıştır. Çalışma bölgesini de içine alan Doğu Karadeniz Dağlarına tektonik bir birim olarak "Pontid" ismi ilk olarak Hamilton (1842) tarafından verilmiştir.



Şekil 1.3. Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birlik haritası ve inceleme alanının Sakarya Zonu içerisindeki yeri (Okay ve Tüysüz, 1999).

Doğu Pontid Orojenik Kuşağı ilk kez Arni (1939) tarafından Kuzey ve Güney Zon olarak kendi içerisinde iki farklı bölgeye ayrılmıştır. Daha sonra Ketin ve Canitez (1972) bu tektonik üniteleri yeniden düzenlemiş ve litolojik farklılıklardan dolayı söz konusu birliği “Doğu Pontidler” ve “Batı Pontidler” olarak adlandırmışlardır. Özsayar vd., (1981), Doğu Pontidler’deki Üst Kretase’yi “Doğu Pontid Kuzey Zonu” ve “Doğu Pontid Güney Zonu” olarak ikiye ayırmışlardır. Trabzon- H43-c1, c2 paftaları içerisinde kalan çalışma alanı Sakarya Zonu’nun (Okay ve Tüysüz, 1999) en doğusunda ve Güney Zon içinde yer alır. Sakarya Zonu doğusunun en yaşlı kayaçlarını Erken Karbonifer yaşlı metamorfitlemlerle temsil edilen Pulur masifi (Topuz ve Altherr, 2004; Topuz vd., 2004a, 2004b), Ağvanis masifi (Okay, 1984; Altınkaynak, 2000), Tokat masifi (Alp, 1972; Özcan vd., 1980; Rojay, 1993; Tüysüz 1996; Yılmaz vd., 1997; Eyüboğlu 2006), Kurtoğlu metamorfitlemleri (Topuz vd., 2007) ve Karadağ metamorfitlemleri oluşturur (Dokuz, 2000; Dokuz ve Tanyolu, 2006; Ustaömer ve Robertson, 2010). Bu metamorfitlemler, Gümüşhane ve Köse gibi büyük plutonların yanı sıra (Tokel, 1972; Coğulu, 1975; Yılmaz, 1976; Özdoğan, 1992; Topuz vd. 2010; Dokuz, 2011) Derinoba, Kayadibi, Özdil, Soğuksu ve Seslikaya (Kaygusuz vd., 2012, 2013) gibi küçük granitoid kütleleri tarafından kesilmiştir (Şekil 1.4). Bu granitoid kütlelerinin Ar-Ar biyotit/amfibol ve U-Pb zirkon yaşları 325 ila 302 m.y. arasında değişmektedir (Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011; Kaygusuz vd., 2012; Karlı vd., 2016). Sakarya Zonu doğusunda Triyas dönemini temsil eden kayaçların varlığı halen tartışmalı bir konudur. Bayburt-Demirözü yöresinde metamorfik kayaçlar üzerine uyumsuz olarak gelen ve çoğunlukla kırıntılı fasiyeste gelişen tortul istifin (Çatalçeşme ve Hardiş Formasyonları) (Ağar, 1977; Yılmaz vd., 1997b; Okay ve Leven, 1996; Kandemir ve Lerosey-Aubril, 2011) ve Amasya yöresinde Tokat masifi metamorfik kayalarını uyumsuz olarak örten ve çok düşük dereceli metamorfizma izleri taşıyan kırıntılı kayaçlardan oluşan Karasenir Formasyonu’nun (Alp, 1972) Triyas yaşlı olduğu ileri sürülmüştür. Eyüboğlu vd. (2010, 2011) ve Karlı vd. (2014) tarafından yapılan çalışmalarda Pulur ve Tokat metamorfik masiflerini kesen ultramafik ve mafik intrüzyonlardan Geç Triyas-Erken Jura yaşları elde edilmiştir.

Doğu Pontid Orojenik Kuşağı’nda Paleozoyik ve Triyas yaşlı kayaçlar Erken-Orta Jura yaşlı volkano-tortul bir istif tarafından uyumsuz olarak örtülür. Bölgenin Kuzey Zonu’nda Jura yaşlı sedimanter oluşuklara seyrek rastlanılmakta (Giresun, Dereli) olup, birim genellikle volkanik kayaçlar ile temsil edilmektedir (Boynukalın, 1990; Eyüboğlu vd., 2006; Şen, 2007). Bölgenin Güney Zonu’nda Kuzey Zon’dan farklı olarak Erken-Orta Jura dönemi sedimanter ağırlıklı bir istif ile temsil edilir ve daha geniş alanlarda yüzeyleme verir.



Şekil 1.4. Gümüşhane-Bayburt çevresindeki Jura Öncesi Temel Kayaçların konumları ve bunlar üzerinde yapılmış izotop yaşları (Dokuz vd., 2011'den değiştirilerek alınmıştır).

Bununla birlikte son çalışmalar (Dokuz vd., 2010; Ustaömer vd., 2013; Dokuz vd., 2017) Jura magmatizmasının Erken Jura ve Geç Jura olmak üzere iki evrede geliştiğini göstermektedir. Dokuz vd. (2010, 2017), Erken Jura magmatizmasının yay-ıçi/yay-gerisi gibi yitim-ilişkili ortamlarda gerçekleştiğini, buna karşılık Geç Jura magmatizmasının ise çarpışma-sonrası slab breakoff (okyanusal dilim kopması) mekanizması ile ilişkili olduğunu ileri sürmektedirler.

Geç Jura-Erken Kretase dönemi Sakarya Zonu doğusunda tektonik ve magmatik açıdan duraylılık dönemine karşılık gelmekte olup, tüm bölgede karbonat çökelişi egemendir. İlk kez Pelin (1977) tarafından Berdiga Formasyonu olarak isimlendirilmiş olan birim, Kuzey Zon'da genellikle masif tabakalanmalı, gri-bej renkli, yanal devamlılığı olmayan kireçtaşları ile temsil edilir (Taslı, 1984). Magmatik yayın güney kesiminde ise "Berdiga Formasyonu" genel olarak gri-bej renkli, kalın, yer yer masif katmanlı, çok zengin

bentik foraminifer fosilleri içeren, taban seviyeleri yer yer dolomitlerden üst seviyeleri ise çört yumru ve bantlı kireçtaşlarından oluşan, sık denizel bir istif özelliği sunar (Taslı, 1990; Kırmacı, 1992; Yılmaz, 2002).

Geç Kretase dönemi, Sakarya Zonu doğusunda kuzeyden güneye doğru önemli litolojik farklılıklar gösterir. Kuzey Zon'da şiddetli bir magmatizmanın ürünü olan volkanik kayalar ve granitik intrüzyonlar baskın litolojiyi oluşturur (Bektaş, 1984; Jica, 1986; Gedik vd., 1992; Köprübaşı, 1993; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Okay ve Şahintürk, 1997; Güngör vd., 1997; Köprübaşı vd., 2000; Kaygusuz, 2000; Boztuğ vd., 2002; Şahin vd., 2004; Karlı vd., 2010a; Sipahi, 2011; Boztuğ vd., 2006; Kaygusuz vd. 2008, 2009, 2010 2013; Kaygusuz ve Aydınçakır, 2009, 2011; Kaygusuz ve Şen, 2011, Sipahi ve Sadıklar, 2013; Sipahi vd, 2013; Aydınçakır ve Şen, 2013; Aydın, 2014; Aydınçakır, 2016). Magmatizmanın durakladığı dönemlerde ise tortul ara seviyelerin çökelişi söz konusudur. Güneye doğru ilerledikçe magmatizmanın şiddeti azalır ve magmatik kayaç ağırlıklı istif yerini sedimanter kayaç ağırlıklı bir istife bırakır. Daha güneyde Bayburt-Amasya hattı boyunca ise magmatizma yaygın olarak gözlenir (Altherr vd., 2008; Topuz vd., 2010; Eyüboğlu, 2010).

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

Sahil kesiminde ise Neojen yaşlı alkalin volkanizma bölgedeki magmatik faaliyetlerin son ürünlerini oluşturur (Aydın, 2003, Aydın vd., 2008, 2009; Yücel vd, 2017). Güneyde Neojen tortulları jipsli, tuzlu sık deniz, lagün ve gölsel fasiyesler olarak gözlenmiştir (Erentöz, 1974; Ketin, 1983).

1.4. Önceki Çalışmalar

Çalışma alanı ve yakın yörelerinde yapılmış yüksek lisans ve doktora tezleri yanı sıra, bireysel ve çok yazarlı bilimsel çalışmalar da bulunmaktadır. Bu önceki çalışmalar kısaca aşağıdaki şekilde özetlenebilir.

Ketin (1950), çalışmasında yörenin 1/100.000 ölçekli haritasını çıkarmıştır. Bu çalışmada, Geç Kretase yaşlı oluşukların ofiyolit serisi üzerine transgresif olarak geldiğini ve bu serinin tabanında kalınlığı 800 metreye varan mollusk faunasının bulunduğunu belirtmiştir. Eosen'in ise filiş fasiyesinde gelişmiş olup, alt kısmı 1600 m kalınlıkta konglomera ve kilttaşlarından, orta ve üst kısmı 350-400 m kalınlıkta kilttaş-kumtaş-kireçtaşı ardışımından oluştuğunu belirtmiştir. Yörenin Miyosen süreci çökellerini ise, alt kısımlarını denizel ortamda oluşmuş kireçtaşları, orta ve üst kısımlarını ise karasal fasiyeste gelişmiş kil, marn, jips, kilttaş ve gölsel kireçtaşlarının oluşturduğunu vurgulamıştır.

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

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

Tokel (1972), Gümüşhane yöresinin bir bölümünü içine alan çalışmasında, "Kermutdere Formasyonu" adı altında topladığı Üst Kretase yaşlı oluşukların Berdiga Formasyonu üzerine uyumlu olarak geldiğini belirtmiştir.

Yılmaz (1972), bölgedeki Liyas yaşlı çökelleri alttan üste doğru Reksene-Venk, Şehittepe ve Gökçepınar olmak üzere üç formasyona ayırmıştır. Reksene-Venk Formasyonu genellikle arkoz nitelikli kumtaşları ile çakiltaş arakatkılarından oluştuğunu ve formasyon içerisinde tane boyunun üste doğru belirgin bir incelmeye gösterdiğini vurgulamıştır. Yazar, bu formasyonun Sinemuriyen'den daha yaşlı ve olasılıkla bir akarsu veya plaj çökeli olabileceğini belirtmiştir. Şehittepe Formasyonu'nun altta silttaş subgrovak ardışımından, üstte ise kırmızı kireçtaşlarından ibaret olduğunu ve kısmen karasal (bataklık) koşullarda

gelişmiş ve Sinemuriyen yaşlı olduğunu ileri sürmüştür. Şehittepe Formasyonu'nun üst kesimlerinde yer alan bol ammonit, foraminifer, bryozoa, belemnit ve krinoid fosilleri içeren kırmızı kireçtaşlarının sığ denizel ortamda gelişmiş olduğunu ve yaşının da Sinemuriyen-Toarsiyen olduğunu söylemiştir. Öte yandan yazara göre Gökçepınar Formasyonu Geç Liyas yaşlı olup, kalın çakıltası ve aglomeralardan oluşmaktadır ve bu üç formasyonun sınırları birbiri ile uyumlu olduğunu ortaya koymuştur.

Yılmaz (1973), Gümüşhane graniti ve çevre kayaçlarını konu alan çalışmasında Gümüşhane Graniti'nin Kurtoğlu metamorfitletlerini keserek yerleştiğini belirtmiştir. Ayrıca Gümüşhane Graniti'nin petrografik olarak Granodiyorit, Çamlıca Adamelliti, Gümüşhane Adamelliti ve Porfirik Mikrogranit olmak üzere dört fasiyese ayırmıştır.

Burşuk (1975), doktora tezinde Mesozoyik yaşlı çökellerden aldığı ölçülü stratigrafik kesitlere ait kayaçlarda mikropaleontolojik çalışmalar yapmıştır. Çalışma sahasında mikrofauna ile ilk defa Dogger'in varlığını ortaya koymuştur. Ayrıca çalışma sahasında Jura yaşlı çökeller içerisinde 2 yeni Ammonit türü bulmuş ve Liyas-Malm'deki biyozonlar Ammonoidea ile ayırtlanarak diğer ülkelerle korelasyon tablosu oluşturulmuştur.

Seymen (1975) ise çalışmasında "Kuzey Blok" olarak adlandırdığı Kelkit Vadisi Fay Zonu'nun kuzeyinde kalan kesiminde, Jura-Kretase-Paleosen yaşlı formasyonların konkordan olarak geliştiklerini belirtmiştir. Üst Kretase yaşlı oluşukları 3 formasyona ayırarak Kuzey Blok'un Jura'dan itibaren transgresif ve pelajik fasiyeste, Türoniyen'den sonra da aynı fasiyeste, fakat regresif olarak geliştiğini ortaya çıkarmıştır. Araştırmacı ayrıca, Paleosen yaşlı çökellerin neritik fasiyeste oluştuklarını ve "Kavaklıdere Grubu" adı altında topladığı Eosen yaşlı tortul ve volkanik kayaçların transgresif olarak geliştiğini saptamıştır.

Ağar (1977) çalışmasında 450 km² lik bir alanın 1/25000 ölçekli jeoloji haritasını yaparak Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı magmatik, tortul ve metamorfik kayaçları ayırt etmiştir. Yöre kayaçlarının kıvrımlanmasına yol açan orojenik fazları ortaya koyan araştırmacı, Permo-Karbonifer'de bitki kırıntılı seviyeler tespit etmiş ve ilk kez Triyas'ın varlığından söz etmiştir. Üst Jura-Alt Kretase yaşlı pelintrasparit, oosparit ve marn ara seviyeli, *Berriasella* ve *Calpionelle*'li killi biyomikritten oluşan çökellerin başlangıçta sakin-çalkantılı, değişken ortamlı ve daha sonra orta soğuklukta ve gittikçe derinleşen bir derin deniz ortamında oluştuğunu saptamıştır. Yazar, Tersiyer mostralarını Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı iki formasyona (Sırataşlar ve Kızılyar Formasyonları) ayırmıştır. Altta konglemeralarla başlayan, üstte *Nummulites* ve *Echinodermata*'lı kireçtaşlarından oluşan

Sırataşlar Formasyonu'na içerdiği organizmalara dayanarak İpresiyen-Alt Lütisiyen yaşını vermiş ve birimin sığ deniz ortamında çökeldiğini ileri sürmüştür. Tüf, kumlu tüf, aglomera ve tüflü arenitten oluşan bol *Nummulites*, *Lamellibranchiata* ve *Gastropoda* içeren Kızılyar Formasyonu'nun ise sığ deniz ortamında çökeldiğini belirterek birime Üst Lütisiyen yaşını vermiştir.

Pelin (1977), Berdiga (Alucra) dağlarında yapmış olduğu çalışmasında, 5 üyeye ayırdığı Geç Jura-Erken Kretase yaşlı karbonatlı ve kırıntılı tortul kayaçları Berdiga Formasyonu olarak adlandırmıştır. Üst Kretase yaşlı oluşukları da 3 formasyona ayırmıştır. Bunlar sırasıyla; kumlu kireçtaşlarından oluşan Kındıralık Dere Formasyonu, kırmızı kireçtaşlarında oluşan Elmalı Dere Formasyonu ve türbiditlerden oluşan Tepeköy Formasyonu'dur. Araştırmacı Eosen'i de çok sayıda formasyona ayırarak incelemiştir. Bunların en yaşlısı tabanda ince bir konglomera seviyesi içeren nummulitli kireçtaşlarından oluşan Otlukbeli Formasyonu'dur. Diğerleri ise tortul ve volkanik fasiyesli Fındıklıbel Formasyonu ve tabanda konglomeralardan, üstte ise nummulitli kireçtaşlarından oluşan Ara Formasyonu olduğunu belirtmiştir.

Gedikoğlu vd. (1979), çalışmasında Üst Kretase sedimanter kayaçlarını üç farklı zona ayırmıştır. Bunlardan ilki *Nerinea*, *Acteonella* ve üste doğru *Globotruncana* foraminiferlerini içeren Üst Türoniyen-Alt Senoniyen yaşlı konglomera ve kumlu sparitik kireçtaşı zonu; ikincisi, bol *Globotruncana*'lı kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşı zonu; üçüncüsü ise "Tepeköy Formasyonu" olarak adlandırdığı ve Doğu Pontid Güney Zonu'nda geniş yayılıma sahip Maastrichtiyen yaşlı türbiditlerdir. Bu formasyonun üst kesimlerinden elde edilen *Globigerina subbotina*, *Discocyclina* ve *Globorotalia* foraminiferleri ise Paleosen yaşını belirtmektedir.

Eren (1983), yüksek lisans çalışmasında Gümüşhane-Kale arasındaki Üst Kretase yaşlı çökelleri "Kermutdere Formasyonu" adı altında toplayarak, bunları kumlu kireçtaşı üyesi, kırmızı kireçtaşı üyesi ve türbidit üyesine ayırmıştır. Doğu Pontidler'de Üst Kretase yaşlı oluşukların transgresif olarak daha yaşlı oluşuklar üzerine geldiğini, yersel farklılıklar dışında, genelde Üst Kretase yaşlı tortuların türbiditik karakterde olduğunu ve Eosen'in transgresif özellikte geliştiğini belirtmiştir.

Özdoğan (1983), Kale (Gümüşhane) yöresinde yüzeyleme veren kayaçları kayastratigrafi birimi esasına göre incelemiş ve ayırtlamıştır. Çalışmada, Liyas yaşlı çökeller Permian öncesi yaşlı Aşağı Mahalle Metamorfikleri ile Permian yaşlı Gümüşhane Graniti üzerine uyumsuz olarak geldiği belirtilmiştir. Liyas yaşlı çökeller Eskibağlar Formasyonu

olarak adlandırılmış, tabanda yer alan yumrulu, kırmızı renkli, bol ammonitli kireçtaşı üyesi ve üste doğru piroklastik tortulların egemen olduğu kumtaşı-marn- kilaşı ara katkılı volkano-tortul seriden oluşan iki farklı üyeye ayrılmıştır. Eskibağlar Formasyonu'nun sübsidan karakterli bir havzada genellikle karasal (bataklık, kıyı ovası) zaman zaman sığ deniz ortamında oluştuğu vurgulanmıştır.

Korkmaz ve Baki (1984), inceleme alanında yer alan metamorfizmaları “Pulur Masifi” olarak adlandırmış ve bu metamorfizmaları kesen meta-andezit, diyorit, gabro ve olivinli gabro gibi litolojileri içerdiğini vurgulamışlardır. Bu metamorfizmaların güneyde kalınlığı yersel olarak 130 metreye kadar ulaşan kömür mercekleri içeren taban konglomerası tarafından örtüldüğünü belirtmişlerdir. Bu taban konglomerasını “Aggi Formasyonu” olarak adlandırmış ve yaşının birim içerisindeki kömürlerden yapılan palinolojik inceleme sonucunda Dogger olduğunu saptamışlardır. Ayrıca bu çalışmada Ağar (1977)'in Triyas yaşını vermiş olduğu Karakaya Formasyonu'nun Triyas yaşlı olamayacağını, Permokarbonifer yaşlı çökellerle yanal geçişli olduğunu ve Permo-Karbonifer'e dahil olması gerektiğini vurgulamışlardır.

Özer (1984), çalışmasında yörede Paleozoyik, Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı kayaların yüzeylediğini belirtmiştir. Özer'e göre bölgedeki en yaşlı kayalar “Permo-karbonifer öncesi” yaşlı, düşük metamorfizmalı şistlerdir. Mesozoyik yaşlı kayalar Liyas yaşlı volkano-tortul seri ile başlar, üzerine Dogger-Malm yaşlı, kalın tabakalı, tabanda yer yer kumlu yer yer dolomitik ve çörtlü kireçtaşlarından oluşan seri gelir. Alt Kretase dönemi kireçtaşı-kumtaşı-marn ardışımı ile tipiktir. Özer, Geç Kretase ve Paleosen yaşlı birimlerin Paleosen sonundaki bir fazla aşındırıldıkları görüşüne vararak, Eosen istifini birbirleri ile yanal geçişli taban konglomerası ve kumlu kireçtaşları ile başlayan volkano-tortul kayalardan oluşan bir istif olarak tanımlamış ve yörenin bu dönem sonunda denizden kurtulduğunu belirtmiştir.

Bektaş (1984), “Doğu Pontidler'de Üst Kretase yaşlı şaşonitik volkanizma ve jeotektonik önemi” başlıklı çalışmasında yörenin Üst Kretase'den itibaren yeni bir gerilme rejimi altına girdiğini ve horst ve grabenleri oluşturan fayların farklı fasiyes sınırları oluşturduğunu belirtmiştir. Ayrıca Üst Kretase'nin erken dönemlerinde (Senoniyen öncesi ?) kuzeydeki volkanizmasının, daha sonraki dönemlerde güneyde yerini kalk alkali ve alkali volkanizmaya bıraktığını ve bunun da nedeninin güney yönlü bir yitim ile gerçekleştiğini belirtmiştir.

Yılmaz (1985), çalışmasında Üst Kretase döneminde yörenin Hankırı Tepe dışındaki kesimlerinin kara halinde kaldığını, denizin, inceleme alanının batısında egemen olduğunu ve Üst Kretase sonunda derin bir aşınmaya uğradığını belirtmiştir. Paleosen oluşuklarının ise, sığ ortamdan derin deniz ortamına kadar değişik fasiyeslerde çökellerle temsil edilmesini ve yer yer volkanizmanın egemen olmasını, bu dönemde duraysız bir ortamın varlığı şeklinde yorumlamıştır. Ayrıca Paleosen yaşlı kayaçların aşınmaya karşı dayanımsız olmalarını ve stratigrafik istifin üst seviyelerinde yer almasını, geçen zaman sürecinde aşınarak artık gözlenememesi şeklinde yorumlamıştır.

Akdeniz (1988), çalışmasında, inceleme alanındaki metamorfizmler ve bunların üzerine gelen Üst Karbonifer- Alt Permiyen yaşlı kayaçların bulundukları alanda allokton konumlu olduklarını, Üst Kretase çökelleri ve serpantinlerin, Eosen tarafından örtülen itki dilimleri arasında sıkışmış olmaları, dilimlenme ve güneyden kuzeye doğru sürüklenmelerin Üst Kretase sonu Eosen başı arasında geliştiğini, Üst Karbonifer-Alt Permiyen birimlerinin bol metamorfik kaya çakılı yanında, metamorfik olmayan granitik-volkanik kaya çakıllarını içermesinin bölgede, Üst Karbonifer öncesi bir metamorfizmanın ve bunu izleyen granitik-volkanik intrüzyonların varlığına işaret ettiğini belirtmiştir.

Gürsoy (1989), Kelkit (Gümüşhane) ve yakın dolayının stratigrafik ve tektonik özelliklerini ortaya koymaya çalıştığı çalışmasında bu alanında yüzeyleyen birimleri jeolojik konumlarına dayanarak otokton ve allokton olmak üzere iki ana kategoriye ayırmış ve incelemiştir. İnceleme alanındaki otokton birimlerin tabanını metamorfik bir temel içerisine yerleşen Gümüşhane Granitoidi'nin oluşturduğunu ve bu temelin Liyas-Dogger yaşlı volkano-tortul bir istiften oluşan Kelkit Formasyonu tarafından transgresif olarak örtüldüğünü belirtmiştir.

Keskin vd. (1990), "Bayburt ve Dolayının Jeolojisi" adlı raporlarında yörede yer alan birimlerin birbirleriyle olan stratigrafik ilişkilerini ortaya koymuşlardır. Çalışma alanında Triyas sürecinin karasal döneme karşılık geldiğini, Liyas başında güneyden gelen yeni bir transgresyonla Hamurkesen Formasyonu'nun çökeldiğini, başlangıçta yörede sığ bir denizin hakim olduğunu vurgulamışlardır. İnceleme alanında çökelen kırmızı renkli bol ammonit ve krinoidli, lamelli fosilli ve yumrulu kireçtaşlarının, riftleşme olayı ile ilgili olarak denizin sığ kesimlerinde geliştiğini, denizin daha derin kesimlerinde volkano-tortul karakterli kayaçlar ile ardalanmalı türbiditik özellik gösteren çökellerin oluştuğunu vurgulamışlardır.

Taşlı (1990), doktora çalışmasında, Doğu Gümüşhane ve Bayburt yörelerindeki Üst Jura-Alt Kretase platform tipi karbonat istifini (Berdiga Formasyonu) stratigrafik,

paleocografik ve mikropaleontolojik açıdan incelemiştir. Araştırmacı, litostratigrafik incelemeler sonucu, ortak mikrofasiyes ve litolojik özellikleri ile tanımlanan dokuz litofasiyes ayırt etmiş ve her litofasiyesin mikrofosil içeriğini listelemiş ve çökelme ortamını yorumlayarak, yanal ve düşey yöndeki ilişkilerini ortaya koymuştur.

Özdoğan (1992), Karadağ (Torul-Gümüşhane) yöresindeki çalışmasında Gümüşhane Granitoyidi üzerine uyumsuzlukla gelen çökelleri Gülaçar Formasyonu olarak adlandırmış ve Liyas yaşlı olduğunu belirtmiştir. Araştırmacı, Liyas yaşlı Gülaçar Formasyonu'nu birbiriyle yanal geçişli olduğunu belirttiği, Cilaztepe Konglomera Üyesi, Dörenedere Kireçtaşı Üyesi ve Bülbüloğlu Tortul-Volkanik Üyesi olmak üzere üç farklı üyeye ayırmıştır. Yazar, Gülaçar Formasyonu'nu oluşturan volkanik kayaların andezit-bazalt bileşiminde olup, alkali ve kalkalkali nitelik taşıdıklarını ve ada yayı volkanitlerinin ürünleri olduklarını belirtmiştir.

Yılmaz (1993), Doğu Pontid Güney Zonu'nda kalın istif ve yaygın yüzeylemeler sunan çökel kayaların farklı fasiyes koşullarında biriktiğini ve bu çökellerin başlıca, Liyas sürecinde riftleşme sürecini takip eden transgresyonla oluştuğunu belirtmiştir.

Akdeniz vd. (1994), çalışmalarında şiddetli deformasyon geçirmiş olan Doğu Pontidler'in güney kesimini birbirinden az-çok farklı, yanal hareketlerin etkisiyle yan yana gelmiş veya yatay hareketler sonucu nap kütleleri şeklinde biri diğeri üzerine itilmiş, stratigrafik istiflerin yüzeylendiği yapısal dilimlere ayırmışlardır. Özellikle fasiyes değişimlerinin yaygın olduğu çökel kuşağındaki ekayları, bindirme düzlemleri veya büyük ölçekli doğrultu atımlı faylara göre, Pontid Otoktonu, Bayburt, Çermeli, Şirvan, Ovacık, Yesirçöl ve Kopdağı napları olmak üzere yedi tektonostratigrafik birime ayırmışlardır.

Robinson vd. (1995), "Doğu Pontidler'in yapısal ve stratigrafik gelişimi" başlıklı çalışmalarında Üst Paleosen'in olmadığını bu nedenle riftleşmenin muhtemelen Karadeniz'de olduğunu, Tetis okyanusunun kapanması ile birlikte Pontidleri Eosen'den Pliyosen'e kadar büyük sıkışmaların etkilediğini ve bu nedenle Oligosen ve daha genç kayaların denizel olmadıklarına işaret etmişlerdir.

Gedik vd. (1996), Doğu Pontidler'i Erken Jura'da Avrasya'dan kopan mikro bir plakacık olarak düşünen yazarlar, bu kopma hareketinin; tektonik, stratigrafik ve sedimentolojik verilerle ortogonal bir riftleşme şeklinde değil, transtensiyonal bir açılma şeklinde olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar elde ettikleri verilerin ışığı altında Doğu Pontidler'deki Erken Jura havzalarının uzaklaşan (divergent) bir transform fay sisteminin ürünü olduklarını öne sürmüşlerdir.

Bektaş vd. (1996), “Doğu Pontid yay gerisi havzasında derin yayılma çukurlarının oluşumu” başlıklı çalışmalarında Erken Liyas-Malm ekstansiyon rejiminin kuzey zon (magmatik ark) ve güney zonda (ark gerisi) başarısız rift havzalarını oluşturduğunu ve Kretase’de gelisen ikinci ekstansiyon rejimin ise eksen zonunda derin okyanusal çukurluklar oluşturduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca okyanus tabanı yayılmasının gerçekleştiği bu çukurların MORB-IA bazaltları, radyolarit ve ofiyolitik olistostromal melanj ile karakterize olduğunu vurgulamışlardır.

Turan (1996) çalışmasında, yörenin Liyas’tan Eosen sonuna kadar üç dönem (Liyas, Geç Kretase-Erken Paleosen ve Orta Eosen) çekme tektoniği rejimi, üç dönem de (Alt Kretase sonu-Üst Kretase başı, Geç Paleosen-Erken Eosen ve Geç Eosen) sıkışma tektoniği rejimi denetiminde kaldığını belirtmiştir. Üst Kretase başındaki sıkışma tektoniği rejiminden sonra, yörede Türoniyen ile birlikte yeniden gerilme tektoniği rejiminin etkinlik kazanmaya başladığını belirtmiştir. Üst Kretase yaşlı sığ (bol pelecypod kavkılı konglomera, resifal kireçtaşı, marn) ve derin (*Globotruncana*’lı kırmızı biyomikrit, filiş türü ince kırıntılılar) denizel tortuların bir arada bulunuşunun ancak böyle bir tektonik aktiviteyle gelişebileceğini vurgulamıştır. Yazar bu çalışmasında elde ettiği bulgularla doğuda Kelkit (Gürsoy vd., 1993) ve batıda Alucra (Pelin, 1977) yörelerinde denizel Paleosen birimlerine rastlanması ile paralellik kurarak, stratigrafik açıdan yörede Mesozoyik-Tersiyer geçişinin sürekli olduğunu kabul etmiştir.

Yılmaz (1997), çalışmasında Gümüşhane yöresindeki karbonat platformunun Jura-Alt Kretase ekstansiyonel tektonik hareketlerle Albiyen sürecinde kırıldığını, platform ve havza çökelleri arasındaki ilişkileri yöredeki Berdiga ve Kermutdere Formasyon’larının sunduğunu belirtmektedir. Platform ve havza çökellerini sırasıyla küçük bentik foraminiferli kumtaşı/istiftaşı, tanetaşı, breşik kireçtaşı, türbiditler ve pelajik foraminiferli kumtaşlarının oluşturduğunu, yamaç/havza çökellerinin sedimantolojik karakterleri ve platform-havza arasındaki ilişkilerin yapısal modellemesi, platform-havza geçişinin tektonik uyumsuzluk ile kontrol edildiğini gösterir. Yazar ayrıca, bu faylı havzaların rift ve kıtasal havzalarla da bazı benzerlikler gösterdiğini de belirtmektedir.

Arslan vd. (1997), yapmış oldukları çalışmada, Doğu Pontidler’i Liyas, Üst Kretase ve Eosen’de olmak üzere üç ana volkanik evreye ayırmışlardır. Her bir evreyi jeokimyasal ve petrolojik olarak ayrı ayrı incelemişler ve birbiriyle karşılaştırmalarını yapmışlardır. Liyas volkanizmasının ekstansiyonel rejim altında riftleşmeye bağlı olarak, Üst Kretase volkanizmasının yitim sonucu, Eosen volkanizmasının ise yitim sonunda alt kabuk ve/veya

üst mantodan kısmi ergime sonucu oluştuklarını belirtmişlerdir. Tüm bu jeokimyasal ve petrolojik verilerin Doğu Pontid volkanik kayaçlarının ada yayında oluştuklarına işaret ettiklerini vurgulamışlardır.

Okay ve Şahintürk (1997), çalışmalarında Doğu Pontidler'in stratigrafisinin volkanik ve volkanoklastik kayaçlarca zengin olduğunu belirtmiş ve üç büyük Mesozoyik-Tersiyer magmatik dizisi tanımlamıştır. Bunlardan ilki riftleşme ile ilişkili toleyitik karakterli Erken-Orta Jura, ikincisi yitimle ilişkili subalkalen Turoniyen Maastrichtiyen ve üçüncüsü kalkalkalen rejional gerilmeye ilişkili Orta Eosen dizisidir.

Okay vd. (1997), çalışmalarında Doğu Pontidlerin Kretase-Tersiyer'de levha tektoniği açısından evrimini gösteren şematik kesitler hazırlamışlardır. Bu kesitlere göre, Alt Kretase'de Doğu Pontidler Avrasya'nın güneye bakan pasif kıta kenarı boyunca yer almaktaydı. Senomaniyen-Turoniyen'de Doğu Pontidlerin güney ucu, güney yönlü bir okyanus içi yitimle ofiyolitlerin şelf üzerine itilmesini sağlamıştır. Bu olaydan sonra dalma-batma zonu polarite değiştirmiş, Neo-Tetis okyanusu kuzeye Doğu Pontidlerin altına doğru yitmeye başlamıştır. Bu dalma-batma sonucu Turoniyen'den başlayarak Doğu Pontidlerin dış kesiminde bir magmatik yay gelişmiştir. Maastrichtiyen'de bu volkanik yay ikiye ayrılarak kuzeyinde okyanusal kabuğa sahip Doğu Karadeniz havzasını bir yay ardı havza olarak açmıştır. Üst Paleosen-Alt Eosen'de Doğu Pontid magmatik yayı Anotolit- Torid levhacığı ile çarpışarak, yörede bindirmeli yapıları oluşturmuştur.

Hoş-Çebi (1998), "Kelkit-Şiran (Gümüşhane) ve Yusufeli (Artvin) Yöreleri Jura Yaşlı Kömürlerinin inorganik Jeokimyası" adlı yüksek lisans tezinde, Gümüşhane ve Artvin yörelerindeki çeşitli lokasyonlarda yer alan Jura yaşlı kömürlerin iz element dağılımları, ilişkileri ve oluşum ortamlarını yorumlamıştır. Kömürlerden yapılan ICP-AES analiz yöntemleri ile elde edilen B elementi konsantrasyon değerlerine göre Gödül (Kelkit) ve Norsun (Şiran) ve Kömürlü (Yusufeli) bölgelerindeki kömürlerin zaman zaman denizle irtibatlı kıyı fasiyeslerinde, Alansa (Kelkit) bölgesindeki kömürlerin ise tuzlu su ortamında çökeldiği sonucuna varmıştır.

Aliyazıcıoğlu (1999) tarafından Doğu Pontid Güney Zonu'nda, Kale (Gümüşhane) yöresinde yapılan çalışmada, Kale Formasyonu'nu oluşturan aglomeralar içerisinde mikritik kireçtaşı çakıllarında Paleosen mikrofosilleri bulunduğunu, bu sebepten ötürü volkanizmanın Paleosen döneminde başlayıp Eosen'de etkili bir şekilde devam ettiğini tespit etmiştir. Ayrıca, yöredeki volkanizmanın ekstansiyonel rejimdeki bir tortulaşma havzasında önce patlamalı (tuf ve aglomeraları oluşturan) olarak, daha sonra bunu takip eden lav akması

(andezitik kayaçları oluşturan) şeklinde geliştiğini, volkanik kayaçların ana magmasının ise zenginleşmiş bir ana kaynaktan, muhtemelen metasomatizmaya uğramış bir manto kaynağından, türemiş olduğunu savunmuştur.

Bektaş vd. (1999), ise çalışmalarında Doğu Pontidler'in güney zonundaki Üst Kretase volkanizmasının kuzey zondan daha geç geliştiğini ve bunun da ark boyunca güney yönlü bir yitimle geliştiğinin bir kanıtı anlamına geldiğini belirtmişlerdir.

Saydam (2002), "Doğu Pontidler'de Geç Kretase Yaşlı Kırıntılı Çökellerin Sedimanter Petrografik ve Organik Jeokimyasal Özellikleri" adlı doktora çalışmasında; Trabzon (Dağbaşı, Hacımehmet), Gümüşhane (Mescitli, Yağıdere, Musalla, Pirahmet, Balkaya, Kale, Kelkit, Telme, İnözü), Giresun-Alucra (Evliyatepesi civarı, Çamlıyayla), Erzurum-Tortum (Çağlayan) yörelerinden ölçülü stratigrafik kesitler ölçerek söz konusu birimin kalınlığının 96 m- 750 m arasında değiştiğini belirtmiştir. Çalışmada birimin, çoğunlukla, ince- orta taneli, ince-orta-kalın tabakalı kumtaşı ve ince-orta tabakalı marn aralanmalı olup, yöresel olarak bu aralanmaya kireçtaşı, kiltası, sil ve tüflerin eşlik ettiği vurgulanmıştır.

Yılmaz (2002), çalışmasında aktif tektonik hareketlerin kontrolünde gelişen Liyas süreci çökellerinin birikiminden sonra Erken Dogger'den itibaren, Gümüşhane yöresinde Erken Kretase sonu, Bayburt yöresinde ise Malm sonuna kadar süren dönemde sakin tektonik koşulların kontrolünde karbonat platformunun oluştuğunu belirtmişlerdir.

Yılmaz vd. (2003), çalışmalarında Doğu Pontidler'in Doğu Toroslar'a, en çok yaklaştığı alan olan Maden yöresinde Geç Kretase'de diğer kesimlerin aksine tümüyle sığ denizel fasiyesteki resifal karbonatların (Kapıkaya Formasyonu) birikim alanı konumunda olduğunu belirtmişlerdir. Doğu Pontiler'deki kuzey-güney yönlü fasiyes değişikliklerine karşın Doğu Toridler'in en kuzey ucunu oluşturan Munzur Dağları yöresinde Permiyen'den Senomaniyen'e kadar yaygın ve kalın platform karbonatları birikirken, Turoniyen-Maastrichtiyen süreci tümüyle bol pelajik foraminiferli, kondanse karakterli pelajik kireçtaşları ile temsil edildiğini belirtmiştir.

Kandemir (2004), doktora tezinde Gümüşhane ve yakın çevresinde Gümüşhane Graniti üzerinde uyumsuzlukla yer alan üstten ise Berdiga Formasyonu tarafından uyumlu üstlenen birimleri Şenköy Formasyonu olarak adlandırmıştır. Ayrıca daha önceki çalışmalarda çoğunlukla Liyas olarak belirtilen birimin yaşı, bu çalışmada elde edilen paleontolojik-palinolojik ve fasiyes bulgularına dayandırılarak Hettangiyen-Bathoniyen olarak sınırlandırmıştır.

Topuz vd. (2004a,b), Doğu Pontidler'in temel kayaçlarını içinde bulunduran Pulur Masifi üzerinde yaptığı detaylı çalışmalarda masifin iki düşük ve yüksek dereceli iki farklı tektonometamorfik birimden oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Bu birimlerden düşük dereceli Doğankavak biriminin başlıca metabazitler, fillitler, kalkerli fillitler, mermerler ve metaçörtlerden oluşmakta olup, metamorfizma yaşının 260 milyon yıl olduğunu belirtmişlerdir. Yüksek dereceli Cenci biriminin ise mezokratik gnayslar ve alümina melanokratik kayaçlardan oluştuğunu ve metamorfizma yaşının 320-330 milyon yıl arasında olduğunu ortaya koymuşlardır.

Sipahi (2005), Zigana Dağı'nda (Torul-Gümüşhane) yapmış olduğu doktora çalışmasında, burada yüzeyleyen Geç Kretase yaşlı volkanitlerde görülen hidrotermal ayrışmaları incelemiş ve volkanik serinin tabanında bazalt, andezit ve bunların piroklastitlerinin görülmekte olduğunu saptamıştır. Volkanitlerin toleyitik geçiş kalkalkali özellikte ve volkanik yay ortamında geliştiğini belirtmiştir.

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

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

Dokuz ve Tanyolu (2006), Yusufeli (Artvin) yöresindeki Erken Jura ve Geç Kretase yaşlı şeyl ve kumtaşlarını petrografik ve jeokimyasal açıdan incelenmişlerdir. Araştırmacılar, petrografik ve jeokimsal verileri birlikte değerlendirerek kumtaşlarının kaynak alan karakteristikleri, ayrışma durumları, çökeltme ortamına taşınmaya kadar uğradıkları hidrolik boylanma ve tektonik ortamları hakkında değerlendirmelerde bulunmuşlardır.

Şen (2007), Jura volkanitlerinin, Pontidler'in evrimine ilişkin önemli veriler sunduklarını söylemiştir. Bu volkanik kayaçların toleyit ile kalk-alkalen arasında geçiş

karakterli olduklarını ve çoğunlukla bazalt, bazaltik-andezit ve andezit bileşiminde olduklarını ifade etmiştir. İz element ve izotop verilerine göre bu kayaçların, yitim ilişkili sıvılarca metasomatizmaya uğratılmış spinel lertzolitinin düşük dereceli bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu ve yüzeye çıkmadan önce bir magma odasında ayrılaşmaya uğradıklarını belirtmiştir.

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

Kılıç (2009), Gümüşhane ve Bayburt yakın yörelerinde geniş alanlarda yüzlek veren Kretase-Tersiyer geçişinin foraminifer ve sedimantoloji kayıtlarını araştırdığı doktora çalışmasında Üst Kretase ve Eosen yaşlı kayaçların sedimantolojik ve paleontolojik kayıtlarını incelemiştir. Daha önce yapılan çalışmalarda çoklukla Santoniyen- Maastrichtiyen olarak belirtilen Kermutdere Formasyonu'nun yaşına karşın, bu çalışmada elde edilen paleontolojik (*globotruncanid* türü planktik foraminiferler) ve fasiyes bulgularına dayandırılarak birimin yaşı Santoniyen-Orta Kampaniyen olarak sınırlandırılmıştır. Aynı şekilde Alibaba Formasyonu'nun Lütasiyen olarak belirtilen yaşına karşın, bu çalışmada elde edilen paleontolojik (*Nummulites* ve *Assilina* foraminiferleri) ve fasiyes bulgularına dayandırılarak birimin yaşı Gümüşhane yöresinde Alt-Orta Lütasiyen, Bayburt yöresinde ise Orta-Üst Lütasiyen olarak sınırlandırılmıştır.

Kandemir vd. (2009), yapmış oldukları çalışmada, Gümüşhane yöresinde yüzeyleme veren Erken Jura kumtaşılarından aldıkları kumtaşı örnekleri üzerinde petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yaparak, kumtaşılarının kaynak alanı ve tektonik ortamı hakkında bilgi sağlamaya çalışmışlardır. Bu çalışmadan Erken Jura kumtaşılarından elde edilen Ana oksitlerden yapılan diyagramlarda örneklerin çeşitli alanlara saçıldıkları, İz elementlerden yapılan çeşitli ayırım diyagramlarında Erken Jura kumtaşılarının çoğunlukla andezitik-bazaltik kayaçların bulunduğu bir yay ortamından türediğini belirlemişlerdir.

Topuz vd. (2010), Doğu Pontid'lerde yer alan Gümüşhane Granitoidi'ndeki zirkon mineralleri üzerinde yaptıkları U-Pb yaşlandırma çalışmalarında kütlenin merkez kesimlerinden aldıkları örneklerde bu plüton için Orta Karbonifer (324 ± 6 ile 320 ± 4 my) yaşını elde etmişlerdir.

Akaryalı (2010), doktora çalışmasında Arzular yöresindeki altın cevherleşmesinin KD-GB ve yaklaşık D-B doğrultulu birbirlerini kesen kırık sistemlerine bağlı olduğunu vurgulamıştır. Cevherleşmenin Eosen yaşlı andezitlerle ilişkili olduğunu, yapılan sıvı kapanım ve izotop çalışmalarında cevherleşmenin oluşum sıcaklığının 250°C olduğunu mikropirob ve cevher mikroskobisi çalışmaları ile cevherleşmenin kökeninin magmatik kayalarla ilişkili olduğunu, cevher oluşturan hidrotermal çözeltilerin yüzeysel kökenli sular olduğunu belirlemiştir. Elde ettiği tüm bu verilerden yararlanarak Arzular yöresindeki altın cevherleşmesinin hidrotermal damar tip, düşük sülfürlü epitermal sistemde oluştuğu sonucuna varmıştır.

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

Eyüboğlu vd. (2010, 2011), tarafından yapılan çalışmalarda Pulur ve Tokat metamorfik masiflerini kesen ultramafik ve mafik intrüzyonlardan Ar/Ar ve U-Pb yaşlandırma metodları ile Geç Triyas yaşı (191 ± 5 ile 212 ± 4 My arasında) elde edilmiş ve daha önce okyanusal kabuğa ait olduğu düşünülen bu kayaların aslında yaklaşan plaka kenarlarında gelişen alüminyumca zengin yitim ilişkili magmaların ürünleri olan Alaskan-tip plutonlara benzediklerini iddia etmişlerdir. Ayrıca Tersiyer magmatizmasının 57 My önce (Geç Paleosen) Kop Dağı-Erzincan hattı boyunca adakitik karakterli olarak başladığını belirterek, magmatizmanın zaman içinde kuzeye doğru göç ettiğini ve 45 milyon yıl önce Torul-Bayburt-İspir hattı boyunca adakitik magmatizmanın son ürünlerini oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir.

Akdoğan (2011), yapmış olduğu yüksek lisans tezinde, Erken-Orta Jura yaşlı kumtaşı ve şeyllere ait jeokimyasal verileri değerlendirmiştir. Kırıntılı kayalarda felsik bileşenlerin oranını temsil eden Th ve U gibi iz elementler ile mafik bileşenlerin oranını temsil eden Sc ve Cr gibi iz elementlerin geniş aralıklar sunduğunu belirtmiştir. Araştırmacı bu durumu, kayaların kaynak alanlarında felsik kayaların yanı sıra önemli oranlarda mafik kayaların da bulunması gerektiğine bağlamıştır. Kayalardan elde ettiği tüm kayaç jeokimyasının ada yayı, aktif kıtasal kenar ve pasif kıtasal kenar gibi farklı tektonik ortamları tanımladığını ve

çökme ortamının hem aktif volkanik yaydan hem de kıtasal kenardan malzeme alabilecek konumda olan yay gerisi havzalar olduklarını belirtmiştir.

Sipahi (2011), Zigana Dağı (Gümüşhane) civarındaki Geç Kretase volkanik kayaçlarında yaptığı çalışmada, kayaçların bimodal karakterde olup, volkanik yay ortamlarında geliştiğini; yoğun hidrotermal alterasyona ve çok az yüzeysel ayrışmaya maruz kaldığını belirtmişlerdir. Ayrışmanın serizitleşme/illitleşme, kloritleşme ve silisleşme şeklinde geliştiğini ve buna sebep olan sıvıların Cu, Pb ve Zn gibi metalleri arttırmadığı, gerçekte bu sıvıların bu metallerce fakir olduğuna ve aynı zamanda onların değişik hidrotermal şartlar altında geliştiğine işaret etmektedirler.

Kandemir vd. (2011), Sakarya Zonu Mesozoyik öncesi temelini oluşturan Permo-Karbonifer yaşlı çökelleri Çatalçeşme ve Hardiş formasyonları içerisinde bulunan fosiller üzerinde yapmış oldukları çalışmada, Çatalçeşme Formasyonu'nun üst seviyelerine yakın koyu gri renkli bir kireçtaşı tabakasında, sadece kuyruk kısmıyla temsil edilen, tek bir trilobit örneğini bulmuşlardır. Trilobitler, Geç Pensilvaniyen süresince bentik denizel toplulukların nadir bir ögesini oluştururlar. Araştırmacılar bu örneğin Türkiye'de bu yaştaki ilk trilobit bulgusu özelliğinde olduğunu belirtmişlerdir.

Kaygusuz vd. (2012, 2016), yapmış oldukları çalışmalarla, Variskan temel içerisinde yer alan Karbonifer yaşlı granitik kayaçların Sakarya Zonu'nun eksen ve kuzey kesimlerinde de var olduklarını ortaya Koymuşlardır. Bu kapsamda U-Pb zirkon yöntemi ile eksen kesiminde yer alan Derinoba ve Kayadibi granitoidlerinden sırası ile 317 ve 303 my, daha kuzeydeki Özdil Plutonu'ndan 340 ve 323 my, Soğuksu Plutonu'ndan 348 my, Seslikaya Plutonu'ndan 335, Kızılağaç Plutonu'ndan 337 my ve Şahmelik Plutonu'ndan ise 334 my yaşı almışlardır. Jeodinamik olarak Variskan temelde yer alan bütün plutonları okyanusal dilim kopması (slab breakof) ve delaminasyon mekanizmaları ile ilişkilendirmişlerdir.

Tunçdemir (2012), yapmış olduğu yüksek lisans tezinde, Permo-Karbonifer olarak da bilinen Sakarya Zonu'nun doğusundaki (Bayburt -Demirözü yöresi) Paleozoyik yaşlı tortul kayaçları stratigrafik, sedimantolojik ve jeokimyasal açıdan değerlendirerek kumtaşlarının modal minerolojik bileşimi, kaynak alanı ve tektonik ortamı hakkında bilgi sağlamaya çalışmıştır. Elde ettiği verilerle Variskan Orojenezi'nin son evrelerine doğru bölgede kısa ömürlü bir havzanın açılıp kapandığını vurgulamıştır.

Arslan vd. (2013), Bayburt, Gümüşhane, Şiran ve Alucra bölgelerindeki Eosen yaşlı volkanik kayaçlar üzerine yapmış oldukları incelemede volkanik kayaçların ^{40}Ar - ^{39}Ar yaşlarının 37.7 ile 44.5 My arasında değişkenlik gösterdiğini tespit etmişlerdir.

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

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

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

Dokuz vd. (2017a), Demirözü (Bayburt) İlçesi'nin kuzeyindeki asidik volkanik kayaların püskürme yaşını U-Pb zirkon yöntemi ile 332.8 my olarak belirlemişlerdir. Cebre Riyoliti olarak adlandırdıkları bu birim Sakarya Zonu'nun Tokat'ın doğusunda kalan kesimindeki Variskan temel içerisinde şu ana kadar tespit edilen tek volkanik kütle durumundadır. Birim, yüksek dereceli bölgesel metamorfizmlerin metamorfizma yaşı (>333 my) ile eş yaşlı, fakat $325-303$ my yaşlı I-tipi granitlerin yerleşimi öncesindeki bir magmatik faaliyete işaret etmektedir. S-tipi granitlere benzer güçlü peralümin bir karaktere sahiptir. Jeokimyasal özellikleri ve alt kıtasal kabuk benzeri Sr-Nd-Pb izotop oranları nedeniyle, ağırlıklı olarak şeyillerin kısmi ergimesi sonucu oluştuğu sonucuna varılmıştır. Tektonik açıdan yay-kıta çarpışması ile ilişkilendirilen Cebre Riyoliti'nin, Devoniyen'de

Lavrazya'nın güney kenarından ayrılan kıtasal dilimin Erken karbonifer'de Gondwana karasının kuzey kenarı ile çarpışması sırasında oluştuğu ileri sürülmektedir.

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

Dokuz vd. (2017), TÜBİTAK 1001 projesi kapsamında tez konusu Cebre Riyoliti'ni de içerisine alan yörede gerçekleştirmiş oldukları çalışmada, Geç Karbonifer-Erken Permien yaşlı Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarının çökelme ortamlarını irdelemişlerdir. Cebre Riyoliti'nin U-Pb zirkon yöntemi ile 341.8 my önce kabuğa yerleştiğini ve S-tipi bir jeokimyasal karaktere sahip olduğunu ortaya koymuşlardır. Çatalçeşme Formasyonu'nun birikim yaşı daha önceki çalışmalarda kireçtaşlarındaki mikro fosillerden hareketle Geç Karbonifer olarak belirtilmiştir. Kumtaşlarındaki kırıntı zirkonlarda gerçekleştirilen U-Pb yaşlandırması önceki çalışmalarla uyumlu olup, en genç (ve büyük) zirkon popülasyonunun yaşını Karbonifer (300-350 m.y.) olarak vermiştir. Araştırmacılar bu durumu, metamorfitler ve Cebre Riyoliti gibi temel kayaçlarının havzaya malzeme verebilecek şekilde, Permien öncesi kaynak alan haline geldiği şeklinde yorumlamışlardır.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Giriş

Çalışma alanında yaklaşık 12 km² lik bir alanda yüzeyleyen Erken Karbonifer yaşlı Cebre Riyoliti Sakarya Zonu'nun doğusunda (Doğu Pontidler), Demirözü (Bayburt) ilçesi kuzeyinde yer almaktadır. Bu tez çalışması kapsamında, Cebre Riyoliti stratigrafik ilişkileri ve petrografik özellikleri yanı sıra, jeokimyasal, jeokronolojik ve radyojenik Sr-Nb-Pb izotop oranları açısından incelenmiştir.

Yürütülen bu çalışma, kaynak taraması, arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere dört aşamada gerçekleştirilmiştir.

2.2. Arazi Çalışmaları

Bu çalışmanın ilk safhasını oluşturan saha çalışmaları öncelikle çalışmanın amacına uygun olarak seçilen bölgelerde yer alan birimlerin tanınması, sınır ilişkilerinin ortaya konması, yapısal ve tektonik unsurların belirlenmesine yönelik saha çalışmaları şeklinde olmuştur. Bu doğrultuda önceki çalışmalardan da yararlanılarak yaklaşık 20 km² lik bir alanın jeoloji haritası yapılmıştır (Şekil 2.1) ve birimlerin stratigrafik ilişkileri belirlenmiştir. Çalışmanın niteliğine uygun olarak Cebre Riyoliti'nden 50 adet kayaç örneği alınmıştır.



Şekil 2.1. Saha çalışması ve haritalama işlemi

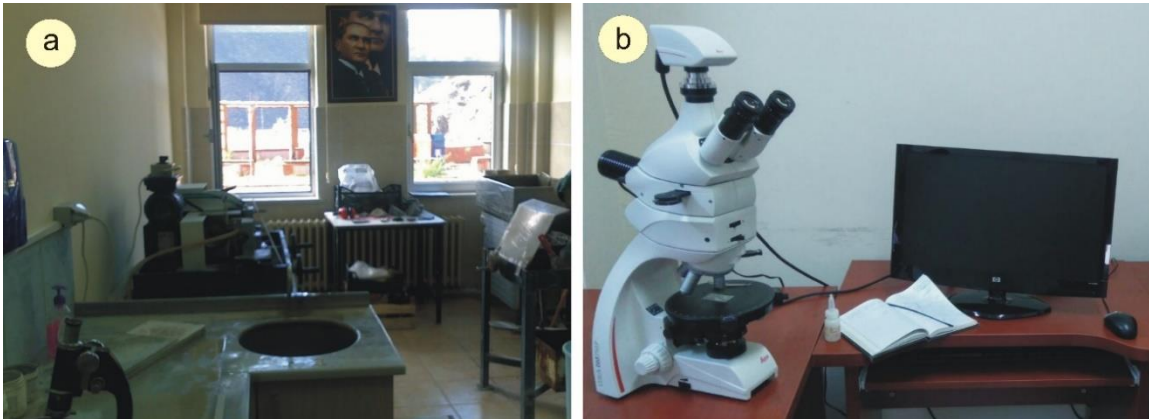
2.3. Laboratuvar Çalışmaları ve Analitik Yöntemler

2.3.1. Kayaç İnce Kesitlerinin Hazırlanması

Çalışma alanından derlenen el örneklerinin mineralojik ve petrografik özelliklerinin belirlenmesine yönelik 42 adet örneğin ince kesitleri hazırlanmıştır. Bunun için kayalardan kesilen 0.5x2x4 cm boyutunda plakacıklar, bir yüzeylerinin pürüzlülükleri giderildikten sonra 1mm kalınlığındaki 2.5x5 cm boyutundaki cam üzerine kanada balzamu kullanılarak yapıştırılmıştır. Cam üzerine yapışmış olan kayaç örneği, aşındırıcılar yardımıyla 0.025 mm kalınlığına kadar inceltilerek petrografik tayin için hazır hale getirilmiştir. İnce kesit örnekleri Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır (Şekil 2.2a).

2.3.2. Mikroskobik İncelemeler

Cebre Riyoliti'ne ait 42 adet ince kesit örneği GÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Mikroskobu Laboratuvarı'nda Leica marka polarizan mikroskoplarıyla incelenmiştir. Petrografik çalışmalar sonunda jeokimyasal analiz için uygun olan örnekler belirlenmiştir. Kayaçları oluşturan minerallerin birbirleriyle olan ilişkileri, optik özellikleri gözlenerek önemli olduğu düşünülen kesitlerden mikroskoba bağlı fotoğraf makinesi ile tek ve çapraz nikollerde mikro fotoğraflama işlemleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.2b).



Şekil 2.2. Gümüşhane üniversitesi (a) İnce kesit laboratuvarı , (b) Araştırma mikroskobu laboratuvarı'ndan görüntüler

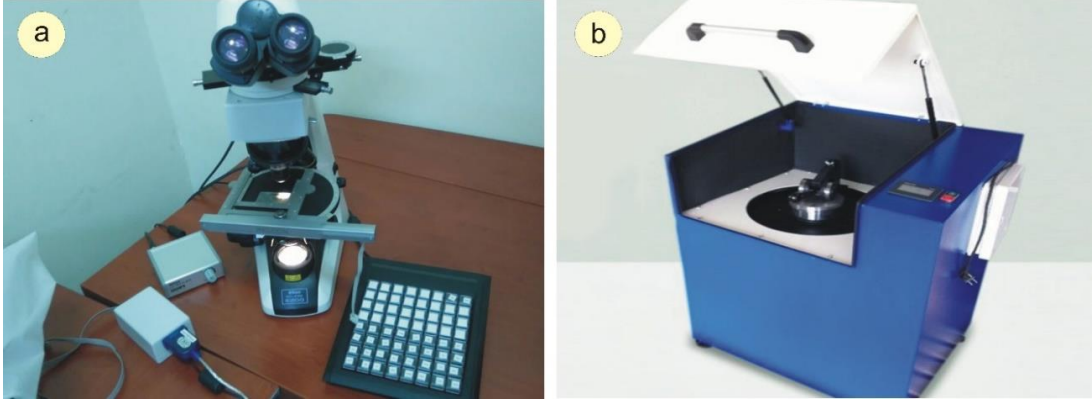
2.3.3. Modal Analizler

Petrografik incelemeler yapılırken Pelcon Automatic Point Counter sayıcısı kullanılarak seçilen 31 ince kesit örneğinde 300-800 adet nokta sayılmıştır. Nokta sayımı yapılırken sayım aralığı tane boyuna göre ayarlanmış ve 0.1-0.2 mm olarak kullanılmıştır (Şekil 2.3a). Magmatik kayaç adlandırılırken ‘Streckeisen, 1974’ sınıflandırma diyagramı kullanılmıştır.

2.3.4. Örneklerin Ana, İz ve Nadir Toprak Element Analizi İçin Hazırlanması

Ana, iz ve nadir toprak element analizleri için mikroskop incelemeleri sonucunda ayırmamış örnekler seçilmiş ve örnekler Gümüşhane Üniversitesi Merkez Laboratuvarı’nda hazırlanmıştır. Kimyasal analizler için seçilen, her biri yaklaşık 250-300 gramlık kayaç örnekler çeneli kırıcıda (Şekil 2.3b) 1-2 cm boyutuna indirdikten sonra, halkalı öğütücülerde 200 mesh boyutuna kadar öğütülmüştür. Çeyreklemeye yöntemi uygulanarak her örnek için yaklaşık yaklaşık 30 gramlık poşetler hazırlanarak, ana, iz ve nadir toprak element analizleri için Kanada’da ki ACME laboratuvarına gönderilmiştir. İnceleme alanı’na ait 17 adet kayaç örneğinin ana, iz element ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır.

Ana ve iz elementler ICP (İndüktif Eşleşmiş Plazma) yöntemiyle, nadir toprak elementler ise ICP-MS (İndüktif Eşleşmiş Plazma – Kütle Spektrometri) yöntemiyle ile analiz edilmiştir. Ana ve iz element analizleri için 0.2 gram toz örnek 1.5 gram LiBO_2 ile karıştırılarak, % 5 HNO_3 içeren bir sıvı içinde çözündürülmesinden itibaren analiz edilirken, nadir toprak element analizleri için 0.250 gram toz örnek dört farklı asit içinde çözündürülmüş ve analiz edilmiştir. Ana oksitler % ağırlık, iz elementler ve nadir toprak elementler ppm olarak ölçülmüştür. Ana elementlerin dedeksiyon limitleri %0.001-0.04 arasında değişirken, iz ve nadir toprak elementlerin dedeksiyon limitleri 0.01-0.5 ppm arasında değişmektedir.



Şekil 2.3. (a) Pelcon Automatic Point Counter sayıcısı sayacı ve (b) halkalı öğütücü

2.3.5. U-Pb Zirkon Analizleri

Zirkon kristalleri parçalama ve öğütme gibi geleneksel metodlarla kayadan çıkarılır. Daha sonra bu zirkonlar Wilfley masası, ağır sıvılar ve Frantz manyetik seperatör gibi metodlarla diğer parçalardan ayrılırlar. Son aşama olarak bütün zirkonlar ağır mineral ayırımına tabii tutularak diğer parçalardan geri bırakılırlar. Mevcut zirkonlardan bir bölümü (50-100 adet) seçilir ve standart Srilanka zirkonları ile birlikte bir amalgam (epoxy mount) içine alınır. İzotopik analize gönderilmeden önce zirkonlar yaklaşık 20 mikron kalınlığa inene kadar zımparalanır, parlatılır, resimleri çekilir ve temizlenir. Zirkonların U-Pb jeokronolojisi, Arizona Laser Chron Merkezi'nde lazer ablasyon multikollektör inductively couple plazma kütle spektrometresi (LA-MC-ICPMS) yöntemiyle yapılmıştır (Gehrels vd., 2006, 2008). Analizler 30 mikron çapında bir delik (spot) kullanan birfoton makinesi (Analyte G2 Excimer lazer) ile ablasyona tabii tutulur. Ablate olmuş zirkonlar helyum içinde Nu HR ICPMS' in plazma kaynağına taşınır. Burası U, Th ve Pb izotoplarını aynı anda ölçebilecek kadar genişliğe sahip bir ışık tüpü ile donatılmıştır. Bütün ölçümler U^{238} , Th^{232} , Pb^{208} ve Pb^{206} için 3×10^{11} ohm rezistanslı Faraday dedektörleri, Pb^{204} ve Hg^{202} için de dynode iyon sayıcıları kullanılarak statik modda yapılır. Her bir analiz, lazer kapalı iken elde edilen bir tane 15 saniyelik pikler toplamı (integration), lazerin ateşlenmesi ile elde edilen 15 tane 1'er saniyelik pik integrasyonu ve önceki örneği temizlemek ve yeni analizi hazırlamak için 30 saniyelik gecikme kısımlarından oluşur. Oluşan ablasyon çukuru yaklaşık 15 mikron derinliğindedir.

Her analiz için Pb^{206}/U^{238} yaşını elde ederken, Pb^{206}/U^{238} ve Pb^{208}/Pb^{204} oranları $\sim \%1$ 2 ölçüm hatası (2-sigma seviyesinde) ile elde edilir. 1 milyar yıldan (Ga) daha yaşlı taneler

için Pb^{206}/Pb^{207} ve Pb^{206}/Pb^{204} ölçüm hata sınırı yine $\sim \%1-2$ (2-sigma seviyesinde) civarındadır. Lakin daha genç taneler için bu hata payı Pb^{207} nin düşük yoğunluğu nedeniyle çok daha geniştir. Çoğu analiz için Pb^{206}/U^{238} ve Pb^{208}/Pb^{207} yaşlarının kesinliği 1.0 Ga civarında gerçekleşir. Pb düzeltmesi yaygın olarak Hg-ye göre düzeltilmiş Pb^{204} kullanılarak yapılır. İlk Pb bileşimi Stacey ve Kramers (1975) kullanılarak tahmin edilir. Güncel kristallerdeki Pb izotopik bileşim değişimlerine dayanılarak Pb^{206}/Pb^{204} için 1.5 ve Pb^{207}/Pb^{204} 0.3 olan belirsizlik rakamları bu bileşimsel değerlere uygulanmaktadır.

Pb/U oranının elementler arası farklılaşması genellikle $\%5$ civarındadır. Buna karşılık Pb izotoplarının görünür fraksiyonlaşması genellikle $<\%0.2$ dir. Bu farklılaşmayı düzeltmek için yaşı 563.5 ± 3.2 milyar yıl (hata 2-sigma) olarak bilinen büyük bir zirkon kristalinin parçaları analiz edilerek (genellikle her 15 ölçümde bir). Kalibrasyon düzeltmesinden kaynaklanan belirsizlik hem Pb^{206}/Pb^{207} ve hem de Pb^{206}/U^{238} yaşları için genellikle $\%1-2$ (2- sigma) dir.

Zirkonların U ve Th konsantrasyonları standart zirkon olan Sri Lanka zirkonunun U (518 ppm) ve Th (68 ppm) içeriğine göre kalibre edilir. Analitik veriler tablo halinde verilir. Belirsizlikler bu tablolarda 1-sigma seviyesinde görülür ve sadece ölçüm sırasındaki hataları içerir.

Magmatik zirkonlardan elde edilen yaşlar için Excel eklentisi Isoplot programı (Ludwing, 2008) kullanılarak Pb^*/U konkordiya diyagramları oluşturulmuştur. Zirkon verileri ağırlıklı ortalama yaş (weighted mean age) diyagramları şeklinde sunulmuştur. Yaş diyagramlarında her bir yaş ve ölçüm sırasındaki hata payı (belirsizliği) normal dağılım olarak sunulmakta ve daha sonra örneğe ait bütün yaşlar tek bir eğriye aktarılmaktadır. Bileşik (composite) yaş-olasılık diyagramları için ise kurum içi (inhouse) Excel programı kullanılmaktadır. Programın ayrıntısı için “Arizona LaserChron Center” sitesindeki “Analyses Tools” linkine bakılabilir.

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 bütün örnekler Katot uçları (Cathodian beads) üzerindeki Renyum filamentleri üzerine veya üçlü filament grubunun kenar flamenti üzerine

yüklenmiştir. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ oranlarının tekrar üretilebilirliği %0.3 ün içindedir ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sırası ile ± 0.000025 and ± 0.00003 arasındadır. NBS 987 standartı üzerinde yapılan analizler 0.710226 (11), 0.710213 (13), 0.710219 (10), ve 0.710260 (11) değerlerini üretmiştir. Neodmiyum standartları mevcut olmadığından analizleri yapılmamıştır. Örneklerin Pb izotop oranları üçlü Katot uçlarından ortadaki kullanılarak analiz edilmiştir. Örnekler % 5 lik HNO_3 kullanılarak silika jel ve fosforik asit karışımından hazırlanan matriks içrisine yüklenmiştir. Yaklaşık 2 μL lik silika jel filament üzerine yerleştirilmiş ve 1 μL lik fosforik asit ilave edilmiştir. Standartlar da aynı prosedurlerle yüklenmiş ve analiz edilmişlerdir. Standartların ortalama analiz sonuçları $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.844$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.379$, ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.199$ şeklindedir. Standart sapmaları % 0.2 nin içerisinde. Sr, Nd ve Pb izotopik analizlerinin detaylı analitik prosedurleri Ramos (1992) de verilmiştir.

2.4. Büro Çalışmaları

Arazi ve laboratuvar verilerinin değerlendirilmesi amacıyla büro çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar, literatür taraması, inceleme alanından seçilen pilot bölgelerin 1/25.000 ölçekli haritalarının, ölçülü stratigrafik kesitlerinin, çeşitli şekil ve tabloların çizimi ve bunların çalışma amacı doğrultusunda yorumlanmıştır. Değerlendirilen verilerden 113Y457 kodlu TÜBİTAK 1001 projesine katkı sağlanmıştır. Büro çalışmaları kapsamında bir adet SCI makale üretilmiştir. Ayrıca elde edilen veriler Gümüşhane Üniversitesi. Fen Bilimleri Enstitüsü'nün yazım kuralları çerçevesinde yüksek lisans tezi haline getirilmiştir. Harita, ölçülü stratigrafik kesit ve çeşitli şekillerin çizilmesinde Coral Draw 12.0 programı, grafiklerin çiziminde GCDKit 4.1 ve Grapher 5 programı yararlanılarak tezin yazımı gerçekleştirilmiştir.

3. STRATİGRAFİ

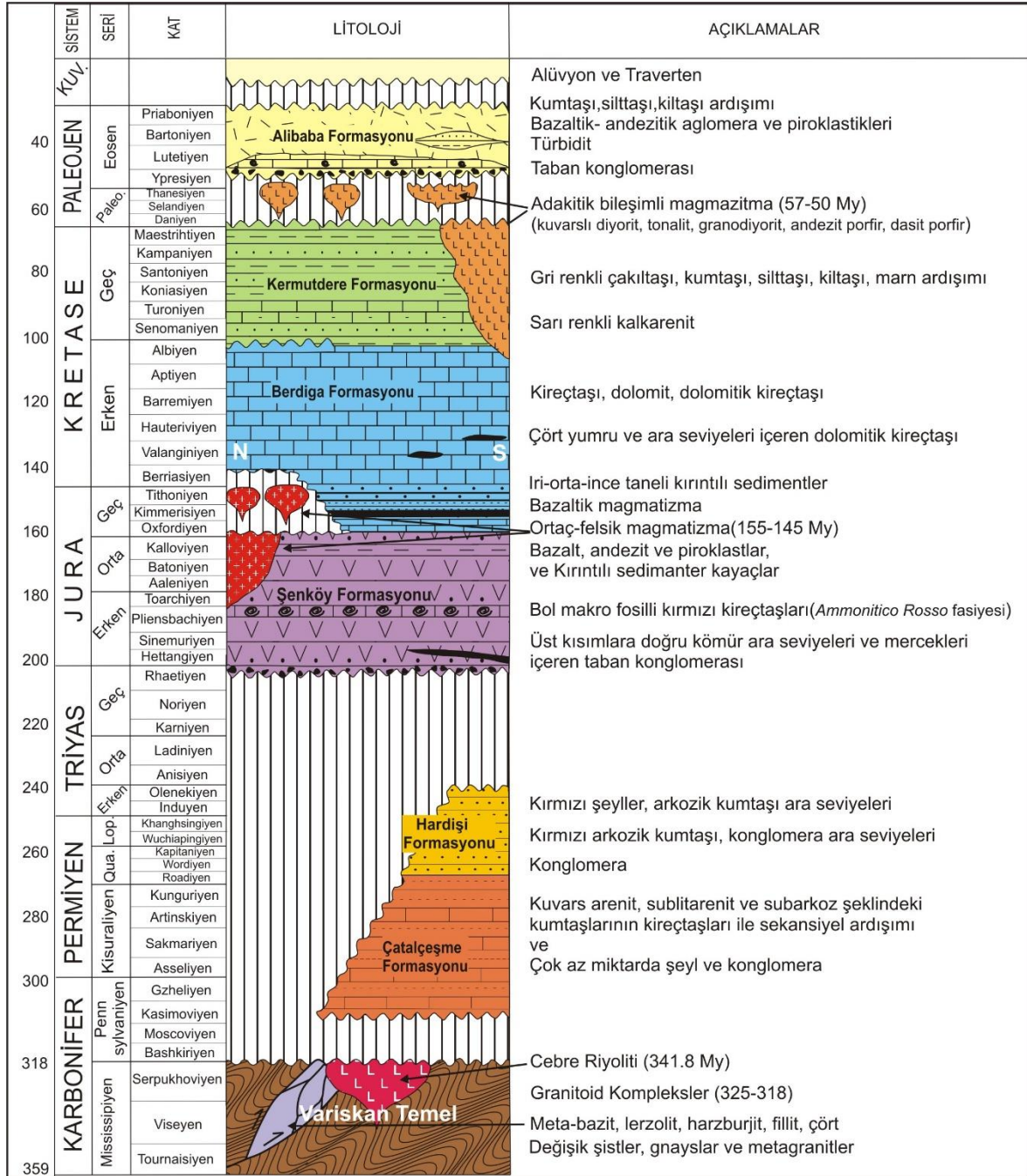
3.1. Giriş

Bu çalışmaya konu teşkil eden Erken Karbonifer yaşlı Cebre Riyoliti Demirözü (Bayburt) kuzeyinde yaklaşık 22 km² lik bir alanda yüzeylemektedir. Bu alanda yüzeyleyen diğer kayalar Karbonifer- Kuvaterner aralığında değışen bir aralıkta gelişmişlerdir.

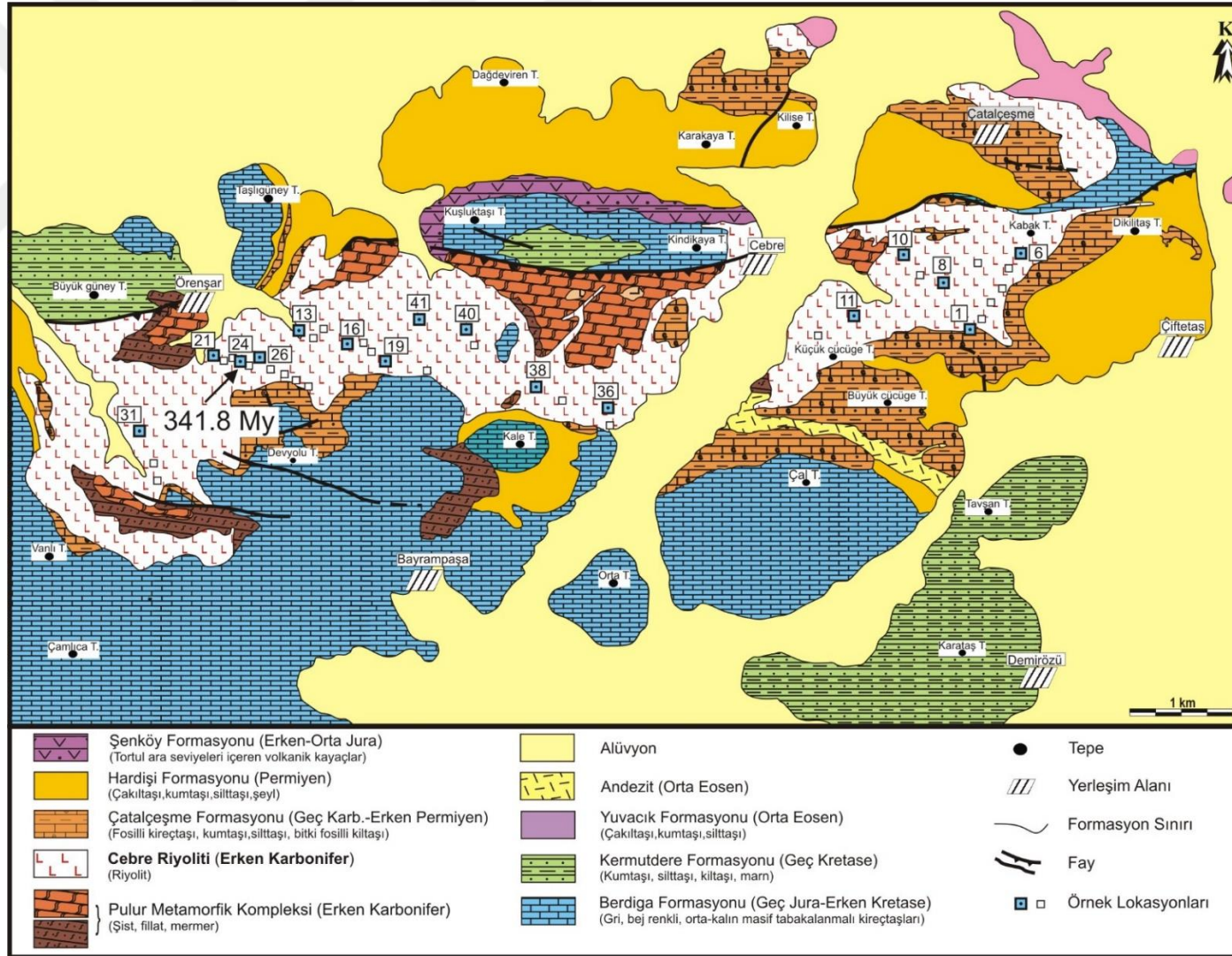
İnceleme alanında yüzeyleme veren birimlerin stratigrafik dizilimi aşağıdaki şekildedir (Şekil 3.1).

- Alüvyon (Kuvaterner)
- Kermutdere Formasyonu (Geç Kretase)
- Berdiga Formasyonu (Geç Jura- Erken Kretase)
- Şenköy Formasyonu (Erken- Orta Jura)
- Hardiş Formasyonu (Permiyen)
- Çatalçeşme Formasyonu (Geç Karbonifer- Erken Permiyen)
- Cebre Riyoliti (Erken Karbonifer)
- Pulur Metamorfik Kompleksi (Erken- Orta Karbonifer)

Çalışmanın amacında da belirtildiği gibi, Cebre Riyoliti bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır. Bu bölümde Cebre Riyoliti dışındaki birimler kısa, tezin konusunu oluşturan Cebre Riyoliti ise daha detaylı olarak ele alınmaktadır.



Şekil 3.1. Gümüşhane ve Bayburt yörelerinin geliştirilmiş stratigrafik kolon kesiti



Şekil 3.2. Çatalçeşme-Cebre-Örenşar-Bayrampaşa (Bayburt) civarının jeoloji haritası

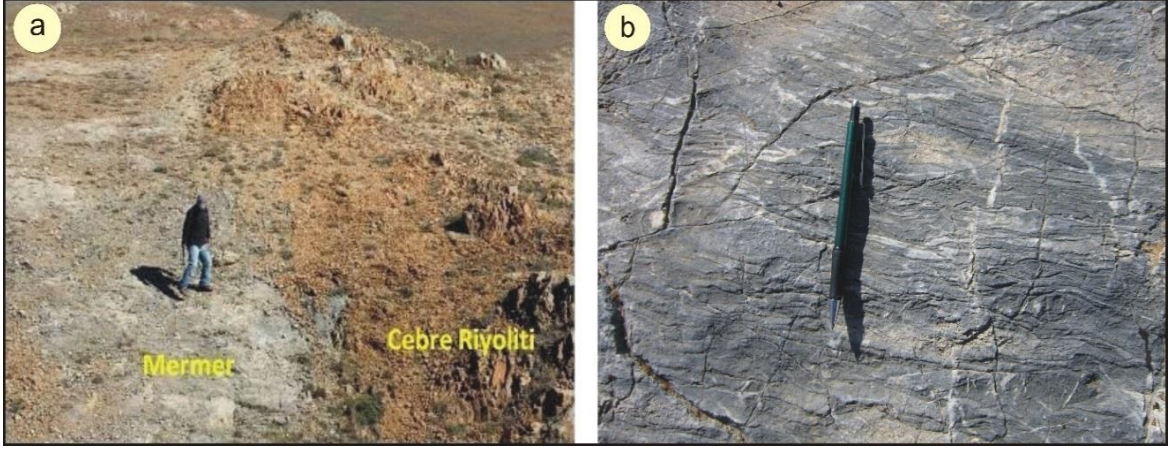
3.2. Pulur Metamorfik Kompleksi

Çalışma alanında en yaşlı birimi Pulur Metamorfikleri oluşturmaktadır. Demirözü (Bayburt) yöresinde geniş alanlarda yüzeyleyen Pulur Metamorfikleri ilk olarak Ketin (1951) tarafından adlandırılmıştır.

İnceleme alanı sınırları içerisinde yer alan metamorfikler, birbirinden kopuk 4 ayrı alanda yüzeylemektedir. Bunların en geniş yayılımlısı 2-2.5 km² kadar olup Cebre Köyü batısında yer almaktadır. Diğerleri ise Örenşar'ın hemen güney batısında, Örenşar'ın 2 km kadar güneyinde ve Bayrampaşa köyü civarında yaklaşık 1 km² lik alanlarda yüzeylemektedirler (Şekil 3.2). Çalışma alanında bu kompleks içerisinde mermer, meta-kumtaşı, fillat gibi düşük dereceli metamorfikler bulunmaktadır. Mermer, en yaygın litoloji olup belirgin yönlü yapısı ile metamorfize olmamış Permo-Karbonifer karbonatlarından ayrılır (Şekil 3.3a,b). Mermere daha az oranlarda fillat ve meta kırıntılılar (meta-kumtaşı, meta-silttaşı ve meta-çakıltası) eşlik etmektedir.

Pulur Metamorfik Kompleksi'nin Yaşı, Pulur yöresinde metamorfikleri üzerleyen en yaşlı sedimanter birimlerin Erken Permiyen yaşlı olması nedeniyle Permiyen öncesi olarak sınırlandırılabilir (Topuz vd., 2001). Ancak daha sonra yapılan radyometrik çalışmalar kompleks içerisindeki yüksek dereceli metamorfiklerin metamorfizma yaşını 333 my olarak ortaya koymuştur (Topuz vd., 2004a,b).

Pulur Metamorfik Kompleksi, Erzincan- Reşadiye yöresinde Ağvanis Masifi (Okay, 1984; Altınkaynak, 2000), Tokat-Zile-Çekerek yöresinde Tokat Metamorfik Masifi (Alp, 1972; Özcan vd., 1980; Rojay, 1993; Tüysüz 1996; Yılmaz vd., 1997), Gümüşhane bölgesinde Kurtoğlu Metamorfikleri (Topuz vd., 2007; Dokuz vd., 2011, 2015), Artvin-Yusufeli yöresinde Karadağ Metamorfikleri (Dokuz, 2000; Ustaömer ve Robertson, 2010) adı altında incelenen birimlerle hem litolojik ve hem de stratigrafik olarak denestirilir özelliklere sahiptir



Şekil 3.3. (a) Cebre Riyoliti'nin fillat ve mermeri keserek yerleştiğine işaret eden intrusif dokanakların görünümü (Cebre batısı), (b) Mermerlerin yönlü yapısının görünümü (Örenşar batısı)

3.3. Cebre Riyoliti

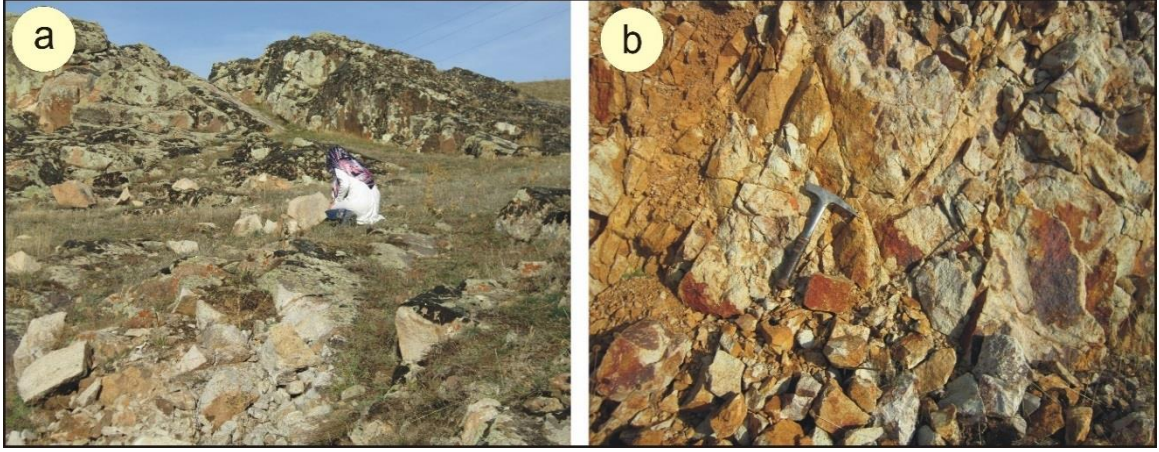
3.3.1. Ad, Yayılım ve Topoğrafik Görünüm

Cebre Riyoliti adı, Trabzon H43-c1, c2 paftası içerisinde yer alan Cebre Köyü'nden türetilmiştir. Ağar (1975) tarafından andezit-dasit kompleksi olarak adlandırılan birim Tersiyer yaşlı olarak kabul edilmiştir. Daha sonraki araştırmacılar (Akdeniz, 1988; Okay ve Leven, 1996) bu görüşe bağlı kalmışlardır. Ancak bu tez kapsamında yapılan modal ve jeokimyasal analizler birimin riyolitik bileşimde olduğunu ortaya koymuştur. Yakın yöredeki Cebre (Çakırözü) köyüne atfen birime Cebre Riyoliti adını verilmesi uygun görülmüştür.

Çalışma alanındaki en geniş yüzeylemeye sahip birimdir. Çatalçeşme'den başlayarak batıya doğru Cebre ve Örenşar istikametinde uzanan, ortalama 2 km genişliğinde ve 11 km uzunluğunda doğrusal bir yayılım alanına sahiptir. Arazide turuncu-sarı renk tonları ile diğer birimlerden kolaylıkla ayrılan birim bol çatlaklı ve porfiritik dokuludur (Şekil 3.4).

3.3.2. Dokanaklar

Cebre Riyoliti düşük dereceli metamorfizmaları keserek yerleşmiştir. Bu kesme ilişkisi en belirgin olarak Cebre batısındaki yüzeylemede görülmektedir (Şekil 3.3a). Diğer alanlarda ise düşük dereceli metamorfizmalar ile Cebre Riyoliti arasındaki dokanak bitki örtüsü nedeniyle



Şekil 3.4. Cebre Riyoliti' ne ait litolojilerin (a) topografik görünümü (Çatalçeşme kuzeydoğusu), (b) yol şevindeki görünümü (Cebre doğusu)

Görülememektedir. Buralarda topografik konumlanma nedeniyle düşük dereceli metamorfitler Cebre Riyoliti üzerine oturuyor gibi görülmektedir. Bu durum Cebre Riyoliti' nin düşük dereceli metamorfitlerden daha yaşlı olabileceği şeklinde bir yanılgıya sebebiyet verebilmektedir.

Düşük dereceli metamorfitler ve Cebre Riyoliti'nin Mesozoyik birimleri ile olan kuzeydeki dokanağı tektoniktir. Tüm Paleozoyik birimleri yaklaşık doğu-batı uzanımlı bir ters fay boyunca kuzeye doğru Mesozoyik örtü birimleri üzerine itilmiştir. Diğer alanlarda ise metamorfikler ve Cebre Riyoliti'nin Permo-Karbonifer çökelleri ve Mesozoyik birimleri ile olan dokanakları uyumsuzdur.

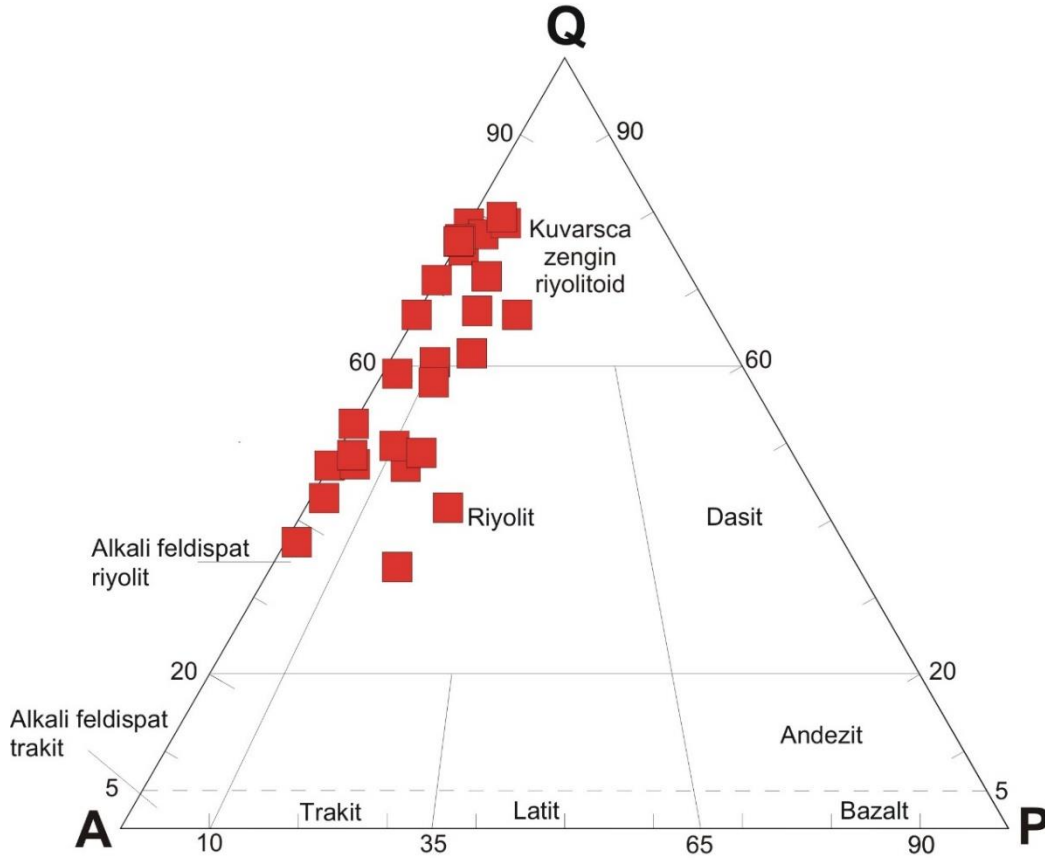
3.3.3. Litoloji

Cebre Riyoliti'nden taze örnek alımı yoğun hidrotermal alterasyon nedeniyle oldukça güçtür. Birimden alınan 42 adet örneğin tamamına yakını ince kesit yaptırılarak mikroskopta incelenmiştir. Örneklerde yapılan modal analizler ile fenokristal ve matriks yüzdeleri belirlenmiştir (Tablo 3.1). Hem mikroskop hemde modal analiz çalışmaları kayaçlarda kuvars (%25,4- 3,7) ve alkali feldispat (%14,8- 1,2) kristallerinin diğer fenokristallere oranla daha fazla olduğunu göstermektedir. Plajiyoklas oranı (%3,6-0) ise oldukça düşüktür. Modal Q-A-P sınıflama diyagramına (Streckeisen, 1976) aktarılan örnekler ağırlıklı olarak alkali feldispat riyolit, daha az olarak da riyolit ve kuvarsa zengin riyolitoid alanlarında toplanmaktadırlar (Şekil 3.5).

Tablo 3.1. Riyolit örneklerinin hesaplanmış modal mineralojik bileşimleri

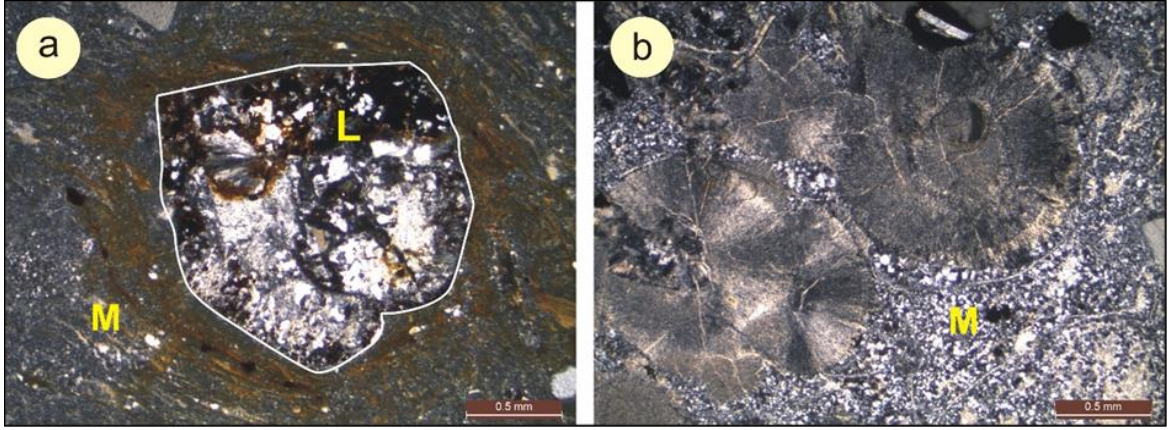
Örnek No.	Sayılan Nokta	Q (%)	Af (%)	Plj (%)	Mu. (%)	Kor. (%)	Bi. (%)	Op. (%)	Ham. (%)	Top.
CB-1	350	20.1	6.4	0.3	0.3	1.1	0	0	71.8	100
CB-2	500	14.2	3.9	0	0	0.3	0	0	81.6	100
CB-4	362	8.8	14.6	0.3	0.3	2.8	0	0	73.2	100
CB-6	475	10.1	2.7	0.3	0	9.5	0	0	77.4	100
CB-7	475	18	3.9	0	0	2.5	0	0.3	75.3	100
CB-8	410	8.6	4.3	0	0	4.3	0	0	82.8	100
CB-9H	437	9.2	3.6	0.9	0	1.8	0.3	0	84.2	100
CB-10	444	8.6	2.7	0	0	1.5	0	0	87.2	100
CB-13	390	9.5	2.1	0.5	0	2.3	0	0	85.6	100
CB-15	400	6.3	5.7	0	0	1.3	0	0	86.7	100
CB-16	390	11.8	6.7	1	0	1.5	0	0	79.0	100
CB-17	438	11.8	3.9	2	0	1.2	0	0	81.1	100
CB-18	563	5.7	5.8	2.2	0.3	5.5	0	0	80.5	100
CB-19	393	25.4	12.2	3.6	0.3	0.3	0	0	58.2	100
CB-20	312	7.3	1.6	0.3	0	1.9	0	0.3	88.6	100
CB-21	718	11.3	12.7	0	0.1	0.7	0	0	75.2	100
CB-22	507	5.5	3.4	0.6	0	8.3	0	0	82.2	100
CB-24	805	5.3	1.7	0.4	0.4	4.8	0	0	87.4	100
CB-25	466	14.1	9.4	0.4	0.2	3.1	0	0	72.8	100
CB-26	556	3.7	1.5	0	0.2	0.7	0	0	93.9	100
CB-27	600	3.9	1.2	0	0	3.7	0	0	91.2	100
CB-28	543	10.3	10.9	0.6	0	2.2	0	0.6	75.4	100
CB-29	620	9.6	3.0	0	0	10.3	0	0.5	76.6	100
CB-30	511	7.6	7.2	1.4	0	0.4	0	0	83.4	100
CB-32	709	6.6	5.9	0.8	0	9.3	0	0.1	77.3	100
CB-33	520	11.4	14.8	0.4	0.2	3.8	0	0	69.4	100
CB-34	704	15.3	15.7	0.6	0.3	2.3	0	0	65.8	100
CB-35	745	15.4	13.2	3.0	0.4	2.4	0.2	0.2	65.2	100
CB-X	555	14.1	21.6	5.9	0	2.4	0	0	56.0	100

Kısaltmalar; **Q:** kuvars, **Af:** alkali feldispat, **Plj:** plajiyoklas, **Mu:** muskovit, **Kord:** kordiyerit, **Bi:** biyotit, **Op:** opak mineral, **Ham:** hamur



Şekil 3.5. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerinin modal Q-A-P (Kuvars-A. Feldispat-Plajiyoklas) sınıflama diyagramındaki konumları (Streckeisen, 1976).

Cebre Riyolitine ait kayaçların mikroskobik incelemesi sırasında, kuvars dışındaki bütün bileşenlerin kısmen ya da tamamen düşük sıcaklık minerallerine altere oldukları görülmektedir. İri mineraller olarak kuvars ve alkali feldispat oldukça yaygındır. Buna daha az oranlarda kordiyerit eşlik etmektedir. Bunlara bolluk sırasına göre daha az oranlarda muskovit, biyotit ve bazı kesitlerde olmak üzere tali miktarlarda opak mineraller eşlik etmektedir. Fenokristal olarak plajiyoklasa rastlanmamıştır. Genellikle küçük kristaller halindedir. Nadiren poikilitik olarak alkali feldispat içerisinde bulunmaktadır. Zirkon tali miktarlarda yer almaktadır (Şekil 3.10). Çıplak gözle fark edilemeyen diğer bir bileşen ise kayaç kırıntısıdır. Kayaçlarda ince taneli porfirik doku baskın olmakla birlikte akma ve sferülitik dokularıda görülmektedir (Şekil 3.6). Buna kısmen porfiritik doku, hamur ve fenokristal arasındaki etkileşime işaret eden dengesizlik dokuları yaygındır (Şekil 3.7).

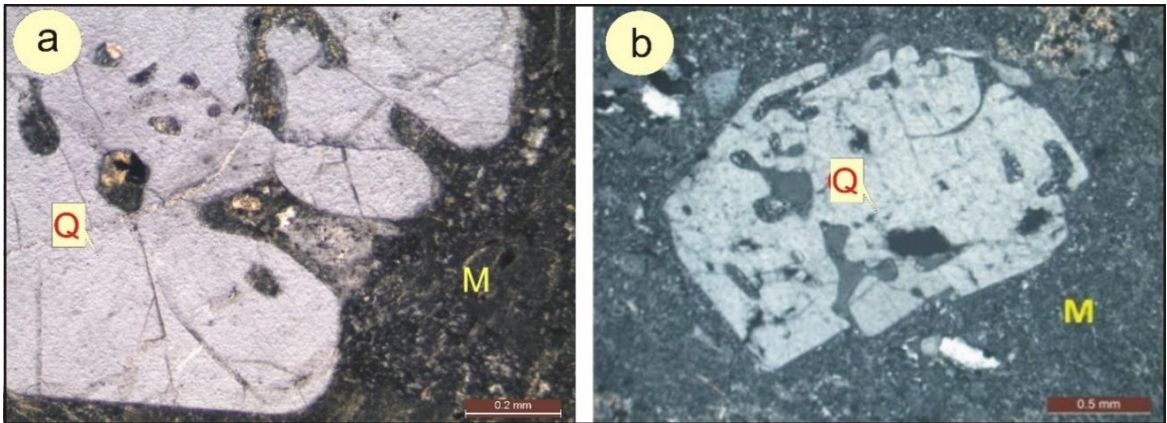


Şekil 3.6. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerde gözlenen akma dokusu (a) ve Sferülitik doku (b), Kısaltmalar: M-matriks

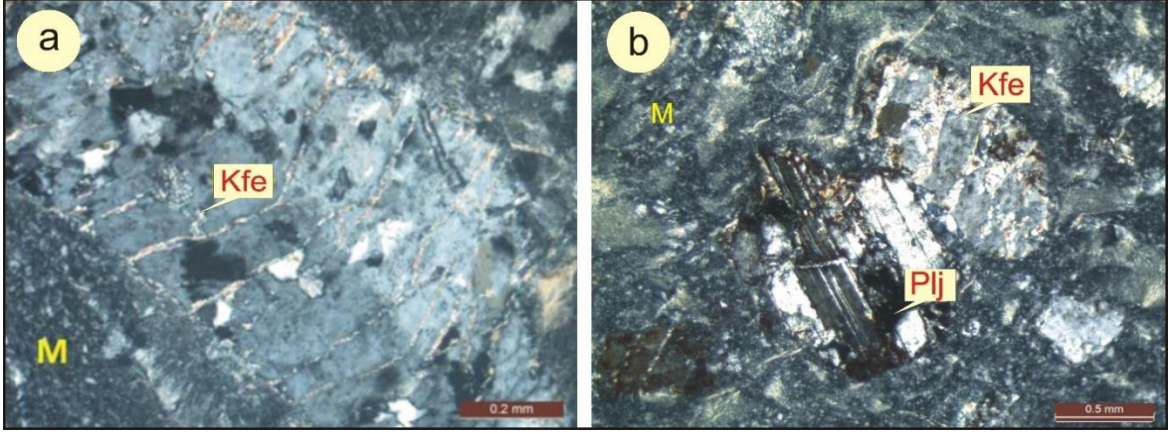
Kuvars: Genelde özşekilsiz nadiren yarı özşekilli kristaller halindedir. Bazı kristallerinde dalgalı sönme belirgindir. İri kristaller yaygın bir şekilde ince taneli hamurla etkileşime işaret eden yenme-kemirilme dokusu (koy/körfez yapıları) şeklinde dengesizlik dokuları göstermektedir (Şekil 3.7).

Alkali feldispat: Özşekilsiz ve yarı özşekilli taneler halinde olup nadiren karlspad ikizi gösterir (Şekil 3.8). Koy yapısı yaygın olarak gözlenen alkali feldispat nadiren poikilitik plajiyoklas ve biyotit inklüzyonları içerir.

Plajiyoklas: Özşekilsiz çok küçük kristaller halinde az oranda bulunurlar (Şekil 3.8). Hamur içerisinde mikrokristal şeklinde de bulunmaktadır. Kesitlerde, ileri derecede ayrışma nedeniyle plajiyoklasların sönme açılarını tespit etmek oldukça zordur. Plajiyoklaslarda alterasyon sonucu serizitleşmeler görülmektedir.



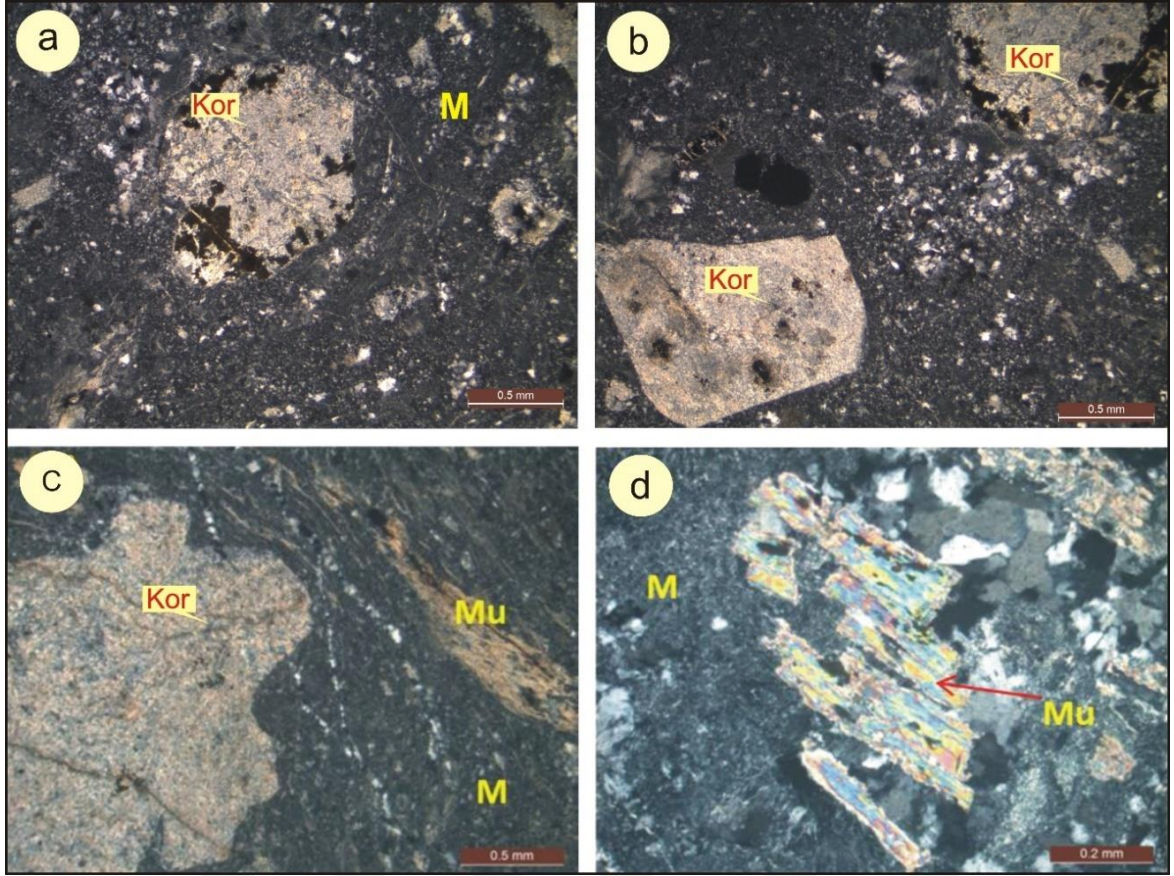
Şekil 3.7. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerde kuvars ile matriks arasındaki reaksiyon sonucu kuvarsda gelişen koy yapıları (a,b). Kısaltmalar: Q-kuvars, M-matriks



Şekil 3.8. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerdeki Alkali feldispatta gelişen paralel kırıklara serizit pulları veya muskovit yerleşimleri ve oluşan koy yapısı (a), Plajiyoklasta görülen albit ikizlenmesi (b). Kısaltmalar: Kfe- potasyumlu feldispat, Plj- Plajiyoklas, M- matriks

Kordiyerit: Alüminyumlu silikat fazı olan kordiyeritler düşük sıcaklık alterasyonu nedeni ile tamamen pinitleşmişlerdir (Şekil 3.9a,b,c). Genellikle öz şekilsiz ve yarı özşekilli taneler halinde olmakla birlikte yer yer özşekilli hegzagonal kristaller halinde de görülür (Şekil 3.9a). Bazı kordiyerit fenokristalleri zirkon inklüzyonları içerir (Şekil 3.10c).

Muskovit: İkinci derecede bulunan alüminyumlu silikat fazıdır (Şekil 3.9d) ve genellikle çubuksu veya lifi taneler halindedir. Lifi olanlar bazı kesitlerde daha az oranlarda bulunan biyotitle birlikte yönlü dizilim (akma yapısı) oluştururlar.



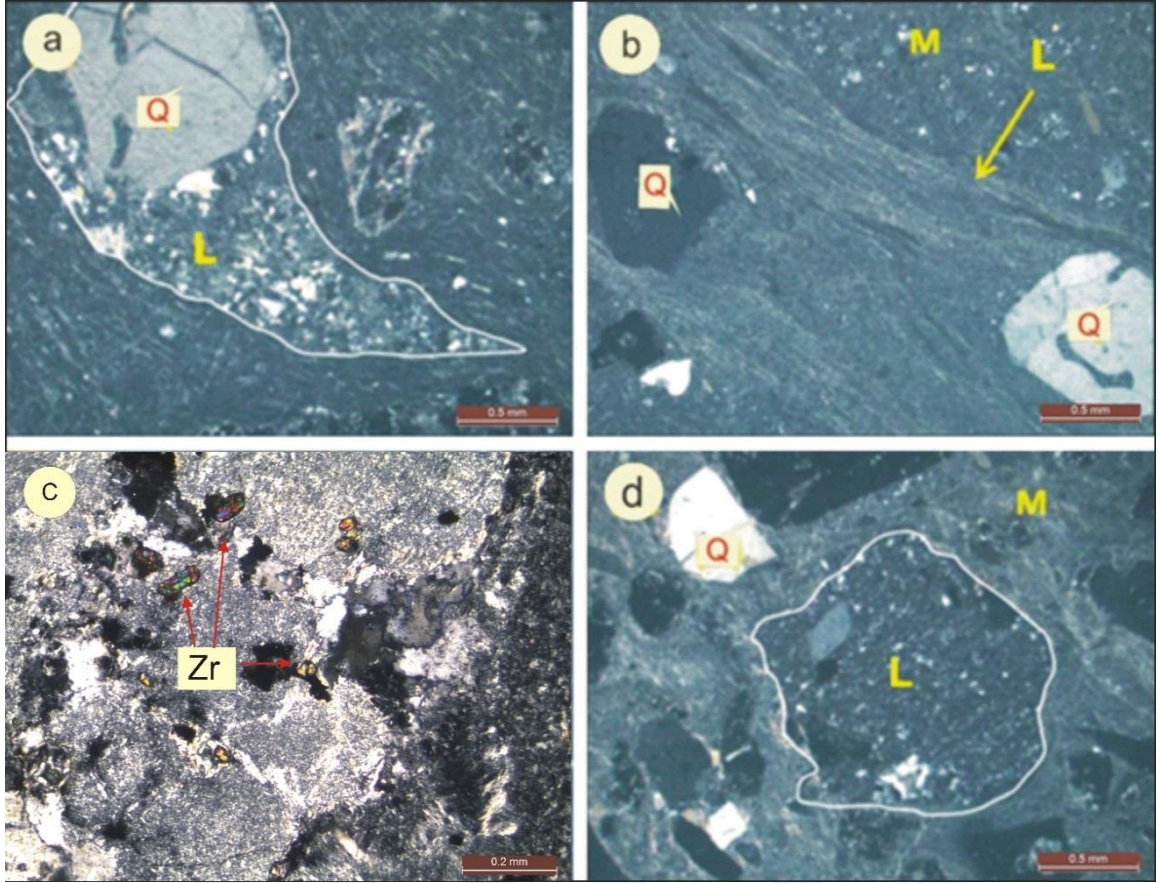
Şekil 3.9. Cebre Riyoliti kayalarına ait örneklerdeki (a) Kordiyerit ve (b) Muskovitte gelişen koy yapısı. Kısaltmalar: Kor-kordiyerit, Mu- muskovit, M-matriks

Biyotit: Genellikle küçük noktalar halindedir ve bazı kesitlerde görülür.

Opak mineral: Az miktarda küçük taneler halinde ve dağınık olarak bulunur.

Kayaç kırıntıları: Mineraller gibi, kenarları boyunca matriks tarafından yenmiş ve dolgulanmış koy yapıları gözlenir (Şekil 3.10).

Hamur: Genellikle camsı olup, yer yer mikrolitik kesimlere rastlanılır. Cam-mikrolit oranına göre hyalopilitik ve vitrofirik doku yaygındır. Camsı matriks yer yer devitrifiye olmuş, bazı örneklerin sferülitik doku gösterdiği saptanmıştır (Şekil 3.6a, 3.10).



Şekil 3.10. Cebre Riyolitine ait örneklerinde gözlenen kayaç parçaları; a) akma dokusu içinde porfiritik kayaç parçası, b) hipokristalin matriks içinde kuvars porfirler içeren porfiritik kayaç parçası, c) kordiyerit fenokristalleri zirkon inklüzyonları, d) hipokristalin kayaç parçası. Kısaltmalar: Q-kuvars, Zr- zirkon, L- kayaç (litik) parçası, M-matriks

3.3.4. Yaş ve Deneştirme

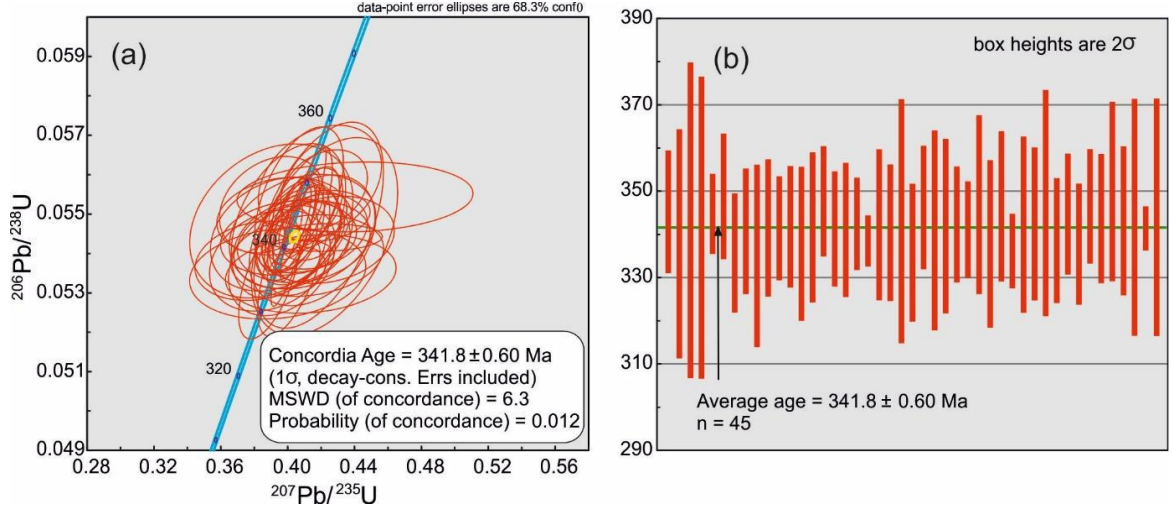
Önceki çalışmalarda (Ağar, 1977; Akdeniz, 1988; Okay ve Leven, 1996) birimin Kimmeriyen veya Laramiyen sonrası bölgeye yerleşmiş olduğu ileri sürülmektedir. Bölgede Kretase sonrası Riyolit ve çevre kayaçlar içerisine yerleşmiş küçük stoklar (<2-3 km²) halinde andezitik kütleler de yer almaktadır. Son yıllarda yapılan araştırmalar bu kütlelerin Erken Eosen yaşlı ve adakitik karakterli olduklarını ortaya koymaktadır (Karslı vd., 2010; Eyüboğlu vd., 2013). Cebre Riyoliti'nin bu adakitik stokların eşleniği şeklinde değerlendirilmesi, yazarları Laramiyen Orojenezi sonrası yerleşim şeklinde bir kanyaya yönlendirdiği değerlendirilmektedir. Ancak, stratigrafik veriler Cebre Riyoliti'nin Paleozoyik yaşlı olabileceğine işaret etmektedir. Özellikle Cebre Köyü batısında, Erken Karbonifer yaşlı düşük dereceli metamorfitle (mermerler) ile olan intruzif dokanağı tipiktir.

Cebre Riyoliti'nin düşük dereceli metamorfizitler içinde küçük kafalar halinde ve 10-15 m genişliğinde dayklar halinde yüzeylemesi, maksimum yerleşim yaşının Erken Karbonifer sonrası olabileceğini göstermektedir. Diğer taraftan, Cebre Riyoliti'nin özellikle Bayrampaşa kuzeyinde ve Çatalçeşme güneyinde Permo-Karbonifer çökellerinin tabanında yer alması ve çakıllarını taban konglomerası şeklinde Çatalçeşme Formasyonu'na vermesi, Variskan temel içerisine Permiyen öncesi yerleşmiş olabileceğine işaret etmektedir. Bu stratigrafik sınırlandırma, Cebre Riyoliti'nin Gümüşhane-Köse granitoid kompleksleri (Topuz vd., 2010, Dokuz, 2011) ile deneştirilebileceğini ve onların ekstruzif eşleniği olabileceğini göstermektedir. Bu yönü ile, Jura öncesi aşınma faaliyetlerinden korunabilmiş Variskan Orojenezi ile ilişkili tek volkanik kütle gibi görünmektedir.

Cebre Riyoliti'ne ait C-24 numaralı örnek U-Pb zirkon yaşlandırması için Arizona Üniversitesi'nin (ABD) Laser Chron Laboratuvarına gönderilmiştir. Bu örnekten boy oranları 1 ile 3.1 arasında değişen çok sayıda zirkon seçilmiştir. Zirkonlar, öz ve yarıöz kristal formunda ve genellikle 1 ile 3.1 arasında değişen boy oranlarına sahip uzun prizmatik kristaller halindedirler. Yuvarlaklaşmış ve pramidal uçlara sahip küt kristaller de nadir miktarlarda bulunmaktadır. Zirkon kristalleri genellikle saydamdır ve halkalı zonlu yapı sunarlar. Bu zirkonlardan 45 adetinin U-Pb izotop kompozisyonu LA-ICP-MS yöntemiyle ölçülmüştür. Zirkon tanelerinin ölçülen U konsantrasyonları 68 ile 508 ppm arasında, Th/U oranları ise 0.37 ile 1.58 arasında değişmektedir. Bu da tüm zirkonların magmatik kökenli olduğuna işaret etmektedir. Tanelerin $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$ yaşları 332.8 ile 350.0 My arasında değişmekte olup (Tablo 3.2) hesaplanan konkordiya yaşı ise 341.8 ± 0.60 my dır (Şekil 3.11a,b). Variskan temeldeki I-tipi granitlerin yaşları (325-303 my) ile karşılaştırıldığında, Cebre Riyoliti'nin bu yaşı (341.8 ± 0.60 my) I-tipi Variskan granitlerden daha önceki bir magmatik etkinliğe işaret etmektedir.

Tablo 3.2. Cebre Riyolitine ait C-24 numaralı örneğin zirkon U-Pb LA-MC-ICPMS verileri

	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁶ Pb* ²⁰⁷ Pb*	± (%)	Isotope ratios				Apparent ages (Ma)							Best age (Ma)	± 1σ (Ma)
						²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U*	± (%)	²⁰⁶ Pb* ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb* ²³⁸ U*	± 1σ (Ma)	²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U	± 1σ (Ma)	²⁰⁶ Pb* ²⁰⁷ Pb*	± 1σ (Ma)		
1	455.3	111581	1.07	18.58	1.22	0.4084	1.71	0.0550	1.20	0.70	345.4	4.0	347.7	5.0	363.3	27.4	345.36	4.02
3	341.5	6728	1.05	18.39	2.62	0.4036	3.52	0.0538	2.36	0.67	337.9	7.8	344.3	10.3	387.3	58.8	337.92	7.76
4	304.4	3828	1.08	18.02	5.23	0.4186	6.11	0.0547	3.15	0.52	343.4	10.6	355.0	18.3	431.8	116.7	343.41	10.5
5	79.0	1497	1.98	17.78	6.13	0.4221	6.84	0.0544	3.05	0.44	341.6	10.1	357.5	20.6	461.9	136.0	341.65	10.1
6	369.6	4645	1.07	18.08	4.71	0.4191	4.77	0.0550	0.78	0.16	344.9	2.6	355.4	14.3	424.7	105.1	344.86	2.61
7	223.1	9637	1.12	18.18	3.88	0.4218	4.06	0.0556	1.20	0.30	348.9	4.1	357.3	12.2	412.2	86.9	348.90	4.09
8	134.1	1532	0.98	17.82	8.05	0.4139	8.14	0.0535	1.23	0.15	335.8	4.0	351.7	24.2	457.5	178.8	335.84	4.02
15	197.7	11047	1.09	18.27	6.28	0.4097	6.41	0.0543	1.26	0.20	340.8	4.2	348.6	18.9	400.9	140.8	340.84	4.18
16	286.3	29251	1.14	18.91	2.46	0.3891	3.11	0.0534	1.90	0.61	335.1	6.2	333.7	8.9	323.6	56.0	335.14	6.21
17	106.7	12108	1.17	18.08	3.53	0.4151	3.79	0.0544	1.37	0.36	341.6	4.6	352.5	11.3	425.3	78.8	341.59	4.57
21	305.9	50385	1.10	18.59	2.16	0.4034	2.39	0.0544	1.03	0.43	341.5	3.4	344.1	7.0	361.9	48.6	341.52	3.44
22	456.0	18934	1.32	18.89	1.44	0.3975	1.88	0.0545	1.21	0.64	341.9	4.0	339.8	5.4	325.7	32.8	341.89	4.03
30	134.2	24106	1.89	19.05	5.92	0.3894	6.13	0.0538	1.58	0.26	337.9	5.2	334.0	17.4	306.4	135.1	337.94	5.19
31	264.2	40941	1.03	18.49	3.86	0.4060	4.14	0.0544	1.50	0.36	341.7	5.0	346.0	12.2	374.6	86.9	341.73	5.00
32	316.1	3865	1.25	17.36	3	0.4403	10.59	0.0554	1.06	0.10	347.8	3.6	370.5	32.9	515.0	231.9	347.79	3.58
33	118.1	13509	0.99	18.72	6.61	0.4006	6.71	0.0544	1.15	0.17	341.4	3.8	342.1	19.5	346.5	149.7	341.40	3.82
34	280.6	4293	0.86	17.67	6.04	0.4241	6.19	0.0543	1.35	0.22	341.1	4.5	359.0	18.7	475.8	133.7	341.14	4.47
35	325.8	16516	1.43	18.16	2.99	0.4144	3.13	0.0546	0.91	0.29	342.6	3.0	352.1	9.3	415.2	66.9	342.57	3.04
38	293.8	12720	0.63	18.34	3.60	0.4054	3.64	0.0539	0.51	0.14	338.6	1.7	345.6	10.7	392.8	80.9	338.59	1.67
39	463.0	6447	1.88	18.50	0.92	0.4065	1.77	0.0545	1.51	0.85	342.3	5.0	346.3	5.2	373.1	20.8	342.34	5.03
41	120.5	13312	0.76	18.58	5.54	0.4026	5.71	0.0542	1.38	0.24	340.5	4.6	343.5	16.6	363.9	125.0	340.51	4.56
43	435.0	5744	1.42	18.54	1.11	0.4065	2.88	0.0547	2.44	0.91	343.2	8.1	346.4	7.9	368.0	24.9	343.17	8.15
44	68.2	22177	1.58	18.71	8.71	0.3941	8.83	0.0535	1.42	0.16	335.9	4.7	337.3	25.3	347.3	197.4	335.90	4.66
46	484.0	6222	2.21	18.29	2.03	0.4162	2.35	0.0552	1.20	0.51	346.3	4.0	353.3	7.0	399.3	45.4	346.34	4.04
50	351.3	20817	1.41	18.06	5.63	0.4147	5.98	0.0543	2.02	0.34	341.1	6.7	352.3	17.8	426.9	125.7	341.06	6.70
51	73.4	15947	1.58	19.11	6.35	0.3931	6.59	0.0545	1.75	0.26	342.0	5.8	336.6	18.9	299.5	145.1	342.01	5.81
52	357.5	17416	0.99	18.05	4.77	0.4168	4.91	0.0546	1.15	0.23	342.4	3.8	353.8	14.7	428.8	106.4	342.41	3.84
55	292.7	52657	1.39	18.77	2.19	0.3993	2.39	0.0544	0.96	0.40	341.2	3.2	341.1	6.9	340.5	49.5	341.20	3.20
57	311.6	43077	1.40	18.67	2.41	0.4084	2.97	0.0553	1.74	0.59	347.0	5.9	347.7	8.8	352.5	54.4	347.00	5.88
58	137.1	10323	0.70	18.71	5.04	0.3967	5.33	0.0538	1.72	0.32	337.9	5.6	339.2	15.4	348.2	114.0	337.92	5.65
61	133.1	25969	1.29	19.51	5.05	0.3903	5.26	0.0552	1.46	0.28	346.6	4.9	334.6	15.0	252.3	116.3	346.58	4.94
62	325.6	2741	2.67	18.22	2.72	0.4052	2.82	0.0535	0.75	0.27	336.3	2.5	345.4	8.3	407.6	60.8	336.27	2.47
69	122.0	3405	1.11	18.39	6.86	0.4090	7.09	0.0546	1.76	0.25	342.4	5.9	348.1	20.9	386.5	154.3	342.40	5.87
71	226.6	37780	1.84	18.73	2.97	0.4017	3.34	0.0546	1.52	0.46	342.5	5.1	342.9	9.7	345.1	67.1	342.54	5.09
72	150.1	203912	1.37	18.76	3.70	0.4068	4.31	0.0554	2.20	0.51	347.4	7.4	346.6	12.6	341.5	83.8	347.36	7.45
74	320.2	12490	1.36	18.07	7.24	0.4117	7.35	0.0539	1.27	0.17	338.7	4.2	350.1	21.8	426.2	161.6	338.69	4.18
76	108.5	18959	0.80	19.10	6.37	0.3966	6.47	0.0549	1.18	0.18	344.8	4.0	339.2	18.7	300.6	145.3	344.82	3.97
77	93.6	19742	1.20	19.42	6.35	0.3820	6.47	0.0538	1.23	0.19	337.9	4.1	328.5	18.2	262.9	145.9	337.87	4.06
82	237.8	22215	1.53	18.36	2.68	0.4148	2.90	0.0552	1.11	0.38	346.6	3.7	352.3	8.6	390.0	60.1	346.61	3.74
90	508.0	9953	1.17	18.76	1.41	0.4025	1.90	0.0548	1.27	0.67	343.8	4.3	343.5	5.5	341.5	32.0	343.77	4.26
97	160.5	36247.6	1.24	18.35	5.54	0.4193	5.80	0.0558	1.72	0.30	350.0	5.9	355.6	17.4	391.9	124.4	350.03	5.85
100	371.0	22649	0.93	18.74	1.83	0.4023	2.35	0.0547	1.48	0.63	343.3	4.9	343.3	6.8	343.7	41.3	343.25	4.94
101	101.0	26711	0.90	19.37	7.92	0.3903	8.26	0.0548	2.35	0.28	344.1	7.9	334.6	23.6	269.2	181.9	344.07	7.88
102	307.4	14094	1.36	17.78	5.44	0.4219	5.46	0.0544	0.42	0.08	341.5	1.4	357.4	16.4	461.9	120.7	341.49	1.41
103	117.5	29578	1.98	18.88	5.13	0.4005	5.64	0.0548	2.36	0.42	344.1	7.9	342.0	16.4	327.9	116.4	344.09	7.90



Şekil 3.11. Cebre Riyoliti'nin zirkon U-Pb yaşı. Cebre Riyolitine ait C-24 numaralı örneğin (a) Konkordiya, (b) ^{238}U – ^{206}Pb ağırlıklı ortalama yaş diyagramları

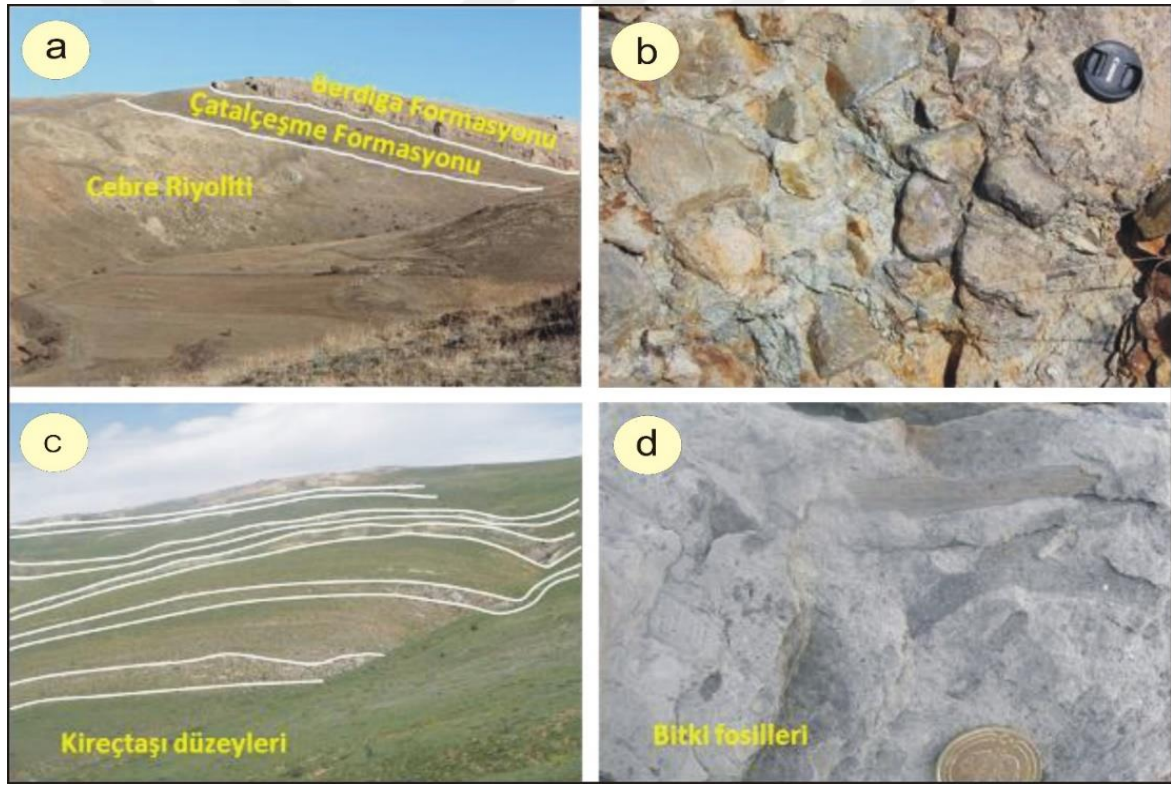
3.4. Çatalçeşme Formasyonu

Düşük dereceli metamorfitlet üzerine uyumsuz olarak gelen fosilli Geç Karbonifer çökelleri için Ağar (1977), Akdeniz (1988) ve Okay ve Leven (1996) Çatalçeşme Formasyonu adını kullanmışlardır. Cebre Riyoliti ile Permo-Karbonifer çökelleri arasındaki ilksel dokanak genellikle örtülüdür. İnceleme alanında beş ayrı lokasyonda yaklaşık 3 km²'lik bir alanda yüzeyler. Arazi çalışmaları Çatalçeşme Formasyonu'nun sadece metamorfitlet üzerine değil, Cebre Riyoliti üzerine de uyumsuz olarak geldiğini göstermektedir (Şekil 3.12a).

Çatalçeşme Formasyonu çakıltası, kumtaşı, silttaşı, şeyl, kireçtaşı ve marn ardışımından oluşmaktadır. Bunlardan özellikle kumtaşı, şeyl ve kireçtaşları tekrarlanan sekansiyel paketler halindedir. Çakıltası ve silttaşı bazı sekanslarda kumtaşları içerisinde merceksele ara düzeyler halinde yer almaktadır (Şekil 3.12b, Şekil 3.13a). Marnlar ise özellikle formasyonun üst seviyelerindeki sekanslarda kireçtaşları veya alttaki kumtaşları ile ara tabakalı olarak yer almaktadırlar (Şekil 3.12c). Koyu gri-siyah görünümlü şeyller ince katmanlı olup genellikle kumtaşları üzerinde ince (<3 m) düzeyler halinde veya kumtaşları ile ara katmanlı olarak bulunmaktadır. Bunlar yersel olarak bitki kalıplarının çok belirgin olarak korunduğu, yanal devamlılığı çok az olan, birkaç cm kalınlığında kömür düzeyleri de içerirler (Şekil. 3.12d). Koyu gri, orta ince tabakalı kireçtaşları hemen her zaman sekansiyel paketlerin en üstünde konumlanır. Genellikle mikrit ve sparitleşmiş mikrit bileşimine sahip

bu kireçtaşları yersel olarak bol miktarda makro ve mikro fosiller içerirler (Şekil 3.13b). Çatalçeşme Formasyonu'nun üzerine uyumlu olarak Hardiş Formasyonu gelmektedir.

Çatalçeşme Formasyonu'nun yaşı Açar (1977), Akdeniz (1988) ve Okay ve Leven (1996) tarafından, kireçtaşı seviyelerinden derlenen bryozoa, brakipod, gastropod, mercan ve fusulin gibi fosillere dayandırılarak Geç Karbonifer olarak verilmiştir. Açar (1977) formasyondan derlediği bitki kalıntılarına Westfaliyen yaşını vermiştir. Akdeniz (1988) formasyonun değişik seviyelerinden derlediği *Triticites secailcus* SAY, *Schuberteila* sp., *Bradyna* sp., *Quasifusulina* sp., *Paleotextularia* sp., *Triticites* sp., *Tetrataxis* sp. ve *Canina* sp. formlarına dayanarak Çatalçeşme Formasyonu'nun yaşını Gizeliyen olarak vermiştir. Benzer bir bulguya Okay ve Leven (1996) tarafından ulaşılmıştır.



Şekil 3.12. (a) Çatalçeşme Formasyonu ile tabanda yer alan Cebre Riyoliti arasındaki uyumsuz dokanağın görünümü (Örenşar güneybatısı), (b) Cebre Riyolitine ait riyolit çakıllarının Çatalçeşme Formasyonu'nun tabanında taban konglomerası şeklinde yer alması (Bayrampaşa kuzeyi), (c) Çatalçeşme Formasyonu içerisindeki sekansiyel kireçtaşı düzeylerinin görünümü (Büyükcüğe Tepe güneyi), (d) Merceksel kömürlü seviyeler içerisindeki bitki fosilleri (Büyükcüğe Tepe)



Şekil 3.13. Çatalçeşme Formasyonu içerisindeki çakıltaşlarının (a) ve kumtaşlarının tabaka üst yüzeylerinde gözlenen iz fosillerin (b) makroskobik görünüşleri

3.5. Hardişi Formasyonu

Çatalçeşme Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen kırmızı renkli kırıntılılar için Ağar (1977) Karakaya Formasyonu adını kullanmıştır. Sakarya Zonu'nun orta ve batı kesimlerinde Karakaya Kompleksi olarak adlandırılan ofiyolitik litolojilerle karıştırılabileceği gerekçesi ile Okay ve Leven (1996) Hardişi Formasyonu adını kullanmıştır. Bu çalışmada da aynı gerekçe ile Hardişi Formasyonu isminin kullanılması uygun görülmüştür.

Birim, tabanda kaba kırıntılı yapısı, orta ve üst seviyelere doğru orta-ince tabakalı yapısı, turuncu-bordo rengi ve peneplen topoğrafyası ile Çatalçeşme Formasyonu'ndan kolaylıkla ayrılmaktadır (Şekil 3.14). Hardişi Formasyonu'nun üzerine taban konglomerasıyla uyumsuz olarak Şenköy Formasyonu gelmektedir.



Şekil 3.14. Hardışi Formasyonu içerisinde meydana gelen sol yönlü fayın tabandaki çakıltaşları ile üzerine gelen kumtaşlarını yan yana getirdiği lokasyondaki görünümü (a), (c,d,e) tabandan tavana doğru sırası ile çakıltaşları, kumtaşları ve daha ince taneli litolojilerin mostra yüzeyindeki görünimleri

3.6. Şenköy Formasyonu

Bayburt-Demirözü yöresinde, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşları altında izlenen volkano-tortul karakterli birim, ilk olarak Açar (1977) tarafından Hamurkesen Formasyonu olarak isimlendirmiştir. Eren (1983) Zimonköy Formasyonu olarak adlandırmıştır. Kandemir (2004) ise Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde yapmış olduğu çalışmada birimin tipik alanı olarak Şenköy (Gümüşhane) yöresini belirlemiş ve birime Şenköy Formasyonu adını vermiştir. Bu tez çalışması kapsamında da aynı adın kullanılması uygun görülmüştür.

Andezit, bazalt, diyabaz, tüf ve aglomeralardan oluşan volkanik ara seviyeler yersel çakıltaşı, marn, kıltaşı ve kumlu kireçtaşı ile "*Calcare Ammonitico Rosso*" fasiyesinde gelişmiş bol ammonit, belemnit, sünger ve gastropod içeren bu birimin başlıca litolojilerini kırmızı renkli kireçtaşları oluşturur (Yılmaz, 2002; Kandemir, 2004; Dokuz ve Tanyolu, 2006; Eyüboğlu vd., 2006; Kandemir ve Yılmaz, 2009).

Kandemir (2004) yapmış olduğu çalışmada elde etmiş olduğu paleontolojik-palinolojik ve fasiyes bulgularına dayandırılarak birimin yaşını Hettangiyen-Bathoniyen olarak sınırlandırmıştır.

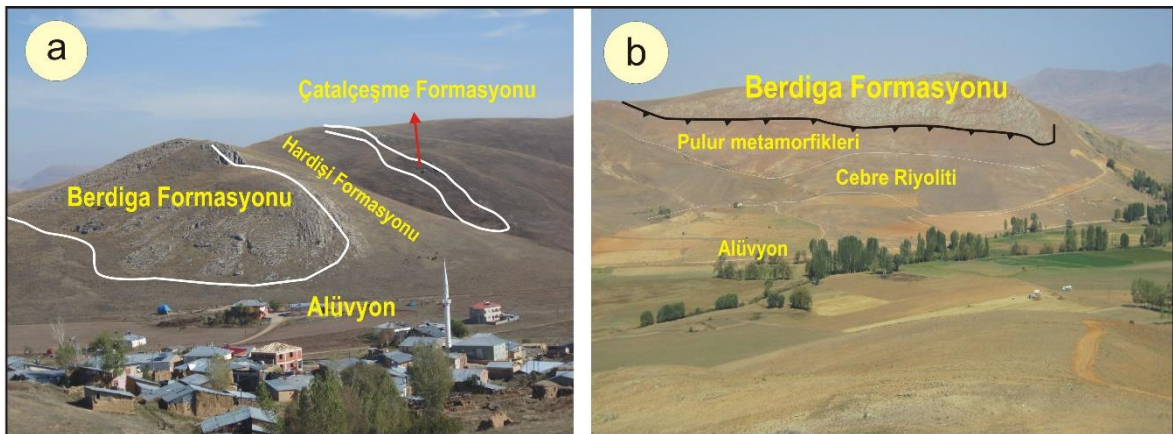
Malm-Erken Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu, Şenköy Formasyonu'nu uyumlu olarak üstlemektedir.

3.7. Berdiga Formasyonu

Birim, ilk olarak Pelin (1977) tarafından en iyi şekilde izlendiği Berdiga dağlarına (Alucra, Giresun) atfen Berdiga Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Tüm Doğu Pontidler'de, Jura-Erken Kretase yaşlı kayaçların tanımlanmasında pek çok araştırmacı tarafından benimsenmiştir (Pelin, 1977; Eren, 1983; Hacıaloğlu, 1983; Yılmaz, 1995).

İnceleme alanında en fazla yayılımı Bayrampaşa yerleşkesinin batısında göstermektedir. Berdiga Formasyonu gri renkte orta ile kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.15a,b). Berdiga Formasyonu üzerine dokanağı tektonik süreksizlikle belirgin olan Kermutdere Formasyonu uyumlu olarak gelmektedir (Tokel, 1972).

Berdiga Formasyonu Erken Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'nu uyumlu olarak üstlerler. Tüm bu veriler ve inceleme alanına yakın bölgede yapılan önceki çalışmalarla (Tokel, 1972; Pelin, 1977; Açar, 1977; Güven, 1993) karşılaştırılarak, kireçtaşlarının yaşının Malm- Erken Kretase olabileceği sonucuna varılmıştır.



Şekil 3.15. Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşlarının arazideki görünümü (a) Örenşar kuzeyi, (b) Cebre batısı

3.8. Kermutdere Formasyonu

Bu birim ilk olarak Pelin (1977) tarafından Kermutdere Formasyonu olarak adlandırılmıştır. İnceleme alanındaki Geç Kretase yaşlı birimler Kermutdere Formasyonu ile benzer litolojik özelliklere ve stratigrafik konuma sahip olduğundan, bu çalışmada da aynı ad kullanılmıştır.

Kermutdere Formasyonu'nu breş/konglomera ve kumlu kireçtaşları, Kırmızı-mor renkli mikritik kireçtaşları, türbiditik çökeller (kumtaşı-marn-silttaşı-tüfit ardalanması) oluşturmaktadır (Şekil 3.16).

Kermutdere Formasyonu'nun yaşı, daha önce yapılan çalışmalarda çoğunlukla Santoniyen- Maastrichtiyen olarak belirtilirken Kılıç (2009) çalışmasında elde ettiği paleontolojik (*Globotruncanid* türü planktik foraminiferler) ve fasiyes bulgularına dayanarak birimin yaşını Santoniyen-Orta Kampaniyen olarak sınırlandırmıştır.

3.9. Alüvyon

Kuvaterner yaşlı alüvyonlar başlıca Pulur Deresi, Karasu Deresi boyunca geniş alanlarda görülmektedir. Bölgede bu alanlar hem yerleşim hem de ekin yerleri (tarla) olarak kullanılmaktadır. Alüvyonun eleman boyutları kil boyutundan blok boyutuna kadar değişkenlik göstermektedir. Çakıllar yuvarlaklaşmış halde bulunmaktadır. Elemanlar araziye tüm birimleri kapsamaktadır.



Şekil 3.16. Kermutdere Formasyonu'na ait tortul birimlerin (Örenşar batısı) görünümü

4. JEOKİMYA

4.1. Giriş

Demirözü (Bayburt) ve çevresinde yer alan Erken Karbonifer yaşlı Cebre Riyoliti'nin jeokimyasal özellikleri ve kaynak alan karakteristiklerini incelemek için toplam 17 adet kayaç örneği, ana oksit (% ağı.), iz element ve nadir toprak element (ppm) içerikleri bakımından analiz edilmiştir (Tablo 4.1). Analizler Kanada'nın ACME Analitik Laboratuvarında yapılmıştır.

4.2. Magmatik Kayaçların Jeokimyasal Sınıflaması

Volkanik kayaçların jeokimyasal adlandırılması için birçok araştırmacı tarafından değişik sınıflama diyagramları önerilmiştir (Irvine ve Baragar, 1971; Winchester ve Floyd, 1976; Le Maitre vd., 1989; Hastie vd., 2007). Bu diyagramların bazılarında yararlanılarak Erken Karbonifer yaşlı Cebre Riyoliti'nin jeokimyasal olarak kaya bileşimleri tespit edilmeye çalışılmıştır.

Cebre Riyoliti'ne ait örnekler Le Maitre vd., (1989)'nin $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (toplam alkali)'ye karşı SiO_2 diyagramına düşürüldüğünde, bütün örneklerin riyolit alanında toplandığı görülmektedir (Şekil 4.1a). Aynı diyagram üzerine aktarılan Irvine ve Baragar (1971)'in alkali-yarıalkali (subalkali) ayırımına göre incelenen örneklerin tamamı yarıalkali (subalkali) tarafında yer almaktadırlar. Örnekler, Hastie vd. (2007) nin Co karşı Th sınıflandırma diyagramında (Şekil 4.1b), TAS diyagramından farklı olarak, yüksek-K ve şoşonitik kısımda toplanmışlardır. Bu durum, Tablo 4'de de görülebileceği üzere, örneklerin yüksek oranda K_2O içermelerine karşılık, diğer bir alkali oksit olan Na_2O 'i iz miktarlarda içermelerinin bir sonucudur. Yüksek Co içerikleri, bazı örneklerin yüksek-K'lu riyolit alanından yüksek-K'lu andezit alanına kaymalarına yol açmış görünmektedir. Bu yönü ile iki sınıflama diyagramına ait sonuçlar birbiri ile kısmen çelişmektedir. Winchester ve Floyd (1977)'un Nb/Y'a karşı Zr/ TiO_2 diyagramı ise, örneklerin yüksek zirkon konsantrasyonlarına karşılık çok düşük TiO_2 içerikleri nedeniyle çalışmamıştır. Örneklerin tamamı düşey yönde bu diyagramın çok uzağına düşmüşlerdir.

Tablo 4.1. Cebre Riyolitine ait örneklerin ana (% ağı.) ve iz element (ppm) sonuçları

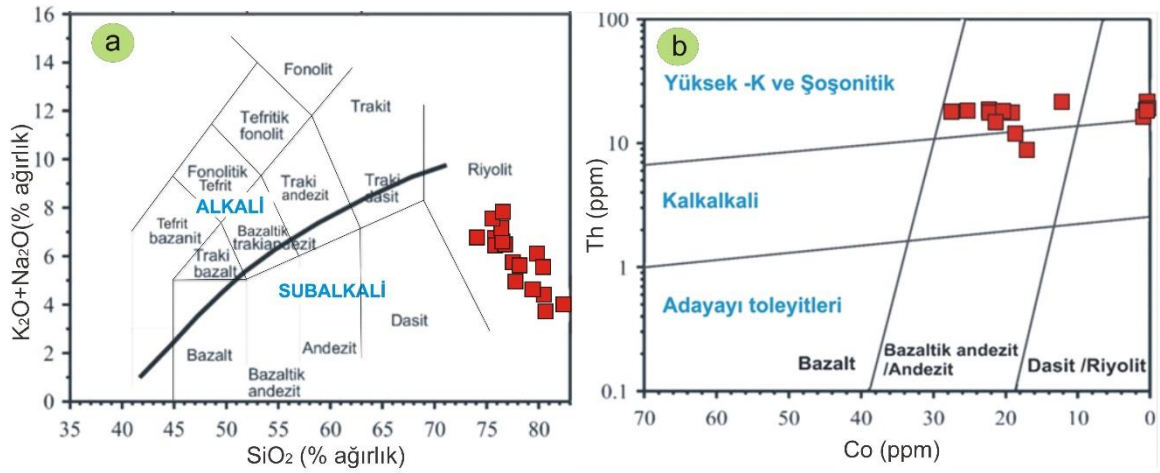
Örnek	C-1	C-6	C-8	C-10	C-11	C-13	C-16	C-19	C-21
SiO ₂	75.98	82.26	79.75	80.62	77.45	80.34	80.42	77.93	75.72
TiO ₂	0.15	0.06	0.07	0.07	0.09	0.07	0.06	0.12	0.12
Al ₂ O ₃	14.11	10.77	11.42	12.34	12.53	11.69	11.61	13.3	13.79
Fe ₂ O ₃	1.35	0.42	1.33	1.37	1.26	0.44	1.44	1.53	0.58
MgO	0.21	0.27	0.12	0.03	0.16	0.07	0.11	0.15	0.15
MnO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.10	0.01	0.01	0.01	<0.01
CaO	0.06	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.03	0.02
Na ₂ O	0.11	0.05	0.11	0.06	0.12	0.08	0.08	0.07	0.11
K ₂ O	6.41	3.94	5.98	3.72	5.66	5.47	4.38	4.87	7.42
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.03	<0,01	0.01	<0.01	0.01	0.02	<0.01
Cr ₂ O ₃	<0,002	<0.002	<0,002	0.002	<0.002	<0.002	<0,002	0.002	<0.002
A.K	1.50	2.00	1.10	1.70	2.50	1.70	1.80	1.90	1.80
Toplam	99.91	99.84	99.98	99.99	99.92	99.92	99.97	99.91	99.72
A/CNK	1.95	2.45	1.70	2.95	1.77	1.91	2.33	2.44	1.67
A/NK	1.98	2.47	1.71	2.99	1.98	1.93	2.38	2.46	1.67
Ni	1.1	0.5	1.9	1.2	1.1	0.7	1.2	1.5	0.6
Sc	6.0	4.0	3.0	3.0	5.0	9.0	8.0	5.0	7.0
Co	0.3	18.4	0.3	0.5	0.5	22.1	0.3	1.0	18.9
Cu	2.2	0.6	2.5	2.4	2.0	0.2	1.8	4.2	1.1
Zn	16.0	<1.0	9.0	6.0	10.0	1.0	9.0	8.0	5.0
Ba	633	956	187	51	413	214	292	525	1985
Rb	253.4	187.7	264.6	161.5	230.5	205.7	172.8	195.5	279
Cs	3.5	5.7	4.2	4.1	3.1	2.7	3.0	3.7	3.3
Sr	36.8	23.9	36.7	8.4	37.6	25.3	18.5	63.6	51.4
Ga	16	13.7	18	21.1	15.1	16.1	14.9	18.9	15.3
Nb	11	5.2	12.3	12.3	10	11.1	12.1	11.4	10.7
Ta	0.7	0.8	1.1	1.1	0.9	1.2	1.2	0.9	1.0
Pb	4.5	13	7.7	28.7	9.3	9.8	9.2	6.4	7.4
Th	15.2	11.3	17.1	20.5	16.5	18.5	18.4	15.4	16.7
U	3.5	3.0	5.1	5.9	4.5	5.6	4.5	5.8	3.5
W	0.8	145.1	<0,5	0.7	0.4	170.1	<0,5	1.1	146.7
Hf	5.9	3.0	5.5	5.6	5.1	4.5	4.8	5.5	5.5
Zr	188.2	81.1	142.6	153.6	148.9	113.4	107.6	154.3	176.9
Y	23.9	28.4	24	26.1	26.8	32.6	30.9	31.8	24.7
La	38.7	30.7	16.8	17.7	29.8	22.2	46.1	36.7	25.5
Ce	74.7	64.1	29.3	32.2	58.0	46.5	62.3	72.4	46.8
Pr	8.95	6.86	4.72	4.93	7.7	5.59	16.53	8.43	5.49
Nd	25.7	23.9	17.5	17.3	25.5	21.8	52.2	21.9	15.4
Sm	5.26	5.69	4.45	4.02	5.9	5.41	15.82	6.16	3.97
Eu	0.47	0.39	0.1	0.09	0.42	0.11	0.35	0.41	0.29
Gd	4.27	4.94	3.5	3.55	4.89	4.9	10.32	4.64	3.16
Tb	0.69	0.81	0.68	0.71	0.8	0.87	1.42	0.85	0.63
Dy	4.33	4.72	4.08	4.66	4.67	5.45	7.17	5.3	4.41
Ho	0.87	1.03	0.87	0.96	0.88	1.13	1.24	1.09	0.96
Er	2.67	2.98	2.56	2.89	2.77	3.4	3.74	3.35	2.93
Tm	0.4	0.46	0.43	0.5	0.52	0.52	0.67	0.53	0.47
Yb	2.66	2.82	2.65	3.07	3.36	3.32	4.09	3.12	3.3
Lu	0.41	0.41	0.39	0.47	0.51	0.54	0.64	0.47	0.5
Eu*	18.36	20.39	14.27	14.50	20.76	19.72	35.87	20.92	13.76
Eu/Eu*	0.29	0.22	0.08	0.07	0.23	0.06	0.10	0,23	0.24

Eu* = (Sm+Gd)_N/2, A/NK: Al₂O₃/(Na₂O+K₂O), A/CNK: Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O), A.K: Ateşte Kayıp

Tablo 4.1'in devamı

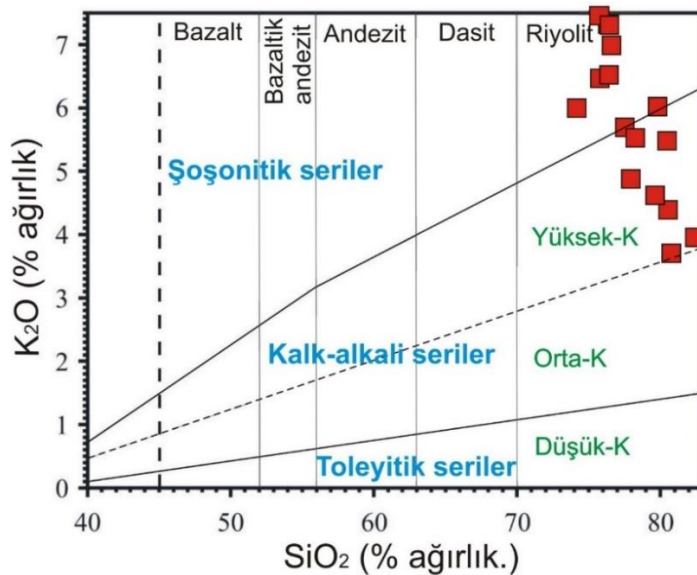
Örnek	C-24	C-26	C-31	C-34	C-36	C-38	C-40	C-41
SiO ₂	79.53	76.64	78.16	76.51	76.56	75.83	76.42	74.23
TiO ₂	0.09	0.11	0.08	0.13	0.14	0.14	0.08	0.18
Al ₂ O ₃	12.13	12.61	12.47	13.07	13.39	13.62	13.8	14.11
Fe ₂ O ₃	0.9	0.97	1.18	0.4	1.15	0.19	0.39	2.3
MgO	0.16	0.09	0.14	0.13	0.19	0.1	0.11	0.21
MnO	<0.01	<0.01	0.10	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.06
CaO	0.03	0.03	0.04	0.07	0.05	0.15	0.22	0.19
Na ₂ O	0.06	0.12	0.09	0.54	0.12	0.33	0.67	0.78
K ₂ O	4.61	6.95	5.53	7.28	6.42	6.43	6.49	5.97
P ₂ O ₅	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.02	<0.01	0.04
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
A.K	2.40	2.40	2.10	1.70	1.80	2.80	1.50	1.80
Toplam	99.92	99.93	99.89	99.84	99.83	99.61	99.68	99.87
A/CNK	2,35	1,62	2,00	1,66	1,85	1,53	1,43	1,57
A/NK	2,38	1,63	2,03	2,04	1,87	1,79	1,52	1,60
Ni	1.0	1.1	1.0	0.9	0.4	1.5	1.6	3.0
Sc	5.0	7.0	4.0	5.0	10.0	5.0	2.0	6.0
Co	22.0	20.6	0.4	27.4	12.3	17.0	25.2	21.2
Cu	0.6	2.4	1.3	0.3	0.5	0.8	0.4	18.2
Zn	3.0	16.0	9.0	3.0	<1.0	16.0	10.0	47.0
Ba	263	308	391	698	666	1766	318	986
Rb	198.1	251.2	219.3	244.1	227.3	175.6	193.2	226.1
Cs	3.1	4.3	3.5	2.8	4.7	1.4	2.2	1.4
Sr	14.5	47	31.4	56.4	35.4	60.2	27.8	62.5
Ga	13.8	15.2	16.2	13.6	18.4	11.4	14.9	15.4
Nb	9.5	13.2	10.3	10.8	11.9	8.2	9.4	8.2
Ta	0.8	1.0	0.9	1.0	1.0	0.6	1.4	0.7
Pb	2.9	10.0	9.1	4.7	9.0	8.8	24.6	34.8
Th	17.3	16.9	16.7	16.8	20.6	8.7	17.2	13.3
U	2.7	7.6	4.6	4.9	6.5	3.0	5.2	2.6
W	169.7	156.3	0.5	232.7	87.9	134.2	387.1	258
Hf	3.8	6.7	3.7	5.1	7.2	4.3	3.6	4.9
Zr	116.6	227.6	145.5	163.8	267.6	145.1	89.7	168.5
Y	21.5	28.0	26.9	22.6	37.1	18.9	35.7	22.9
La	34.6	45.0	26.5	44.1	45.8	36.4	20.8	42.8
Ce	72.3	80.3	51.7	87.2	98.2	67.8	39.6	80.7
Pr	8.44	9.1	6.3	8.87	11.36	7.47	4.79	8.33
Nd	29.3	30.5	22.2	31.7	42	26.6	17.5	29.6
Sm	5.97	5.74	5.3	5.57	7.92	4.97	4.36	5.45
Eu	0.33	0.24	0.31	0.5	0.53	0.62	0.23	0.84
Gd	4.56	5.08	3.71	4.73	6.05	3.86	4.64	4.75
Tb	0.69	0.88	0.82	0.7	1.01	0.58	0.84	0.75
Dy	3.85	5.33	5.61	4.07	6.43	3.3	5.42	4.34
Ho	0.81	1.14	1.12	0.83	1.37	0.7	1.14	0.82
Er	2.46	3.46	3.21	2.61	4.26	2.25	3.57	2.61
Tm	0.38	0.54	0.48	0.44	0.69	0.38	0.59	0.39
Yb	2.69	3.45	2.87	2.81	4.38	2.56	3.76	2.67
Lu	0.41	0.51	0.45	0.42	0.69	0.42	0.62	0.41
Eu*	20.37	20.72	15.37	19.79	27.03	17.06	17.02	19.56
Eu/Eu*	0.19	0.13	0.23	0.29	0.23	0.42	0.16	0.49

Eu* = (Sm+Gd)_N/2, A/NK: Al₂O₃/(Na₂O+K₂O), A/CNK: Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O),
A.K: Ateşte Kayıp



Şekil 4.1. Cebre Riyloliti'ne ait örneklerin a) $Na_2O+K_2O - SiO_2$ (TAS) (Le Maitre vd., 1989; Irvine ve Baragar 1971), b) Co-Th adlandırma diyagramlarındaki konumları (Hastie vd., 2007).

Magmatik kayaçların K_2O içeriğine göre genel karakteristiklerinin belirlendiği SiO_2 - K_2O diyagramında (Şekil 4.2), örnekler yüksek/çok yüksek K_2O içerikleri nedeniyle, yüksek-K'lu kalk-alkali riylolit alanından şösonitik riylolit alanına kadar uzanan bir dağılım sergilemektedirler.

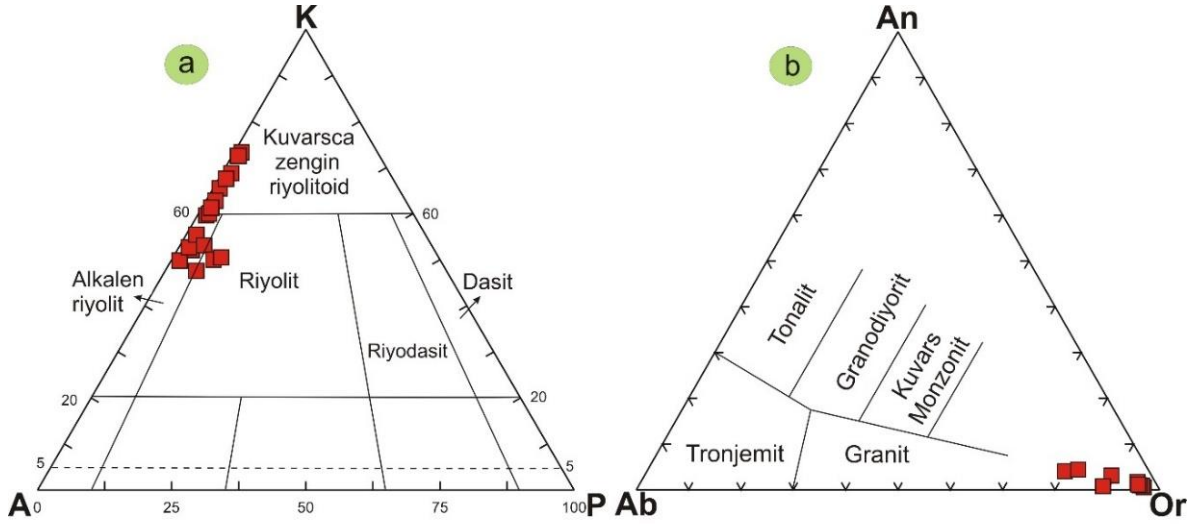


Şekil 4.2. Cebre Riyloliti'ne ait örneklerin SiO_2 - K_2O diyagramındaki konumları (Peccerillo ve Taylor, 1976).

Jeokimyasal sınıflandırma diyagramlarından elde edilen sonuçları test etmek amacıyla CIPW normatif mineral değerleri hesaplanmıştır. Cebre örnekleri, normatif kuvars, alkali feldispat ve plajiyoklas (K-A-P) sınıflandırma diyagramında (Şekil 4.3a), TAS diyagramı ile oldukça uyumlu sonuçlar üretmiştir. Diyagramda örneklerin normatif plajiyoklas (albit+anortit) içeriklerinin çok düşük olduğu, bu nedenle riyolit alanına düşen birkaç örnek dışında, çoğunluğunun alkali riyolit alanında toplandıkları ve birkaçının da A-K ekseninde hareket ederek kuvarşca zengin riyolitoid alanına geçtikleri görülmektedir. Örneklerin son derece düşük normatif plajiyoklas içerikleri, petrografik gözlemler ile uyumlu olup, kuvars ve alkali feldispatın ana silikat fazları olarak yer aldığını göstermektedir. Molar oranlara göre oluşturulan anortit-albit-ortoklas (An-Ab-Or) diyagramında da (Şekil 4.3b), bütün örnekler, normatif K-A-P diyagramı ile uyumlu olarak, granitik bileşime sahip ergiyik alanının Or köşesine yakın bir alanda toplanmaktadırlar.

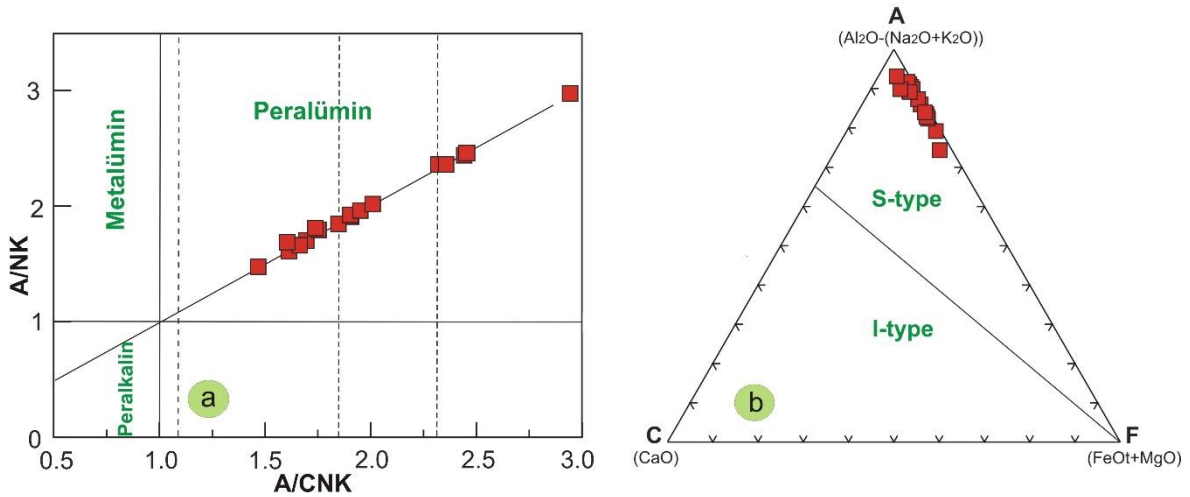
Alümina bazlı sınıflama özellikle ortaç ve asidik karakterli magmatik kayaçların genel jeokimyasal karakteristiklerinin tanımlanmasında kullanılmaktadır. Cebre Riyoliti'nin A/CNK (molar $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$) değerleri 1'den büyük olup 1.53- 2.95 arasındadır. 1'den büyük molar A/CNK ($Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$) oranları Cebre Riyoliti'nin peralümin karakterli olduğunu göstermektedir (Şekil 4.4a; Shand, 1947; Clarke, 1981). Bu değerlerin 1.1'den de oldukça yüksek olması (1.47-2.95), güçlü-peralümin karakterli olduklarına işaret etmektedir.

Güçlü-peralümin karakter taşıyan magmatik kayaçlar, biyotite ilave olarak, genellikle muskovit, kordiyerit, andalüzit veya granat gibi Al'ca zengin minerallerden biri veya birkaçını birlikte bulundurmaktadırlar. Deneysel çalışmalarla destekli olarak bu tür güçlü-peralümin kayaçlar sedimanter kökenle ilişkilendirilmektedirler (Bkz Clemens, 2003 ve içindeki referanslar) ve S-tipi granitler veya volkanitler olarak bilinmektedirler (Chappel ve White, 1992). Cebre riyoliti hem yukarıda belirtilen alümina doygunluk değerleri ve hem de muskovit, biyotit, kordiyerit gibi yüksek Al'lu mineralleri ile S-tipi kökene işaret etmektedir.



Şekil 4.3. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin a) CIPW normatif K-A-P diyagramındaki, b) molar An-Ab-Or üçgen diyagramındaki konumları (Shand, 1947; Clarke, 1981).

Kıtasal kabuktan kaynaklanan magmatik kayaçların I-tipi (magmatik) ve S-tipi (sedimanter) ayrımının yapıldığı $[Al_2O_3-(Na_2O+K_2O)]-CaO-(FeOt+MgO)$ (A-C-F) diyagramında da (Şekil 4.4b; Chappel ve White, 1992), Cebre Riyoliti'ne ait örnekler yüksek A değerleri ile diyagramın S-tipi alanında toplanarak bu sonucu desteklemektedirler.



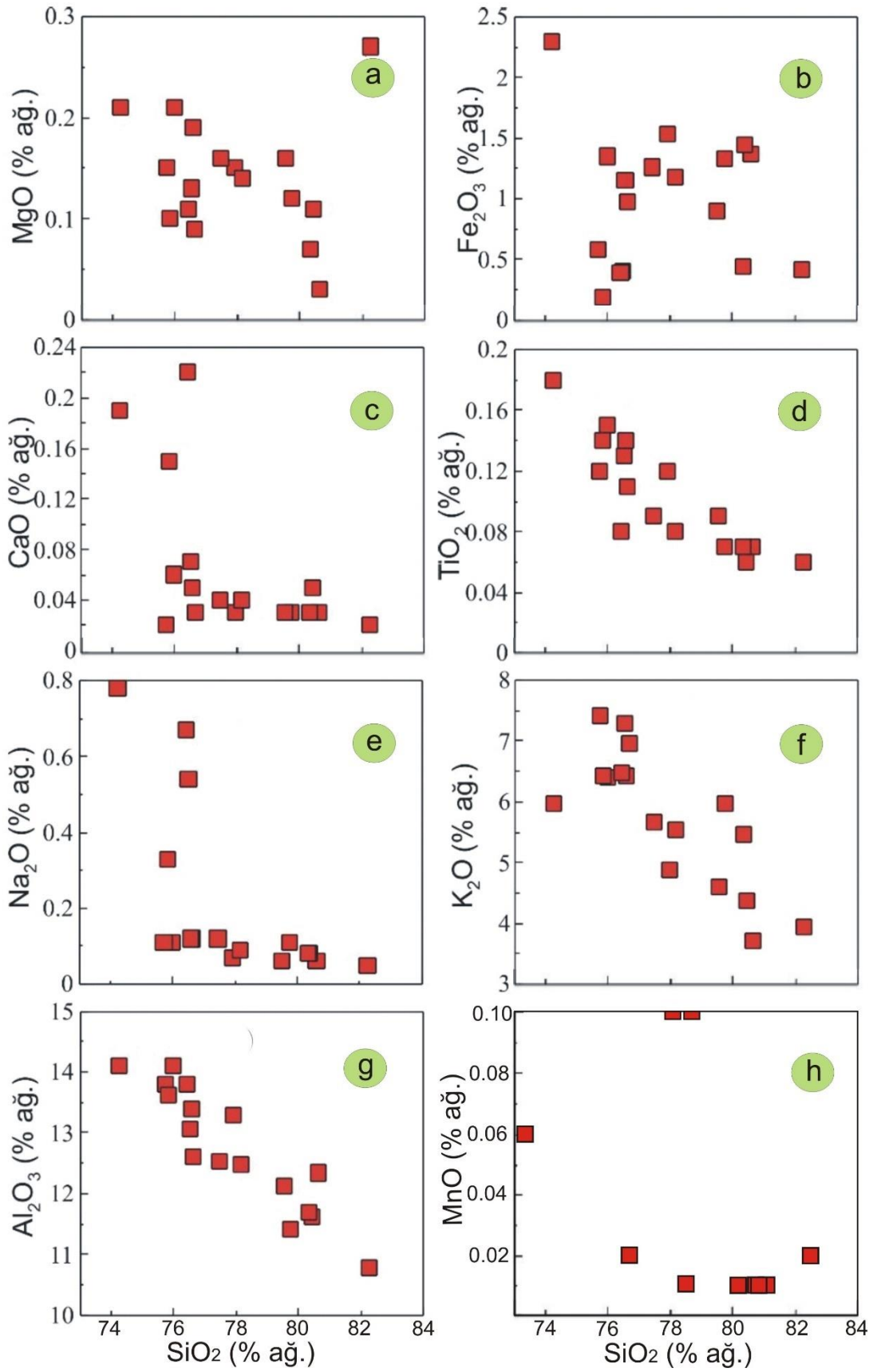
Şekil 4.4. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin a) $[(Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O))-(Al_2O_3/(Na_2O+K_2O))]$ (Shand, 1947; Clarke, 1981) ve b) A-C-F diyagramlarındaki konumları (Chappel ve White, 1992).

4.3. Ana ve İz Elementler

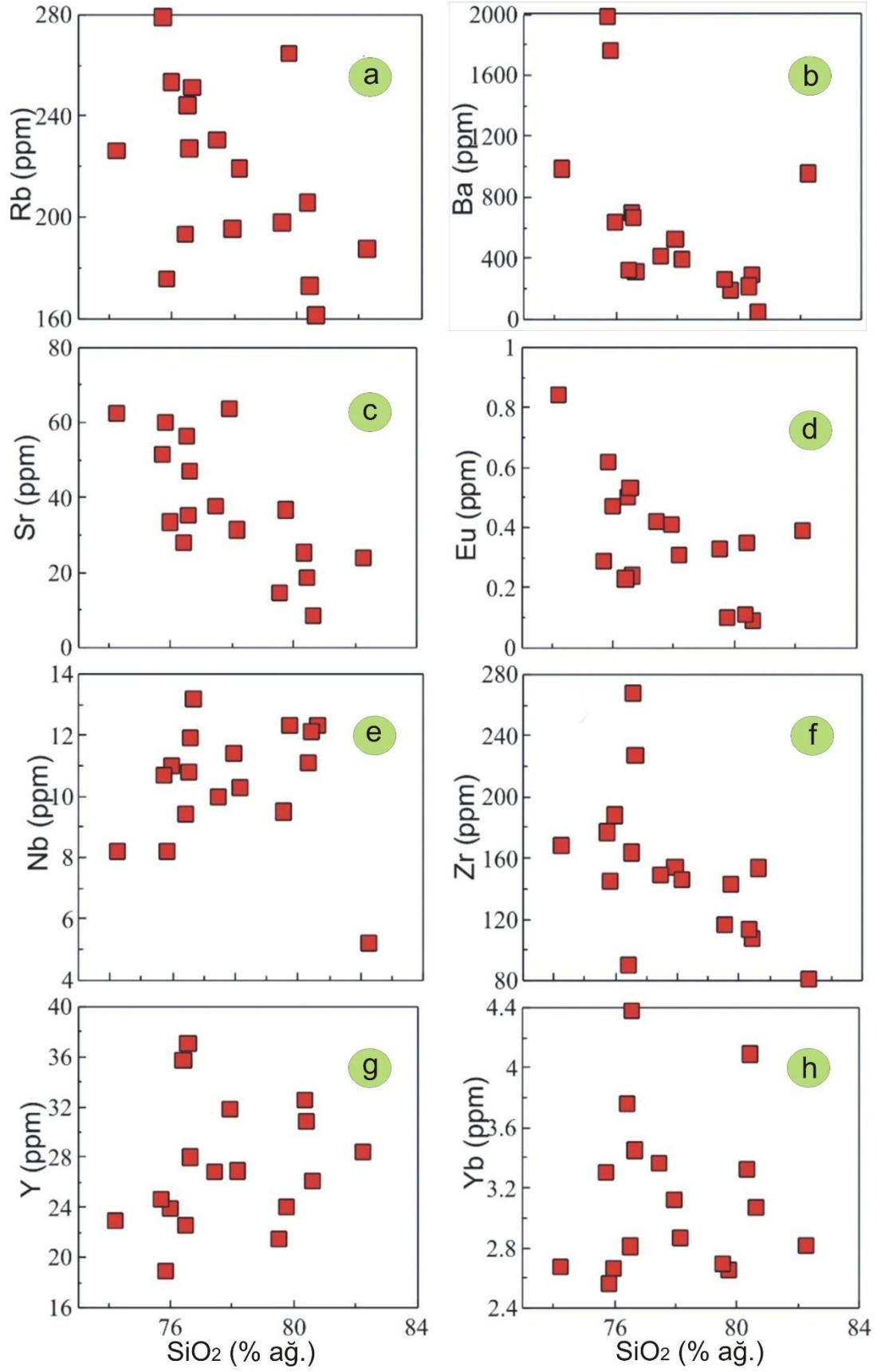
Cebre Riyoliti'ne ait 17 adet örneğin ana ve iz element analizleri Tablo 4.1'de, verilmiştir.

Cebre Riyoliti'nin SiO_2 değerleri %74.23-82.26 arasında değişirken, Al_2O_3 %10.77-14.11, K_2O %3.72-7.42, Na_2O %0.05-0.78 ve CaO %1.12-2.53 arasında değişmektedir. SiO_2 'e karşı ana oksit ve iz elementlerin değişim diyagramlarında (Şekil 4.5, Şekil. 4.6), CaO , Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , Rb, Ba, Sr, Eu ve Zr'un belirgin negatif korelasyonu, plajiyoklas ve alkali feldispatın ayrımlaşarak kristallenmesi ile açıklanabilir. CaO ve Na_2O 'ın hızlı bir azalmadan sonra eğim azaltarak azalmaya devam etmesi, plajiyoklasın magmadan ayrıldığını ve geriye kalan ergiyikte bu iki elementin iyice azaldığına işaret etmektedir. MgO , Fe_2O_3 ' in düzensiz azalması biyotit ve kordiyerit ayrımlaşması ile açıklanabilir. Negatif TiO_2 yönsemesi ise Fe-Ti oksit minerallerinin ayrımlaşmasını işaret etmektedir.

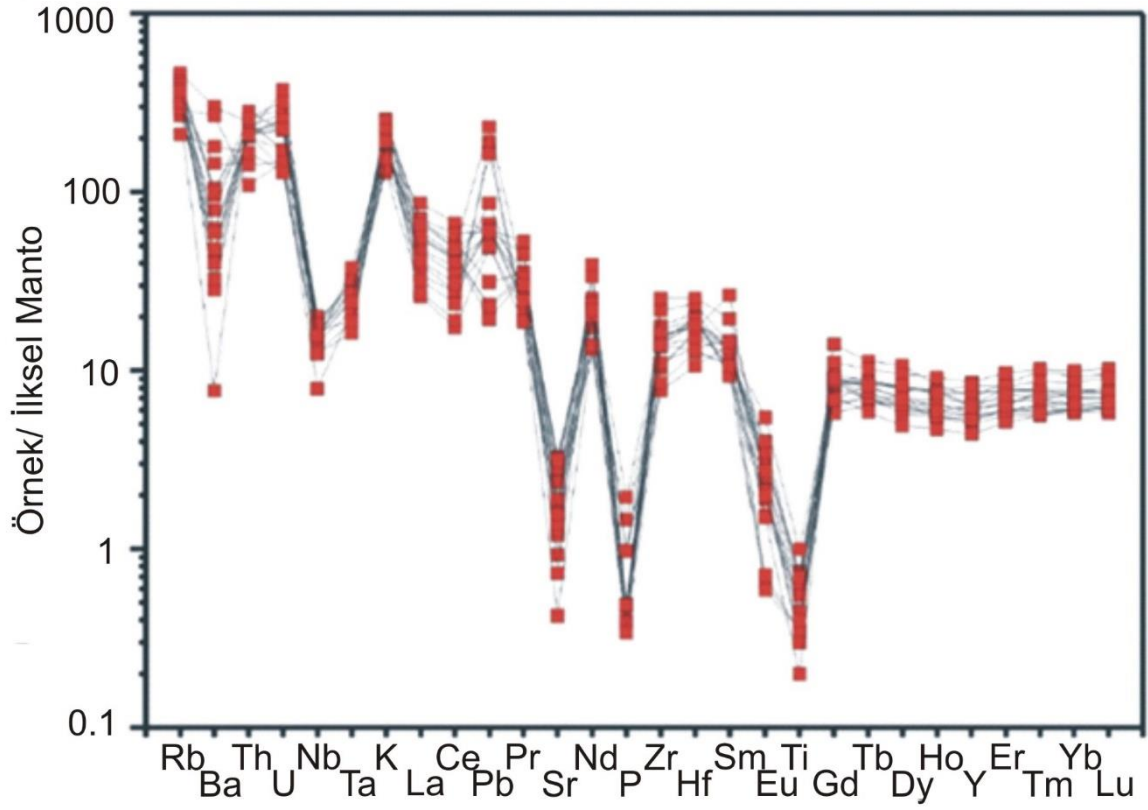
Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin ilksel mantoya (Sun ve McDonough, 1989) oranlanmış çoklu element dağılımları Şekil 4.7' de verilmiştir. Bu diyagramda Rb, Ba, Th, U ve K gibi büyük iyon yarıçaplı elementlerde (BİYE) zenginleşmeler gözlenirken, Nb, Ta, Ti'da oldukça belirgin negatif anomaliler dikkati çeker (Şekil 4.7). Pozitif Pb anomalisi ve sağ tarafa eğik yüksek çekim alanlı element (YÇAE) profilleri çarpışma veya yitim ilişkili tektonik ortamlara ait kayaçların tipik özellikleridir.



Şekil 4.5. Cebre Riyoliti örneklerinin SiO_2 'e karşı ana oksit değişim (Harker) diyagramları



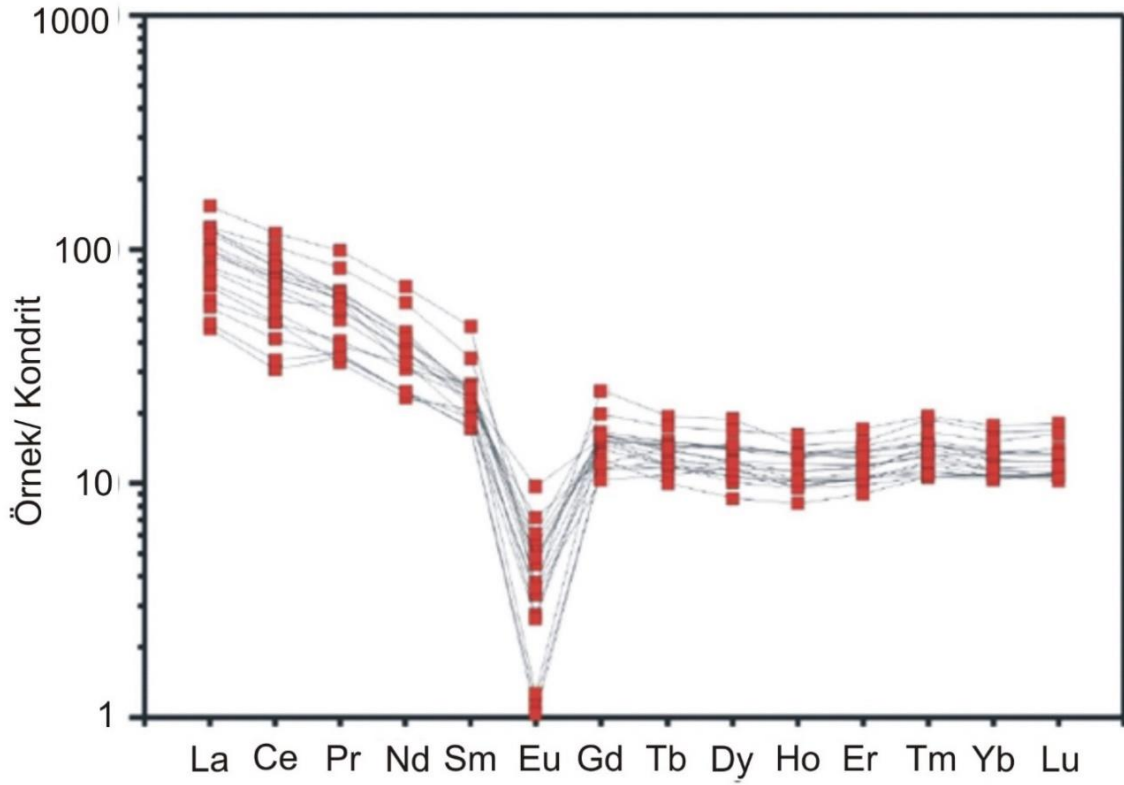
Şekil 4.6. Cebre Riyoliti örneklerinin SiO₂'e karşı iz-element değişim (Harker) diyagramları



Şekil 4.7. Cebre Riyolitine ait örneklerin İlkse Mantoya (İM) göre'den, normalize edilmiş iz element dağılım diyagramı, (Sun ve McDonough, 1989).

4.4. Nadir Toprak Elementler

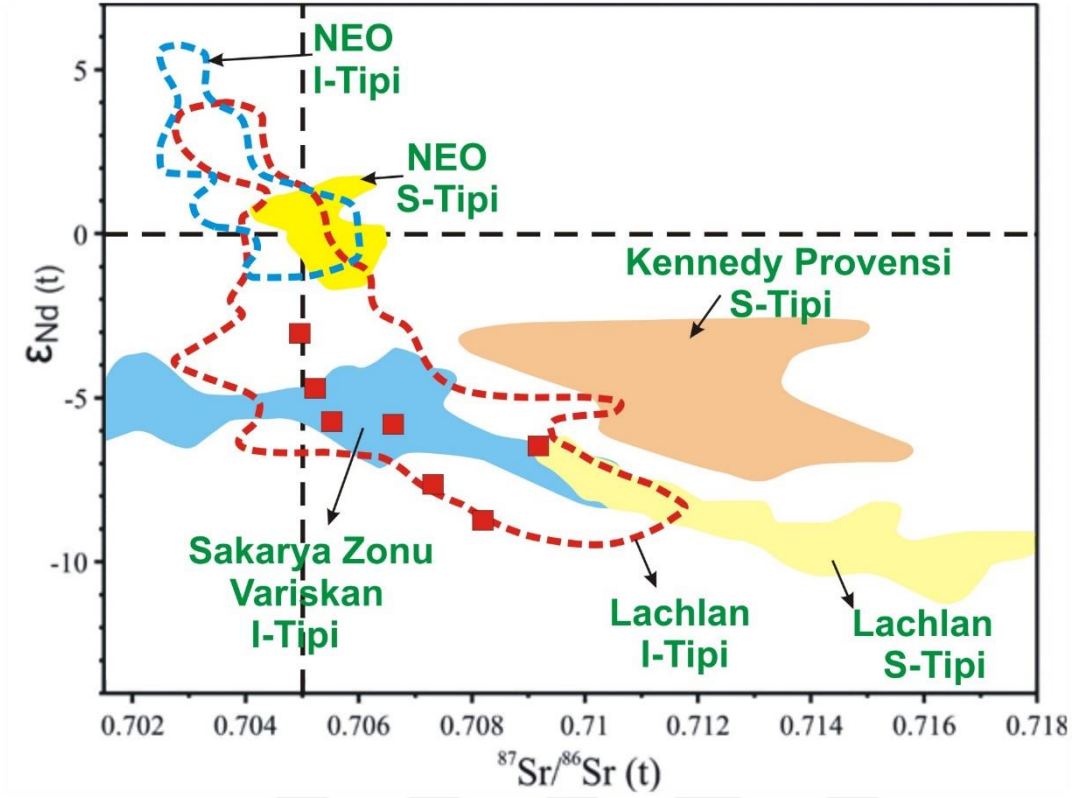
Örneklerin kondrite (Sun ve McDonough, 1989) normalleştirilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı Şekil 4.8'de görülmektedir. Örneklerin $(La/Lu)_N$ değerleri 4-11 arasındadır. Örneklerde güçlü negatif Eu anomalisi gözlenmekte olup $(Eu/Eu^*)_N$ değerleri 0.04-0.25 arasında değişmektedir. Hafif nadir toprak elementler (HNTE), ağır nadir toprak elementlere (ANTE) göre az/orta oranlarda zenginleşmişlerdir. Sağ tarafa eğimli profillerin orta ve ağır NTE'e doğru gidildikçe eğimlerini giderek azaltmaları ve ağır nadirlere gelindiği de yatay duruş kazanmaları, yitim ve çarpışma ortamlarına ait magmatik kayaçlar için tipiktir. Ana ve iz element jeokimyası ile birlikte değerlendirildiğinde, bu özelliklerin çarpışma ortamlarına işaret ettiği ortadadır. Her iki diyagramda da görülen oldukça belirgin negatif Eu anomalisi, ana magmanın Cebre Riyoliti bileşimine kavuşmadan önce feldispatlar bakımından önemli ölçüde ayrılaştığına işaret etmektedir.



Şekil 4.8. Cebre Riyolitine ait örneklerin Kondrite göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramı (Sun ve McDonough, 1989).

4.5. Radyojenik İzotop Jeokimyası

Cebre Riyoliti'ne ait 7 örnek ana magmanın kaynak alan karakteristiklerini belirlemek için Sr-Nd-Pb izotopik bileşimleri bakımından analiz edilmiştir (Tablo 4.2). İlksel Sr, Nd ve Pb değerleri bu çalışma sırasında elde edilen yerleşim yaşı (341.8 my) ve Rb, Sr, Sm, Nd, U, Th ve Pb içerikleri kullanılarak hesaplanmıştır. Örnekler ilksel Sr izotop oranları (0.70499-0.70915) ve $\epsilon_{Nd}(t)$ değerleri [-8.75 -(-3.06)] bakımından orta değerlerde bir dağılım aralıkları sunmaktadır. Aynı şekilde Nd model yaşları da 1.17-1.63 arasındadır. Sr-Nd isotope diyagramında sağ alt dikdörtgen alanında toplanmakta ve üst kabuk tarafına doğru negative bir yönseme sunmaktadırlar (Şekil 4.9). Diyagramda ayrıca karşılaştırma yapmak amacıyla bölgede yeralan I-tipi Variskan granitlerin (Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011; Kaygusuz vd., 2012) yanı sıra, Lachlan (Avustralya) ve New England Orojeni (Kuzey Amerika)' ne ait I- ve S-tipi granitoidler ve Kennedy Provensine ait S-tipi granitin izotopik oranlarına ait alanlara da yer verilmiştir (Champion ve Baltitude, 2013).



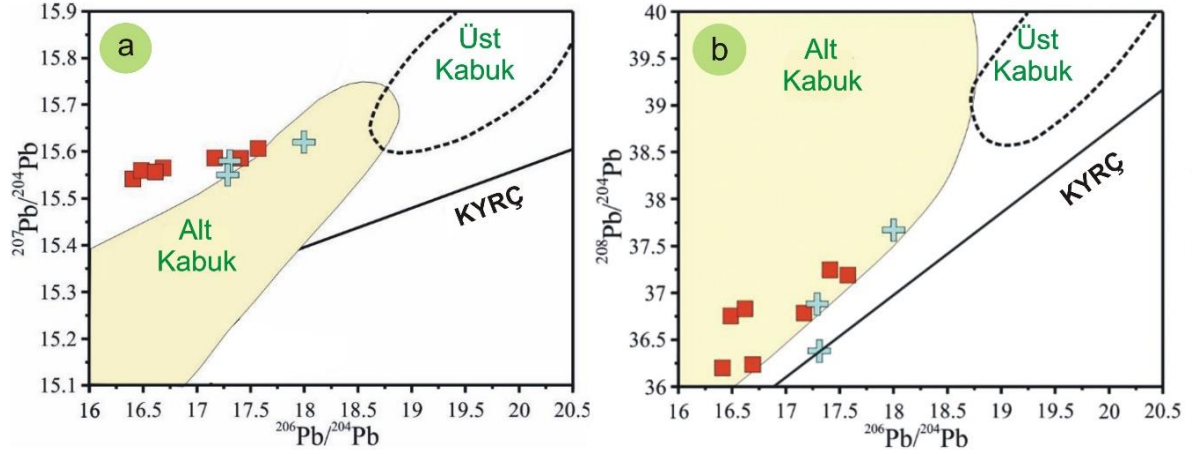
Şekil 4.9. Cebre Riyoliti'nin ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 'a karşı $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diyagramı. Sakarya Zonu I-tipi Varışkan granitoidlerin izotopik alanı için veriler Topuz vd. (2010), Dokuz (2011), ve Kaygusuz vd. (2012)'den alınmıştır. Kennedy Provensi S-tipi granitoidler, New England Orojeni (NEO) I- ve S-tipi granitoidler ve Lachlan Orojeni I- ve S-tipi granitoidlerin izotopik alanları karşılaştırma için diyagrama dahil edilmiştir (Champion ve Baltitude, 2013).

Bölgede yer alan I-tipi Varışkan granitoidlerle karşılaştırıldığında, Cebre Riyoliti örnekleri ilksel Sr izotopik oranları bakımından Varışkan I-tipi granitoidlere ait değerlerle örtüşmekle birlikte genellikle daha az radyojenik oranlara sahiptirler. Örneklerin ilksel $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları (16.41-17.57) ve $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.54-15.59) oranları dar bir dağılım aralığı sunarken, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları (36.20-37.25) nispeten geniş bir dağılım aralığı sunmaktadır. Diyagramda da görüldüğü üzere, alt kabuk değerleri ile uyumlu olan bu değerler Pb-Pb izotop diyagramlarında pozitif yönelimler sunmaktadır (Şekil 4.10).

Tablo 4.2 Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin Sr, Nd ve Pb izotopik bileşimleri

Örnek	Rb	Sr	Sm	Nd	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	U	Th	Pb	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2s	ISr	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2s	ε _{Nd} (0)	f _{Sm/Nd}	ε _{Nd} (T)	TDM	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb i	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb i	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb i
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)		(ppm)	(ppm)	(ppm)										(Ga)			
C-1	253.4	36.8	5.26	25.7	19.97	3.5	15.2	4.5	0.80217	0.000010	0.70553	0.1243	0.51218	0.000004	-8.88	-0.37	-5.74	1.55	16.69	15.56	36.23
C-8	264.6	36.7	4.45	17.5	20.91	5.1	17.1	7.7	0.80781	0.000010	0.70662	0.1544	0.51225	0.000004	-7.67	-0.22	-5.83	1.45	16.62	15.56	36.83
C-16	172.8	18.5	15.82	52.2	27.09	4.5	18.4	9.2	0.84025	0.000032	0.70915	0.1840	0.51228	0.000005	-7.02	-0.06	-6.48	1.40	17.57	15.61	37.19
C-19	195.5	63.6	6.16	21.9	8.91	5.8	15.4	6.4	0.75136	0.000021	0.70822	0.1708	0.51213	0.000006	-9.87	-0.13	-8.75	1.63	16.41	15.54	36.20
C-21	279.0	51.4	4.27	15.4	15.74	3.5	16.7	7.4	0.78118	0.000011	0.70499	0.1684	0.51242	0.000005	-4.29	-0.14	-3.06	1.17	17.17	15.59	36.78
C-31	219.3	31.4	5.30	22.2	20.25	4.6	16.7	9.1	0.80535	0.000015	0.70733	0.1450	0.51213	0.000005	-9.89	-0.26	-7.65	1.63	17.41	15.59	37.25
C-36	227.3	35.4	7.92	42.0	18.62	6.5	20.6	9.0	0.79533	0.000008	0.70521	0.1145	0.51221	0.000006	-8.27	-0.42	-4.71	1.50	16.49	15.56	36.75

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



Şekil 4.10. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) ve $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) izotopik sistematiği. Variskan I-tipi granitoyide (Kaygusuz vd., 2012) ait örneklerin izotopik oranları ile alt, üst kabuk alanları ve kuzey yarımküre referans çizigisi (KYRÇ) karşılaştırma için diyagrama aktarılmıştır. Üst kabuk ve alt kabuk alanları sırasıyla Mason vd. (1996) ve Kempton vd. (1997)'den, KYRÇ ise Hart (1984)'den alınmıştır

Karşılaştırma yapılabilmesi bakımından Variskan I-tipi granite ait 3 örneğin Pb izotopik oranları (Kaygusuz vd., 2012) ile birlikte, kuzey yarımküre referans çizigisi (KYRÇ), alt kabuk ve üst kabuk alanları da grafiklerde görülmektedir.

5. TARTIŞMA

İncelenen Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin ana ve iz element özellikleri, kristallenerek ayrımlaşma (KA), asimilasyon ve kristallenerek ayrımlaşma (AKA) ve kaynak karakteristikleri gibi ana magmaların gelişim prosesleri ile ilgili bilgiler sunarlar. Cebre Riyoliti ile ilgili bu prosesler aşağıdaki bölümlerde tartışılmaktadır.

5.1. Kristallenerek Ayrımlaşma

Değişim diyagramlarında gözlenen trendler (Şekil 4.5, 4.6) Cebre Riyoliti'nin oluşumu sırasında kristallenerek ayrımlaşmanın baskın bir rol oynadığını göstermektedir. Birime ait örneklerde tespit edilen en düşük SiO_2 içeriği %74.23 tür. Yüksek SiO_2 içeriği, güçlü negatif Ba, Nb, Ta, Eu, Sr, P, Ti ve pozitif Rb anomalileri (Şekil 4.7, 4.8), riyolitik magmanın mevcut element konsantrasyonlarına ulaşmadan önce de önemli bir K'lu feldispat, plajiyoklas, biyotit, apatit ve ilmenit ayrımlaşması geçirmiş olduğuna işaret etmektedir. Devam eden kesirli kristallenme mevcut bileşimsel aralığın ($\text{SiO}_2 = 74.23-82.26$) oluşmasına yol açmıştır. Deneysel çalışmalar, Fe+Mg içeriği %3-4' den daha az olan felsik bileşime sahip S-tipi granitik magmalar üretmiştir (Holtz ve Johannes, 1991; Montel ve Vielzeuf, 1997; Patiño Douce ve Johnston, 1991; Stevens vd., 1997, 2007; Vielzeuf ve Montel, 1994). S-tipi granitlerin %2.5'den daha düşük Fe+Mg içerikleri kesirli kristallenme olaylarına atfedilmektedir (Champion ve Baltitude, 2013). Erken Karbonifer yaşlı Cebre Riyoliti'ne ait örnekler, bir örnek dışında ($\text{Fe}+\text{Mg} = 2.25$), 1.52'den daha düşük Fe+Mg içeriklerine sahiptir. Görüldüğü üzere bu değerler deneysel çalışmalar sonucu elde edilen değerlerden çok daha düşük olup kristallenerek ayrımlaşmanın önemli bir fonksiyon icra ettiğine işaret etmektedir. Bu durum güçlü bir şekilde ayrımlaşmış S-tipi granitlerde yaygın olarak gözlenen bir özelliktir (Champion ve Baltitude, 2013). TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO, Al_2O_3 , CaO, Na₂O, K₂O, Ba, Rb, Sr, HNTE, Eu, Zr ve Hf gibi ana ve iz elementlerin çoğu artan SiO_2 içeriği ile negatif korelasyonlar sunmaktadırlar (Şekil.4.5, 4.6) Bu korelasyonlar feldispat, mika, kordiyerit ve Fe-Ti oksit ayrımlaşması ile uyumludur. Değişim diyagramlarında da görüldüğü üzere, sadece CaO ve Na₂O'nin değişim trendleri

düzenli değildir. Bunlar artan Si'a karşı önce çok hızlı bir şekilde azaldıktan (düşey trendler) sonra, eğim azaltarak çok yavaş bir şekilde azalmaya devam etmektedirler (Şekil 4.5c,e).

Diyagramların düşük SiO₂ kısımlarında yer alan bu düşey yönlü trendler Ca- ve Na- içeren silikat fazlarının ayrışmasını gerektirmektedir. Ancak petrografik incelemelerde, çok sınırlı sayıdaki K'lu feldispatda gözlenen küçük poikilitik plajiyoklaslar dışında, Ca- ve Na içeren fazlara rastlanmamıştır. Bu trendler ve petrografik gözlemler, ana magmanın Ca ve Na içeriğinin orta derinliklerde kristallenerek sistemden ayrılan plajiyoklaslar tarafından kullanılmış olabileceği şeklinde yorumlanabilir. Geriye kalan ergiyik (riyolitik magma) yeryüzüne ulaştığında, örneklerin çok düşük CaO (<%0.22) ve Na₂O (<%0.78) içeriklerinden de görülebileceği üzere, bu elementler bakımından hemen hemen tamamen tüketilmiş durumdadır. Sistemde kalan önemsiz miktarlardaki Ca ve Na, matriks içerisinde çok az miktardaki plajiyoklas mikrokristalleri tarafından kullanılmış olmalıdır. Son derece güçlü negatif P anomalileri de olası bir apatit ayrışmasına işaret etmektedir.

5.2. Kaynak Alan

S-tipi kayaçların petrojenetik modelleri ile ilgili tartışmaların büyük çoğunluğu kaynak alan kayaları etrafında, özelliklede kabukta yer alan birkaç bileşen (White ve Chappell, 1988; Chappell ve White, 1992) veya iki/üç kabuksal bileşenin karışımı üzerinde yoğunlaşmaktadır (Collins, 1996; Keay vd., 1997). Erken Karbonifer yaşlı örnekler güçlü peralumin karaktere sahip olup, şošonitikten yüksek K'lu kalk-alkaliye kadar değişen bir jeokimyasal bileşime sahiptir ve %4.18 ila 8.11 arasında normatif korendon içermektedir. Örnekler ayrıca S-tipi granit/riyolitler için karakteristik olan kordiyerit ve muskovit gibi alüminyumca zengin fazlar içerirler. Bu özellikler Cebre Riyoliti için kaçınılmaz bir şekilde kıtasal kabukta yer alan bir kaynak alana işaret etmektedir. Kayaçlarda güçlü peralumin karakterin oluşumu için iki yola başvurulmaktadır. Bunlar; (1) alüminyumca fakir magmaların fraksiyonlaşması, (2) metasedimanter ve ortaça bileşimli metamagmatik kayaçların kısmi ergimesi (Sylvester, 1998; Clemens, 2003; Miller, 1985; Petrford ve Atherton, 1996; Springer ve Seck, 1997).

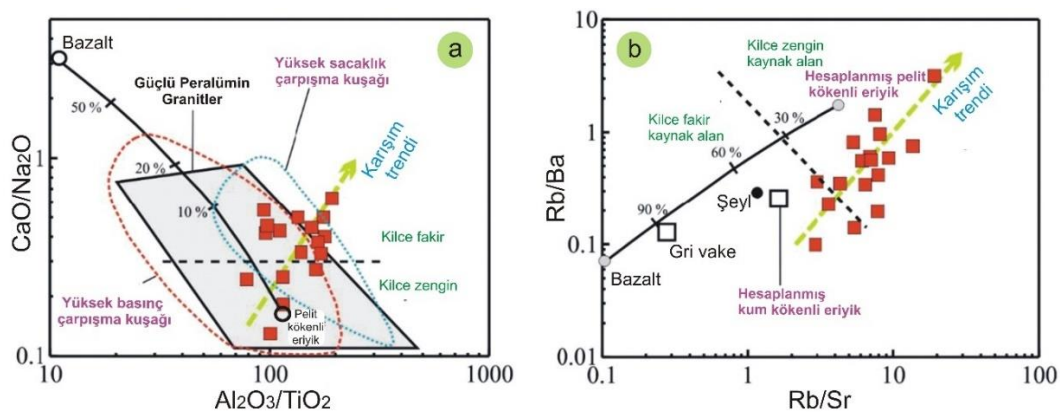
Amfibolitik kaynak kayalarının kısmi ergimesi ortaça asidiğe kadar değişen bileşimsel aralıkta metalümin ergiyikleri üretir. Bu ergiyikler Na- ve Si-zenginleşmesi ve düşük K₂O/Na₂O oranları ile karakteristiktirler (Rapp vd., 1991; Şen ve Dunn, 1994). Böyle

bir magmadan itibaren Al'ca fakir fazların ayrımlaşması K_2O içeriğindeki artışla birlikte metalümin ergiyeğin peralümin tarafa doğru evrilmesine yol açar (Zen, 1986). Ancak bu olay ergiyeğin $K_2O/Na_2O > 1$ olması için yeterli görülmemektedir. Erken Karbonifer yaşlı Cebre örnekleri beklenmedik ölçüde yüksek K_2O/Na_2O oranlarına (8-79) sahiptirler. Bu oranlar kristallenerek ayrımlaşma etkisi olarak yorumlanmaktadır. Bununla birlikte, $SiO_2 - K_2O$ diyagramında da görüldüğü üzere (Şekil 4.2), Si'ca fakir örnekler ayrımlaşan örneklerle göre daha yüksek oranlarda K_2O içeriklerine sahiptir. Bu durum Cebre Riyoliti için açık bir şekilde K'ca fakir bir magmadan itibaren kristallenerek ayrımlaşma yolu ile oluşmayı ihtimal dışı bırakmaktadır. Ayrıca Cebre Riyoliti içerisinde kısmi ergimeden korunmuş, kaynak alan kalıntısı olarak kabul edilen restitik anklavlar bulunmamaktadır. Bu nedenle kaynak alan kayaçlarının bileşimi hakkında doğrudan bir bilgiye sahip olma imkanı yoktur. Diğer taraftan bu gözlem Clemens vd. (1997)'nin S-tipi granitlerle ilgili olarak "restitik anklavlar ya çok nadir ya da hiç bulunmaz" şeklindeki öngörülleri ile uyumludur. Çünkü yazarlara göre S-tipi ergiyikler yeryüzüne çıkarken veya ulaştıklarında bile içlerindeki restitik kristalleri tamamen ergitebilecek kadar yüksek sıcaklıklara sahiptirler.

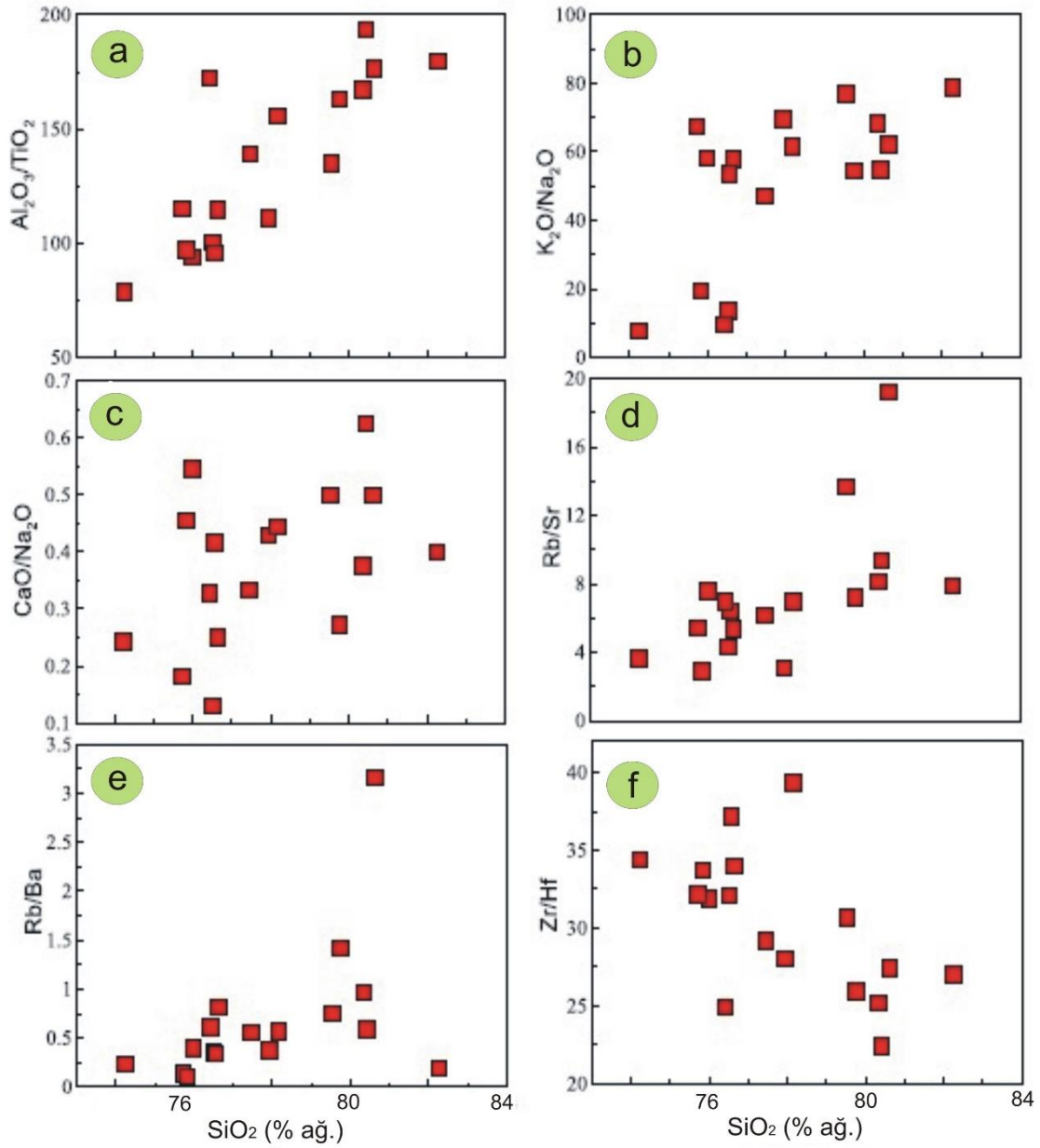
Bütün bunlara rağmen, Cebre Riyoliti'nin Al'ca zengin fazlar içermesi ve güçlü peralümin karakterli oluşu, metasedimanter ve ortaç bileşimli metamagmatik kayaçlardan itibaren kısmi ergime yolu ile oluştuğuna dair bir sınırlandırma getirmektedir. Kuvars feldispatik kayaçların (ortognays) ve mika bakımından fakir metapsamitlerin düşük sıcaklıklarda kısmi ergimesi böyle bir ergiyeğin oluşması için yeterli görülmemektedir (Beard ve Lofgren, 1991). Böyle bir ergiyikte meydana gelen kristallenerek ayrımlaşma geriye kalan ergiyeği peralümin bileşime ulaştırması mümkündür. Ancak Al'ca zengin fazların kristallenmesi için gerekli elementler bakımından yeterince zenginleşememesi söz konusudur. S-tipi kayaçların yüksek Rb içerikleri ve K ve Al'ca zengin fazların varlığı mika içeren köken kayaçlarını öngörmektedir. Bu kapsamda metapelit ve arjilitik metapsamitler (metagrovaklar) veya bunların değişik kombinasyonları uygun bileşimlere sahiptir. Bununla birlikte kuvars ve feldispat içermeyen veya fakir pelitlerin baskın olduğu kaynak alanlar, kısmi ergime deneylerinde de tecrübe edildiği üzere, S-tipi magmaların üretilebilmesi için yeterince verimli değildir (Clemens ve wall, 1984; Miller, 1985). Diğer taraftan, çok sayıdaki deneysel çalışma, verimli (fertile) metapelitlerin ve metapsamitlerin susuz koşullarda kısmi ergimesinin ortaç/felsik granülit restitleri de içeren S-tipi magmaların oluşması ile sonuçlandığını göstermektedir (Vielzeuf ve Hollaway, 1988; Patiño Douce ve Johnston, 1991; Stevens vd., 1997).

Cebre Riyoliti'ne ait örnekler yüksek Al_2O_3/TiO_2 (78–193) ve düşük CaO/Na_2O (0.24–0.74) oranlarına sahiptirler ve bu nedenle güçlü peralümin granit alanında ve özellikle de kil bakımından fakir kaynak alanında toplanmaktadırlar (Şekil 5.1a). Bu durum ana magmanın kilce fakir, plajiyoklas bakımından zengin bir kaynaktan itibaren oluştuğunu ima etmektedir (Sylvester, 1998). Bununla birlikte, örneklerin Ca_2O/Na_2O , Al_2O_3/TiO_2 , Rb/Ba ve Rb/Sr oranları artan diferansiyasyonla birlikte pozitif bir korelasyon göstermektedirler (Şekil 5.2). Bu durum örneklerin yüksek Ca/Na, Al/Ti, Rb/Ba and Rb/Sr oranlarının kesirli kristallenmenin bir sonucu olduğunu göstermektedir. Bu nedenle en az ayrımlaşan örneklerin ki bunlar kilce zengin kaynak alanına düşmektedir, kaynak alan karakteristikleri bakımından temsil kabiliyetinin daha yüksek olduğunu göstermektedir. Rb/Sr–Rb/Ba diyagramında (Şekil 5.1b), 4 örnek plajiyoklas bakımından zengin kaynak alanına düşmekte, ancak kilce zengin kaynak alanı sınırına oldukça yakın yer almaktadırlar. Geriye kalan tüm örnekler kilce zengin kaynak alanında toplanmaktadırlar. Sonuç olarak, jeokimyasal veriler Cebre Riyoliti'ni üretebilecek ana magmanın metapelitik bir kaynaktan itibaren kaynaklandığına ve bu magmaya bir miktarda ortaça bileşimli metamagmatik kökenden katkıda bulunulduğuna işaret etmektedir.

İzotop oranları diyagramları da benzer sonuçlar üretmektedir. Cebre Riyoliti'ne ait örnekler ortaça Sr (t) (0.70499-0.70915) oranlarına ve -3.06 ila -8.75 arasında değişen negatif $\epsilon_{Nd}(t)$ değerlerine sahiptirler. Sr-Nd izotop diyagramında belirgin bir negatif korelasyon sergilemektedirler (Şekil 4.9). Diyagramda ayrıca, dünyanın diğer bölgelerindeki S-tipi granitler ve ilişkili oldukları I-tipi granitlere ait alanlar da yer almaktadır.



Şekil 5.1. Cebre Riyolitine ait örneklerin (a) Al_2O_3/TiO_2 e karşı CaO/Na_2O , (b) Rb/Sr'a karşı Rb/Ba diyagramları (Sylvester, 1998). Güçlü peralümin granitlerin alanı, kilce fakir ve zengin kaynak alanlarını ayıran kesikli çizgi ve bazalt ve pelitlerden (kil) kaynaklanan magmaların karışım trendi



Şekil 5.2. Bazı ana ve iz element oranlarının SiO₂'e karşı değişim diyagramları

Görüldüğü üzere, S-tipi granitler ilişkili oldukları I-tipi granitlere göre genellikle görece olarak daha radyojenik izotop oranları sunmaktadırlar. Cebre Riyoliti örnekleri bu açıdan ilişkili oldukları Variskan I-tipi granitleriyle karşılaştırıldığında, I-tipi granitlerin az ve orta radyojenik kısmıyla örtüşükleri görülmektedir. Bu ise kısmen beklenmedik bir durum gibi görünmektedir. Örneklerin Pb izotopik bileşimleri de alt kabukta yer alan bir kaynaktan itibaren kısmi ergime ile uyumludur (Şekil 4.10a,b). Bununla birlikte, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ ve $^{208}Pb/^{204}Pb$ oranlarında gözlenen lineer pozitif korelasyon, negatif bir

korelasyon gösteren Sr(t) oranları ve $\epsilon_{Nd}(t)$ değerleri ile birlikte, izotopik olarak birbirinden farklı iki kaynağın katkısına veya magma yükselirken radyojenik Pb ve Sr içeriğine sahip bir kontaminasyona işaret etmektedir. Metamorfik ksenolitlerin olmayışı, izotopik olarak daha radyojenik bir bileşenin kontaminasyonunu zayıflatmakta ve daha çok alt kabuğun izotopik oranlarına sahip metapelitik ve ortaç bileşimli metamagmatik kökenden gelen magmaların karışım ihtimalini güçlendirmektedir.

5.3. Tektonik Ortam

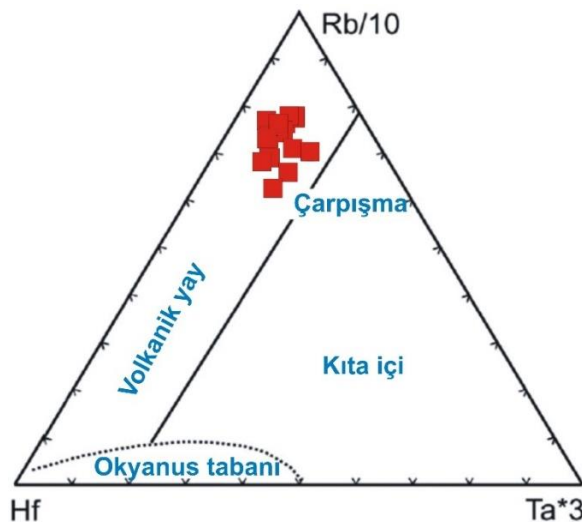
I-tipi Variskan granitoidler (örn. Gümüşhane, Köse) ile ilgili mevcut veriler bunların alt-orta kabuksal derinliklerde meydana gelen kısmi ergimeler sonucu oluştuklarını göstermektedir (Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011; Kaygusuz vd., 2012). Benzer şekilde, Cebre Riyoliti’de alt-orta kabuk derinliklerindeki kaynak alan ile uyumlu izotopik karakteristikler sunmaktadır (Şekil 4.9, 4.10). Ancak, I-tipi plutonların aksine, güçlü peralümin S-tipi karakterli oluşu ile ayrıcalıklı bir konuma sahiptir.

Cebre Riyoliti’ne ait C-24 numaralı örnek 341.8 ± 0.60 my’la karşılık gelen ortalama U-Pb zirkon yaşı vermiştir. Bu yaş verisi Variskan olayları içerisinde metamorfizması sonrası (333 my: Topuz vd., 2004, 2007) ve I-tipi granitoid magmatizması (325- 303 my: Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011; Kaygusuz vd., 2012) öncesinde bir yerde konumlanmaktadır. Bu jeokronolojik sıra, Orta Avrupa Variscidler’indeki jeokronolojik sıra ile benzerdir (Sylvester, 1998; Klein vd., 2008).

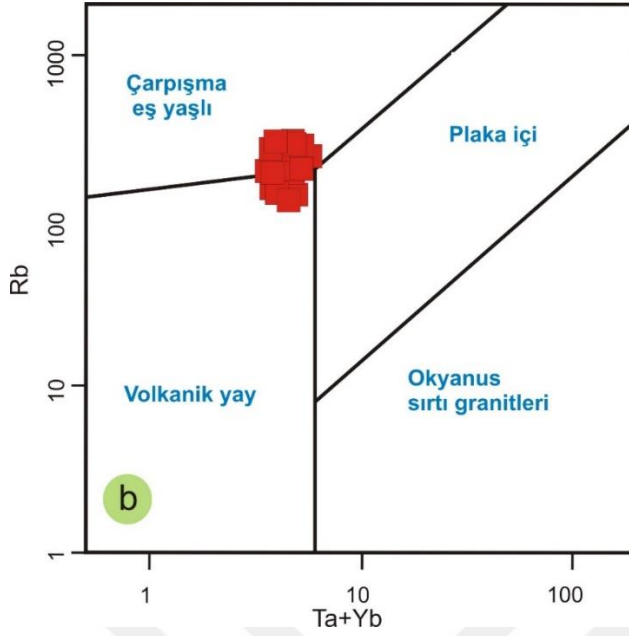
Metasedimanter kayaçların ergimesi sonucu olduğu düşünülen S-tipi granit/riyolitlerle ilgili petrojenetik mekanizmalar yitim, yay-içi ve çarpışma ortamlarında üretilebilmektedir. Yitimle ilişkili bir sistemde S-tipi kayaçların oluşumu litosferik delaminasyon (Foster ve Goscombe, 2013), yay-gerisi havza açılma (Kemp vd., 2007; Chen vd., 2014) veya her iki modelin değişik kombinasyonları gibi olaylarla ilişkilendirilmektedir (Collins ve Richards, 2008). Çarpışma ortamlarındakiler ile yitimle ilişkili ortamlarda oluşanlar karşılaştırıldıklarında, yitimle ilişkili S-tipi peralümin granitler, yüksek FeO, MgO içerikleri, geniş bir aralıkta değişen SiO₂ içerikleri, kabuksal kaynak alanlara göre daha çok tüketilmiş izotopik oranları ve mafik magmatik anklav içerikleri ile ayrılmaktadırlar (Champion ve Baltitude, 2013). Yukarıda konu edilen özelliklerin hiçbiri Cebre Riyoliti için geçerli olmadığından yitimle ilişkili modeller mümkün görünmemektedir.

Stratigrafik verilerde Cebre Riyoliti'ne ait ana magmanın yitim veya yay gerisi ortamlarda kısmi ergime sonucu oluşumunu desteklememektedirler. Variskan granulitik metamorfite için pik metamorfik koşullar ≥ 800 °C ve 0.7-0.8 Gpa olarak tahmin edilmektedir (Topuz vd., 2004a). Bu koşullar yaklaşık 20-23 km'lik bir kabuksal derinliğe karşılık gelmektedir. Termobarometrik hesaplamalar, 325-318 my yaşlı I-tipi Variskan granitlerin bu metamorfite içerisinde yerleştiğinde, metamorfite 10 km'den daha sığ derinliklere yükselmiş olması gerektiğini öngörmektedir (Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011). Bu durum, metamorfizma sonrası yaklaşık 10-13 km kadarlık bir kabuk kalınlığının aşındırıldığını göstermektedir. Metamorfik kayalar ve Cebre Riyoliti Kasimoviyen-Gizeliyen (Geç Karbonifer) yaşlı tortul kayalar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedirler (Okay ve Leven, 1996). Bu durum ise metamorfite en azından 310 my (Kasimoviyen)'dan önce yüzeye çıkmış olmaları gerektiğini göstermektedir (Dokuz vd., 2017).

Orta kabuk derinliklerdeki malzemenin hızlı bir şekilde yükselmesi ve yüzeylenmesi, yitim ve açılma rejiminin hüküm sürdüğü yay-gerisi ortamlarla uyumlu değildir. Bu şekilde hızlı yükselme ve yüzeyleme olayları çarpışma ortamlarının tipik özelliğidir. Cebre Riyoliti'nin çarpışma ortamı ürünü olduğuna yönelik diğer bir veri ise tektonik ortam diyagramlarından gelmektedir. Rb-Hf-Ta ve Rb- Ta+Yb tektonik ortam diyagramlarında (örn., Harris vd., 1986; Pearce vd., 1984), Cebre Riyoliti örnekleri seçici davranmakta ve çarpışma granitlerini temsil eden ortamlara düşmektedirler (Şekil 5.3, 5.4).



Şekil 5.3. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin Rb/10- Hf- Ta*3 tektonik ortam ayırım diyagramı (Harris vd., 1986).



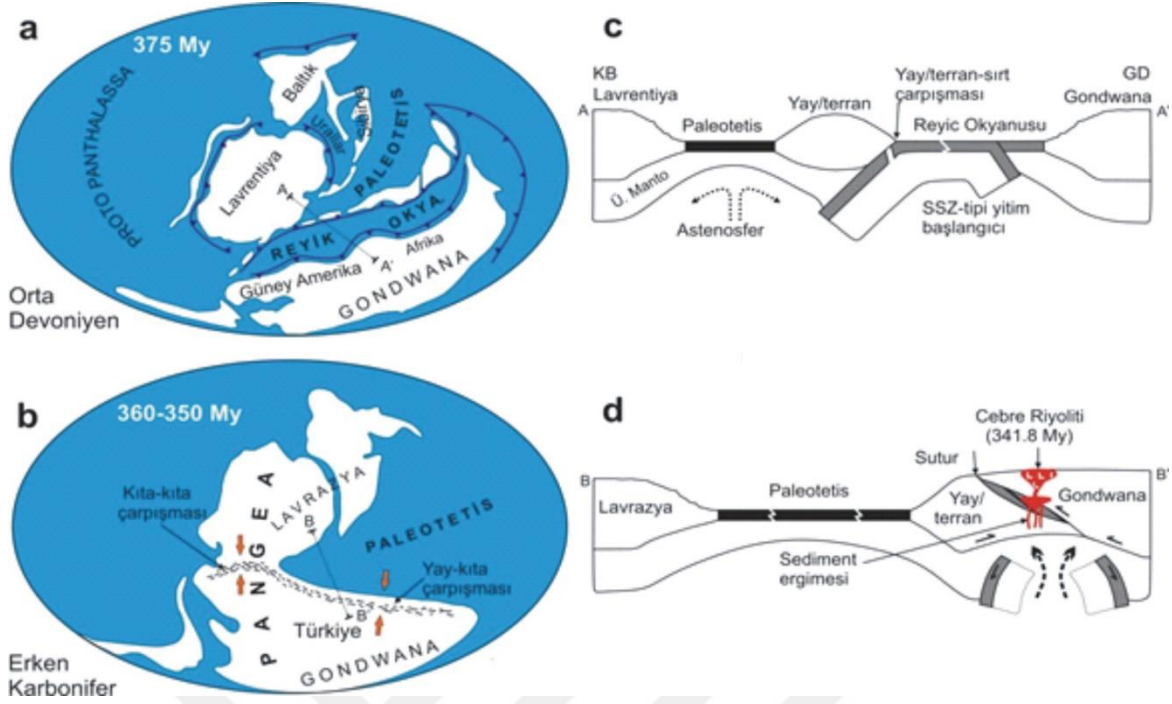
Şekil 5.4. Cebre Riyoliti'ne ait örneklerin Rb- Ta+Yb tektonik ortam ayırım diyagramı (Pearce vd., 1984).

5.4. Jeodinamik Model

Geç Paleozoyik Sakarya Zonu'nda Erken-Orta Karbonifer'deki yüksek ısı akısı ile karakteristiktir. Orta Avrupa'nın Variskan kuşağına benzer şekilde (Klein vd., 2008), yüksek sıcaklık metamorfizması (Topuz vd., 2004a) ve onunla ilişkili kısmi ergime sayısız miktarda granitik plutonun yerleşimi ile takip edilmiştir (Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011; Kaygusuz vd., 2012; Ustaömer vd., 2013). Avrupa Variscidleri, Reyik Okyanusu'nun Erken Karbonifer'de tamamen kapanmasını takiben, Gondwana (Kuzey Afrika) ve Lavrazya'nın (Güney Avrupa) Pangea'yı oluşturmak üzere oluşturdukları bir sutur olarak öngörülmektedir (Murphy vd., 2010; Nance vd., 2010). Ancak, Türkiye gibi Orta Avrupa'nın daha doğusunda yer alan alanlarda, I-tipi Variskan plutonları için Sakarya Zonu altına doğru kuzey ya da güney yönlü aktif bir yitim ileri sürülmektedir (örn., Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1993; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997; Ustaömer ve Robertson, 2010; Ustaömer vd., 2013). Bu durumun en büyük nedeni, Paleotetis Okyanusu'na ait okyanusal kalıntıların bu alanlarda yer alıyor olmasıdır. Önerilen tektonik modeller, Sakarya Zonu'nun öngörülen paleocoğrafik pozisyonuna göre çok farklı olabilmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1997; Robertson vd., 2004; Golonka, 2004; Okay vd., 2006; Moix vd., 2008; Dokuz vd., 2011).

Tektonik modellerdeki bu çeşitliliğe rağmen, Sakarya Zonu Variskan temeli Avrupa Variscidleri ile büyük bir benzerlik sergilemektedir. En önemlilerinden biri yüksek ısı aktarımın zamanlamasıdır ki, Avrupa Variscidleri ile hemen hemen aynı zamanda (Erken Karbonifer) meydana gelmiştir. Diğeri ise metamorfik ve magmatik kayalarda gözlenen litolojik benzerliklerdir (örn., Topuz vd., 2004a; Klein vd., 2008). Bu nedenle, önerilen herhangi bir tektonik modelin, bu örtüşmelerin yanı sıra, Paleotetis'in Erken Karbonifer'de en geniş boyutları ile açılmasına mantıklı bir açıklama getirmesi gerektiği açıktır. Aşağıda, mevcut veriler ışığında Sakarya Zonu'nun Karbonifer evrimi ile ilişkili yeni bir model önerilmektedir.

Önerilen modelde, Sakarya Zonu Paleotetis'in kuzeyine yerleştirilimekte ve güneyde Reyik Okyanusu'nun Erken Karbonifer'de kapanmasını takiben bir yay-kıta çarpışması öngörülmektedir. Dokuz vd. (2011) tarafından önerildiği üzere, Reyik Okyanusu'nun Geç Silüriyen-Erken Devoniyen boyunca Lavrazya'nın altına doğru kuzey yönlü yitimi, Lavrazya'nın güneyinden kıtasal parçaların kopmasına ve arkasında (kuzeyinde) Paleotetis Okyanusu'nun açılmasına yol açmıştır (Şekil 5.5a,b). Lavrazya'dan kopan kıtasal parçaların Erken Karbonifer'de Gondwana ile çarpışması, kuzeydeki Paleotetis'in en geniş boyutlarına ulaşması ile sonuçlanırken, Gondwana'nın kuzeyinde (Türkiye) de Variskan orojenezini üretmiştir (Şekil 5.5c,d). Kurtoğlu, Beyçam ve Pulur gibi Variskan lokasyonlarında Reyik Okyanusu'nun okyanusal kalıntıları iyi bir şekilde tanımlanmaktadır (Dokuz vd., 2011, 2015). Bu nedenle, Variskan metamorfik yüzeylemelerinin Reyik suturunun olası lokasyonlarını tanımladığına inanılmaktadır.



Şekil 5.5. Orta Devoniyen (a) ve Erken Karbonifer (b) dönemlerine ait paleocoğrafya haritaları (<http://cpgeosystems.com/mollglobe.html> sitesinden değiştirilerek alınmıştır). Haritalar, Paleotetis Okyanusu'nun Lavrazya (Lavrentiya ve Baltık)'nın güney kenarından kopan kıtasal parçaların arkasındaki açılmayı ve kıtasal dilimlerin Gondwana'nın kuzey kenarı ile çarpışmasını gösteriyor. c ve d) Variskian temelde yer alan ofiyolitik kayalar ve Cebre Riyliti'nin jeodinamik ve petrojenetik gelişimlerini anlatan enine kesitler

Bununla birlikte, kuzey yönlü And-tipi yitim tek başına Karbonifer'deki yüksek ısı akısını ve Variskian temeldeki kaya türlerinin oluşumunu açıklamak için yeterli görülmemektedir. Bunun nedeni, And-tipi yitimin okyanusal dilimin tüketilmesini takiben pasif kenar yitimini (kıtasal kabuk) gerektirmesidir. Bu ise kıtasal kabuğun kalınlığını yaklaşık iki katına çıkardığı için Alp ve Himalaya gibi yüksek basınç metamorfizmaları ile karakteristik olan yüksek basınç kuşaklarının (orojenlerinin) oluşması ile sonuçlanmaktadır (Sylvester, 1998). Ayrıca, And-tipi okyanusal kapanmanın son safhalarına doğru, okyanus ortası sırttan uzaklaşma nedeniyle yiten okyanusal dilim gittikçe soğuyacağı ve yaşlanacağı için, yitim açısı da gittikçe dikleşecektir. Bu ise okyanusal kalıntıların kıtasal levha üzerine itilmesini engelleyen bir durumdur. Yüksek basınç orojenlerinin aksine, Sakarya Zonu Variskian temeli yüksek sıcaklık metamorfizmaları (Topuz vd., 2004a) ve onlarla ilişkili plutonların (Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011; Kaygusuz vd., 2012; Ustaömer vd., 2013) yanı sıra, Reyik Okyanusu'na ait okyanusal kalıntılar da içerir (Dokuz vd., 2011, 2015). Bütün bunların oluşabilmesi için Reyik Okyanusu'nun güneydeki kenarı boyunca SSZ (supra

subduction zone)-tipi ikinci bir yitim gerekmektedir. Dokuz vd. (2011)'e göre Reyik Okyanusu'nun güney yönlü yitimi okyanusal kapanmanın ikinci yarısında, yay-OOS (okyanus ortası sırt) çarpışması sırasında başlamıştır (Şekil 5.5c).

Reyik Okyanusu'nun iki yönlü yitimi, yüksek basınç metamorfizmasının olmayışı yanı sıra, okyanusal kalıntıların yay üzerine itilmesini ve çarpışmayı takiben S-tipi magmaların hızlı bir şekilde oluşumunu açıklayan alternatif bir model olarak görülmektedir. Şekil 5.5c'de görülebileceği üzere, yayın SSZ ile çarpışması sırasında, okyanusal litosfere ait bazı parçalar kolay bir şekilde yayın güney kenarı üzerine itileceklerdir. Yay- ve SSZ-tipi peridotit blokların (Dokuz vd., 2011) ve OOSB-tipi matabazitlerin (Topuz vd., 2004b) Variskan temelde gözleniyor olması, Erken Karbonifer sırasında meydana gelen böyle bir çarpışmaya atfedilebilir. Bu modelde, her iki kenarda aktif olduğu için, pasif kenar yitimi gerekmez. Böyle bir durumda yiten dilimin derin kısımlarında meydana gelen yüksek basınç metamorfizmaları geriye doğru altlayan levha üzerine itilemezler. Bu ise Variskan temelde yüksek basınç metamorfizmasının olmayışını açıklayan bir durumdur.

Son olarak, çarpışma kuşaklarında yüksek sıcaklık ergimesi için gerekli olan ısıнын kaynağı çok uzun süreden beri tartışılan bir konudur. Radyojenik bozunma kaynaklı ısı tek başına düşük basınç ergimesi için yeterli değildir (Le Fort vd., 1987; Searle vd., 1997). İlave ısı kaynağına ihtiyaç vardır. Manto kaynaklı magmaların yükselerek kıtasal kabuğa eklenmesiyle meydana gelen advectif ısı aktarımı yaygın olarak tercih edilen yoldur (De Yoreo vd., 1991; Thompson ve Connolly, 1995; Escuder Virute, 1999; Henk vd., 2000; Miyazaki, 2004; Gerbi vd., 2006). yiten dilimin kopması (Davies ve von Blackenburg, 1995), litosferin astenosfere batması (Bird, 1979) ve konvektif uzaklaştırma (Houseman vd., 1981), astenosfer yükselimi ve üst mantonun kısmi ergimesi için gerekli koşulların oluşması ile ilgili olarak önerilen jeodinamik modellerdir.

İki yönlü yitim modeli, ilave ısıyı sağlamak için yukarıda bahsi geçen modellere ihtiyaç duymamaktadır. İki yönlü yitim sırasında, ofiyolitlerin yay üzerine itilmesini takiben doğal olarak yay-kıta çarpışması meydana gelir. İki plaka arasında devam eden yaklaşma hareketi sonucu, pasif kenar (Gondwana) kuzeye doğru, daha önce yay üzerine itilen ofiyolit dilimleri üzerine itilir (Şekil 5.5d). Bu bindirme yığılması ve kısalma, çarpışmalı kuşaklarda 50 km'nin üzerine çıkan bir kalınlaşmaya yol açabilir. Ancak, bu kalınlaşma hiçbir zaman, And-tipi okyanusal kapanmayı takiben meydana gelen kıta-kıta çarpışması kuşaklarında olduğu gibi, kabuk kalınlığının iki katına (~70 km) çıkması ile sonuçlanmaz. Bu yolla orta-üst kabuk malzemesi çarpışma kuşağının daha derin kısımlarına gömülebilir. Bu çarpışma

kuşağının altında ise, okyanusal litosfer, zıt yönlerde doğru yitim hareketleri nedeniyle, çarpışmayı takiben iki dilime ayrılır ve astenosfer içine doğru batmaya başlar (Şekil 5.5d). Astenosfer ise daha önce okyanusal litosfer tarafından işgal edilen boşluğu doldurmak üzere yükselir ve kıtasal kabuğun tabanı ile dokanak haline gelir.

Bu projeksiyon, kabuk kalınlığı orta değerlere kadar ulaşan yüksek sıcaklık kuşakları ile uyumludur (Sylvester, 1998). Örneğin, Behrman vd. (1991)'nin dengelenmiş enine kesitleri, Hersinidler'in maksimum kalınlığını yaklaşık 50 km olarak öngörmektedir.

Davies ve von Blackenburg, (1995) yükselen astenosferin 50 km'den daha sığ bir derinliğe yükselmediği sürece kısmi ergimeye uğramayacağını öngörmektedir. Buna karşılık önemli bir miktardaki ısıyı kıtasal kabuğa aktaracaktır. Bu ısı akısı, radyojenik bozunma ile birlikte, orta kabuk derinliklerinde Barroviyen-tipi bir metamorfizmaya yol açarken, biyotit ve muskovit içeren daha derinlerdeki metasedimanter kayaların ergimesine yol açacaktır. Bu mekanizma Cebre Riyoliti'nin çarpışmayı hemen takiben oluşumunu açıklayabilmektedir (Şekil 5.5d). Devam eden hızlı yükselim ve yüzey aşınması, astenosferin 50 km'den daha sığ derinliklere yükselmesine yol açabilir. Bu mekanizma basınç azalması nedeniyle astenosferik mantonun kısmi ergimesine ve oluşan bazaltik magmaların alt kabuğa yerleşmesine yol açabilir. Bu yolla alt kabuğa önemli bir ısı transferi olur. Bu ise Orta Karbonifer (325- 314 my) yaşlı granitik kayaları üreten orta-ç bileşimli ortognaysların büyük oranda ergimesine yol açar (Topuz vd., 2011; Dokuz, 2011). Bu magmatizmayı takiben bölge ekstansiyonel gerilemelerin etkisi altına girmiştir. Bu ekstansiyonel rejim Paleotetis Okyanusu'nun güneye doğru yitime başlaması ile alakalı olabilir. Geç Karbonifer'de meydana gelen basınç azalması, manto kaynaklı ikinci bir kısmi ergimeyi tetiklemiş olmalıdır. Yitim ilişkili bu ekstansiyon 302-298 my yaşlı orta-ç-mafik magmaların Variskan temele yerleşmesi ile kayıt altına alınmıştır (Karlı vd., 2016). Uyumsuz olarak Variskan temel üzerine oturan Geç Karbonifer (Kasimoviyen) yaşlı pasif kenar sedimentleride (Okay ve Leven, 1996) bu öngörüğü desteklemektedir.

6. SONUÇLAR

Bayburt İli Demirözü İlçesi ve çevresinde yapılan yüksek lisans tez çalışmasında, bölgede geniş bir alanda yayılım gösteren Erken Karbonifer yaşlı Cebre Riyoliti'nin metamorfik temel birimleri arasındaki dokanak ilişkileri; mineralojik, petrografik, jeokimya ve jeokronolji çalışmalarıyla ortaya konulmuştur. Bu amaçla yapılan çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

1-Tez çalışmaları, saha ve laboratuvar çalışmaları olarak iki aşamada gerçekleştirilmiştir. Saha çalışmaları sırasında bölgenin 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası oluşturulmuş ve tüm birim sınırları bu harita üzerine yerleştirilmiştir. Laboratuvar çalışmalarıyla, arazide tüm birimlerden alınan örneklerin ince kesitleri hazırlanmış ve bunlar mikroskop altında incelenmiştir. Mikroskop çalışmalarıyla birimlerin mineral bileşimleri ve dokusal özellikleri belirlenmiştir. Yüksek lisans tezinin temelini oluşturan Cebre Riyoliti'ne ait örneklerden kimyasal analizler yapılarak riyolitin jeokimyası ortaya konulmuştur.

2-İnceleme alanında Pulur Metamorfik Kompleksi, Cebre Riyoliti, Çatalçeşme Formasyonu, Hardişi Formasyonu, Şenköy Formasyonu, Berdiga Formasyonu, Kermutdere Formasyonu ve Alüvyon olmak üzere dokuz birim ayırt edilmiştir.

3-Cebre Riyoliti Sakarya Zonu'nun Variskan metamorfik temeli içerisinde yer alan ekstruzif nitelikli bir kütledir.

4-Cebre Riyoliti'ne ait başlıca mineraller kuvars, alkali feldispat, kordiyerit, plajiyoklas, muskovit, biyotit ve tali miktarlarda opak minerallerden oluşur.

5-Bu kayalık petrografik olarak incelendiğinde çoğunlukla porfiritik doku, hypokristalin doku, akma dokusu ve magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları (kemirilme-yenme dokusu) gözlenmekte göstermektedir.

6-Erken Karbonifer yaşlı Cebre Riyoliti yüksek-K'lu kalk-alkali riyolit alanından şošonitik riyolit alanına kadar uzanan bir dağılım sergilemektedirler.

7-Ana ve iz element değişim diyagramlarında gözlenen trendler K'lu feldispat, plajiyoklas, biyotit, apatit ve ilmenit ayrımlaşması geçirmiş olduğuna işaret etmektedir.

8-İncelenen Cebre Riyoliti'nin tektonik ortam diyagramları bu kayacın çarpışma ortamı ürünü olduğunu göstermektedir.

9-U-Pb zirkon yaşlandırması Cebre Riyoliti'nin Erken Karbonifer'de (341.8 ± 0.60 my) temele yerleştiğini göstermektedir. Bu jeokronolojik konumu ile Variskan metamorfizmasının (333 my) hemen sonrasına, I-tipi Variskan granitoidleri yerleşiminin (325-303 my) ise öncesine karşılık gelmektedir.

10-Kordiyerit ve muskovit gibi alüminyumca zengin fazlar içeren Cebre Riyoliti S-tipi granitler için tipik olan jeokiyasal özelliklere sahiptir. Jeokimyasal ve S-Nd-Pb izotopik veriler riyolitin oluşumu için alt kabuk derinliklerine kadar gömülmüş metasedimanter kayaların kısmi ergimesini öngörmektedir.

11-Önerilen modelde, Reyik Okyanusu'nun kuzey yönlü yitimi Lavrazya'nın güney kenarından bir yay/kıtasal parçanın riftleşerek ayrılmasına ve arkasında yay-gerisi havzanın (Paleotetis) açılmasına yol açtığı öngörülmektedir. Erken Karbonifer'de Reyik Okyanusu'nun tamamen kapanması, ayrılan kıtasal yay ile Gondwana'nın çarpışmasına yol açmıştır. Çarpışmayı takiben yiten Reyik okyanusal litosferi iki parçaya ayrılmış ve astenosfere doğru yoluna devam etmiştir. Okyanusal litosfer tarafından boşaltılan hacmin yükselen astenosfer tarafından doldurulması, metamorfizma ve kısmi ergime için gerekli olan ısıyı sağlamıştır.

7. KAYNAKLAR

- Ağar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi. PhD Thesis. İstanbul University. Science Faculty, 59 s.
- Akaryalı, E., 2010. Arzular (Gümüşhane-KD Türkiye) altın yatağının jeolojik, mineralojik, jeokimyasal ve kökensel incelemesi. Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, KTÜ, Trabzon
- Akdeniz, N., 1988. Demirözü Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri. Türkiye Jeoloji Bülteni 31, 71-80.
- Akdeniz, N., Akçören, F. ve Timur, E., 1994. Aşkale-İspir Arasının Jeolojisi, MTA Genel Müd., Jeoloji Etütler Dairesi Başkanlığı, Rapor No. 9731.
- Akdeniz, N., Akçören, F. ve Timur, E., 1994. Aşkale-İspir Arasının Jeolojisi, MTA Genel Müd., Jeoloji Etütler Dairesi Başkanlığı, Rapor No. 9731.
- Akdeniz, N; 1988. Demirözü Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri. Türkiye Jeoloji Bülteni 31, 71-80.
- Akdoğan, R., 2011. Erken-Orta Jura yaşlı kumtaşı ve şeyllerin (Gümüşhane-Bayburt) jeokimyasal özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü 115 s.
- Aliyazicioğlu, I., 1999. Kale (Gümüşhane) Yöresi Volkanik Kayaçlarının Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Aliyazicioğlu, I., 1999. Kale (Gümüşhane) Yöresi Volkanik Kayaçlarının Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Alp, D., 1972. Amasya Yöresinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fak. Monografileri, 22, İstanbul, 135.
- Altherr, R., Topuz, G., Siebel, W., Şen, C., Meyer, H.P ve Satır, M., 2008. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of Paleocene plagioclites from the Eastern Pontides (NE Turkey), Lithos, 105, 149-161.
- Altınkaynak, L., 2000. Ağvanis Masifi Doğu Kesimi ve Çevre Kayaçlarının Jeolojisi, Petrografisi ve Jeokimyası, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Arni, P., 1939. Doğu Anadolu ve mücavir mıntıklarının tektonik ana hatları, M.A.T. Tayini., seri B, No. 4, Ankara.

- Arslan M., Temizel İ., Abdioğlu E., Kolaylı H., Yücel C., Boztuğ D ve Şen C., 2013. ^{40}Ar - ^{39}Ar Dating, Whole-Rock and Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of Post-Collisional Eocene Volcanic Rocks in the Southern Part of the Eastern Pontides (NE-Turkey): Implications for Magma Evolution in Extension-Induced Origin, Contributions to Mineralogy and Petrology, 166, 113–142.
- Arslan, M. ve Aliyazıcıoğlu, İ., 2001. Geochemical and Petrological Characteristics of the Kale (Gümüşhane) volcanic rocks: Implications for the Eocene evolution of Eastern Pontide arc volcanism, Northeast Turkey, International Geology Review, 43, 595-610.
- Arslan, M. ve Aliyazıcıoğlu, İ., 2001. Geochemical and Petrological Characteristics of the Kale (Gümüşhane) volcanic rocks: Implications for the Eocene evolution of Eastern Pontide arc volcanism, Northeast Turkey, International Geology Review, 43, 595-610.
- Arslan, M. ve Aliyazıcıoğlu, İ., 2001. Geochemical and Petrological Characteristics of the Kale (Gümüşhane) volcanic rocks: Implications for the Eocene evolution of Eastern Pontide arc volcanism, Northeast Turkey, International Geology Review, 43, 595-610.
- Arslan, M. ve Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, NE Turkey, Journal of Asian Earth Sciences, 177-193.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. ve Kurt, H., 1997. Geochemistry and Petrogenesis of the Eastern Pontide Volcanic Rocks, Northeast Turkey, *Chemi der Erde*, 57, 157-187.
- Aslan, M., Temizel, İ., Abdioğlu, E., Kolaylı, H., Yücel, C. ve Boztuğ, D., 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, whole-rock and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of post-collisional Eocene volcanic rocks in the southern part of the Eastern Pontides (NE Turkey): implications for magma evolution in extension-induced origin, Contributions to Mineralogy and Petrology 166: Issue 1, pp 113–142.
- Aslan, Z., 2010. U-Pb zircon SHRIMP age, geochemical and petrographical characteristics of tuffs within calc-alkaline Eocene volcanics around Gümüşhane (NE Turkey), Eastern Pontides, Neues Jahrbuch für Mineralogie, 187, 3, 329-346.
- Aydın, F. 2003. Değirmendere vadisi (Trabzon-Esiroğlu, KD-Türkiye) volkanitlerinin mineral kimyası, petrolojisi ve petrojenezi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Aydın, F., Karslı, O. ve Chen, B., 2008. Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey, Lithos, 104, 249-266.
- Aydın, F., Thompson, R., Karslı, O., Uchida, H., Burt, J.B. ve Downs, R.T., 2009. Clinopyroxene Phenocrysts from There Potassic Series in Neogene Alkaline Volcanics, NE Turkey: Their Crystal Chemistry with Petrogenetic Significance as

- an Indicator of P-T Conditions, Contributions to Mineralogy and Petrology, 158, 131-147.
- Aydin F., 2014. The Macka Subvolcanic Intrusions: Implications for the Late Cretaceous Magmatic And Geodynamic Evolution Of The Eastern Part Of The Sakarya Zone, Northeastern Turkey, International Geology Review, 1246-1275.
- Aydıncakır, E., ve Şen, C., 2013. Petrogenesis of the post-collisional volcanic rocks from the Borçka (Artvin) area: implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey), Lithos, 172-173, 98-117.
- Aydıncakır, E., 2016. Subduction-related Late Cretaceous high-K volcanism in the Central Pontides orogenic belt: constraints on geodynamic implications Geodin. Acta, 28, 379-411.
- Barrier, E., Vrielynck, B., 2008. Atlas of Paleotectonic maps of the Middle East (MEBE Program). Atlas of 14 maps (Tectono– Sedimentary–Palinspastic maps from Late Norian to Pliocene), 1:18 500 000 scale, Univesité Pierre et Marie Curie, Paris.
- Beard, J.S., Lofgren, G.E., 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, 365-401.
- Behrmann, J., Drozdowski, G., Heinrichs, T., Huch, M., Meyer, W., Oncken, O., 1991. Crustal-scale balanced cross sections through the Variscan fold belt, Germany: the central EGT-segment. Tectonophysics 142, 173-202.
- Bektaş, O. ve Güven, İ.H., 1995. Alaskan-Appinitic type Ultramafic and Mafic Complexes as the Root Zone of the Eastern Pontide Magmatic Arc, NE Turkey, Geology of the Black Sea Region, 189-197.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Manto Yükselimi ve Polijenetik Ofiyolit Olgusu, TJK Ketin Sempozyumu, 175-188.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y. ve Köprübaşı, N., 1999. Migration of the Upper Cretaceous Subduction Related Volcanism Towards the Back-arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), Geological Journal, 34,95-106.
- Bektaş, O., Yılmaz, C. ve Taslı, K., 1996. Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Derin Yayılma Çukurlarının Oluşumu (KD Türkiye), Neo-Tethysin Pasif Kıta Kenarı Evrimi, KTÜ Jeoloji Müh. Böl. 30 yıl Semp. Bildiriler, 1, 263-275.
- Bergougnan, H., 1987. Etudes géologiques dans l'Est Anatolien. Ph D Thesis, University Pierre et Marie Curie, Paris, France. 606 pp.
- Bingöl, E.; Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1975, Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, Maden Tetkik ve Arama Enst., 70-77, Ankara.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado plateau. Journal of Geophysical Research 84, 7561-7571.

- Boynukalın, S., 1990. Dereli (Giresun) baraj yeri ve göl alanının mühendislik jeolojisi ve çevre kayaçlarının jeomekanik özellikleri, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Boztuğ, D., Erçin, A.İ., Kuruçelik, M.K., Göç, D., Kömür, İ. ve İskenderoğlu, A., 2006. Geochemical characteristics of the composite Kaçkar batholith generated in a Neo-Tethyan convergence system, Eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 27, 286-302.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R.c., Wagner, G.A. ve Yeğingil, Z., 2004. Slow Senonian and fast Paleocene-Early Eocene uplift of the granitoids in the Central Eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results. Tectonophysics, 382, 213-228.
- Bulut, F., Çambaşı 1989. (Çaykara-Trabzon) Barajı ve Uzungöl Hidroelektrik Santral Yerlerinin Mühendislik Jeolojisi Açısından İncelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Burşuk, A., 1975. Bayburt Yöresinin Mikropaleontolojik ve Stratigrafik İrdelenmesi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 196.
- Champion, D. C., Baltitude, R. J., 2013. The geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics of Paleozoic fractionated S-types granites of North Queensland: implications for S-type granite petrogenesis. Lithos 162–163, 37–56.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 83, 1–26.
- Clarke, D. B., 1981. The mineralogy of peraluminous granites. A review. Canadian Mineralogists 19, 3-17.
- Clemens, J. D., 2003. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. Earth-Science Reviews 61, 1-18.
- Clemens, J.D., Petford, N., Mawer, C.K., 1997. Ascent mechanisms of granitic magmas: causes and consequences. In: Holness, M. (Ed.), Deformation-Enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle. Chapman & Hall, London, pp. 144– 171.
- Clemens, J.D., Wall, V.J., 1984. Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town volcanics. Contributions to Mineralogy and Petrology 88, 354– 371.
- Collins, W.J., 1996. S-and I-type granitoids of the eastern Lachlan Fold Belt: products of three-component mixing. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 88, 171–179.
- Çoğulu, E. 1975. Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrografik ve Jeokronolojik Araştırmalar, İTÜ Kütüphanesi, 1034, İstanbul.
- Davies, J.H., von Blackenburg, F., 1995. Slab breakoff: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science Letters 129, 85–102.

- De Yoreo, J.J., Lux, D.R., Guidotti, C.V., 1991. Thermal modelling in lowpressure/high-temperature metamorphic belts. Tectonophysics 188, 209–238.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjaquet, C., Sbortshikov, I.M., Geussant, J., Lepvrier, C., Pechersku, D.H., Boulín, J., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P and Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241–315.
- Dokuz, A. 2011. A slab detachment and delamination model for the generation of Carboniferous high-potassium I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: the Köse composite pluton. Gondwana Research 19: 926–944.
- Dokuz, A., 2000. Yusufeli Yöresinin Jeolojisi, Jeotektoniği, Magmatik-Metamorfik Kayaçların Jeokimyası ve Petrojenezi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- 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., Karşlı, O., Chen, B., Uysal, I., 2010. Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implications for pre- and postcollisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides. Tectonophysics 480, 259– 279.
- Dokuz, A., Külekçi, E., Aydınçakır, E., Kandemir, R., Alçiçek, M. C., Pecha, M. E., Sünnetçi, K., 2017b. Cordierite-bearing strongly peraluminous Cebre Rhyolite from the eastern Sakarya Zone, NE Turkey: constraints on the Variscan orogen, Lithos 278–281, 285–302.
- Dokuz, A., Tanyolu, E., 2006. Geochemical constraints on the provenance, mineral sorting and subaerial weathering of Lower Jurassic and Upper Cretaceous clastic rocks from the eastern Pontides, Yusufeli (Artvin), NE Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 15, 181–209.
- Dokuz, A., Uysal, I., Kaliwoda, M., Karşlı, O., Ottley, C.J., Kandemir, R., 2011. Early abyssal and late SSZ-type vestiges of the Rheic oceanic mantle in the Variscan basement of the Sakarya Zone, NE Turkey: implications for the sense of subduction and opening of the Paleotethys. Lithos 127: 176–191.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Dilek, Y., Karşlı, O., Meisel, T., Kandemir, R., 2015. Geochemistry, Re– Os isotopes and highly siderophile element abundances in the Eastern Pontide peridotites (NE Turkey): Multiple episodes of melt extraction–depletion, melt–rock interaction and fertilization of the Rheic Ocean mantle. Gondwana Research 27: 612– 628.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Meisel, W., Turan, M., Duncan, R., Akçay, M., 2013. Post-collisional adakitic volcanism in the eastern part of the Sakarya Zone, Turkey: evidence for

- slab and crustal melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 1443–1468.
- Eren, M., 1983. Gümüşhane Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasies İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Erentöz, C., Ketin İ. 1974. Explanatory text of the geological map of Turkey at 1/500.000 G scale (Kars): Spec. Publ. Of Min.Res. and Expl., 57.
- Escuder Virute, J., 1999. One- and two-dimensional thermal modeling of orogenic crustal extension in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain. *International Journal of Earth Sciences* 88, 444–457.
- Eyüboğlu, Y., 2006. Doğu Pontid Magmatik Yayı'nda (KD Türkiye) Alaska-Tip Mafik-Ultramafiklerin Tanımı ve Jeotektonik Önemi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimler Enstitüsü, Trabzon.
- Eyüboğlu, Y., 2010. Late Cretaceous High-K Volcanism in the Eastern Pontide Orogenic Belt, and Its Implications for the Geodynamic Evolution of NE Turkey, *International Geology Review*, 52 (2–3), 142–186.
- Eyüboğlu, Y., Chung, S.L., Santosh, M., Dudas, F.O. ve Akaryalı, E., 2011a, Transition from Shoshonitic to Adakitic Magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Implications for Slab Window Melting, *Gondwana Research*, 19, 413-429.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F. O., Santosh, M., Yi, K., Kwon, S., Akaryalı, E., 2013. Petrogenesis and U–Pb zircon chronology of adakitic porphyries within the Kop ultramafic massif (Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey). *Gondwana Research* 24, 742–766.
- Faure, G., Mensing, M.T., 2005. Published by John Wiley and son, Inc., Hoben, New Jersey. Published simultaneously in Canada. *Isotopes Principles and Applications*, 897p.
- Floyd, P. A., 1991. Rhenohercynian sandstone chemistry, in Morton, A. C., Todd, S. P. and Haughton, P. D. W., Eds., *Developments in Sedimentary Provenance Studies. Geological Society Special Publication* 57, 173-188.
- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S. ve Karataş, S., 1992. Rize-Fındıklı Çamlıhemşin Arasında (Doğu Karadeniz) Yer Alan Magmatik Kayaçların Petrolojisi ve Doğu Pontidlerdeki bölgesel yayılımları, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35, 15-38.
- Gedik, L., Kırmacı, M. Z., Çapkınoğlu, Ş., Özer, E. ve Eren, M., 1996. Doğu Pontidlerin Jeolojik Evrimi, KTÜ, Jeoloji Müh. Böl. 30. yıl Sempozyumu, Korkmaz, S., ve Akçay, M., KTÜ, Trabzon Bildiriler Kitab-II, 654-677.
- GedikoğluEren, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1979. The main lines of the geotectonic evolution of the Eastern Pontides in Mesozoic era. *Geocom Abstracts*, Ankara, 68-69.
- Gehrels, G.E., Valencia, V., Pullen, A., 2006, Detrital zircon geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, in Loszewski,

- T., and Huff, W., eds., *Geochronology: Emerging Opportunities*, Paleontology Society Short Course: Paleontology Society Papers, v. 11, 10 p.
- Gehrels, G.E., Valencia, V., Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, Q03017, doi:10.1029/2007GC001805.
- Gerbi, C.C., Johnson, S.E., Koons, P.O., 2006. Controls on low-pressure anatexis. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 107–118.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235–273.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş. 2000. A geotraverse across NW Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D.A. (eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London, *Special Publications* 173, 139–162.
- Gülibrahimoğlu, İ., Nalbantoğlu, A. K., Saraloğlu, A., Doksanbir, T., Yağcı, A. ve Kırcı, M., 1985. Trabzon-Maçka Güneyi Yöresinin Jeoloji Raporu, MTA, Proje no: jd 383.
- Güngör, Y., Boztuğ, D. ve Yılmaz, O., 1997. Kaçkar Batoliti Altıparmak Dağı-Soğanlı Dağı Arası (GD Çamlıhemşin-Rize) Kesiminin Petrografik, Jeokimyasal ve Petrojenetik İncelenmesi. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, 30 Nisan -Nisan- 3 Mayıs 1997, Adana, Bildiri Özetleri, s. 223-224.
- Gürsoy, H., 1989. Tectonic and stratigraphy of the Kelkit (Gümüşhane) region (in Turkish): Ph.D. Thesis, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, Turkey, 140 p.
- Gürsoy, H., Öztürk, A. ve Dıran, S., 1993. Kelkit (Gümüşhane) ve yakın dolayının tektonostratigrafik gelişimi. A. Suat Erk Sempozyumu Bildiriler, 53-64.
- Güven İ.H. 1993. Doğu Karadeniz Bölgesi'nin 1/25.000 ölçekli jeolojisi ve komplikasyonu, MTA (Ankara), (yayınlanmamış).
- Hacıaloğlu, T., 1983. Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) arasının jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi. K.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Master Tezi, Trabzon, (yayınlanmamış).
- Hamilton, W. J. , 1842. *Recearches in Asia Minör, Pontus and Armenia*, Londra.
- Harris, N.B.W., Marzouki, F.M.H., Ali, S., 1986. The Jabel Sayid complex, Arabian shield: geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites. *Journal of the Geological Society*, London 143, 287–295.
- Hart, S.R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature* 309: 753–757.

- Hastie, A.R.; Kerr, A.C.; Pearce, J.A.; and Mitchell, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. Journal of Petrology 48 (12): 2341–2357.
- Henk, A., Blanckenburg, F., Finger, F., Schaltegger, U., Zulauf, G., 2000. Syn-convergent high temperature metamorphism and magmatism in the Variscides: a discussion of potential heat sources. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Eds.), Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt, Geological Society of London, London 179, 387–400.
- Holtz, F., Johannes, W., 1991. Effect of tourmaline on melt fraction and composition of first melts in quartzofeldspathic gneiss. European Journal of Mineralogy 3, 527–536. 121
- Hoş-Çebi, F., 1998. Kelkit-Şiran (Gümüşhane) ve Yusufeli (Artvin) Yöreleri Jura Yaşlı Kömürlerinin İnorganik Jeokimyası, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Houseman, G.A., McKenzie, D.P., Molnar, P., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of the continental convergent belts. Journal of Geophysical Research 86, 6115–6132.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of Common Volcanic Rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.
- Jica, 1986. The Republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Consolidated Report. Japanese International Cooperation Agency, Metal Mining Agency of Japan.
- Kandemir, R., 2004, ‘Gümüşhane yakın yörelerindeki Erken-Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonu’nun Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları’, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Kandemir, R., Lerozey-Aubril, R., 2011. First report of a trilobite in the Carboniferous of Eastern Pontides, NE Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 20, 179–183.
- Kandemir, R., Yilmaz, C. 2009. Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the lower Jurassic Ammonitico Rosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Turkey: implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean. Journal of Asian Earth Sciences 34, 586-598.
- Karslı, O., Aydın, F. ve Sadıklar, B., 2004. The Morphology and Chemistry of K-feldspar Megacrysts from İkizdere Pluton: Evidence for Acid and Basic Magma Interactions in Granitoid Rocks, NE Turkey, Chemie der Erde-Geochemistry, 64, 155-170.
- Karslı, O., Chen, B., Aydın, F. ve Şen, C., 2007. Geochemical and Sr-Nd-Pb Isotopic Compositions of the Eocene Dölek and Sarıçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for Magma Interaction in the Genesis of High-K Calc-alkaline Granifoids in a Post-collision Extensional Setting, Lithos, 98, 67-96.

- Karşlı, 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 Pb geochronology. Litos 226-267, 98-114.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2010b. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. Lithos 114, 109– 120.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2010a. Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I88 type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harsit Pluton, Eastern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 160, 467–487.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Ketenci, M., Chen, B. ve Kandemir, R., 2011b. Deciphering the Shoshonitic Monzonites with I-type Characteristics, the Sisdağı Pluton, NE Turkey: Magmatic Response to Continental Lithospheric Thinning, Journal of Asian Earth Sciences, 51, 45–62.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Ketenci, M., Chen, B. ve Kandemir, R., 2012. Deciphering the Shoshonitic Monzonites With I-Type Characteristic, the Sisdağı Pluton, NE Turkey: Magmatic Response to Continental Lithospheric Thinning. Journal of Asian Earth Sciences 51, 45–62
- Karşlı, O., Uysal, İ., Ketenci, M., Dokuz, A., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R. Ve Wijbrans, J., 2011a. Adakite-like Granitoid Porphyries in Eastern Pontides, NE Turkey: Potential Parental Melts and Geodynamic Implications, Lithos, 127, 354- 372.
- Kaygusuz A. ve Aydınçakır, E., 2011b. U-Pb zircon SHRIMP Ages, Geochemical and Sr-Nd Isotopic Compositions of Cretaceous Plutons in the Eastern Pontides (NE Turkey): The Dağbaşı Pluton, Neues Jahrbuch Für Mineralogie, 188, 211-233
- Kaygusuz, A. ve Aydınçakır, E., 2009. Mineralogy, Whole-Rock and Sr–Nd Isotope Geochemistry of Mafic Microgranular Enclaves in Cretaceous Dağbaşı Granitoids, Eastern Pontides, NE Turkey: Evidence of Magma Mixing, Mingling and Chemical Equilibration, Chemical der Erde, 69, 247– 277.
- Kaygusuz, A. ve Şen, C., 2011. Calc-alkaline I-Type Plutons in the Eastern Pontides, NE Turkey: U-Pb Zircon Ages, Geochemical and Sr-Nd Isotopic Compositions. Chemical der Erde. 71, 59-75.
- Kaygusuz, A., 2000. Torul ve Çevresinde Yüzeyleyen Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ, Fen. Bil. Enstitüsü Trabzon, 235 s.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., İlbeyli, N., Sipahi, F. ve Aydınçakır, E., 2012b. Doğu Pontid Kuzey Zonunda Yüzeyleyen Paleozoyik Yaşlı granitlerin U-Pb Zirkon Yaşlandırması, Sr-Nd-Pb-O İzotop Sistematiği ve Jeodinamik Evrimi, (TÜBİTAK) Proje No: 109Y052.

- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W. ve Şen, C., 2011a. Geochemical and Sr–Nd Isotopic Characteristics of Post-Collisional Calc-Alkaline Volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences 20, 137–159.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F., İlbeyli, N., 2012. Geochronological evidence and tectonic significance of Carboniferous magmatism in the southwest Trabzon area, eastern Pontides, Turkey. International Geology Review 54: 1776–1800.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Wolfgang, S., Sipahi, F. ve İlbeyli, N., 2012a. Geochronological Evidence and Tectonic Significance of Carboniferous Magmatism in the Southwest Trabzon Area, Eastern Pontides, Turkey. International Geology Review, 54 (15), 1776-1800.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Sipahi, F., Temizel, İ., 2016. U-Pb Zircon Chronology and Petrogenesis of Carboniferous plutons in the Northern Part of the Eastern Pontides, NE Turkey: constraints for Paleozoic Magmatism And Geodynamic Evolution. Gondwana Research, 39, 327-346.
- Kaygusuz, A., Siebel, W., İlbeyli, N., Arslan, M., Satır, M. ve Şen, C., 2010. Insight Into Magma Genesis at Convergent Plate Margins – A Case Study From the Eastern Pontides (NE Turkey), Journal of Mineralogy and Geochemistry, 187/3, 265 – 287.
- Kaygusuz, A., Siebel, W., Şen, C. ve Satır, M., 2008. Petrochemistry and Petrology of I-type Granitoids in an Arc Setting: The Composite Torul Pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. International Journal of Earth Sciences, 97, 739 –764.
- Kaygusuz, A., Sipahi, F., İlbeyli, N., Arslan, M., Chen, B., ve Aydınçakır, E., 2013. Petrogenesis of the Late Cretaceous Turnagöl Intrusion in the Eastern Pontides: Implications for Magma Genesis in the Arc Setting. Geoscience Frontiers, 4; 423–438.
- Keay, S., Collins, W.J., McCulloch, M.T., 1997. A three-component Sr/Nd isotopic mixing model for granitoid genesis, Lachlan fold belt, eastern Australia. Geology 25, 307–310.
- Kempton, P.D., Downes, H., Embey-Istzin, A., A., 1997. Mafic granulite xenoliths in Neogene alkali basalts from the western Pannonian basin: insights into the lower crust of a collapsed orogen. Journal of Petrology 38, 941–970.
- Kesgin, Y., 1983. Bayburt (Gümüşhane) İlçesi Aksar Köyü ve güneybatısının jeolojik incelemesi. Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö. ve Erkal, T., 1990. Bayburt Dolayının Jeolojisi, MTA Raporu, Ankara, No. 8995.
- Ketin, İ. ve Canitez, N. 1972. Yapısal Jeoloji, İTÜ Kütüphanesi, 520, İstanbul.
- Ketin, İ., 1950. Bayburt Bölgesinin Jeolojisi. MTA Enstitüsü, Derleme, Rapor No. 1949, (yayımlanmamış).

- Ketin, İ., 1951. Bayburt bölgesinin jeolojisi hakkında. İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, Mecmua 21, 113-127.
- Ketin, İ., 1966. Türkiye'nin Tektonik Birlikleri, MTA yay. No: 66, Ankara, 20-34.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İ.T.Ü. Kütüphanesi, 1259, 536.
- Kılıç, N., 2009. Gümüşhane-Bayburt yörelerinde Kretase-Tersiyer Geçişinin Foraminifer ve Sedimentoloji Kayıtları, Doktora Tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta.
- Kırmacı, Z. 1992. Alucra-Gümüşhane-Bayburt Yörelerindeki (Doğu Pontid Güney Zonu) Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Berdiga Kireçtaşı'nın Sedimentolojik İncelemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Klein, T., Kiehm, S., Siebel, W., Shang, C.K., Rohrmüller, J., Dörr, W., Zulauf, G., 2008. Age and emplacement of late-Variscan granites of the western Bohemian Massif with main focus on the Hauzenberg granitoids (European Variscides, Germany). Lithos 102, 478– 507
- Kongresi Tebliğleri, MTA Enstitüsü [Congress on Earth Sciences for the 50th Anniversary of Republic of Turkey, Abstracts], 70–77 [in Turkish with English abstract].
- Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984. Demirözü (Bayburt) Yöresinin Stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 5, 107-115.
- Köprübaşı, N., 1992. Aşağı Harşit Bölgesinin Mağmatik Petrojenezi ve Masif Sülfidlerde Jeokimyasal Hedef Saptama Uygulamaları. Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Köprübaşı, N., Şen, C. ve Kaygusuz, A., 2000. Doğu Pontid Ada Yayı Granitoidlerin Karşılaştırılmalı Petrografik ve Kimyasal Özellikleri, Uygulamalı Yerbilimleri, 1, 111-120.
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Sheppard, S.M.F., Upreti, B.N., Vidal, P., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. Tectonophysics 134, 39–57.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. ve Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Blackwell, Oxford.
- Ludwig, K.R., 2008, Isoplot 3.60. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4, 77 p.
- Mason, P.R.D., Downes, H., Thirlwall, M.F., Seghedi, I., Szakács, A., Lowry, D., Matter, D., 1996. Crystal assimilation as a major petrogenetic process in the East Carpathian Neogene and Quaternary continental margin arc, Romania. Journal of Petrology 37, 927–959.

- Miller, C.F., 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? Journal of Geology 93, 673–689.
- Miyazaki, K., 2004. Low-P–high-T metamorphism and the role of heat transport by melt migration in the Higo Metamorphic Complex, Japan. Journal of Metamorphic Geology 22, 793–809.
- Moix, P., Beccaleto, L., Kozur, H.W., Hochard, C., Rosselet, F., Stampfli, G.M., 2008. A new classification of the Turkish terranes and its implication for paleotectonic history of the region. Tectonophysics 451, 7–39
- Montel, J.M., Vielzeuf, D., 1997. Partial melting of metagreywackes, part II. Compositions of minerals and melts. Contributions to Mineralogy and Petrology 128, 176–196.
- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., 2010. Comparative evolution of the Iapetus and Rheic oceans: a North America perspective. Gondwana Research 17: 482–499.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N., 2010. The evolution of the Rheic Ocean. Gondwana Research 17, 194–222.
- Nebert, K., 1961, Kelkit Çayı ve Kızılırmak (Kuzeydoğu Anadolu) nehirleri mecrası bölgelerinin jeolojik yapısı: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Derg., 57, 149.
- Okay, A. I. 2000. Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J. A. D. (eds) Tectonics and Magmatism in Turkey and the surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications, 173, 25–41.
- Okay, A. I. ve Şahintürk, O., 1997. Geology of the Eastern Pontides, In: A. G. Robinson, (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Mem, 68, 291–311.
- Okay, A. I. ve Şahintürk, O., 1997. Geology of the Eastern Pontides, In: A. G. Robinson, (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Mem, 68, 291–311.
- Okay, A. I. ve Şahintürk, O., Yakar, H., 1997. Pulur yöresinin stratigrafisi ve tektoniği (Bayburt, Doğu Pontidler). MTA Dergisi 119, 1–22
- Okay, A. I., 1996. Granulite facies gneisses from the Pulur region, Eastern Pontides. Turkish Journal of Earth Sciences 5, 55–61.
- Okay, A. I., Göncüoğlu, M. C. 2004. Karakaya Complex: a review of data and concepts. Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 77–95.
- Okay, A., Leven, E.J., 1996. Stratigraphy and paleontology of the Upper Paleozoic sequences in the Pulur (Bayburt) region, Eastern Pontides. Turkish Journal of Earth Sciences 5, 145–155.

- Okay, A., Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Sérane, M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications 156, 475–515. Osborn, E.E. 1959. Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magmas. *American Journal of Science* 257: 609–647.
- Okay, A.I., 1984. The geology of the Ağvanis metamorphic rocks and neighboring formations. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 99/100, 16-36.
- Okay, A.I., Monié, P., 1997. Early Mesozoic subduction in the Eastern Mediterranean: evidence from Triassic eclogite in northwest Turkey. *Geology* 25, 595–598.
- Okay, A.I., Monod, O., Monié, P., 2002. Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Palaeo-Tethyan subduction. *Lithos* 64, 155–178.
- Okay, A.I., Noble, P.J., Tekin, U.K., 2011. Devonian radiolarian ribbon cherts from the Karakaya Complex, Northwest Turkey: Implications for Paleo-Tethyan evolution. *Comptes Rendus Palevol* 10, 1–10.
- Okay, A.I., Satır, M., Siebel W., 2006. Pre-Alpide Palaeozoic and Mesozoic orogenic events in the Eastern Mediterranean region. *Geological Society*, London, Memoirs, 32, 389– 405.
- Okay, A.I., Siyako, M., Bürkan, K.A., 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of İstanbul* 44, 191– 256.
- Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monié, P., Metzger, R., Akyüz, S., 1996. Paleoand Neo-Tethyan events in Northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In: Yin, A., Harrison, M. (Eds.), *Tectonics of Asia*, Cambridge University Press, pp 420-441.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümege, M. Ve Tekeli, O., 1980. Amasya-Turhal Arasındaki Bölgenin Jeolojisi, MTA Rap. No: 6722.
- Özdoğan, K., 1983. Gümüşhane İli-Kale Bucağı Çevresinin Jeolojisi ve Tektoniği, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Özdoğan, K., 1992. Karadağ (Torul-Gümüşhane) ve Yakın Çevresinin Jeolojisi-Mineraolojisi-Petrografisi ve Maden Zuhurlarının Genetik İncelenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Özer, E., 1984. Bayburt (Gümüşhane) yöresinin jeolojisi. *Karadeniz Teknik Üniversitesi Dergisi, Jeoloji*, 3/1-2, 77-89.
- Özsayar, T., Gedikoglu, A. ve Pelin, S. 1981. Artvin Yöresi Yastık-Lavların Yaşına İlişkin Paleontolojik Veriler, KTÜ. *Yerbilimleri Dergisi*, 1, 38-42.
- Patiño Douce, A.E., ve Jonston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoid and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 202-218.

- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25, 956–983.
- 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) Güneydogu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelenmesi, K.TÜ. Yayinlari, 87, 103s, Trabzon.
- Petrford, N., Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. Journal of Petrology 37, 1491–1521.
- Pickett, E., Robertson, A. H. F. 1996. Formation of the Late Paleozoic– Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by Palaeotethyan subduction– accretion. Journal of the Geological Society, London, 153, 995–1009.
- Pickett, E.A., Robertson, A.H.F., 2004. Significance of the volcanogenic Nilüfer Unit and related components of the Triassic Karakaya Complex for Tethyan subduction/accretion processes in NW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 12, 97–144.
- Rapp, R. P., Watson, E. B., Miller, C. F., 1991. Partial melting of amphibolite, eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. Precambrian Res 51, 1–25
- Robertson AHF, Dixon JE., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon JE, Robertson AHF (eds) The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications 17:1–74
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E.A., Sharp, I., Ustaömer, T., 1996. Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic–Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. In: Morris, A. & Tarling, D.H. (eds) Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications 105, 239–263.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., 2012. Testing Alternative Tectono-Stratigraphic Interpretations of the Late Palaeozoic–Early Mesozoic Karakaya Complex in NW Turkey: Support for an Accretionary Origin Related to Northward Subduction of Palaeotethys. Turkish Journal of Earth Sciences 21: 961–1007.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Dixon, J.E., 2004. Testing models of Late Palaeozoic–Early Mesozoic orogeny in W Turkey: Support for an evolving open-Tethys model. Journal of the Geological Society, London 161, 501–511.
- Robinson, A.G., Banks, C.J., Rutherford, M.M., Hirst, J.P.P., 1995. Stratigraphic and structural development of the eastern Pontides, Turkey. Journal of the Geological Society of London 152, 861–872.

- Rojay, B., 1993. Tectonostratigraphy and Neotectonic Characteristics of the Southern Margin of Merzifon-Suluova Basin (Central Pontides, Amasya), Phd Thesis, Middle East Technical University, Ankara.
- Saydam Ç., Korkmaz S., 2002. Petrographic Properties of Late Cretaceous Sedimentary Deposits in Gümüşhane (NE-Turkey), *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beihefte zum European Journal of Mineralogy* vol. 14, 141 pp., Hamburg, Germany.
- Schultze-Westrum, H.H. 1961. Giresun Civarındaki Aksu Deresinin Jeolojik Profili, Kuzeydoğu Anadolu’da Doğu Pontus Cevher ve Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları ile İlgili Mütealalar, *MTA Dergisi*, 57, 63-71.
- Searle, M.P., Parrish, R.R., Hodges, K.V., Hurford, A., Ayres, M.W., Whitehouse, M.J., 1997. Shisha Pangma leucogranite, south Tibetan Himalaya: field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. *Journal of Geology* 105, 295–317.
- Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi Yayını, İstanbul.
- Shand, S.J., 1947. Eruptive rocks, their genesis, compositions, classifications and their relation to ore-deposits. 3rd.edition J Wley Sons New York, 448p.
- Simonovic, R., 1972. Yusufeli-Öğdem-Madenköy-Tortum Gölü ve Ercis arasındaki bölgenin jeolojisi. *MTA Raporu*, No: 502, Ankara.
- Sipahi, F., 2005. Zigana Dağı (Torul-Gümüşhane) volkanitlerindeki hidroterma ayrışmaların mineraloji ve jeokimyası, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Sipahi, F., 2011. Formation of Skarns at Gümüşhane (Northeastern Turkey). *Neues Jahrbuch für Mineralogy-Abhandlungen*, 188, 2, 169-190.
- Sipahi, F., Sadıklar, M.B. ve Şen C., 2013. The Geochemical and Sr-Nd isotopic Characteristics of Murgul (Artvin) Volcanics in the Eastern Black Sea Region (NE Turkey). *Chemie der Erde/Geochemistry*, DOI:10.1016/j.chemerDOI: 10.1016/j.chemer.2013.08.005.
- Springer, W., Seck, H.A., 1997. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127, 30 45.
- Stacey, J.S., and Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T.R., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from “primitive” metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 352–370.
- Stevens, G., Villaros, A., Moyen, J.F., 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology* 35, 9–12.

- Streckeisen, A. 1976. To Each Plutonic Rock Its Proper Name, Earth Science Review, 12, 1-33.
- Sun, S. ve McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalt: Implications for Mantle Composition and Processes, In: A. D. Saunders ve M.J. Norry, (eds.), Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites, Lithos 45, 29-44.
- Şahin, S. Y., Güngör, Y. ve Boztuğ, D., 2004. Comparative petrogenetic investigation of Composite Kaçar Batholith granitoids in Eastern Pontide magmatic arc, Northern Turkey. Earth Planets Space, 56, 429-446
- Şen, C. 2000. Doğu Pontid Alkalen Provensine (KD, Türkiye) ait Eosen Sonrası Kayaçlar İçerisinde Bulunan Ultramafik Nodüllerin Petroğrafisi, Mineralojisi ve Kimyası, Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, Mayıs, Ankara, Bildiri Özleri Kitabı, 1, 55-66.
- Şen, C., 2007. Jurassic Volcanism in the Eastern Pontides: Is It Rift Related or Subduction Related Turkish Journal of Earth Sciences, 16, 523-539.
- Şen, C., Arslan, M. ve Van. A. 1998. Doğu Pontid (Kd Türkiye) Eosen (?) Alkalen Volkanik Provensinin Jeokimyasal ve Petrolojik Karakteristikleri, Tübitak Yayınları, Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 231-239.
- Şen, C., Arslan, M. ve Van. A. 1998. Doğu Pontid (Kd Türkiye) Eosen (?) Alkalen Volkanik Provensinin Jeokimyasal ve Petrolojik Karakteristikleri, Tübitak Yayınları, Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 231-239.
- Şen, C., Dunn, T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. Contribution 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., Cin, A., Rowley, D.B., and Nie, S-Y., 1993. Space-time patterns of magmatism along the Tethysides: a preliminary study. The Journal of Geology 101: 51- 84.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Sungurlu, O., 1984. Tectonics of theMediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleotethys. In: Dixon, J.E.,
- Taslı, K., 1984. Hamsiköy (Trabzon) Yöresinin Jeolojisi, K.Ü., Dergisi, 3, 69-76.
- Taslı, K., 1990. Gümüşhane-BayburtYörelerindeki Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Karbonat İstiflerinin Stratigrafisi ve Mikropaleontolojik İncelemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

- Tekeli, O., 1981. Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. Geology 9, 68–72.
- Temizel, İ. ve Arslan, M. 2009. Mineral Chemistry and Petrochemistry of Post-Collisional Tertiary Mafic to Felsic Cogenetic Volcanics in the Ulubey (Ordu) Area, Eastern Pontides, NE Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 18, 29-53.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980. Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan bölgenin stratigrafisi, TJK Bülteni, 23, 2. 179-191.
- Thompson, A.B., Connolly, J.A.D., 1995. Melting of the continental crust: some thermal and petrologic constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. Journal of Geophysical Research 100, 15565–15579.
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical and volcanic history of the Gümüşhane region (NE Turkey). Doktora Tezi, University of College, London.
- Topuz, G. ve Altherr, R., 2004. Pervasive Rehydration of Granulites During Exhumation: Example from the Pulur Complex, Eastern Pontides, Turkey, Mineralogy and Petrology, 81, 165-185.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O., Schwarz, W.H., 2004b. Aluminous granulites from the Pulur complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallization. Lithos 72, 183–207.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M. and Schwarz, W., 2001, Age and metamorphic conditions of low-grade metamorphism in the Pulur Massif, NE Turkey, Fourth International Turkish Geology Symposium (ITGS IV), September 24– 28, Adana-Turkey, p. 215.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M., Schwarz, W.H., 2004a. Low-grade metamorphic rocks from the Pulur complex, NE Turkey: implications for the pre-Liassic evolution of the Eastern Pontides. International Journal of Earth Sciences 93, 72–91.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Dokuz, A., Meyer, H.P., 2007. Variscan amphibolitefacies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex, Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey. International Journal of Earth Sciences 96, 861–873.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Satır, 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., Siebel, W., Schwarz, W.H., Zack, T., Hasözbek, A., Barth, M., Satır, M., Şen, C., 2010. Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane pluton (NE Turkey). Lithos 116, 92–110.
- Topuz, G., Okay, A.I., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Zack, T., Satır, M. ve Şen, C., 2011. Post-collisional Adakite-like Magmatism in the Ağvanis Massif and Implications for the Evolution of the Eocene Magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey), Lithos, 125, 131-150.

- Tunçdemir, V., 2012. Demirözü (Bayburt) Permo-Karboniferi: kırıntılı kayaçların petrografik ve jeokimyasal incelemesi. Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü 93 s.
- Turan, M., 1996. Şiran (Gümüşhane) Doğu Yöresinin Tektonik Özellikleri. KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü 30 Yıl Sempozyumu Bildirileri, Trabzon, 275-292.
- Turhan, N., Okuyucu, C., Göncüoğlu, M.C. 2004. Autochthonous Upper Permian (Midian) carbonates in the western Sakarya Composite Terrane. Geyve area, Turkey. Preliminary data. Turkish Journal of Earth Sciences 13, 215–230.
- Türk-Japon Ekibi, 1985. The Republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Phase 1 Metal Mining Agency of Japan.
- Tüysüz, O. 1990. Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: the Kargı Massif, northern Turkey. Tectonics, 9, 141–160.
- Tüysüz, O., 1996. Amasya ve Çevresinin Jeolojisi, Türkiye 11. Petrol Kongresi Bildirileri, 32-48.
- 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.
- Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 2010. Late Palaeozoic–Early Cenozoic tectonic development of the Eastern Pontides (Artvin area), Turkey: stages of closure of Tethys along the southern margin of Eurasia. Geological Society, London, Special Publications 340: 281–327.
- Van, A., 1990. Doğu Pontid Kuşağında Artvin Bölgesinin Jeokimyası, Petrojenezi ve Masif Mineralizasyonları, Doktora Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Vielzeuf, D., Hollaway, J. R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: Consequences for crustal differentiation. Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 257-276
- Vielzeuf, D., Montel, J.M., 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. Contributions to Mineralogy and Petrology 117, 375–393.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 79, 169–181.
- 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.

- Yalçınalp, B., 1992. Güzelyayla (Maçka-TRABZON) Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesinin Jeolojik Yerleşimi ve Jeokimyası, Doktora Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Yılmaz, A., Yılmaz, H., 2004. Geology and structural evolution of the Tokat Massif (Eastern Pontides, Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences 13, 231-246
- Yılmaz, C. ve Kandemir, R., 2003. Şenköy Formasyonu: yeni bir formasyon adlaması. 3.stratigrafi çalıştayı bildiri özleri, Ankara, 14.
- Yılmaz, C., 1985. Kelkit (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Yılmaz, C., 1993. Accumulation Rates of Jurassic-Lower Cretaceous Sediments in the Southern Zone of the Eastern Pontides (NE Turkey), Giornale di Geologia, 55, 2, 131-145.
- Yılmaz, C., 1995. Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Alt Jura Çökellerinin Fasiyes ve Ortamsal Nitelikleri (KD Türkiye), Yerbilimleri, 26, 119-128.
- Yılmaz, C., 2002. Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri, Türkiye Jeoloji Bülteni, 45, 1, 141-165.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1996. Space and Time Relations of Three Plutonic Phases in the Eastern Pontides, Turkey, International Geology Review, 38, 935-956.
- Yılmaz, Y., 1972. Petrology and structure of the Gümüşhane granite and surrounding rocks, North-Eastern Anatolia, Ph. D. Thesis, Univ. London, 260 p.
- Yılmaz, Y., 1973. Gümüşhane Granitinin Yerleşmesi. Cumhuriyet'in 50 Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 485-490.
- Yılmaz, Y., 1976. Geochemical Study of the Gümüşhane Granite, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, 39, 3-4, 173-203.
- Yılmaz, Y., Sedar, H.S., Genç, C., Yiğitbaş, E., Gürer, O. F., Emas, A., Yıldırım, M., Bozcu, M., Gürpınar, O., 1997a. The geology and evolution of the Tokat Massif, south-central Pontides, Turkey. International Geology Review 39, 365-382.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C., 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region: AAPG Memoir 68, 183-226.
- Yücel C., Arslan M., Temizel İ., Abdioğlu Yazar E., Ruffet G., 2017. Evolution of K-rich Magmas Derived from a net Veined Lithospheric Mantle in an Ongoing Extensional Setting: Geochronology and Geochemistry of Eocene And Miocene Volcanic Rocks from Eastern Pontides Turkey, Gondwana Research 45,65-86.

- Zankl, H. 1962. Magmatismus und Bauplan des Ostrpontischen Gebirges im Querprofil des Harşit-Tales, Bayerische Akademie der Wissenschaften. Abhandlungen. Neue Folge, Heft, München, 109, 61-90
- Zen, E., 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. Contributions to Mineralogy and Petrology 27, 1095–1117.



ÖZGEÇMİŞ

Elif KÜLEKÇİ, 1986 yılında Kahramanmaraş'ın Elbistan İlçesinde doğdu. 1998 yılında Ekinözü Pansiyonlu İlköğretim Okulu'ndan, 2001 yılında Ekinözü Yunus Emre Ortaokulu'ndan, 2004 yılında Ekinözü Çok Programlı Lise'sinden mezun olmuştur. 2008 yılında Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Lisans öğrenimine başladı. 2012 yılında mezun olarak 'Jeoloji Mühendisi' unvanını aldı. 2013 yılında Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde Yüksek Lisans öğrenimine başladı. Lisan ve yüksek lisans eğitimi boyunca Başbakanlık Bursu ayrıca proje süresince de TÜBİTAK bursu almıştır. Evli ve bir kız çocuğu sahibidir. Yabancı dili İngilizce'dir.

BAŞLICA YAYINLARI;

Dokuz, A., Külekçi, E., Aydınçakır, E., Kandemir, R., Alçiçek, M. C., Pecha, M. E., Sünnetçi, K., 2017b. Cordierite-bearing strongly peraluminous Cebre Rhyolite from the eastern Sakarya Zone, NE Turkey: constraints on the Variscan orogen, Lithos 278–281, 285–302.

Dokuz, A., Külekçi, E., Aydınçakır, E., Kandemir, R., Alçiçek, M. Cihat., Sünnetçi, K., 2016. Kordiyerit İçeren Güçlü Peralümin Riyolitler, Doğu Pontidler: Variskan Orojenezi Üzerine Sınılandırmalar. 7th Geochemistry Symposium, 16–18 Mayıs, 2016, Antalya, Bildiri Özetleri, Türkiye, 230s.

Dokuz, A., Külekçi, E., Tunçdemir, V., Kandemir, R., Sünnetçi, K., Ulutaş, A., Aydınçakır, E., Alçiçek, M. Cihat., 2015. Demirozü (Bayburt) Yöresi Üst Paleozoyik Kırıntılı Tortul Kayaçlarının Petrografisi ve Jeokimyası. 68. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 06-10 Nisan, 2015, 24-25s.