

T.C
TUNCELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ORDU GÜNEY'İNDE ÇAMBAŞI YAYLASI VE BEKTAŞYAYLA İNTRÜZİF
KAYAÇLARININ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ PETROLOJİSİ VE JEOTERMOKRONOLOJİ
YÖNTEMİYLE İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Gülşah ELİNÇ

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

DANIŞMAN

Prof. Dr. Durmuş BOZTUĞ

TEMMUZ-2013

T.C
TUNCELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ORDU GÜNEY'İNDE ÇAMBAŞI YAYLASI VE BEKTAŞYAYLA İNTRÜZİF
KAYAÇLARININ ⁴⁰Ar/³⁹Ar PETROLOJİSİ VE JEOTERMOKRONOLOJİ
YÖNTEMİYLE İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Gülşah ELİNÇ

101105101

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih :

Tezin Savunulduğu Tarih :

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Durmuş BOZTUĞ (T.Ü.)

Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Orhan KARSLI (R.Ü.)

Yrd. Doç. Dr. Özlem ERDEM (T.Ü.)

TEMMUZ 2013

Gülşah Elinç tarafından hazırlanan ORDU GÜNEY’İNDE ÇAMBAŞI YAYLASI VE BEKTAŞYAYLA İNTRÜZİF KAYAÇLARININ ⁴⁰Ar/³⁹Ar PETROLOJİSİ VE JEOTERMOKRONOLOJİ YÖNTEMİYLE İNCELENMESİ adlı bu tezin Yüksek Lisans tezi olarak uygun olduğunu onaylıyorum.

Prof. Dr. Durmuş Boztuğ

Tez Yöneticisi

Bu çalışma, jürimiz tarafından oy birliği/oy çokluğu ile Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir. Bu tez, Tunceli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygundur.

Başkan : Prof. Dr. Durmuş Boztuğ (T.Ü)

Üye : Prof. Dr. Orhan KARSLI (R.Ü)

Üye : Yrd. Doç. Dr. Özlem ERDEM (T.Ü)

Tarih :

ÖNSÖZ

Bu çalışma, T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Programı kapsamında, Sayın Prof. Dr. Durmuş BOZTUĞ'un danışmanlığında gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmanın hazırlanmasında desteğini ve katkısını gördüğüm Sayın hocam Prof. Dr. Durmuş BOZTUĞ'a

T.U. Bergakademie Freiberg Jeoloji Enstitüsü Laboratuvarlarındaki (Sachsen-Germany) çalışma olanaklarından yararlanmamı sağlayan Prof. Dr. Lothar RATSCBAHER'e ve büyük desteğini gördüğüm Dr. Reymond C. JONCKHEERE'ye,

Katkı ve yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Orhan KARSLI'ya, Yrd Doç. Dr Taner EKİCİ'ye, Yrd Doç. Dr Nazmi OTLU'ya, Hayatımın bütün aşamasında her zaman beni destekleyen ve tezimi hazırlamam esnasında manevi desteğiyle beni hiçbir zaman yalnız bırakmayan aileme,

Teşekkür ederim.

Gülşah ELİNÇ

Tunceli, 2013

ÖZET

Kuzeydoğu Türkiye’de, ilk kez kapsamlı jeokronolojik çalışmalarla incelenen asidik granitoidlerin orijini ve jeodinamik süreçlerinin irdelenmesi için, Doğu Pontidler’in kuzey kesimi boyunca, yüzeylenmiş sokulumların, mineral bileşimleri, tüm kayaç ve radyometrik yaş içerikleri araştırılmıştır. Porfirlerden alınan kayaçların, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemi ile elde edilen yaş, 44.50 ± 0.35 ila 81.12 ± 0.25 milyon yıl arasındadır.

Asidik bileşimli intrüzif kayaçlar, kuvars siyeniti, kuvars monzonit ve monzodiyorit oluşmaktadır. Genellikle I-tipi granitoid karakterli olup, metaluminden peralumin karaktere doğru değişim gösterirler. Kalk-alkalen, yüksek potassik kalk-alkalen ve şoşonitik kimyasal özelliklidirler. Söz konusu kayaçlar; (1) büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerce (BİYLE) (Rb, Ba ve Th), hafif nadir toprak elementlerce (HNTE) zenginleşme ve yüksek alan enerjili elementlerce (YAEE) (Nb, Sm ve Yb) tüketilme, (2) negatif Nb ve Ti anomalileri ve (3) önemli bir negatif Eu anomalisi göstermemektedirler. Bu kayaçlar, mafik alt kabuk türevli ergiyik kompozisyonu ve litosferik manto türevli ergiyiklerle uyumludurlar.

Tüm jeokimyasal veriler, bölgesel jeolojik veriler ile birleştirildiğinde, Doğu Pontid mafik alt kabuğunun, Geç Kretase ve Geç Paleosen arasında, kıta-kıta çarpışması sonucu kalınlaştığını, bu kayaçların ise, Geç Kretase sürecindeki yay gerisi ekstansiyonu boyunca ve Erken Eosen sürecinde, kıta-kıta çarpışma sürecini takip eden genişlemeli rejim döneminin ilk safhasında, mafik alt kıtasal kabuğun ve litosferik mantonun kısmi ergimesiyle oluşmuş hibrit ergiyiklerin sokulumu neticesinde oluştuklarını ortaya koymaktadır.

Anahtar Kelimeler: Jeokronoloji, mafik alt kıtasal kabuk, litosferik manto, granitoidler, Doğu Pontidler, KD Türkiye

Abstract

Whole-rock, mineral compositions, and dating of the granitoids from the Eastern Pontides were investigated to understand their origin and geodynamic processes. The obtained age data by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ range from 44.50 ± 0.35 to 81.12 ± 0.25 Ma

The intrusives are consist of quartzsyenite, quartzmonzonite and monzodiorite. They have I-type, metaluminous to peraluminous features. All the samples show calc-alkaline, high-K calc-alkaline to shoshonitic characters. The granitoids have; (1) enrichments of large ion lithophile elements (LILE) (Rb, Ba ve Th), light rare earth elements (LREE) and depletion of high field strange elements [(HFSE) (Nb, Sm ve Yb)], (2) negative Nb and Ti anomalies and (3) significant negative Eu anomalies.

All the geochemical data combined with regional data, mafic lower crust beneath the Eastern Pontides was thickened by continent-continent collision during late Cretaceous to late Paleocene and then during late Cretaceous, the granitoids generated by hybrid melts derived from partial fusion of mafic lower continental crust and lithospheric mantle and soon after continent-continent collision, in early phase of a post-collision extensional regime during early to middle Eocene time.

Keywords: Geochronology, adakites, mafic lower continental crust, lithospheric mantle, granitoids, Eastern Pontides, NE Turkey

İÇİNDEKİLER

| | <u>SAYFA NO</u> |
|--------------------------------------|-----------------|
| ÖNSÖZ | IV |
| ÖZET | V |
| SUMMARY | VI |
| İÇİNDEKİLER | VII |
| ŞEKİLLER LİSTESİ | X |
| ÇİZELGELER LİSTESİ | XIII |
| KISALTMALAR LİSTESİ | XIV |
| 1. GİRİŞ | 1 |
| 1.1.Çalışma Alanının Coğrafik Konumu | 1 |
| 1.2. Çalışmanın Amacı | 1 |
| 1.3. Önceki Çalışmalar | 2 |
| 2.ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ | 12 |
| 2.1. Arazi Çalışmaları | 12 |
| 2.2. Laboratuvar Çalışmaları | 12 |
| 2.2.1. Tüm Kayaç Jeokimyası | 13 |

| | |
|---|----|
| 2.2.2. Mineral Ayırma, Epoksi ve Parlatma İşlemleri | 13 |
| 2.2.3. ^{40}Ar - ^{39}Ar Jeotermokronoloji Çalışmaları | 23 |
| 2.2.4. Apatit Fission-Track Jeotermokronoloji Çalışmaları | 24 |
| 3.ÇAMBAŞI YAYLASI KUVARS SİYENİTİ VE BEKTAŞYAYLA KUVARS MONZONİTİ'NİN JEOLojİK KONUMU, MİNERALojİK-PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ | 25 |
| 3.1. Jeolojik Konum | 25 |
| 3.2. Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Özellikler | 28 |
| 3.2.1. Çambaşı Siyeniti ve Bektaşyayla Kuvars Monzoniti | 28 |
| 3.2.2. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti ve Kayabaşı Kuvars Monzoniti | 34 |
| 3.3. Jeokimyasal Karakteristikler | 35 |
| 3.3.1. Ana Element Jeokimyası | 35 |
| 3.3.2. Eser Element Jeokimyası | 35 |
| 3.4. ÇAMBAŞI VE BEKTAŞYAYLA GRANİTOYİTLERİNİN $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ YAŞLANDIRMASI | 43 |
| 3.4.1. Bektaşyayla Kuvars Monzodiyoriti | 44 |
| 3.4.2. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti | 48 |
| 3.4.3. Çambaşı Siyeniti | 52 |
| 3.4.4. Kayabaşı Kuvars Monzoniti | 54 |

| | |
|--------------------------------------|----|
| 3.5. FİSSİON-TRACK YAŞ TAYİNİ | 59 |
| 3.5.1. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti | 60 |
| 3.6. JEODİNAMİK EVRİM | 61 |
| 4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER | 63 |
| 5. KAYNAKLAR | 66 |
| ÖZGEÇMİŞ | 73 |

SEKİLLERLİSTESİ

| | <u>SAYFA NO</u> |
|---|------------------------|
| Şekil 1.1 İncelenen granitoyid kayaların Doğu Pontidlerdeki lokasyonları | 2 |
| Şekil 2.1. Cumhuriyet Üniversitesi Bilyalı değirmeni | 15 |
| Şekil 2.2. TU Bergakademie Freiberg’den Jeoloji Mühendisliği laboratuvarındaki manyetik separatörün genel görünümü | 16 |
| Şekil 2.3. B1 örneğinden seçilen biyotit minerali. | 18 |
| Şekil 2.4. B1 örneği apatit minerali | 19 |
| Şekil 2.5. Struers marka vakum makinesi. | 20 |
| Şekil 2.6. Memmert marka fırın. | 20 |
| Şekil 2.7. Ultrasonik banyo ve parlatma kalıplarının kağıt havluda durulanması. | 21 |
| Şekil 2.8. Dia Duo 6 µm, Dia Duo 3 µm, Dia Duo 1µm elmas zerrecikleri içeren aşındırma jeli. | 22 |
| Şekil 2.9. Struel RotoPol RPM 130 marka parlatma makinesi | 22 |
| Şekil 2.10. Struers Marka kesme makinesi. | 23 |
| Şekil 2.11. İz sayımı yapılmadan önce bilgisayar ekranındaki görünüm. | 25 |
| Şekil 3.1. Türkiye’nin ana tektonik hatları ve inceleme alanının bu tektonik hatlar üzerindeki yeri. | 26 |
| Şekil 3.2. Bektaşyayla çambaşı yöresinin jeoloji haritası ve enine jeolojik kesitleri. | 28 |
| Şekil3.3. Çambaşı siyeniti ve Bektaşyayla kuvars monzonitinin genel görünümü. | 30 |
| Şekil 3.4. Apatit mineralinin tek ve çift nikoldeki görünümleri. | 31 |
| Şekil3.5. Biyotit mineralinin çift ve tek nikoldeki görünümleri. | 31 |

| | |
|--|----|
| Şekil 3.6. Bektaşyayla Kuvars Monzoniti ince kesitinden genel görünüm. | 32 |
| Şekil 3.7. Lata şekilli Plajiyoklaz minerallerinin tek ve çift nikoldeki görünümü. | 32 |
| Şekil 3.8. Apatit mineralinin tek ve çift nikoldeki görünümü. | 33 |
| Şekil 3.9. Serizitleşme gösteren plajiyoklaz mineralinin tek ve çift nikoladaki görünümü. | 33 |
| Şekil 3.10. Titanit mineralinin tek ve çift nikoldeki görünümü. | 34 |
| Şekil 3.11. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti'nin mikroskopik görünümleri. | 35 |
| Şekil 3.12. Bektaşyayla ve Çambaşı granitoidlerinin toplam alkali içeriklerine karşın SiO_2 diyagramındaki (Middlemost, 1994) sınıflanmaları. | 40 |
| Şekil 3.13. Bektaşyayla ve Çambaşı granitoidlerinin; a : Alkali doygunluk indeksine karşın SiO_2 diyagramındaki, b : $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{NaO} + \text{K}_2\text{O}$ (molar) değerine karşın alkali doygunluk indeksi diyagramındaki (Maniar ve Piccoli, 1989), c : K_2O içeriklerine karşın SiO_2 değişim diyagramlarındaki (Peccerillo ve Taylor, 1976) dağılımları. | 41 |
| Şekil 3.14. Doğu Pontidlerin kuzey kesimindeki Bektaşyayla ve Çambaşı plütonlarının; a : SiO_2 içeriklerine karşın Al_2O_3 içerikleri, b : SiO_2 içeriklerine karşın Na_2O içerikleri, c : SiO_2 içeriklerine karşın MgO içerikleri, d : SiO_2 içeriklerine karşın CaO içerikleri, e : SiO_2 içeriklerine karşın K_2O içerikleri, f : SiO_2 içeriklerine karşın toplam demir oksit içerikleri, g : SiO_2 içeriklerine karşın Sr/Y oranları. Olivin + klinopiroksen + plajiyoklas + hornblend + titanomagnetit içeren düşük basınç fraksiyonel kristallenme (DBFK) yönsemesi Castillo ve diğ. (1999) ve garnet içeren yüksek basınç fraksiyonel kristallenme (YBFK) yönsemesi Macpherson ve diğ. (2006)'dan alınmıştır. | 42 |
| Şekil 3.15. Bektaşyayla ve Çambaşı granitoidlerinin $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ oranına karşın $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ oranı değişim diyagramındaki yerleri. Deneysel olarak üretilmiş pelit, grovak ve amfibolit ergiyiği alanları Patiño Douce (1999)'dan alınmıştır. | 43 |
| Şekil 3.16. B1 ve B2 örneklerinden seçilen biyotit mineralleri. | 45 |
| Şekil 3.17 B4 örneğinden seçilen biyotit mineralleri. | 48 |
| Şekil 3.18. B6 örneğinden seçilen biyotit mineralleri. | 50 |
| Şekil 3.19. B9 örneğinden seçilen biyotit mineralleri | 51 |
| Şekil 3.20. C6 örneği ve C4 örneğinden seçilen biyotit mineralleri. | 57 |
| Şekil 3.21. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoritinden B1 örneğinden alınan apatit minerali. | 60 |

Şekil 3.22. Doğu Pontidlerde, Bektaşyayla ve Çambaşı granitoidlerinin; Batchelor ve (1985) tektonik ayırtma diyagramındaki yerleri. $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ olarak tanımlanmıştır 62

TABLolar DİZİNİ

SAYFA NO

| | |
|--|----|
| Tablo 3.1. Bektaşayla kuvars monzoniti eser ve nadir toprak element analiz sonuçları | 37 |
| Tablo 3.2. Çambaşı Kuvars siyenitinin eser ve nadir toprak element içerikleri | 38 |
| Tablo 3.3. Bektaşayla Kuvars Monzodiyoritinin B1 örneğinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri | 46 |
| Tablo 3.4. B2 minerali için $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma yaşlandırması verileri | 47 |
| Tablo 3.5. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoritinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri | 49 |
| Tablo 3.6. B6 örneği $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri. | 51 |
| Tablo 3.7. Çambaşı Siyenitinin B9 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri | 53 |
| Tablo 3.8. C11 örneğinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma yaşlandırması verileri | 55 |
| Tablo 3.9. C4 örneği örneğinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri | 56 |
| Tablo 3.10. C6 Örneğinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma yaşlandırması verileri | 58 |
| Tablo 3.11. B4 örneğinin apatit fission-track jeotermokronoloji yaşı | 60 |

KISALTMALAR

Ku : kuvars

Or: ortoklaz

Plj: plajiyoklaz

Bi: biyotit

LREE: Hafif nadir toprak elementler

HREE: Ağır nadir toprak elementler

MREE: orta nadir toprak elementler

REE: Nadir toprak element

MME: mafik magmatik enklav

UP: Manyetik olmayan

MP: Manyetik

LM: Hafif mineral

HM: Ağır mineral

A: Yaş

1.GİRİŞ

Yüksek lisans tez çalışması kapsamında gerçekleştirilen bu çalışmada, inceleme alanının coğrafik konumu, çalışmanın amacı ve önceki çalışmalar aşağıda verilmiştir.

1.1. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu

Çalışma alanı kapsamında Karadeniz bölgesinde, Ordu ilinin güneyinde yüzeyleyen Çambaşı Kuvars Siyeniti , Kayabaşı Kuvars Monzoniti, Bektaşayla Kuvars Monzoniti ve Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti yer almaktadır.

Çalışma alanı içerisinde başlıca yerleşim yeri yayla niteliğinde olarak Çambaşı yaylası (1850 metre yükseklikte) , Bektaşayla (1600 metre yükseklikte), Kullakkaya yaylası, Melikli obası yaylası, Kurttepe bulunmaktadır.

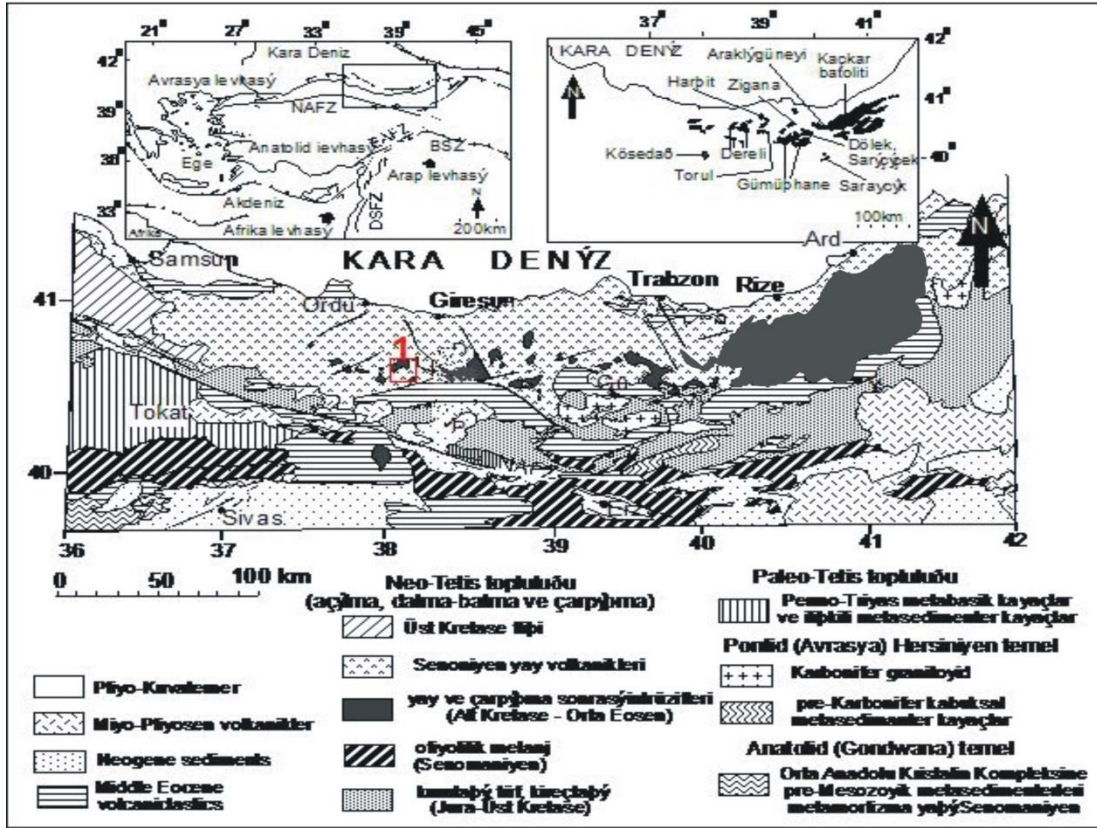
Çalışma sahasında yer alan Çambaşı yaylası Yokuş dibi beldesi sınırları içerisinde yer almaktadır. Çambaşı yaylası alanı en geniş yaylalardan biri olarak yayla turizminin geliştiği, alabalık tesislerinin, kayak merkezlerinin bulunduğu yayladır. Bektaşaylasında temmuz ayında yapılan Uluslararası Bektaşayla Festivali ve kayak merkezleri oldukça çok turist çekmektedir. Çambaşı ve Bektaşayla'da Karadeniz iklimi görülmektedir. Hava o kadar soğuktur ki yazın bile üzerinize yorgan alırsınız. Suyu ve havası çok soğuktur. Halk burada geçimini hayvancılıkla sağlamaktadır.

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışma Doğu Pontid'deki tektonik süreçler ilişkisinde, bölgedeki intrüsv ve bu kayaların petrojenezlerini aydınlatmak için yeni toplam kayaç ve mineral kimyası analizlerini belirlemeyi amaçlamaktadır. Tüm bunlarla birlikte, granitoyit kayaçların hangi tektonik rejimde gelişmiş olabileceklerini tartışılması amaçlanmaktadır. Çalışmamız Avrasya plakası ile Torid-Anatolid bloğunun çarpışma zamanına sınırlayıcı bilgiler sağlanmayı amaçlamıştır.

Ayrıca Doğu Pontid granitoyitlerinden olan, Ordu ili güneyinde Çambaşı Kuvars Siyeniti ve Bektaşayla Kuvars Monzoniti'nin (Şekil 1.1) jeolojik konumları, mineralojik-petrografik özellikleri ve bu bölgelerden derlenecek kayaç örneklerinden alınan biyotit

mineralinde ^{40}Ar - ^{39}Ar yaş tayini ile soğuma yaşı, apatit mineralinde fission-track yaş tayini ile yüzeylenme yaşının belirlenmesi de amaçlanmıştır.



Şekil 1.1. İncelenen granitoid kayaçların Doğu Pontidlerdeki lokasyonları.

1.3. Önceki Çalışmalar

Daha önce yapılan çalışmalar incelendiğinde, aşağıda kısaca özetlenen çalışmaların varlığı görülmektedir.

Boztuğ (2001), Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzeyindeki Bektaşyayla-Çambaşı ve güneyindeki Su şehri (Sivas) yörelerinde yaptığı çalışmalarda Üst Eosen yaşlı alkalin ve trans alkalin birimlerinin, jenetik olarak birbirleri ile ilişkili ilksel bir alkalin magma kaynağından itibaren türemiş olabileceğini ve bu derinlik kayaçlarını oluşturan magma kaynağının Ankara-Erzincan suture zonu boyunca meydana gelen Anatolid-Pontid çarpışmasını takiben ve kenet zonunun her iki kesiminde de gelişen litosferik tabakalara ayrılmaya bağlı gerilme rejimi altında yükselen üst manto malzemesinin adiyabatik

dekompresyon mekanizması ile kısmi ergimeye uğraması sonucu meydana gelmiş olabileceğini ileri sürmüştür.

Boztuğ ve diğ. (2004), Doğu Pontid’lerde Dereli-Şebinkarahisar bölgesindeki granitoyitlerde apatit fission-track yöntemi ile yaptıkları çalışmada, yükselme profilindeki yaşları: Senoniyen’deki (80.7±3.2-62.4±2.5 My) yavaş yükselmeyi Avrasya kıtası altına Neo-Tetis dalma zonu üzerinde, çarpışma zonunun üst kesimlerine çarpışma ile ilişkili diyapirik yükselmeler olarak yorumlanmıştır. Bunu takiben Paleosen-Erken Eosen (57.4±2.4-47.8±2.4 My) süresince hızlı yükselişi, farklı yaşlı granitoyitlerin sıralanması, bileşimleri ve kabuk içerisine yerleşme seviyelerinin, Pontid (Avrasya) ve Anatolid (Gondwana) arasındaki çarpışma ile ilişkili olduğu belirtilmiştir.

Topuz ve diğ. (2010), Doğu Pontidin Lias öncesi önemli bir bileşeni olan Gümüşhane Plütону, yüksek potasyum kalk alkalın I tipi granodiyorit/granit karmaşığı ve bu plütunun doğu parçasında ve güney doğusunda lökogradit/granophyre ‘e biyotit-hornblend graniti boyunca kuzey doğusunda biyotit-hornblend granodiyoriti aralığında birleşik bir bölgeleme gösterdiğini öne sürerler. Araştırmacılar Çok sayıda mikro granüler kristalizasyon boyunca mafik ergimenin globüllerinin önceki oluşumunu gösterir ve Plütunun yerleşmesi geç erken karbonifer boyunca oluşmuş olup, U-Pb zirkon yaşları 324±6 Ma ve biyotit/hornblend $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 3204_4Ma olarak gösterdiğini ve Harker diyagramlarında, farklı tip kayalar örneklerinin yaş eğilimleri iyi tanımlanmış olduğunu belirtmiştir. Araştırmacı artan SiO_2 , bol olan TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, MnO , MgO , CaO , P_2O_5 ve Sc azalırken K_2O ve Rb artar ve ancak Sr, Ba, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$ Sr/Y ve TOPLAM REEs vs. SiO_2 farklı gruplandırmalar, basit bir fraksiyonel kristalizasyon tarafından açıklanmış olmayabildiğini (Kondrit-normalize (cn) REE granodiyorit/granit örneklerinin şekilleri Eu/Eu^* 0.84’den 0.47’e ve yukarı doğru dışbükey şekilleri ile $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$ 5.2’den 12.4 arasında değişen örnekler gösterir, REE’nin hemen hemen fraksiyonu yokken.) ilkel manto normalize element konsantrasyon diyagramları, bütün kayalar Ba, Nb/Ta, Sr, P ve Ti negatif anomaliler göstermiş, ancak K ve Pb pozitif anomali gösterdiğini ifade etmişlerdir. Bu jeokimyasal özellikler garnetin önemli katılımı olmaksızın klinopiroksen, amfibol ve plajiyoklazın bir fraksiyonel mineral toplanmasını ima edip, Granodiyoritler diğer taraftan yüksek $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ve Rb/Sr oranları tarafından karakterize edilmiştir ve düşük $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$ oranları (1.3’e 4.8) ve Ba, Nb/Ta, Sr, Eu, P ve Ti daha belirgin negatif anomaliyi karakterize etmiştir ve İlk ϵ_{Nd} değerleri 3.78’den 5.30 aralığında model yaşı 1.38’den 163

Ga olduğunu magmanın granite/granodiyorit kısmı nispeten mikalı felsik kristal kaynağı tarafından granopiritin ve yüksek potasik amfibol kayaçları tarafından mümkün olduğunca oluştuğunu, bu plütonun düşük basınç- yüksek sıcaklık metamorfizması sonrasında yer aldığını ve doğu pontitte geç hersiniyen orojeniğinin aşaması olarak kabul etmişlerdir.

Karlı ve diğ. (2007), Dölek ve Sarıçiçek Plütonların temelini oluşturan petrojenez ve jeodinamik istifini anlamak için toplanan örneklerin ana ve iz elementleri ve Sr-Nd-Pb izotoplarının ana kaya ve mafik mikrogranüler kapanımları (MME) bu Plütonların Al hornblend jeobarmetresinden tahmini olarak sığ derinlik de ~ 43 Ma' da yerleşmiş olduğunu ve ana kayaların diyoritten granit aralığında çeşitli kayaç tiplerinden meydana geldiğini, bütün kayaçlar yüksek -K kalk alkalın farklılaşma eğilimi gösterdiğini, bütün jeokimyasal yaşlar jeodinamik olay ile birlikte alt kıtasal litosferik manto kaynaklı ana bir magmayı işaret edip, mümkün olduğunca astenosferin yukarısına kadar tetiklediği ve bir kristal erime ile ilişkili derin kristal seviyelerinde mafik alt kabuğun dehidrasyon ergimesi kaynaklı olduğunu ifade etmişlerdir. Yazarlar Modelleme temelinde başlangıçta alt kıtasal litosferik mantonun Sr-Nd izotop yaşı ~ 77-83% göstermekte ve Hibrit granodiyoritlerinde etkileşim süreci önemli bir rol oynadığını belirtmişlerdir.

Aydın ve diğ. (2008), Doğu Pontidlerden toplanan Neojen yaşlı alkalın volkanikler(NAV_S) için, bütün kayaç jeokimyası, Sr-Nd-Pb izotopları ve K-Ar yaşı bölgenin jeodinamik evrimi ve petrojenez araştırması yorumlarken, NAV_S genç Nd model yaşını (0.51-059 Ga) belirten ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.512662'den 0.512714 aralığında) ve ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.705018'den 0.705643 aralığında) ile ilişkili, izotopik bileşen içinde yavaşca tükenmiş olduğunu belirtmişlerdir. Bu Geç Mesozoyik boyunca yitim kaynaklı türemiş metasomatizmaya uğrayan çökellerin genç litosferik manto kaynaklı ve bir homojen ergimeyi gösterebileceğini söylemiştir ve ergime sonrasında, kristal özümsemesinin küçük miktarı olmaksızın ya da bir fraksiyonel kristalizasyon süreci ile ilgili olarak, Neojen boyunca doğu Pontidlerde çarpışma sonrası gerilme rejiminden doğan geniş bir çeşitliliğe sahip kayaç tiplerine maruz kaldığını öne sürmüşlerdir.

Dokuz ve diğ.(2011), Doğu Pontidler'de yer alan Hersiniyen yaşlı Köse Plütonu, yüksek-K kalk alkalinin peraluminous granitlerinin iç ve dış birimlerinden meydana gelen çalışmada, iç birimin yerleşimi 322-318 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar biyotit ve hornblend yaşları) sergileyip geniş bir bileşimsel sınır (49-71 wt%SiO₂) ve birkaç litholoji içerir: hibrit

eşaneli kayaçlar, mikrogranüler magmatik kapanımlar, mafik dayklar, porfirik dayklar ve milonitler olduğunu ve dış birimin 306.7 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşı ve K- feldispat) yerleşmiş olduğunu belirtmişlerdir. Bu araştırmada, daha az sayıda potasyum taşıyan orta-kristal kayaçlar mümkün olduğunca alt kabuk yakın derinliğine yerleşmiş olduğunu ve bu yaşlandırma çarpışma olayında meydana gelen geç erken karbonifer ve erken karbonifer magmatizma oluşumunu gösterdiğini savunmuşlardır.

Karlı ve diğ. (2004), İkizdere plütunu üzerinde yaptıkları çalışmada; granit, granodiyorit, tonalit, monzonit, kuvars monzoniti pembe renkli K-feldispat mega kristallerinden oluşmakta ve K- feldispatın kimyasal ve dokusal özellikleri ile dinamik granitoyitik magma sistemlerinde fenokristal olarak tipik olduğunu ifade etmişlerdir. KFM_s aşırı büyümesi ve magma mixing sıcaklıkla ilişkili olabileceğini, magma locasında bileşimsel değişim, basınç ve sıcaklıkla ilişkisi olabileceğini ve mafik enjeksiyon sonrası K-feldispat kalıntıları hızlı olduğu kadar aşırı büyüdüğünü belirtmişlerdir.

Karlı ve diğ. (2007), Dölek ve Sarıççek Plütonlarından toplanan mafik mikrogranüler kapanımlar (MME) ve ana kayaların Sr-Nd-Pb izotopları ve ana ve iz elementlerden hareketle, jeodinamik olay ve petrojenez altında yatanı anlamak için yaptıkları çalışmada, bu plütonların Hornblend içinde Al jeobarometresi verilerine göre tahmini olarak sığ derinlik de ~ 43 Ma' da yerleşmiş olduğunu belirtmişlerdir. Ana kayalar diyoritten granit aralığında çeşitli kayaç tiplerinden meydana gelir. MME_s 0.86'dan 1.36 Ga T_{DM} aralığında. Bütün jeokimyasal yaşlar, jeodinamik kanıt ile birlikte, alt kıtasal litosferik manto zenginleşmeden kaynaklı temel bir magmayı belirtip, derin kristal seviyesinde mafik alt kabuğun dehidrasyon kaynaklı kristal ergimesi ile ilişkili, astenosferin sürüklenmesi tarafından tetiklenmiş olduğunu ifade etmişlerdir.

Karlı ve diğ. (2010), Doğu Pontidler bölgesinde, Erken Senozoyik yaşlı (48-50 Ma) adakitik volkanik kayaçların, yüksek-K-alkalin andezit ve dasitden oluştuğunu ilk kez bölgeden rapor ederler. Araştırmacılar kayaçların plajiyoklaz, kuvars, amfibol ve Mg' ca zengin biyotit mineralleri içerdiğini belirtmişlerdir. Ana ve iz element analizleri ve Sr-Nd izotop yaşı verileri adakitik magmaların bu bölgenin tektonik oluşumu ile ilgili olduğunu, 50 Ma' da Pontidler mafik alt kabuğunun katmanlara ayrıldığı ve kalınlaşma yarattığını

ifade etmişlerdir. Yüksek- Mg adakitik magmalar nispeten sıcak alt kabuksal manto içinde batan eklojik mafik alt kabuğun kısmi ergimesinin tabakalara ayrılmasından kaynaklanır. Araştırmacılar, yaşlandırma verilerine göre mafik alt kıta kabuğun Geç Paleosen'den Erken Eosen'e kadar tabakalara ayrıldığı ve Geç Paleosen ve Geç Kretase arasında kalınlaşan, Doğu Pontidlerdeki kabuksal gerilme olayları tarafından ilk kabuksal incelmeye aşaması ile aynı zamanda olduğu ve geç mesozoyik – erken senozoyik boyunca bölgede yaklaşık 50 Ma öncesi bir genişleme rejiminin hâric tutulduğunu ileri sürmüşlerdir.

Karlı ve diğ. (2011), Doğu Pontidler'deki tektonik evrimin Geç Mesozoyik Erken Senozoyik boyunca artan bir tartışma konusu olup, Adakit gibi granitoyit porfirilerinin petrojenezi bölgede orojenik süreç boyunca manto ve alt kıta kabuğun belirlenmesinde kritik bir rol oynadığını ifade etmişlerdir. Yazarlar adakit gibi porfirilerin amfibol ayırma ile elde edilen Ar-Ar jeokronolojileri bunların 53.55 ± 0.34 'e 51.34 ± 0.27 Ma kristalizasyon yaşlarına sahip ve kayaç grupları arasındaki bileşimsel çeşitlilik ise heterojen alt kabuğun kısmi ergimesiyle ilişkili olduğunu, bölgede Erken Senozoyik'te Pontid ve Anatolit-Torit blokları arasında kıta-kıta çarpışması boyunca meydana gelen yükselmenin jeodinamiğe katkı sağladığını belirtmişlerdir.

Karlı ve diğ. (2012a) ne göre, Doğu Pontidler Erken Senozoyik- Geç Mesozoyik boyunca sokulum yapmış birimler tarafından karakterize edilmiş olup, bunların çoğunluğu I tipi granitoyitlerdir. Ancak yazarlar jeodinamik sokulumlar ve bölgedeki kaynak karakter araştırmasında A tipi bir plütone ilk kez rastlandığını ileri sürerler. A tipi Pirnalli Plütonu'nun bir SHRIMP zirkon U-Pb yaşının 81.2 ± 1 Ma olduğunu ve bu plütunun ağırlıklı olarak metaluminous ve şoşonitik ve ultra-potasik seriye ait olduğunu ifade etmişlerdir. Bu çalışmada, kimyasalca zenginleştirilmiş üst manto ergimesini tetiklemiş olup, alt kabuğun ergimesi bu temel magmanın altına kadar devam etmekte olduğunu belirtmişlerdir. Sr-Nd izotop modeli ise; manto kaynaklı ergimenin %10-18, alt kabuk kaynaklı ergimenin ise %82-90 oranında karışımını göstermektedir ve ayrıca, A tipi plüton benzer şekilli Geç Kretase boyunca genişlemeli aktif kıtasal kenarın şekillenmiş olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Karlı ve diğ. (2012), Büyük ölçekli Doğu Pontid Geç Mesozoyik Erken Senozoyik Plütönları orojenik kuşağının çoğunlukla kalk-alkalin ve I-tipi jeokimyasal özellikler gösterdiğini ancak, bu çalışmada tanımlanan Sislidağ plütönu I tipi karaktere ve

şoşonitik benzerliğe sahip olduğunu ve bu Plütön sığ derinliğe (<5) yerleşmiş olduğunu belirtmişlerdir. U-Pb yaşını 41.55 ± 0.31 Ma, magma kristalleşme yaşı olarak yorumlamışlardır. Bu çalışma plütönün Orojenik sonrası bir intrüzyon şeklinde astenosferik yükselmeyi tetikleyen yaygın litosferik bir çevreye yerleştiğini ve bölgedeki yaşlandırma bölgesel jeolojiyle birleştirildiğinde Doğu Pontidlerde bölgesel baskının bir sonucu olarak Erken Senozoyik (~ 42 Ma) boyunca incelme ve Paleosen boyunca litosferik genişleme kabuk kalınlaşmasını göstermektedir.

Temizel ve diğ. (2012)ne göre, Türkiye'nin kuzey doğusundaki Doğu Pontidlerin Tersiyer volkaniklerinin batı kıyısında Ulubey(Ordu) bölgesinde çarpışma ve çarpışma sonrası volkanik kayaçlar; Orta Eosen (49.4-44.6 Ma) yaşlı andezit-trakiandezit, Trakiandezit-tracidasit-riyolit, Trakidasit-dasit ve Orta Miyosen yaşlı (15.1 Ma) yaşında Trakibazalt olarak gözlenmiştir. Ulubey volkanik kayaçları, Orta-K içerikleri ile toleyitik-alkalinden kalk alkaline doğru bir magma evrimini gösterirler. Ulubey(Ordu) bölgesinden Tersiyer volkanik kayaçların yerel ve bölgesel jeolojik yaş ile izotopik, jeokimyasal, petrolojik birleşme ve zenginleştirilmiş mantodan kaynaklı olan Torit-Anatolit platformu ve Avrasya plakası arasında Geç Mesozoyik, kıta çarpışmasını takiben kurulan çarpışma sonrası gerilmeye ilişkisi olan jeodinamik oluşum ve Eosen boyunca Miyosene levha dalmasından kaynaklı olarak sıvılar tarafından öncelikle metasomatize edildiği belirtilmiştir.

Temizel ve Arslan (2008), Doğu Pontidlerin paleo-magmatik yayının batı kıyısında, İkizce bölgesinde Tersiyer volkanizmasının, sığ bir çevrede sedimanter kayaçlar ile ilişkili andezitik ve bazaltik kayaçlar tarafından temsil edilmekte olup, jeokimyasal yaşlandırma, orta-K içerikleri ile toyitik-alkalin'den kalk-alkalin karaktere doğru magmatik evrimi gösterdiği belirtilmişlerdir. Jeokimyasal çeşitlilik, kayaçlarda apatit, magnetit, plajiyoklaz, hornblend, olivin, klinopiroksen gibi yaygın mineral aşamasının fraksiyonelleşmesi olarak açıklanıp, andezitik kayaçlar sığ seviyede magma haznesinde fraksiyonelleşme (hornblend+-plajiyoklaz) boyunca geliştiğini ifade etmişlerdir.

Kırmacı (2008), Doğu Pontidlerde Geç Kretase-Paleosen yaşlı Ağıllar Formasyonu sığ denizel platform karbonatlarının birleştiği Geç Paleosen zamanında yükselim olduğunu belirtmiştir. Bölgenin petrografik ve jeokimyasal özellikleri dört farklı yerleşme ve güçlenmiş dolomit aşamasını göstermekte olup, petrografik ve jeokimyasal yaşlandırma;

dolomitlerin su-kayaç etkileşim süreçleri tarafından Geç-Kretase-Paleosen denizsuyu, yada hafifce değişmiş deniz suyundan sığ derinlik de kimyasal etkileşimle şekillendiğine işaret eder.

Arslan ve Aslan (2006), Doğu Pontidlerin kuzey ve güney zonlarında Eosen ve Eosen sonrası volkanik kayalarda granitik intrüzyonlar ortaya çıktığını ileri sürmüşlerdir. Güney zon intrüzyonlarının, ayrımı diyorit kuvars diyorit bileşimli bol angular mafik mikrogranüler anklavları içerdiğini ve bölgenin kuzeyindeki kayalar monzonit, kuvars monzonit, monzodiyorit ve kuvars monzodiyorit iken güneyindekiler monzogranit ve granodiyorit olduğunu belirtmişlerdir. Çarpışma sonrası kuzey zon intrüzyonları, A tipi, alkalın monzonit ile bağlantılı ve çarpışma sonrası güney zon intrüzyonları, I tipi, granodiyorit kalk-alkalinle ilişkili olduğunu saptamışlardır. Bütün kayaç bileşimsel yaşı fraksiyonel kristalleşme ile yada magma mixing olmaksızın oluştuğunu göstermekte ve güney zonda U-Pb zirkon yaşı 44.4 ± 0.3 Ma olup, bölgesel jeodinamik çarpışma sonrası bölgedeki yaygın tektoniği gösterdiğini belirtmişlerdir.

Kaygusuz ve Şen (2011), Granodiyorit ve Monzogranitten meydana gelen Doğu Pontidlerden Köprübaşı İntrüzyonu'nun çok sayıda mafik mikrogranüler anklavlar içerdiğini ifade etmişlerdir. Bölgede yapılan U-Pb zirkon hassas yüksek-kararlılık iyon mikroprop yaşlandırması, granodiyoritin magma yerleşim yaşını 79.3 ± 1.4 Ma olarak verir. Plütonun bu kayaları; kalk-alkalin, metaluminouse-peraluminous karakterli ve I tipi granit özelliği sergilediğini belirtmişlerdir ve düşük değerli K_2O/N_2O , SiO_2 , $Al_2O_3 / ((FeO^T + MgO + TiO_2))$ ve $(Na_2O + K_2O) / (FeO^T + MgO + TiO_2)$ oranlarının Metabazaltik bir alt kabuk araştırmasından dehidrasyon ergimesine kadar bir merkez sunduğunu ileri sürmüşlerdir.

Boztuğ ve diğ. (2004), Merkezi Türkiye ve kuzey doğusunda Avrasya plakası ve Torit-Anatolit platformu arasında Neotetis yakınlaşma sisteminin iyi korunmuş olup değişik magmatik kayalar ile karakterize edilen farklı safhaların yakınsattığını belirtmişlerdir. Bu süreç şu aşamaları içerir 1) Senoniyen çarpışma öncesi 2) Geç kretase syn-collision ve 3) çarpışma sonrası safhası alt bölümleri olarak; I) Geç Kretase- I tipi hibrit magmatizması II) Geç Kretase-Paleosen gerilme ilişkisi, iç kabuk A tipi intrüsvleri ve III) Orta-Üst Eosen çarpışma sonrası gerilme ile ilişkili, A tipi intrüsvleri olduğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar bu çarpışma öncesi, syn ve sonrası granitoidlerin magma

başlangıcı ve farklı jeodinamikler açısından uygun mineralizasyonla sunduğunu belirtmişlerdir.

Aydın ve diğ. (2003), Doğu Pontidlerin güney zonunda Orta-Üst Eosen Dölek ve Sarıçiçek Plütonları ve kuzey zonunda Eosen yaşlı Zigana Granotoyiti farklı kayaç serileri sınırında biyotitin <1%'den 9%'a felsik içeren bileşenlerden meydana geldiğini ifade etmişlerdir. Biyotit'in bileşeni kristalleşme boyunca magma ve fiziksel şartların kimyasal bir sonucu olarak Dölek, Sarıçiçek ve Zigana biyotitlerinin mineral toplulukları ile ilişkili olduğunu ve biyotit bileşenleri plütonun tektonik oluşumunu tanımlamada kullanıldığını ayrıca intrüzyonların yüksek-K kalk-alkalin orojenik yüzeyleri kalk-alkalin ile ilişkili olduğunu ortaya çıkarmışlardır.

Karlı ve diğ. (2004), Türkiyenin kuzey doğusunda yer alan Eosen yaşlı granitoidik kayaçlarda yüksek dereceli hibritleşme: ana kayalar ve mafik mikrogranüler enklavlardan oksijen uçuculuk tanıtıcısı çalışmasında mafik mikrogranüler enklavlar magmatik merkezli ve asit ve bazik magma hibritleşme süreci Plütonların kristallenmesi boyunca magmatik olayları etkilediğini ifade etmişlerdir. Ana kaya ve enklavların kayaç bileşimleri, magma karakterleri yüksek -K kalk alkalin I tipi ve kalk-alkalin en yüksek derecede magma hibritleşmesinin karakteristiği olduğunu belirtmişlerdir.

Şen ve diğ. (1998), Doğu Pontid, Senozoik alkalin volkanik provensine ait, petrografik ve jeokimyasal verilerin, alkalin kayaçların iki farklı gruptan oluştuğunu gösterdiğini belirtmişlerdir. Petrografik olarak, her iki grup, alkali bazalt, tefrit, fonolitik tefrit, bazanit, nefelinit, nefelin latit ve bunların piroklastik kayaçlarını içerdiğini ayrıca Tonya grubu ve Trabzon grubu kayaçlarının metasomatizmaya uğramış bir manto kaynağından türeyen ve sığ derinlikte diferansiyasyona uğrayan birincil bir magma ile ilişkili olabileceğini ifade etmişlerdir.

Tokel (1977), Doğu Karadeniz Bölgesinde (Gümüşhane-Aluera-Şebinkarahisar-Gölköy) Tersiyer volkanizmasının, büyük alanlara yayılan andezit, dasit ve piroklastiklerin Lütesiyen yaşında olduklarını belirtmiştir. Doğu Karadeniz Bölgesi Eosen volkaniklerinin kimyasal bileşimleri ile günümüzdeki litosfer yitim alanları boyunca oluşan volkaniklerin bileşimleri arasında büyük bir benzerlik olduğunu ifade etmiştir. Karadeniz bölgesinde çok geniş yüzlekler biçiminde görülen Oligosen yaşlı granit batholitlerinin varlığı, Oligosende

litosfer yitme zonunun daha fazlaştığını, dolayısıyla yüksek dağ kütlelerinin oluşup denizin çekildiğini belirtmiştir.

Kaygusuz ve diğ. (2008), Doğu pontidler’de yer alan Üst Kretase yaşlı Torul Plütünü tipik volkanik yay granitoidlerinin özelliklerini sergilediği ve granodiyorit bileşimli Plüton, biyotit hornblend monzogranit, kuvars monzodiyorit, kuvars monzonit ve hornblend biyotit monzogranit olduğunu ifade etmişlerdir. Plajiyoklaz, hornblend, piroksen ve Fe-Ti oksidleri Torul granitoidlerinin evriminde önemli bir rol oynadığı ve bu kristalizasyonun ergime sıcaklığı zirkon ve apatit’ den doygunluk termometresinden belirlenen 800’den 900 °C aralığında olduğunu belirtmişlerdir.

Yılmaz S. (2008), Doğu Pontid plütonizmasının bir parçasından meydana gelen, Geç Kretase Tamdere Kuvars Monzonit kayaçları, küreselden elipsoidal şekil aralığında birkaç santimetreden desimetre boyutunda mafik mikrogranüler enklavlar içerdiğini belirtmişlerdir. Ana, iz ve REE elementlerinin dağılımı açıkca MME_s ve felsik ana kayaçlar açıkca termal, mekanik ve kimyasal etkileşimler arasında aynı yaşta felsik ana magma ve mafik magmanın değiştiğini ifade etmiştir. Küçük MME_s ilk hızlı soğumadan dolayı kapalı bir sistem gibi davranır iken daha büyük MME_s yavaş soğumadan dolayı Newtonun felsik ana magmasından daha büyük difüzyondan kaynaklı olduğunu açıklamıştır.

Topuz ve diğ. (2005), İzmir-Ankara-Erzincan sutureunun oluşumuna yol açan, güneyde Anatolit-Torit platformu ve kuzeyde Pontidlerin çarpışması boyunca çarpışma sonrası oluşan Saraycık Granodiyoriti Geç Paleosen içinde tanımlanan Erken Eosen nap yığını şekillendiğini belirtmiştir. Biyotit üzerindeki toplam füzyon yaşları ve Ar-Ar platosu tarafından ~ 52 Ma yerleşim yaşına sahip olduğunu ifade etmişlerdir. Çalışmada gözlemlendiği üzere yüksek basınç da mafik alt kabuğun kısmi ergimesi tarafından magmanın şekillenmiş olduğunu ileri sürmüştür.

Boztuğ ve diğ. (2007), Doğu Pontidlerdeki Kaçkar Batholiti’nin farklı dokusal, minerolojik ve jeokimyasal birimler içerdiğini ifade etmişlerdir. Titanit ve zirkon fission-track yaşları tespit edilen farklı lithodem üniteleri art arda magmatik episodlarından kaynaklanan, onların jeodinamik içeriği ile ilişkili yardım için jeokimyasal yaşlandırma ile birlikte ve onların yerleşim sırasını desteklediğini açıklamışlardır. Çamlıkaya granitoyiti (112.4 ± 1.6 Ma) ve Marselevat (52.9±1.3 Ma) granitoyitler Geç Paleosen büyük yay

episodlarının son ürünü olduğunu ve Ayder granitoyiti (46.4 ± 1.0 Ma) çarpışma sonrasıyla kaynaklanan levha kopması ile ilişkili orta-geç eosen olduğunu belirtmiştir. Halkalıtaş kuvars diyoriti (43.7 ± 2.3 Ma) ve güllübağ monzoniti (38.1 ± 0.9 Ma) çarpışma sonrası gerilme ile ilişkili Orta-Geç Eosen episodlarını kanıtlamışlardır.

Boztuğ ve diğ. (2005), Doğu Pontidlerde kompozit Kaçkar Batoliti'nin Ardeşen (Rize)-İspir (Erzurum) arası kesiminde yaptıkları apatit fission-track jeotermokronoloji çalışmalarında 17-23 milyon yıllık apatit fission-track yaşı ve yıllık 0.4-0.5 mm yükselim oranına sahip çok hızlı bir tektonik yükselme modelini ortaya koymuşlardır. Hızlı tektonik yükselmeyi Oligo-Miyosen'de Anadolu levhası ile Arap levhasının çarpışması sonucu meydana gelen gerilme rejimi ile ilişkilendirilmiştir.

2. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Bu çalışma, Tunceli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada kullanılan yöntem ve teknikler arazi ve laboratuvar çalışması olmak üzere iki bölümden oluşmaktadır.

2.1.Arazi Çalışmaları

Yüksek lisans çalışması kapsamında yapılan arazi çalışmasında; Ordu ilinin güneyinde yer alan Çambaşı Yaylası ve Bektaşyaylasında gerçekleştirilen önceki temel çalışmalar ve bölgenin jeolojik haritası göz önünde bulundurularak, kimyasal analize ve minerolojik incelemeye yönelik olarak mümkün olduğu kadar alterasyonun en az görüldüğü kayaç örnekleri alınmıştır.

Yapılan bu çalışmada, bölgeden alınan kayaç örneklerinden ayrılan biyotit minerallerinde ^{40}Ar - ^{39}Ar yaş tayini ile soğuma yaşı ve apatit mineralinde fission-track yaş tayini çalışması ile yüzeyleme yaşı bulunacaktır.

2.2.Laboratuvar Çalışmaları

Arazide alınan kayaç örneklerinin petrografik ince kesitleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği ince kesit laboratuvarında hazırlanmış ve bu kayaçların mineralojik- petrografik incelemeleri alttan aydınlatmalı binoküler mikroskopda yapılmıştır. Ayrıca çalışma alanındaki plütonik kütlelerin yüzeyleme yaşı apatit fission track ve ^{40}Ar - ^{39}Ar (biyotit) soğuma yaşı araştırıldığı için örnekler üzerinde mineral ayırma işlemi gerçekleştirilmiştir.

Mineral ayırma işlemlerinin bir bölümü Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji ve Maden Mühendisliği laboratuvarlarında, geriye kalan bölümü ise Institut für Geowissenschaften, Technische Universitaet Bergakademie Freiberg (Sachsen, Almanya)'deki laboratuvarında yapılmıştır.

2.2.1. Tüm Kayaç Jeokimyası

Çambaşı Yaylasına ait kayaçların jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla alınan tüm kayaç örneklerinin eser ve nadir toprak element analizleri Kanada Actlabs'da yapılmıştır.

2.2.2. Mineral Ayırma, Epoksi ve Parlatma İşlemleri

Fission-track ve ^{40}Ar - ^{39}Ar yöntemi çalışmaları için yapılan mineral ayırma işlemlerinde izlenen yollar aşağıda verilmektedir. Radyometrik yaş tayini ve Jeokimya oldukça pahalı yöntemler oldukları için özenli bir çalışma gerekmektedir. Bu bölümde bu çalışmalar ayrıntılı olarak açıklanmaktadır.

a) Not tutmak

- Araziye çıkılmadan önceki çalışmalar detaylı olarak incelenmiştir.
- Örneklerin alınması ve hazırlanması işlemlerinde oldukça titiz davranılmıştır.
- Kullanılan malzemeler ve çalışılan laboratuvarların temiz olmasına dikkat edilmiştir.
- Her örnek için ayrı işlem izleme sayfası kullanılmış olup bu kağıtların üzerine yapılan işlemler yazılmıştır. (eleme, manyetik ayırım vb.) Ayrıca ağır sıvıyla yapılan işlemlerde hafif mineral için $d < 2.9\text{g/cm}^3$, ağır mineraller için $d > 2.9\text{g/cm}^3$ yazılmıştır.
- Her kullanılan işlemde sonra kalan örnekler sonraki yıllarda kullanılacağı düşünülerek titizlikle saklanmıştır.

b) Örnek almak

- Bozunmamış/taze örnekler alınmıştır ve örneklerin alterasyon yüzeylerinin olmamasına dikkat edilmiştir.
- Lokasyonu temsil eden örnekler alınmıştır.

➤ Alınan kayaç örneklerinin kenar ve köşeleri çekiçle kırılıp düzeltilmiş ve sonrasında indis ve numaraları yazılmıştır.

➤ Örnekler numaralandıktan sonra kağıtla kapatılıp poşetlenmiştir.

➤ Alınan örneklerin yerleri GPS ile belirlenmiştir.

c) Örneklerin kırılması

➤ Arazide alınan örneklerin altere yüzeyleri varsa temizlenmiştir.

➤ Örs üzerinde balyoz ve çekiç yardımıyla 3-5 santimlik küçük parçalara ayrılmıştır.

➤ Küçültülen kayaç parçaları arasından en temiz olanları seçilmiştir.

➤ Seçilen örnekler serbestleşme aşaması için kullanılmıştır. Geriye kalanı ise sonraki yıllarda kullanılır diye saklanmıştır.

d) Minerallerin serbestleştirilmesi

Küçültülen örneklerin içlerindeki mineralin kırılmadan serbestleşmesi sağlamak ve istediğimiz boyuta ulaşması için çeşitli makineler kullanılmıştır.

➤ İlk olarak örnekler çeneli kırıcıda sırasıyla 5,3,1 aralıklarında kırılarak 0,5 cm'den daha küçük boyutlara getirilmiştir.

➤ Bu örnekler bilyalı değirmende (şekil 2.1.) her 2 saniyede kontrol edilerek öğütülür. Öğütme süresinin kısa tutulmasının en önemli nedeni kayacı oluşturan minerallerin tamamen toz haline gelmesini önlemek ve serbestleşmesini sağlamaktır.

➤ Çalışma yöntemlerine bağlı olarak uygun elek takımları hazırlanmıştır (40 μ m , 80-90 μ m , 125 μ m, 250 μ m, 425 μ m, 800 μ m vb). Öğütülen örnek elek takımı üzerine koyulmuş ve 5 dakika veya yeterli örnek elde edilene kadar elenmiştir.

➤ Elek takımlarından +125 μ m, - 250 μ m aralığı apatit minerallerinin en yoğun bulunduğu aralıktır.

➤ Örnekler yıkanır ve yaklaşık 5-6 saat 40C⁰ etüvde kurutulur. (Apatit minerali ısıya karşı duyarlı olduğundan belirlenen ısıyı geçmemesi gerekmektedir.)

➤ İç içe geçirilmiş iki adet naylon torbaya kurutulmuş mineral koyulur ve bir kağıda yazılan örneğe ait numara poşetin kenarına eklenmiştir.



Şekil 2.1. Cumhuriyet Üniversitesi Bilyalı değirmeni.(Fotoğraf Cumhuriyet Ün. Sayfasından alınmıştır)

e) Ayırım yapmak

Küçültülen mineraller yoğunluk farkından yararlanılarak istenilen mineral guruplarına ayrılabilir. Bu yöntemler, mıknatıs ile ayırım, ağır sıvıda yüzdürme (tetrabrometan $d < 2.9 \text{ gr/cm}^3$), manyetik seperatör ile ayırım ve binöküler altında ayırımdır.

1) Manyetik ayırım

Manyetik mineraller poşete sarılı mıknatıs yardımıyla mineralimizden ayrılır. Naylon poşet içindeki mıknatısdan dolayı poşete yapışan manyetik mineraller mıknatıs poşetten uzaklaştırılarak temiz bir kağıt üzerine dökülmüştür. Manyetik olan minerallere MP, manyetik olmayan mineraller UP simgesi verilmiştir. Her örnekten sonra mineral yapışması ihtimaline karşılık mıknatıs kompresör yardımıyla temizlenmiştir. Manyetik mineraller ayrıldıktan sonra manyetik seperatör ve ağır sıvı işlemlerine devam edilmiştir.

2) Manyetik seperatör ile ayırım

Mıknatıslanmayla ayrılan mineraller, manyetik seperatörde manyetik özelliğe sahip olup olmamasına göre üç gruba ayrılır (Şekil 2.2.).

Manyetik seperatör 3 bölümden oluşmaktadır. İlk bölüm örneklerin koyulduğu ve 82.1 volt ile titreşen kısımdır. İkinci bölüm, ayrılacak mineral türlerine göre çeşitli akım değerleriyle çalışan ve gövdesinde manyetik mineralleri tutan çekim kuvveti alanı oluşturan kısımdır ve bu kısımda mineralleri manyetik özelliklerine göre birbirinden ayırmak için iki ayrı yolla ayrılan kanallardan meydana gelmiştir. Üçüncü kısım ise ampermetre ve voltmetreden oluşan kontrol bölümüdür.

Manyetik seperatör çalıştırılıp örnek yerleştirilir ve minerallerin ayırım bölümlerine gitmesi için titreşim verilir. Mineraller ayırım sahasında iki gruba ayrılır. Birinci grupta mineraller aletin gövdesinden geçip sağda bulunan bölmeye dökülür bunlar MP olarak isimlendirilir. Burada bulunan (titanit, monazit vb.) mineraller diğer bölmedeki minerallere göre daha farklı manyetik özelliğe sahiptir. İkinci grupta sol bölmeye geçen mineraller (biyotit, hornblend, apatit vb.) ise UP olarak adlandırılır.

Manyetik seperatörde minerallerin türlerine göre daha sağlıklı ayırım yapılabilmesi için değişik eğim açıları kullanılır.



Şekil 2.2. TU Bergakademie Freiberg'den Jeoloji Mühendisliği laboratuvarındaki manyetik separatörün genel görünümü.

3) Ağır sıvıyla ayırım

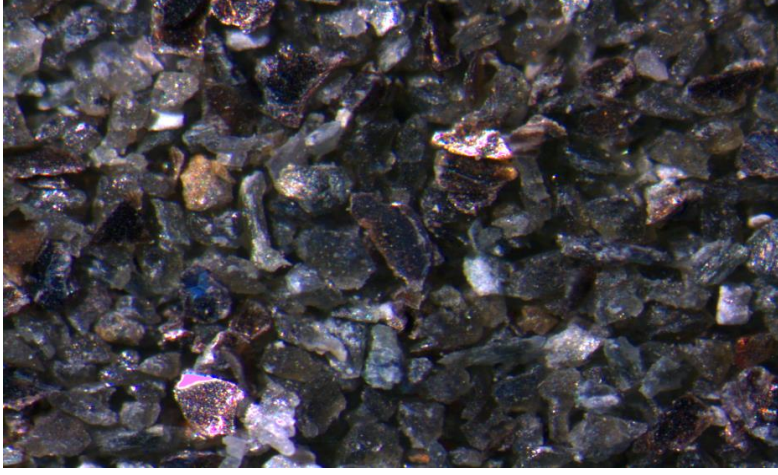
Ağır sıvıyla yapılan ayırım mafik mineraller ile felsik minerallerin ayırımı sırasında kullanılan Tetrabrometan ($> 2.9 \text{ gr/cm}^3$) ile yapılır.

Ağır sıvı filtre kağıdı ile kaplanmış ayırma hunilerine konulur ve üzerine manyetik seperatör ile ayırmadan elde ettiğimiz UP boşaltılıp karıştırılır. Orta kesimde asılı olarak kalan minerallerin çökmesi ya da yüzeyde yüzmesi için cam çubukla her 20 dakikada bir karıştırılır.

Ağır sıvı içerisinde örnekler yoğunluk farklarından dolayı iki gruba ayrılır. Bunlardan yoğunluğu 2.9 g/cm^3 'ten büyük olan mineraller (Apatit, zirkon gibi ağır mineraller ile mika grubu, amfibol grubu ve piroksen grubu gibi mafik mineraller) ayırma hunisinin dibine çöker. Yoğunluğu 2.9 g/cm^3 'ten küçük olan minerallerdir. (kuvars, plajiyoklaz, K- Feldispat gibi felsik mineraller) bunlar ağır sıvı içerisinde yüzeyde kalırlar. Yüzeydekiler dekantasyonla (üsttekinin başka kaba aktarılması) uzaklaştırılır.

Bu şekilde ayrımlanan mineraller ayırma hunisi yardımıyla filtreli kağıt üzerine hangi gruba ait olduğu (Ağır mineraller için $\text{HM}>2.9 \text{ g/cm}^3$, hafif mineraller için $\text{LM}<2.9 \text{ g/cm}^3$) yazılmıştır. Filtre kağıtları içerisindeki mineraller ethanol ile yıkanır ve kurutmaya bırakılır. Kuruyan örnekler üzerine örnek numaraları ve hangi gruba ait olduğu yazılı poşetler içerisine konulmuştur.

Poşetlere konulan örneklerden yoğunluğu $>2.9\text{g/cm}^3$ 'ten büyük olan ağır minerallerden biyotit mikroskop altında diğer minerallerden ayrılmıştır ve tüplere koyulmuştur (Şekil 2.3.).



Şekil 2.3. B1 örneğinden seçilen biyotit minerali.

Di-iodemetan ($d=3.3 \text{ g/cm}^3$) ile ayırım işlemi

Ayırma hunisi içerisine konulan ağır sıvının üzerine mineral topluluğu (apatit, zirkon vb.) boşaltılır ve karıştırma işlemi her 20 dakikada bir olmak üzere tekrarlanır.

Ağır sıvı içerisinde örnekler yoğunluk farklarından dolayı ikiye ayrılır. Bunlardan birincisi yoğunluğu $>3.3 \text{ g/cm}^3$ 'ten büyük olan mineraller (zirkon) ayırma hunisinin dibine çöker. İkincisi ise yoğunluğu $<3.3 \text{ g/cm}^3$ 'ten küçük olan mineraller (apatit vb.) bunlar ağır sıvı içerisinde asılı kalır. Ayırma hunisi yardımıyla üzerinde hangi gruba ait olduğu yazılı olan filtreli kağıda (ağır mineraller için $\text{HM} > 3.3 \text{ g/cm}^3$, hafif mineraller için $\text{LM} < 3.3 \text{ g/cm}^3$) alınır ve aseton ile yıkanır ve kurutmaya bırakılır. Kuruyan örnekler örnek numaraları ve hangi gruba ait olduğu yazılı poşet içerisine konulur.

Bu işlem sonunda zirkon minerali apatit mineralinden ayrılmıştır ve mikroskop altında kontrol edilerek apatit minerali seçilmiştir (Şekil 2.4.).

Seçilen Apatit minerallerinde parçalanma izi yaş tayini yapabilmek için epoksi, aşındırma, aşındırma tozlarıyla parlatma, kesme işlemleri yapılır. Bu işlemler aşağıda anlatılmaktadır.



Şekil2.4. B1 örneği apatit minerali

Epoksi ve Parlatma işlemleri

➤ Ayrımlanan apatit mineralleri epoksi içerisine gömülebilmesi için kalıplar içine öncelikle plastik boru koyulur ve taneler birbirinin üzerine gelmemesi için iğne yardımıyla kalıplar içine boşaltılmıştır.

➤ Kalıplar içerisine boşaltılan apatit mineralleri için parlatma kalıpları hazırlanmıştır. Bu işlem için plastik bir bardak içerisine sertleştirici (Epofix hardener) ve reçine (spesifik resin) belli oranlarda konulmuştur, tahta bir çubuk yardımıyla birbirine karışması sağlanır ve vakum makinesi (Şekil 2.5.) içine karışımı koyup hava kabarcıkları olmaması için makinanın A modunda yaklaşık 10 dakika bekletilir ve sonrasında yaklaşık 25-30°C'lik sıcaklığı geçmemesine dikkat edilerek 30 dakika fırında bekletilir (Şekil 2.6.).

➤ Kalıba boşalttığımız apatit mineralini hava kabarcığı olmaması için vakum makinesinin içerisine koyulmuştur ve hazır olan parlatma kalıpları vakum makinesinin dış tarafındaki boru yardımıyla kalıp içerisine dikkatle boşaltılmıştır. Soğuyup katılaşması için hazırladığımız örneği 48 saat etüvde bekletilmiştir.



Şekil 2.5. Struers marka vakum makinesi.



Şekil 2.6. Memmert marka fırın.

➤ Katılaşan epoksiye ait numara çivili kalem ile mikroskop altında görünümü engellemeyecek ve parlatma- aşandırma işleminde rneği etkilemeyecek şekilde kenar kısmına yazılmıştır.

➤ Parlatma kalıpları ultrasonik banyoda 5 dakika yıkanmıştır ve sonrasında asetonla yıkandıktan sonra kağıt havluyula kurulanmıştır (şekil 2.7.).



şekil 2.7. Ultrasonik banyo ve parlatma kalıplarının kağıt havluda durulanması.

➤ örneğimiz susuz silikon karbit kağıt üzerinde daireler zerek her 1 dakikada mikroskop altında kontrol edilerek aşandırma işlemine devam edilmiştir. Aşandırma işlemi minerallerin yüzeyleri göründüğünde bitirilmiştir. Parlatma işleminin başarılı olması için mineral yüzeylerinin yapay olarak zilmemesi gerekir.

➤ Aşandırma işleminde sonra parlatma işlemine devam edilmiştir. Bu işlemdede çeşitli sıvılar (Dia Duo 6 μm , Dia Duo 3 μm , Dia Duo 1 μm elmas zerrecikleri (şekil 2.8.) içeren aşandırma jelleri) kullanılarak aşandırma makinesinde (şekil 2.9.) bu işleme devam edilmiştir. Parlatma işleminde kullanılan 6 μm , örnekle rin kenar ve köşelerinde aşandırma sırasında oluşan çıkıntılar ve yapay çizgilerin daha incelmesini, 3 μm jelinde ise yapay çiziklerden tamamen arınmasına ve köşelerin yok olmasına yarar sağlamıştır. 1 μm , jelinde ise eğer 3 μm 'de çizikler ve köşelerden arınmamışsa kullanılır. Silika jel ile parlatma işlemini bitirilmiştir.

➤ Parlatma işlemi bittikten sonra örnek numaramızı çivili kalem yardımıyla örneğimizin mineral olmayan köşesine yazılmıştır ve örnek kesme makinesinde kesilmiştir (Şekil 2.10).

➤ Parlatma işlemleri sonrasında örneğin yüzeyine uranyum içermeyen dedektör (muskovit mika) yapıştırılmıştır ve nötron bombardımana uygulanması için nükleer reaktöre gönderilmiştir.



Şekil 2.8. Dia Duo 6 µm, Dia Duo 3 µm, Dia Duo 1µm elmas zerrecikleri içeren aşındırma jeli.



Şekil 2.9. Struel RotoPol RPM 130 marka parlatma makinesi



Şekil 2.10. Struers Marka kesme makinesi.

2.2.3. ⁴⁰Ar-³⁹Ar Jeotermokronoloji Çalışmaları

Tüm kayaç örneklerinin, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında kırma, öğütme, eleme işlemleri yapılmıştır. TU Bergakademie Freiberg Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarında öncelikle manyetik seperatörün ayarladığımız eğim açısı yardımıyla mika grubu, piroksen grubu ve amfibol grubu minerallerini manyetik seperatörün UP bölümüne boşalmıştır. Apatit, zirkon vb mineraller manyetik seperatörün MP bölümüne boşalmıştır. Daha sonrasında manyetik seperatörün UP bölümüne boşalan mineraller ağır sıvı (bromofom) kullanılarak yoğunluğu $d > 2,9 \text{ g/cm}^3$ 'ten büyük olan biyotit ve hornblend ağır sıvının dibine çökerken yoğunluğu $d < 2,9 \text{ g/cm}^3$ 'ten küçük olan mineraller (kuvars, plajiyoklaz vb.) ağır sıvı içerisinde asılı kalmıştır. Diğer minerallerden ayrılmış olan biyotit ve hornblend mineralleri mikroskop altında seçilmiştir. Seçilen örnekler ⁴⁰Ar-³⁹Ar yöntemi için Nevada Las Vegas Üniversitesine gönderilmiştir.

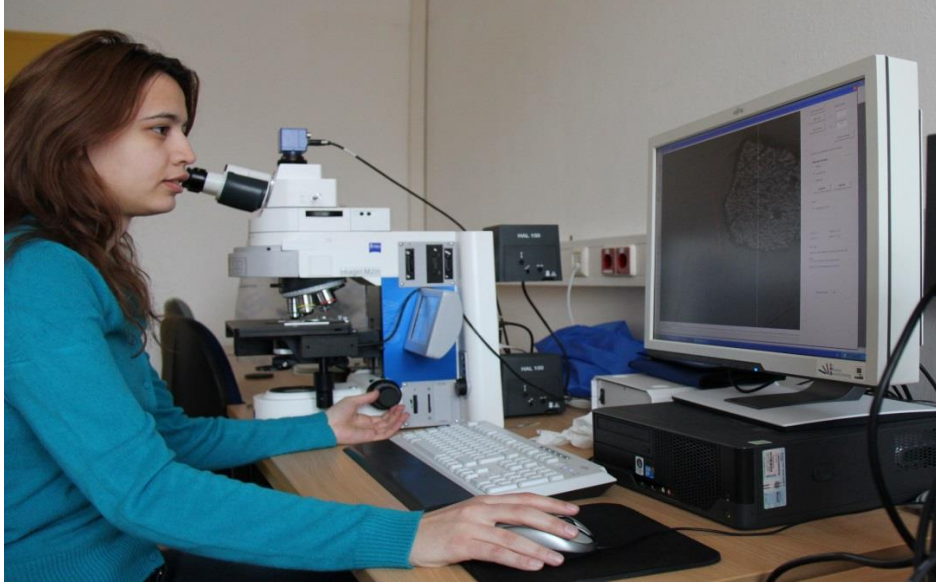
2.2.4. Apatit fission-track Jeotermokronoloji Çalışmaları

2.2.4.1. Yaş Tayini

Tüm kayaç örnekleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında kırma, öğütme, eleme işlemlerinden sonra mafik mineraller (amfibol ve biyotit) aksesuar minerallerini (apatit ve zirkon) ayırmak için ağır sıvı (bromoform) kullanılmıştır. TU Bergakademie Freiberg Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarında manyetik seperatör yardımıyla apatit ve zirkon diğer minerallerden ayrılmış ve daha sonra da di-iodo-metan ağır sıvı kullanılarak apatit minerali ayrımı yapılmıştır. Ayrılan apatitler epoksi reçine içine gömülerek zımpara kağıtlarıyla aşındırılmış ve parlatılıp kesilmiştir. Fosil izler %23'lük HNO₃ (nitrik asit) içinde 15 sn bekletildikten sonra 50 µm kalınlığındaki uranyum içermeyen muskovit dış dedektör ile kapatılmıştır.

Nükleer reaktöre göndermek için örneklerimiz özel konteynerlara en alta durrango apatit yaş standartı onun üzerine uranyum cam parçaları konulup onların üzerine hazırlanmış olduğumuz örnekler de konulduktan sonra üzerilerine uranyum camı onunda üzerine durrango apatit sabiti koyulup konteynerımızın kapağı kapatılmıştır. Hazır olan konteynerımız nükleer reaktöre gönderilmiştir. Nükleer reaktörden gelen örneklerimiz %40'luk HF içinde 40 dakika bekletilmiştir. İz sayımları 625 büyütme Olympus BX51 mikroskopta geçirimli ışık altında yapılmıştır (Şekil2.11.) Dış dedektörler preparatların üzerinde iz yönü aşağıda olacak şekilde yerleştirilir (Jonckheere et al.. 2003). Preparatta bulunan her bir apatit mineralindeki spontaneous izleri (²³⁸U atomlarının parçalanması sonucu oluşan kendiliğinden oluşmuş parçalanma izleri) ve muskovit dedektördeki induced izleri (²³⁵U atomlarının nükleer reaktörde termal nötronlarla bombardıman edilmesi sonucu muskovit dedektörde oluşan izler) sayılmıştır. Spontaneous izlerinin üzerine induced izleri yerleştirilmiştir ve öncelikle spontaneous izleri sayılmıştır. Spontaneous izlerinde en az 12 tane apatit minerali sayılmıştır ve İrridasyonla oluşturulmuş toplam izlerin >1000 olmasına dikkat edilmiştir.

Sayımları bitirdiğimizde elde ettiğimiz verilerin kalibrasyonu yöntemi ile apatit parçalanma izi yaşları elde edilmiştir.



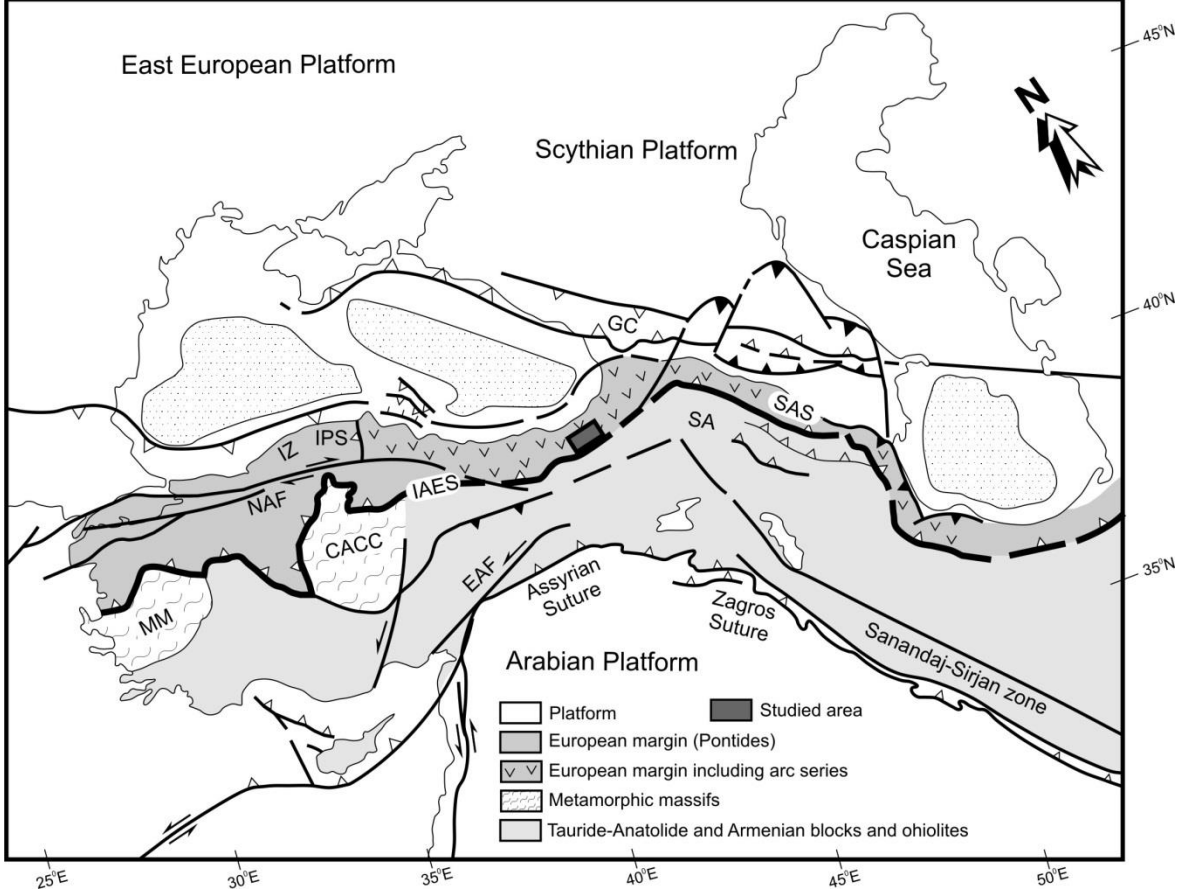
Şekil 2.11. İz sayımı yapılmadan önce bilgisayar ekranındaki görünümüm.

3. ÇAMBAŞI YAYLASI KUVARS SİYENİTİ VE BEKTAŞYAYLA KUVARS MONZONİTİ'NİN JEOLJİK KONUMU, MİNERALojİK-PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

3.1. Jeolojik Konumu

Türkiye Alpin Orojenik Sistemi'nin en aktif ve en genç üyelerinden biridir. Anadolu, Alp- Himalaya kuşağında jeolojik açıdan oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir. Kuzey-Güney yaklaşımli Afrika-Arap ve Avrasya plakaları arasındaki Genç Senozoyik yaşlı Anadolu Plakası litosferik kıtasal blok olarak batıya doğru taşınan bir plakadır. Bu duruma, yaklaşık olarak aynı yaşlı olan sağ yönlü Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve sol yönlü Doğu Anadolu Fayı (DAF) eşlik etmektedir. (Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey ve diğ., 1986; Adıyaman ve diğ., 2001; Koçyiğit ve diğ., 2001) NAF'ın ilk başlangıç yaşı halen tartışmalı olup, Geç Miyosen'den 12-13 My (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985), Erken Pliyosen 5 My (Barka, 1992; Koçyiğit ve diğ., 2001),), Geç Pliyosen 2.5 My (Şaroğlu, 1988), Pliyo-Pliystosen'e (Ünay ve Burjin, 1998) kadar değişmektedir. Anadolu üç basınç kuşağı tarafından ayrılan beş büyük bloktan meydana gelmektedir (Okay ve Tüysüz, 1999). Bunlar Sakarya bloğundan İstanbul zonunu ayıran Intra Pontid Suturu,

güneydoğu da, Arap plakasından Anatolit-Toridleri ayıran Assyrian-Zagros Suturu, merkezde Anatolit-Torid bloğundan Skarya bloğunu ayıran İzmir-Ankara suturu ve güneybatıda Pamphliyan (Antalya) Suturudur (Şekil 3.1).



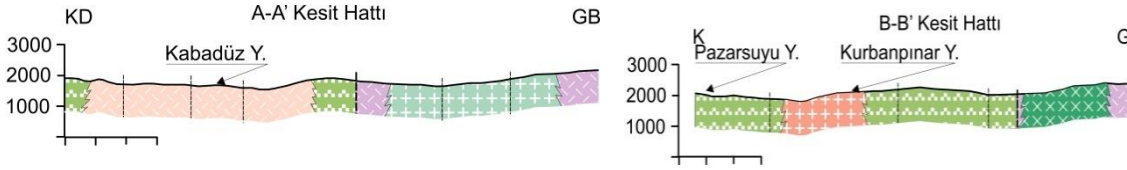
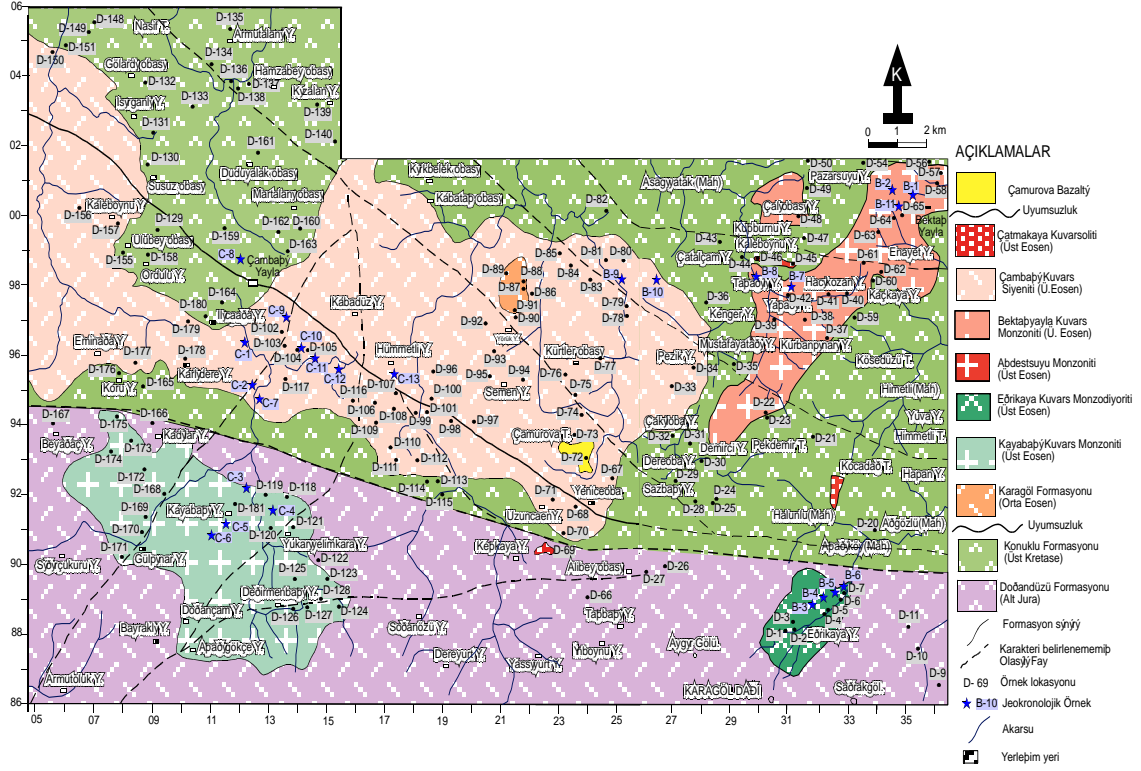
Şekil 3.1. Türkiye'nin ana tektonik hatları ve inceleme alanının bu tektonik hatlar üzerindeki yeri.

Doğu Pontidler; Sakarya zonunun doğu kesimi olarak Geç Mesozoyik yaşlı ensialik bir yay olarak tanımlanmaktadır. Avrasya kıtası altına doğru kuzeye dalımlı bir yitimin sonucu olarak oluşmuş olduğu hakkında birçok bulgu elde edilmiştir (Akin, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz ve diğ., 1997; Şengör ve diğ., 2003; Topuz ve diğ., 2005; Karşlı ve diğ., 2010a; Topuz ve diğ., 2011; Karşlı ve diğ., 2012a). Bu süreç takip edildiğinde Avrasya ve Anatolit-Torid blokları arasındaki çarpışmanın zamanı tartışmalıdır (Robinson ve diğ., 1995; Okay ve Şahintürk, 1997; Şen ve diğ., 1998; Şengör ve diğ., 2003; Karşlı ve diğ., 2011; Topuz ve diğ., 2011). Doğu Pontidlerin tabanı Devoniyen yaşlı metamorfik kayaçlar, Geç Karbonifer-Erken Permiyen karasal ve sığ denizel sedimanter kayaçlar, Geç Karbonifer yaşlı granitik ve dasitik

kayaçlar ve Permo-Triyas metabazalt-fillit-mermerlerinden meydana gelmektedir. (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz ve diğ., 1997; Topuz ve diğ., 2010; Dokuz, 2011). Bu kayaçlar, Erken-Orta Jura tuf, klastik ve piroklastik sedimanlar ve Geç Jura-Erken Kretase karbonatları ile örtülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997). Güney kesimde, Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanj sunmaktadır. (Yılmaz ve diğ., 1997; Şengör ve diğ., 2003). Doğu Anadolu Eklenir Prizmasına ait parçalar olarak bunlar tanımlanmaktadır. Geç Mesozoyik- Erken Senozoyik, granitoyitik ve volkanik kayaçlar karakteristiktir. (Tokel, 1977; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Boztuğ ve diğ., 2004; Karşlı ve diğ., 2007; Karşlı ve diğ., 2010a,b, 2011; Topuz ve diğ., 2011; Karşlı ve diğ., 2012a,b). Bu granitoyitler farklı jeodinamik ortamları temsil edip, çeşitli yaşlarda ve kimyasal bileşimde gelişmiştir (Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Karşlı ve diğ., 2002; Topuz ve diğ., 2005; Boztuğ ve diğ., 2006; Dokuz ve diğ., 2006; Karşlı ve diğ., 2010a; 2010b, 2012a,b). Bu birimler Geç Paleosen Erken Eosen filişleri ve Eosen sonrası karasal birimlerle örtülmektedir (Okay ve Şahintürk, 1997).

Sakarya serisinde bulunan Pontid Magmatik yayı içerisinde gözlenen; Ordu İlinin güneyinde yer alan Çambaşı yaylası, Bektaşyayla, Kayabaşı ve Eğrikaya arasında kalan intrüzif kayaçlar Geç Mesozoyik – Erken Senozoyik yaş aralığında oluştukları belirlenmiştir.

Çambaşı yaylası ve Bektaşyayla yörelerinin jeolojik harita ve enine jeolojik kesit üzerinde gösterilmiştir (Şekil 3.2.).



Şekil 3.2. Bektaşyayla çambaşı yöresinin jeoloji haritası ve enine jeolojik kesitleri.

3.2. MİNERALojİK - PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLER

3.2.1. ÇAMBAŞI SİYENİTİ VE BEKTAŞYAYLA KUVARs MONZONİTİ

Çambaşı Siyeniti ve Bektaşyayla Kuvars Monzoniti, Çambaşı yaylasının doğusunda ve Bektaşyaylası'nın batısında geniş bir alanda yüzlek vermektedir. Monzonit ve kuvars monzonitin bileşimleri aynı olan kayalardır ancak birbirlerinden kuvars içerikleriyle ayrılırlar. Çambaşı Siyeniti ve Bektaşyayla Kuvars Monzoniti holokristalin porfirik dokuludur.

Makroskopik olarak grimsi, pembemsi renklere görülmekte olup alterasyon zonları boyunca kahverengimsi renkler göze çarpmaktadır. Bu kayaları oluşturan ana

bileşenler, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit, hornblend; tali bileşenler ise apatit, zirkon ve titanit mineralleridir.

İri ortoklaz ve plajiyoklaz latalarının yanısıra küçük, özşekilsiz kuvars taneleri içermektedir. Mafik mineraller; latamsı amfiboller, oval biçimli biyotit ve küçük kristaller şeklinde ojit mineralleri gözlenmektedir (Şekil 3.3a,b). Mafik silikatlar ile iç içe gelişmiş Fe-Ti oksitler yaygın olarak bulunmaktadır.

Mineral parajenezleri her iki grup kayaçta benzer olmasına rağmen, Çambaşı siyeniti genellikle iri K-feldispat mineralleri içermektedir (Şekil 3.3c).

Bu kayaçlarda anklavlar çok yaygın olarak görülmemekle birlikte, biyotit içinde poikilitik plajiyoklaz ve ortoklaz içerisinde poikilitik plajiyoklazın dışında dengesizlik dokularına rastlanmamıştır (Şekil3.3c) (şekil 3.4).

Plajiyoklaz, özşekilli-yarıözşekilli, çubuğumsu prizmatik olup lata şekilli olarak gözlenmektedir. Mineralde yoğun olarak serizitleşmeler görülmektedir.(Şekil 3.7.) (şekil 3.9.)

Ortoklaz, yarı özşekilli-özşekilsiz, grimsi-beyazımsı renkte olup karlsbad ikizlenmesi yaygın olarak görülmektedir.

Albit, I.dizinin grimsi- beyaz girişim renklerine sahip olmakla birlikte genellikle ipliksi, yama biçimli lameller şeklinde ortoklaz içerisinde yer almaktadır.

Hornblend, genellikle yarı özşekilli-özşekilli açık yeşilden koyu yeşile kadar değişen levhamsı prizmatik şekillidir. C eksenine dik kesitleri altıgen olarak görülmektedir. Sönme açıları 10-21 arasında değişmektedir.

Kuvars, özşekilsiz ve renksizdir. Ayrıca kuvarsın optik engebesi çok düşük olduğu gözlenmektedir.

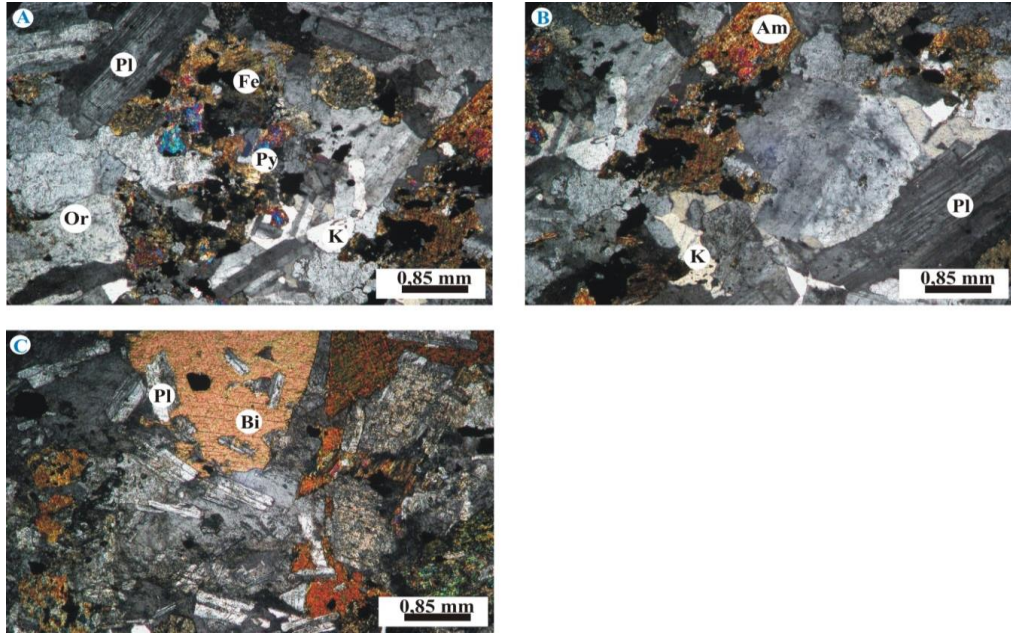
Apatit, küçük ve özşekilli kristaller prizmatik iğnemsiz olmakla birlikte grimsi siyah girişim renklerine sahip olup, optik engebesi oldukça yüksek, renksiz bir mineral olduğu gözlenmektedir. (Şekil 3.4.) (Şekil 3.8.)

Biyotit, yarı özşekilli-levhamsı olup, pulsu/paralel sönmenin gözlendiği, açık kahve renginden koyu kahverengine değişmektedir. Biyotit minerellerinin c eksenine dik geçen kesitlerinde dilinimsiz ve pleokroyizma göstermeyen oluşumları da gözlenmektedir (Şekil 3.5.).

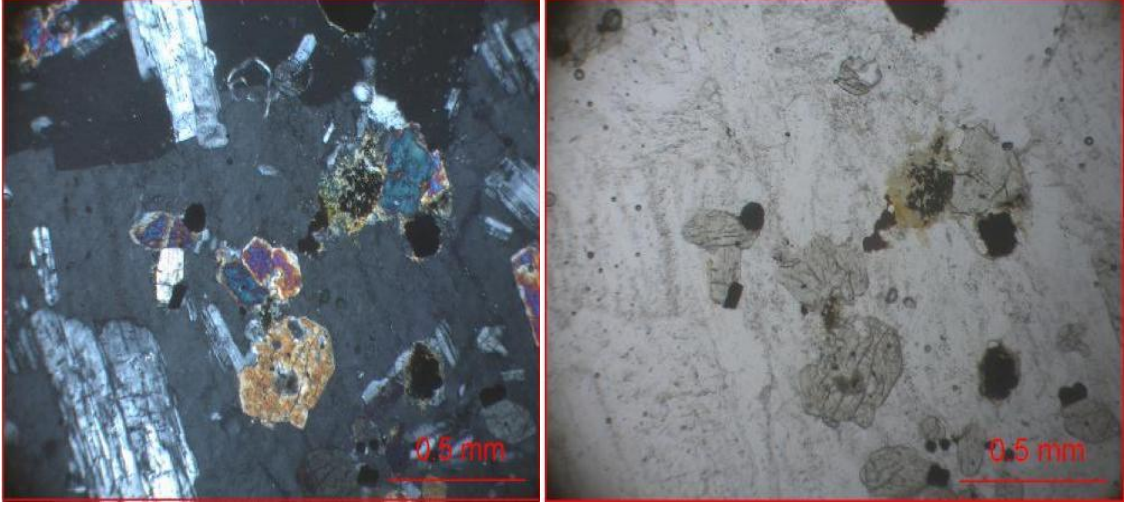
Zirkon, özşekilli, kısa prizmatik biçimli, canlı girişim rengine sahip olup, oldukça yüksek optik engebeye sahip olduğu gözlenmektedir.

Titanit, yarıözşekilli- özşekilli, kahverengimsi renkli olup, tipik olarak eşkenar dörtgen şeklindedir. Optik engebesi çok yüksek bir mineraldir ve simetrik sönme gözlenmektedir (Şekil 3.10).

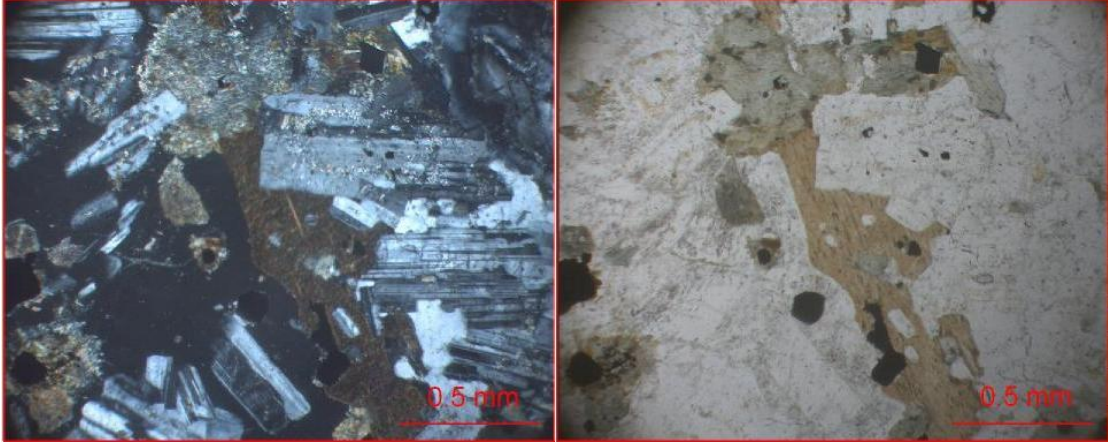
Opak mineral, özşekilli- yarıözşekilli optik izotrop bir mineraldir.



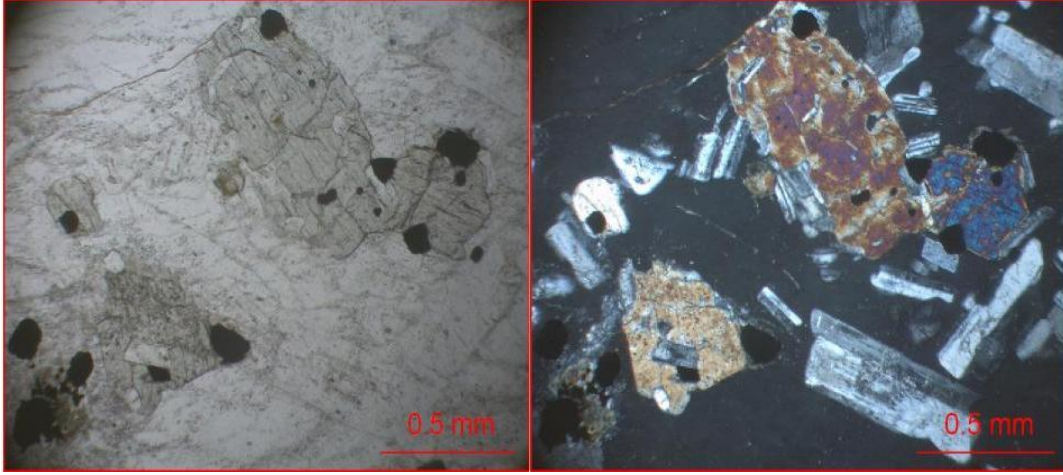
Şekil3.3. Çambaşı siyeniti ve Bektaşayla kuvars monzonitinin genel görünümü.



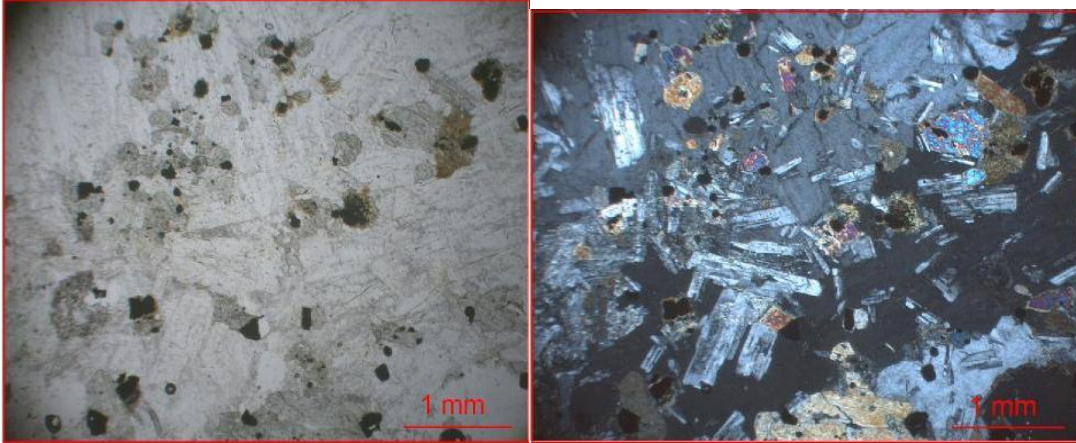
Şekil3.4. Apatit mineralinin tek ve çift nikoldeki görünüşleri.



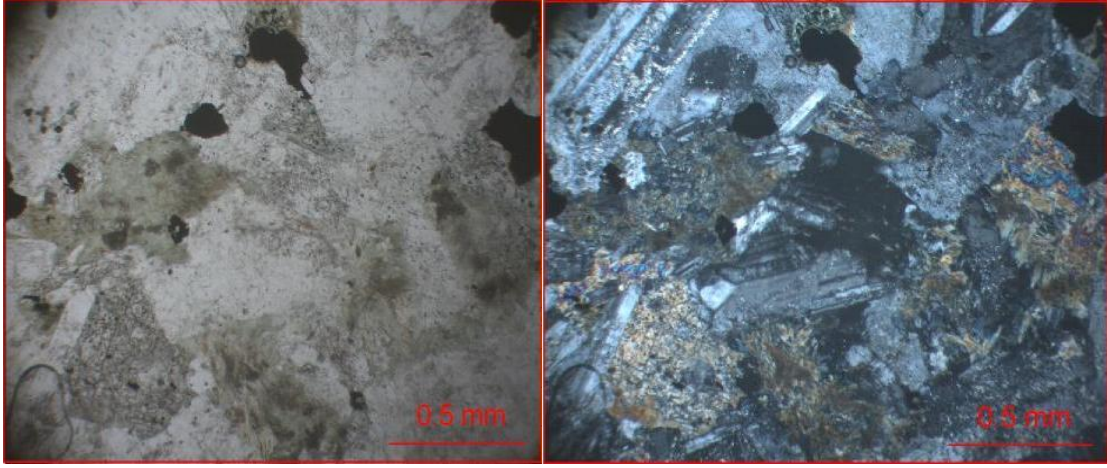
Şekil3.5. Biotit mineralinin çift ve tek nikoldeki görünüşleri.



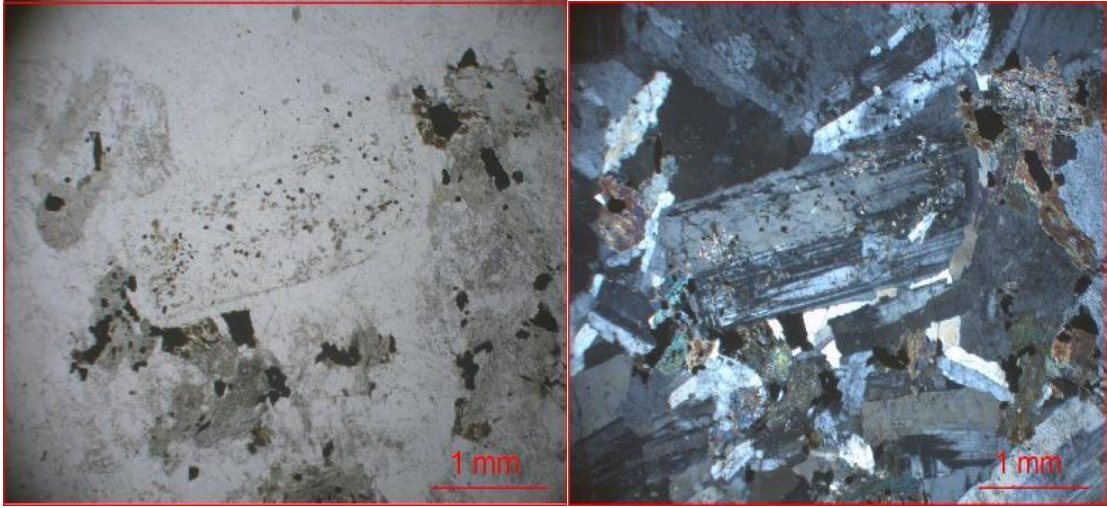
Şekil 3.6. Bektaşyayla Kuvars Monzoniti ince kesitinden genel görünüm.



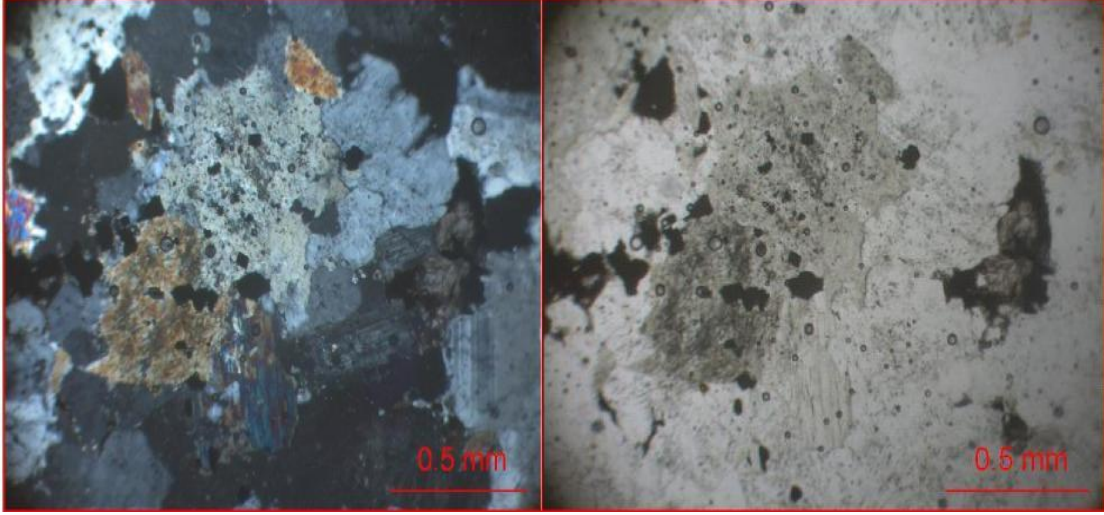
Şekil 3.7. Lata şekilli Plajiyoklaz minerallerinin tek ve çift nikoldeki görünümü.



Şekil 3.8. Apatit mineralinin tek ve çift nikeldeki görünümü.



Şekil3.9. Serizitleşme gösteren plajiyoklaz mineralinin tek ve çift nikeldeki görünümü.



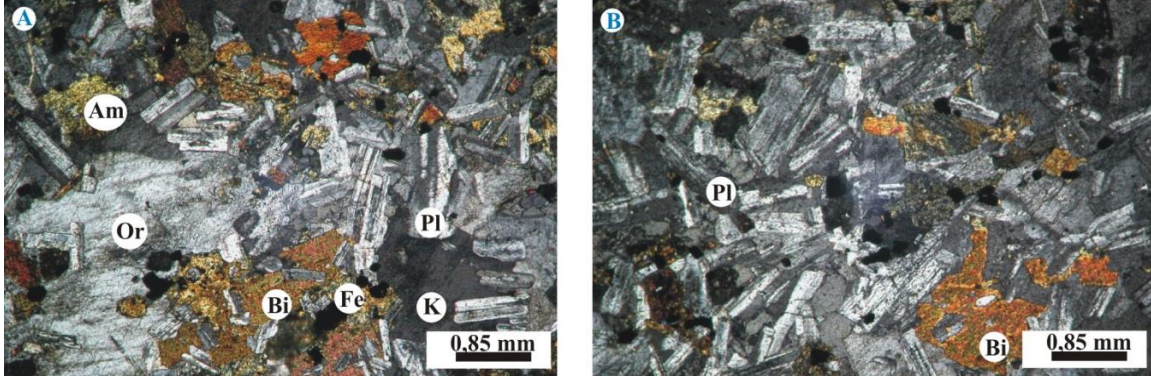
Şekil3.10. Titanit mineralinin tek ve çift nikeldeki görünümü.

3.2.2. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti ve Kayabaşı Kuvars Monzoniti

Eğrikaya granitoyitik kayaçları ilk kez, Boztuğ (2001) tarafından tanımlanmıştır. Eğrikaya granitoyidik kayaçları genel olarak orta taneli kuvars monzodiyorit ve monzodiyoritlerden meydana gelmektedir (Şekil 3.11a,b). Yer yer iri ortoklaz kristallerine küçük, latamsı plajiyoklaz kristalleri ve az miktarda da öz şekilsiz kuvars mineralleri gözlenmektedir. Kayacımızda gözlenen en yaygın mafik mineral amfibol olarak belirlenmektedir. Buna öz şekilsiz biyotitler ve az miktarda klinopiroksenler eşlik etmektedir. Küçük özşekilsiz Fe-Ti oksitler mafik silikatlar ile birlikte yaygın bulunmaktadır. Dengesizlik dokuları yaygın olarak bulunmamaktadır.

Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti ve Kayabaşı Monzoniti holokristalin porfirik dokulu olduğu gözlenmektedir.

Monzonit ve kuvars monzoniti bileşen olarak aynıdır ancak tek farkı kuvars içeriğinin fazla olmasıdır. Kayacımız makroskopik olarak açık renkli olup, pembemsi, yeşilimsi renklerde gözlenmektedir. Alterasyon zonları boyunca kahverengimsi renkler gözlenmektedir.



Şekil 3.11. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti'nin mikroskobik görünümüleri

3.3. Jeokimyasal Karakteristikler

3.3.1. Ana Element Jeokimyası

Çalışma alanındaki Çambaşı ve Bektaşayla birimlerinin ana element jeokimyası verileri, magmatik kayacın türediği magmanın soy özelliğinin belirlenmesi ve magma bileşiminin değişimine yol açan süreçleri (fraksiyonel kristalleşme) tespit etmek amacıyla değerlendirilmektedir.

3.3.2. Eser Element Jeokimyası

Eser element içerikleri (Tablo 3.1.) (Tablo 3.2.)'de verilen ve ilk kez bu tez çalışmasında, Bektaşayla Kuvars Monzoniti olarak tanımlanan birim, monzonit, kuvars monzonit ve siyenit bileşimli kayalardan oluştuğu gösterilmektedir (Şekil 3.12.).

Bektaşayla ve Çambaşı granitoidlerinin toplam alkali içeriklerine karşın SiO_2 (Middlemost, 1994) sınıflandırması (TAS) olan $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diyagramında Çambaşı ve Bektaşaylanın siyenit, monzonit ve kuvars monzonit bölgesinde olduğu gözlenmiştir (Şekil 3.12.).

(Tablo 3.1.) 'deki Bektaşayla Kuvars Monzonitine ve (Tablo 3.2.) 'deki Çambaşı siyeniti'ne ait eser ve nadir toprak elementi (REE) jeokimyasal verileri bu birimlerin kökensel incelenmesine yönelik olarak diyagramlarla değerlendirilmektedir.

Alkali doygunluk indeksine karşın SiO_2 diyagramı ve $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{NaO} + \text{K}_2\text{O}$ (molar) değerine karşın alkali doygunluk indeksi diyagramındaki, Bektaşyayla kuvars monzonit birimindeki kayaçlar çoklukla ortaç bileşimli olup, SiO_2 içerikleri 56.32 ila 60.94 arasında değişmektedir. Mg# değeri 0.47 ila 0.58 arasındadır. Al_2O_3 değerleri ise 16 den büyük olup, 16.20 – 18.21 aralığındadır.

Bektaşyayla intrüzyonlarına ait örneklerin alkali doygunluk indeksine karşın $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramında (Maniar ve Piccoli, 1989)'a göre, Plüton I-tipi kimyasal karakter göstermekle birlikte, metalumin karekterli bir yönelme sunmaktadır (Şekil 3.13 a,b).

Bektaşyayla K_2O içeriklerine karşın SiO_2 değişim diyagramlarındaki (Peccerillo ve Taylor,1976) dağılımları, yüksek potasik kalk-alkalen hatta shoshonitik karaktere doğru değişim sunarlar (Şekil 3.13. c).

Alkali doygunluk indeksine karşın SiO_2 diyagramı ve $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{NaO} + \text{K}_2\text{O}$ (molar) değerine karşın alkali doygunluk indeksi diyagramındaki Çambaşı siyeniti biriminde kayaçlar çoklukla ortaç bileşimli olup, SiO_2 içerikleri 56.32 ila 66.55 arasında değişmektedir. Mg# değeri 0.40 ila 0.53 arasındadır. Al_2O_3 değerleri ise 16 den büyük olup, 16.23 – 18.49 aralığındadır.

Çambaşı yaylası intrüzyonlarına ait örneklerin alkali doygunluk indeksine karşın $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramında (Maniar ve Piccoli, 1989)'a göre, plüton I-tipi kimyasal karakter göstermekle birlikte, metalumin karekterden peraluminous karaktere doğru bir yönseme sunmaktadır (Şekil 3.13. a,b).

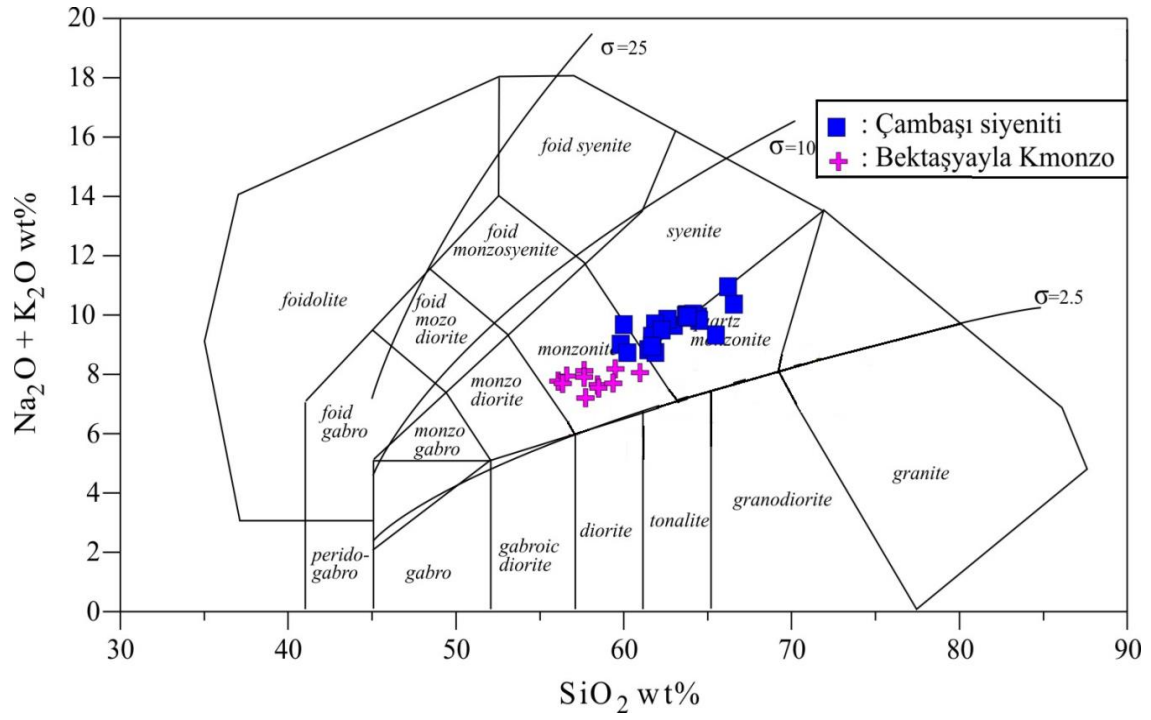
Çambaşı yaylası K_2O içeriklerine karşın SiO_2 değişim diyagramlarındaki (Peccerillo ve Taylor,1976) dağılımları, genellikle şoşonitik karakterli olup, kısmen yüksek potasik özelliğe yakınlık göstermektedir (Şekil 3.13 c).

Tablo 3.1. Bektaşayyla kuvars monzoniti eser ve nadir toprak element analiz sonuçları

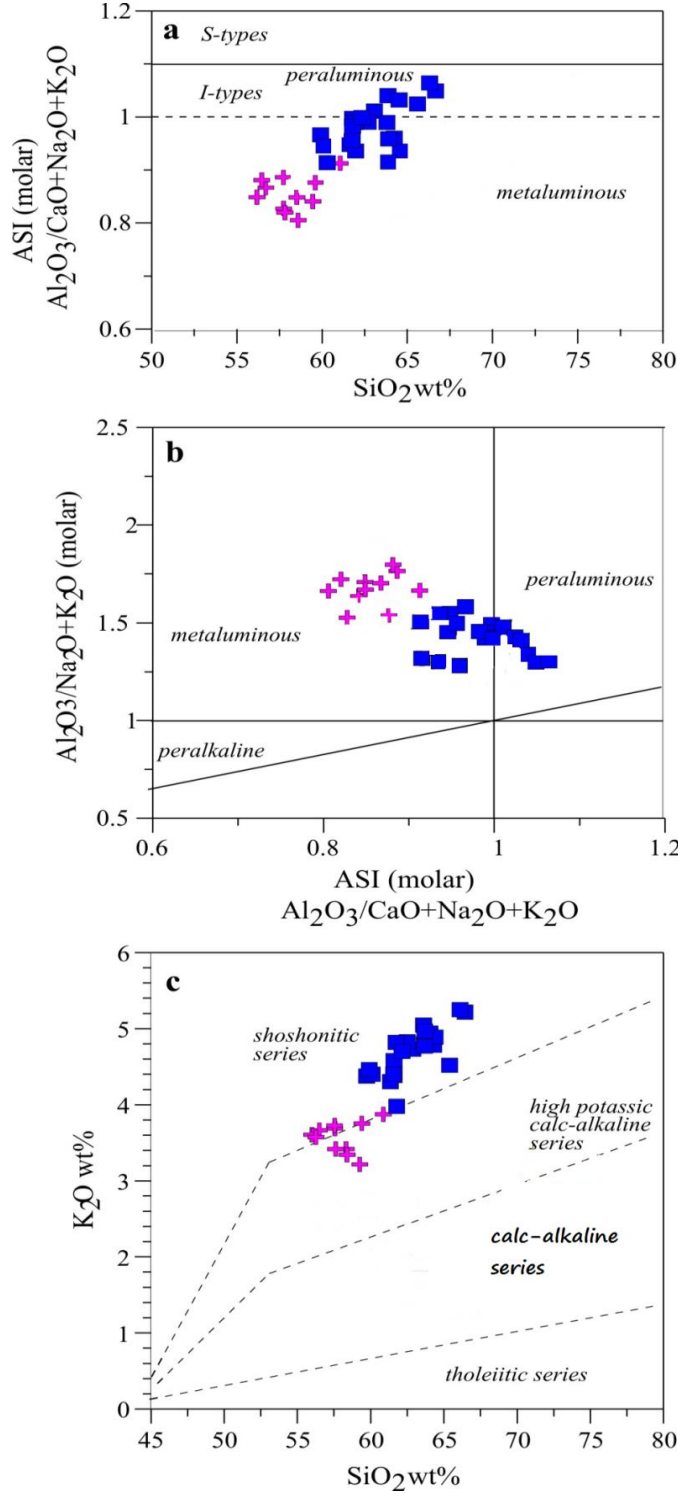
| ELEMENT | Rb | Sr | Ba | Zr | Th | Pb | Zn | Nb | Y | Co |
|-------------|-----|-----|------|-----|----|----|-----|----|----|----|
| D 22 | 138 | 398 | 875 | 181 | 14 | 31 | 83 | 11 | 30 | 21 |
| D 37 | 117 | 421 | 919 | 116 | 11 | 20 | 66 | 10 | 25 | 23 |
| D 38 | 126 | 414 | 805 | 144 | 12 | 18 | 64 | 9 | 26 | 24 |
| D 40 | 153 | 380 | 795 | 183 | 19 | 22 | 79 | 12 | 35 | 19 |
| D 41 | 109 | 409 | 1004 | 133 | 8 | 32 | 66 | 10 | 26 | 22 |
| D 42 | 123 | 388 | 982 | 109 | 9 | 20 | 53 | 9 | 27 | 24 |
| D 57 | 120 | 531 | 723 | 130 | 7 | 24 | 81 | 9 | 26 | 22 |
| D 58 | 128 | 526 | 803 | 145 | 7 | 19 | 92 | 10 | 29 | 24 |
| D 61 | 118 | 546 | 755 | 113 | 5 | 31 | 109 | 7 | 25 | 22 |
| D 62 | 114 | 605 | 1041 | 136 | 3 | 26 | 106 | 7 | 27 | 22 |
| D 65 | 112 | 539 | 713 | 126 | 10 | 15 | 81 | 8 | 25 | 24 |

Tablo 3.2. Çambaşı Kuvars siyenitinin eser ve nadir toprak element içerikleri

| ELEMENT | Rb | Sr | Ba | Zr | Th | Pb | Zn | Nb | Y | Co |
|--------------|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|----|----|----|
| D 67 | 224 | 488 | 919 | 262 | 32 | 43 | 81 | 24 | 48 | 15 |
| D 71 | 332 | 228 | 350 | 401 | 109 | 96 | 99 | 38 | 67 | 12 |
| D 74 | 221 | 483 | 1058 | 356 | 25 | 34 | 84 | 19 | 44 | 13 |
| D 75 | 206 | 542 | 953 | 235 | 20 | 52 | 80 | 15 | 41 | 19 |
| D 76 | 342 | 225 | 351 | 448 | 96 | 186 | 158 | 30 | 65 | 10 |
| D 77 | 233 | 429 | 584 | 192 | 50 | 105 | 153 | 21 | 47 | 19 |
| D 78 | 231 | 452 | 717 | 254 | 27 | 136 | 118 | 19 | 45 | 18 |
| D 79 | 244 | 525 | 1131 | 206 | 32 | 61 | 94 | 16 | 45 | 11 |
| D 80 | 235 | 542 | 1290 | 244 | 12 | 79 | 122 | 15 | 43 | 12 |
| D 81 | 254 | 331 | 520 | 250 | 22 | 54 | 98 | 20 | 51 | 12 |
| D 83 | 170 | 424 | 850 | 216 | 9 | 56 | 86 | 12 | 34 | 17 |
| D 86 | 234 | 378 | 910 | 255 | 12 | 12 | 80 | 15 | 46 | 7 |
| D 90 | 172 | 510 | 995 | 190 | 7 | 10 | 87 | 11 | 34 | 15 |
| D 93 | 284 | 393 | 836 | 398 | 31 | 67 | 84 | 26 | 56 | 12 |
| D 94 | 328 | 281 | 326 | 315 | 34 | 109 | 144 | 28 | 63 | 13 |
| D 95 | 304 | 339 | 500 | 423 | 29 | 245 | 89 | 28 | 60 | 15 |
| D 96 | 317 | 282 | 367 | 424 | 42 | 89 | 91 | 31 | 63 | 14 |
| D 97 | 230 | 519 | 1170 | 311 | 20 | 48 | 74 | 19 | 43 | 12 |
| D 104 | 228 | 564 | 1201 | 241 | 20 | 63 | 97 | 18 | 43 | 14 |
| D 105 | 221 | 517 | 951 | 254 | 25 | 52 | 86 | 19 | 44 | 13 |
| D 116 | 250 | 432 | 758 | 289 | 30 | 83 | 112 | 21 | 46 | 10 |
| D 117 | 202 | 265 | 1014 | 266 | 22 | 57 | 95 | 18 | 39 | 14 |



Şekil 3.12. Bektaşyayla ve Çambaşı granitoidlerinin toplam alkali içeriklerine karşın SiO_2 diagramındaki (Middlemost, 1994) sınıflandırmaları.



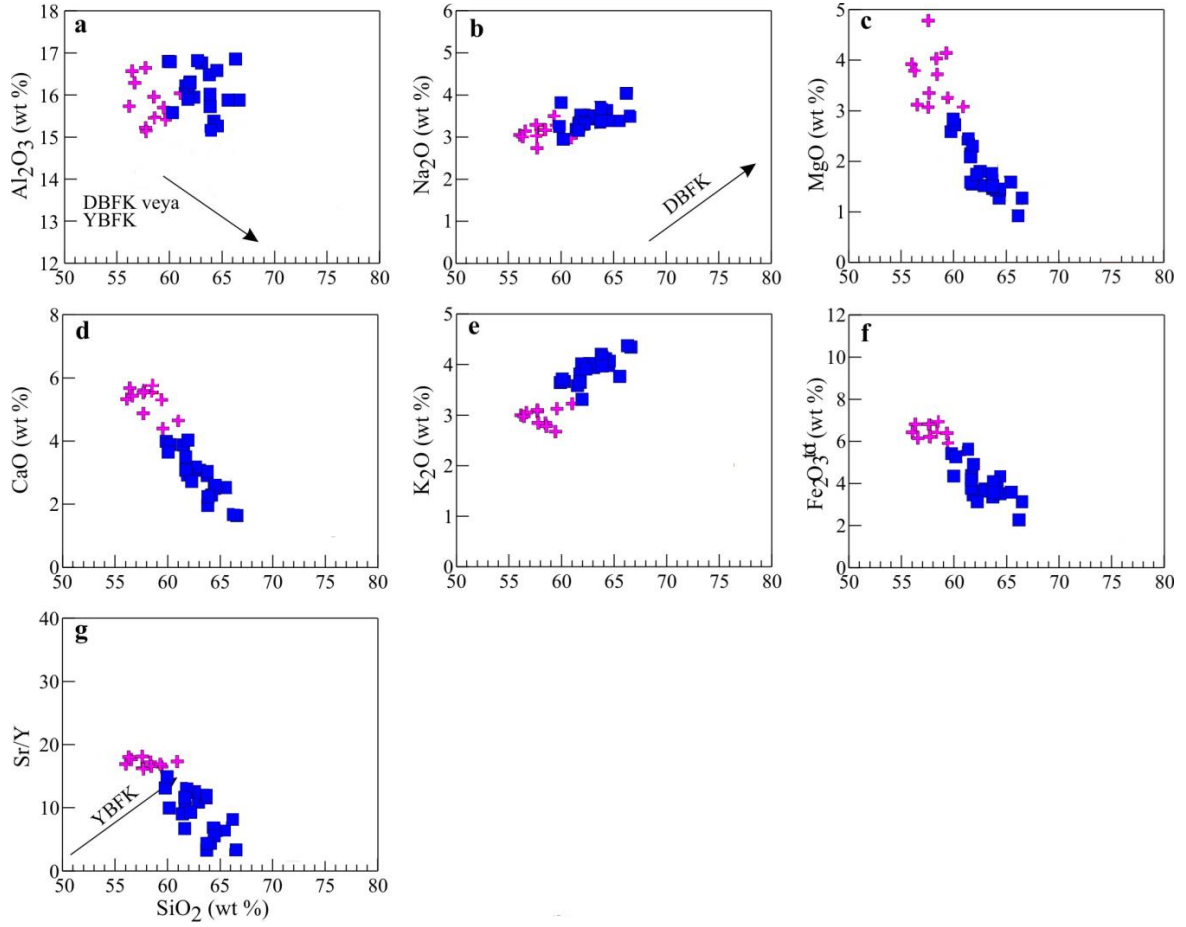
Şekil 3.13. Bektaşyayla ve Çambaşı granitoidlerinin; **a:** Alkali doygunluk indeksine karşın SiO₂ diyagramındaki, **b:** Al₂O₃/NaO + K₂O (molar) değerine karşın alkali doygunluk indeksi diyagramındaki (Maniar ve Piccoli, 1989), **c:** K₂O içeriklerine karşın SiO₂ değişim diyagramlarındaki (Peccerillo ve Taylor, 1976) dağılımları.

Doğu Pontidler'in kuzey kesiminde yüzeylenen ve Kaçkar Batolitinin apofizleri olarak kabul edilen Bektaşyayla ve Çambaşı granitoidleri modal ve kimyasal bileşenler dikkate alındığında geniş bir kayaç spektrumu sunarlar. Söz konusu kayaç spektrumunun oluşumunda en yaygın magmatik etkenlerden birisi fraksiyonel kristallenmedir.

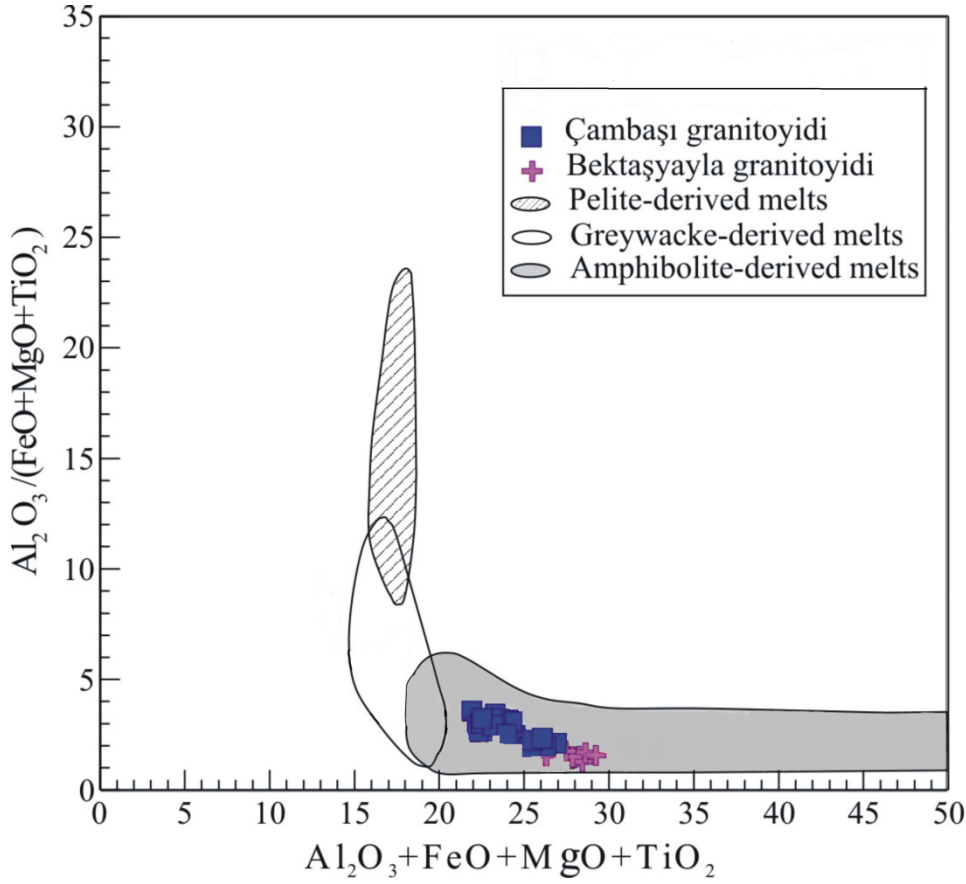
Doğu Pontidler'in kuzey kesimindeki Bektaşyayla ve Çambaşı Plütonlarının: SiO₂ içeriklerine karşın Al₂O₃ içerikleri, SiO₂ içeriklerine karşın Na₂O içerikleri, SiO₂ içeriklerine karşın MgO içerikleri, SiO₂ içeriklerine karşın CaO içerikleri, SiO₂ içeriklerine karşın K₂O içerikleri, SiO₂ içeriklerine karşın toplam demir oksit içerikleri, SiO₂ içeriklerine karşın Sr/Y oranları (Şekil 3.14 a-g) de verilmiştir. Olivin + klinopiroksen + plajiyoklaz + hornblend + titanomagnetit içeren düşük basınç fraksiyonel kristallenme (DBFK) yönsemesi Castillo ve diğ. (1999) ve garnet içeren yüksek basınç fraksiyonel kristallenme (YBFK) yönsemesi Macpherson ve diğ. (2006)'dan alınmış olup, kayaçların MgO, CaO, Fe₂O₃^{top} ve Sr/Y değerleri SiO₂ bileşimi ile artışı ile azalma sunarken, K₂O, Na₂O ve Al₂O₃, değerlerinin artışı ile artış göstermektedir. Tüm bu ilişkiler, örneklerin, yüksek basınç fraksiyonel kristallenmesinden ziyade, düşük basınç fraksiyonel kristallenmesini oluşumları sırasında geçirdikleri anlaşılmaktadır (Şekil 3.14a-g). İlişkiler, her iki plütondaki kayaçların amfibol, kalsik plajiyoklaz ve piroksen fraksiyonlaşmalarının yaygın oluştuğuna işaret etmektedir.

Bektaşyayla ve Çambaşı Plütonlarında bugüne kadar elde edilen tüm veriler, bu kayaçların tek bir kaynak kayadan ziyade iki kaynak kayanın kısmi ergimesiyle karışmış hibrid bir magmanın fraksiyonlaşmasından oluşmuş olabileceğine işaret etmektedir. Petrografik yapılar, spesifik dokusal karakterler ve mafik mikrogranular anklavlar, hibrit magma, dolayısıyla birden fazla kaynağın hibritizasyonunu önermektedir.

Bektaşyayla ve Çambaşı granitoidlerinin Al₂O₃/(FeO+MgO+TiO₂) oranına karşın Al₂O₃+FeO+MgO+TiO₂ oranı değişim diyagramındaki yerleri, Deneysel olarak üretilmiş amfibolit ergiyiği alanları Patiño Douce (1999)'dan alınmış olup, kayaçlar düşük Al₂O₃/(FeO+MgO+TiO₂) and yüksek Al₂O₃+FeO+MgO+TiO₂ değerlerine sahiptirler. Bu özellikleri ile daha çok amfibolit türevli ergiyik karakteri sunarlar.(şekil 3.15)



Şekil 3.14. Doğu Pontidlerin kuzey kesimindeki Bektaşayla ve Çambaşı plütönlörünün; **a:** SiO₂ içeriklerine karşı Al₂O₃ içerikleri, **b:** SiO₂ içeriklerine karşı Na₂O içerikleri, **c:** SiO₂ içeriklerine karşı MgO içerikleri, **d:** SiO₂ içeriklerine karşı CaO içerikleri, **e:** SiO₂ içeriklerine karşı K₂O içerikleri, **f:** SiO₂ içeriklerine karşı toplam demir oksit içerikleri, **g:** SiO₂ içeriklerine karşı Sr/Y oranları. Olivin + klinopiroksen + plajiyoklaz + hornblend + titanomagnetit içeren düşük basınç fraksiyonel kristallenme (DBFK) yönsemesi Castillo ve diğ. (1999) ve garnet içeren yüksek basınç fraksiyonel kristallenme (YBFK) yönsemesi Macpherson ve diğ. (2006)'dan alınmıştır.



Şekil 3.15. Bektaşyayla ve Çambaşı granitoidlerinin $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ oranına karşın $Al_2O_3+FeO+MgO+TiO_2$ oranı değişim diyagramındaki yerleri. Deneysel olarak üretilmiş amfibolit ergiyiği alanları Patiño Douce (1999)'dan alınmıştır.

3.4. ÇAMBAŞI VE BEKTAŞYAYLA GRANİTOYİDLERİNİN $^{40}Ar/^{36}Ar$ YAŞLANDIRMASI

Derinlik magmatik kayalardaki biyotit minerali magmanın katılaşması sırasında sıcaklığın yaklaşık 700 °C den daha yüksek olduğu koşullarda kristallenmektedir. Bu mineral oluşur oluşmaz, kristal kafes yapısında bulunan her bir K atomu, elektron yakalama reaksiyonu ile radyojenik ^{40}Ar atomuna dönüşmekte ve böylece K-Ar ve $^{40}Ar-^{39}Ar$ radyometrik yaş tayininin temel prensibi ortaya çıkmış olmaktadır. Ancak, ortamın sıcaklığı (biyotit minerali için yaklaşık 300 °C ye kadar) düşmedikçe (McDougall and Harrison, 1999), bu şekilde oluşan radyojenik ^{40}Ar atomu bu minerallerin bünyesinde

tutulmamakta ve diffüzyon yoluyla kaybedilmektedir. Ancak, sıcaklık bu değerlere düştüğünde, her bir mineral bünyesindeki radyojenik ^{40}Ar atomunu muhafaza edebilmektedir. Bu nedenle, gerek K-Ar ve gerekse ^{40}Ar - ^{39}Ar radyometrik yaş tayini sonuçları, her bir mineral için, o mineralin kapanma sıcaklığı ile eşdeğer “soğuma yaşı” olarak değerlendirilmektedir.

Ordu ilinin güneyinde yer alan Bektaşayla kuvars monzodiyoriti, Çambaşı siyeniti, Kayabaşı kuvars monzoniti ve Eğrikaya kuvars monzodiyoriti $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma yaşlandırması biyotit minerali üzerinde gerçekleştirilmiştir.

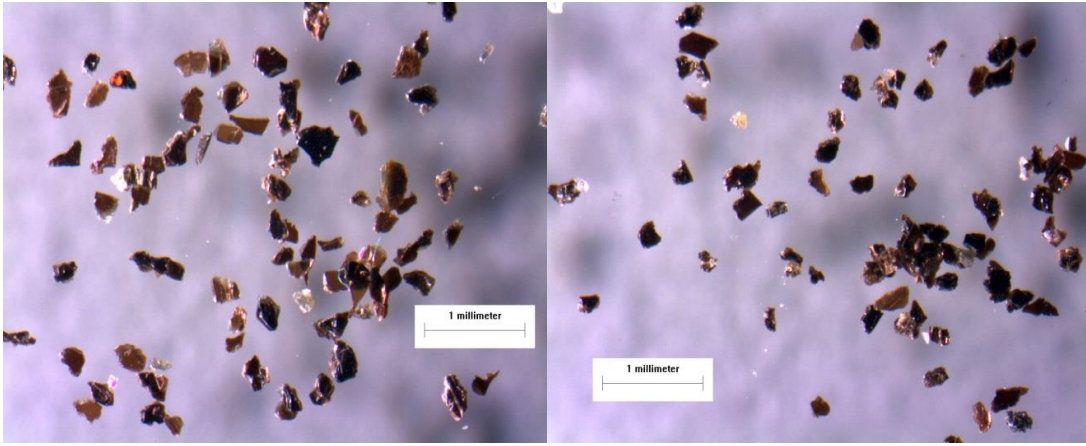
3.4.1. Bektaşayla Kuvars Monzodiyoriti

Bektaşayla kuvars monzodiyorit kayacı içerisinde alınan B1 ve B2 örneklerine yapılan manyetik seperasyon ve ağır sıvılar yardımıyla elde edilen biyotit fraksiyonlarında yaşlandırmalar yapılmıştır.

B1 örneğinde elde edilen biyotit separasyonu (Şekil 4.1.), genellikle yassı konkordan yaş spektrumu üretmiştir. 23 milyon yıl yaş türeten ilk adım dahil edilmezse, tüm adımlar 75-81 milyon yıl aralığında yaşlar üretmişlerdir. Konvensiyonel K/Ar yaşına eş olan toplam gaz yaşı 76.54 ± 0.49 milyon yıldır (Çizelge 4.1.). Elde edilen veriler gözönünde bulundurularak plato ve izokron yaşlar belirlenmemektedir. Ca/K oranları yaygın bir biyotit minerali için oluşturulan gaz salınımı işlemi ile uygunluk göstermektedir. Radyojenik ürünler ($^{40}\text{Ar}^*$) yüksek olmakla birlikte, önemli derecede alterasyon etkisine işaret etmemektedirler. Bu tür bir örnek için toplam gaz yaşının kullanılması önerilmektedir.

B2 örneğinde elde edilen biyotit separasyonu (Şekil 4.1.), ideal bir yayvan ve konkordan spektrum sunmaktadır. %2 ^{39}Ar gazı salınımı ile ilk ve son adım hariç tutulursa, yaş yaklaşık 43 milyon yıldır. Toplam gaz yaşı 42.66 ± 0.29 milyon yıldır. İlksel ^{39}Ar gazı salınımı %98 olan 2 ila 12. adımlar, hemen hemen ideal olan plato sunmakla birlikte 42.89 ± 0.30 milyon yıl yaş vermişlerdir. Aynı adımlar, 42.93 ± 0.14 milyon yıl geçerli bir

izokron yaşı vermişlerdir (Çizelge 4.2.). İzokron, 295 ± 2.9 ilksel $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotopik kompozisyonu ile bu değeri 295.50 olan atmosferik değerden ayırt edilemeyecek kadar benzerdir. İlk ve son adımlar hariç tutulursa, Ca/K oranları homojen bir biyotitin gaz salınımı işlemi ile uyumludur. Alterasyon etkisinin olmadığı radyojenik ürünlerin yüksek oluşundan anlaşılmaktadır. Bu örnek için izokron yaşın kullanılması oldukça güvenilir kabul edilmektedir.



Şekil 3.16. B2 örneğinden alınan biyotit seperasyonu.

Tablo 3.3. Bektaşayla Kuvars Monzodiyoritinin B1 örneğinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|--|
| Isd. | 0,66 | 1,61 | 0,81 | 0,76 | 0,74 | 0,75 | 0,77 | 0,75 | 0,73 | 0,72 | 0,72 | 0,73 | 0,98 | 0,49 |
| Age (Ma) | 22,59 | 80,36 | 78,23 | 78,4 | 77,83 | 78,53 | 80,92 | 78,9 | 77,45 | 75,93 | 75,85 | 75,87 | 74,81 | 76,54 |
| $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ K | 8,335057 | 30,124847 | 29,309668 | 29,37437 | 29,156929 | 29,424532 | 30,339911 | 29,564691 | 29,01226 | 28,42892 | 28,40024 | 28,405593 | 28,000044 | Total gas age = |
| Ca/K | 1,1865031 | 0,4159756 | 0,1079249 | 0,075416 | 0,063842 | 0,1801227 | 0,2380609 | 0,1713643 | 0,184923 | 0,289585 | 0,7115238 | 3,9652474 | 67,467772 | |
| % ^{39}Ar rİsd | 2,8 | 1,8 | 3,6 | 7,4 | 8,7 | 11,1 | 13,9 | 14 | 13,7 | 11,6 | 8,3 | 2,5 | 0,5 | 100 |
| % ^{40}Ar ^g | 24,5 | 36,1 | 82,8 | 92,1 | 96,4 | 95,9 | 95,2 | 96,6 | 97,5 | 97,4 | 97,4 | 93,6 | 61,1 | Cumulative % ^{39}Ar rİsd = |
| ^{40}Ar | 1027,38 | 1630,91 | 1380,89 | 2518,92 | 2813,53 | 3637,28 | 4726,79 | 4596,13 | 4350,58 | 3625,79 | 2596,92 | 827,424 | 269,923 | |
| ^{39}Ar | 30,168 | 19,615 | 39,13 | 79,479 | 93,651 | 119,5 | 149,616 | 151,4 | 147,421 | 125,141 | 89,62 | 27,226 | 5,62 | |
| ^{38}Ar | 4,501 | 2,822 | 3,904 | 7,211 | 8,242 | 10,973 | 15,246 | 15,356 | 14,391 | 11,369 | 7,614 | 2,724 | 1,949 | |
| ^{37}Ar | 2,364 | 0,539 | 0,279 | 0,396 | 0,395 | 1,422 | 2,353 | 1,714 | 1,801 | 2,394 | 4,212 | 7,124 | 24,553 | |
| ^{36}Ar | 2,768 | 3,715 | 0,876 | 0,743 | 0,398 | 0,564 | 0,839 | 0,596 | 0,424 | 0,38 | 0,289 | 0,24 | 0,434 | |
| t (min.) | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | |
| T (C) | 650 | 725 | 790 | 850 | 905 | 960 | 1015 | 1050 | 1085 | 1125 | 1175 | 1235 | 1400 | |
| step | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | |

Tablo 3.4. B2 minerali için $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri

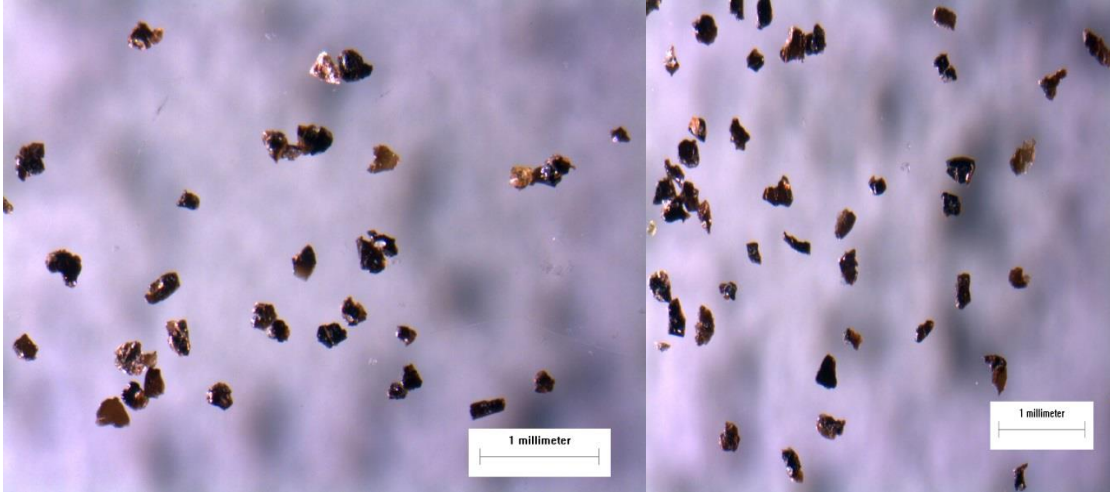
| Isd. | 1.01 | 0.73 | 0.44 | 0.44 | 0.43 | 0.44 | 0.45 | 0.42 | 0.41 | 0.4 | 0.41 | 0.42 | 0.5 | 0.29 | 0.3 | 0.14 | |
|--------------------------------------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|--------------------------------------|---------------|--------------|-----------------------|
| Age (Ma) | 31.66 | 42.59 | 43.09 | 43.12 | 43.15 | 43.3 | 43.3 | 42.81 | 42.46 | 42.47 | 42.58 | 42.94 | 44.3 | 42.66 | 42.89 | 42.93 | |
| $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ Rk | 1.87317 | 16.019896 | 16.213291 | 16.224332 | 16.234613 | 16.290207 | 16.293253 | 16.104785 | 15.971176 | 15.977266 | 16.01647 | 16.153135 | 16.673392 | Total gas age = | Plateau age = | (steps 2-12) | Isochron (steps 2-12) |
| Ca/K | 0.463479 | 0.1988328 | 0.0913636 | 0.0978402 | 0.103261 | 0.153658 | 0.2187058 | 0.0910963 | 0.0569219 | 0.0512419 | 0.103112 | 0.4759298 | 3.2357885 | | | | |
| % ^{39}Ar Risd | 1.5 | 3.4 | 9 | 8.1 | 5.9 | 6.1 | 8.3 | 9.5 | 11.3 | 17.2 | 15.8 | 3.3 | 0.6 | 100 | | | |
| % $^{40}\text{Ar}^*$ | 22.3 | 43.8 | 86.6 | 88.2 | 89.4 | 86.5 | 84.8 | 91 | 95 | 97.4 | 97.8 | 93.5 | 77.4 | Cumulative % ^{39}Ar Risd = | | | |
| ^{39}Ar | 1192.24 | 1861.03 | 2540.59 | 2251 | 1635.38 | 1744.45 | 2423.1 | 2530.74 | 2879 | 4254.86 | 3908.03 | 874.739 | 217.408 | | | | |
| ^{38}Ar | 2.359 | 4.11 | 9.285 | 8.225 | 5.932 | 6.135 | 8.519 | 9.245 | 11.041 | 17.338 | 16.764 | 3.739 | 0.767 | | | | |
| ^{37}Ar | 0.685 | 0.667 | 0.82 | 0.791 | 0.655 | 0.939 | 1.822 | 0.861 | 0.645 | 0.88 | 1.629 | 1.58 | 1.968 | | | | |
| ^{36}Ar | 3.292 | 3.732 | 1.236 | 0.976 | 0.652 | 0.87 | 1.344 | 0.843 | 0.54 | 0.426 | 0.339 | 0.242 | 0.233 | | | | |
| t (min.) | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | | | | |
| T (C) | 650 | 725 | 790 | 850 | 905 | 960 | 1015 | 1050 | 1085 | 1125 | 1175 | 1235 | 1400 | | | | |
| step | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | | | | |

3.4.2. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti

Eğrikaya Kuvars Monzodiyoritinden derlenen B4 ve B6 örneklerinden manyetik seperasyon ve ağır sıvılar yardımıyla elde edilen biyotit fraksiyonlarında yaşlandırmalar yapılmıştır.

B4 örneğinden elde edilen biyotit seperasyonu (Şekil 4.2.), bu örnek için hemen hemen yassı ve konkordan yaş spektrumudur. İlk iki daha genç olan adımlar hariç tutulursa, yaş spektrumları, yaklaşık 42.5 milyon yıl olarak verilmiştir.

Bu örneğin toplam gaz yaşı 42.42 ± 0.30 milyon yıldır. %98 ^{39}Ar gazı salınımı ile tüm adımlar 42.61 ± 0.30 milyon yıl plato yaşı üretmişlerdir (Çizelge 4.3.). Elde edilen verilen ile izokron belirlenememiştir. Ca/K oranları düşüktür ve homojen biyotit mineralinin gaz salınımı ile uyumludur. Radyojenik ürünler yüksektir ve önemli alterasyon göstermemektedir. Plato yaşı bu örnek için güvenle kullanılabilir.

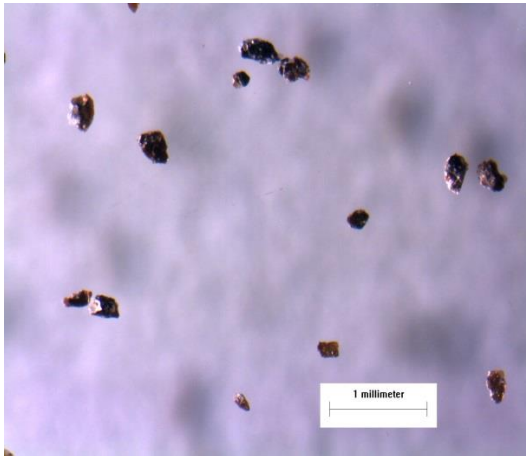


Şekil 3.17. B4 örneğinden seçilen biyotit mineralleri.

Tablo 3.5. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoritinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri B4 örneği için

| Isd. | 0,74 | 1,15 | 0,49 | 0,44 | 0,43 | 0,42 | 0,42 | 0,42 | 0,42 | 0,42 | 0,42 | 0,42 | 0,42 | 0,41 | 0,42 | 0,42 | 0,42 | 0,3 | 0,3 |
|-----------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|--------------------------------------|-------|---------------|-------|-------|-------|
| Age (Ma) | 22,39 | 39,88 | 42,85 | 43,15 | 42,95 | 42,64 | 42,65 | 42,64 | 42,56 | 42,38 | 42,32 | 42,43 | 42,32 | 42,42 | 42,32 | 42,42 | 42,32 | 42,42 | 42,61 |
| $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ K | 8,594321 | 15,382304 | 16,540424 | 16,659584 | 16,579881 | 16,461126 | 16,465422 | 16,461516 | 16,428706 | 16,359574 | 16,33536 | 16,377149 | 16,33497 | Total gas age = | | Plateau age = | | | |
| Cm/K | 0,3471632 | 0,2681125 | 0,0927516 | 0,0607074 | 0,0511784 | 0,0381275 | 0,0341796 | 0,0427758 | 0,0617532 | 0,0807797 | 0,1068678 | 0,1586299 | 0,6310199 | | | | | | |
| % ^{39}Ar rİsd | 0,6 | 1 | 3,2 | 5,3 | 6 | 8,5 | 13,4 | 13,1 | 9,7 | 9 | 8,8 | 8,6 | 12,9 | 100 | | | | | |
| % ^{40}Ar ** | 22,5 | 24,7 | 75,5 | 89,6 | 94,2 | 95,6 | 95,3 | 95,9 | 96,7 | 97,5 | 98 | 98,4 | 98 | Cumulative % ^{39}Ar rİsd = | | | | | |
| ^{40}Ar | 395,06 | 1050,43 | 1166,19 | 1634,53 | 1755,67 | 2445,85 | 3840,46 | 3743,85 | 2733,57 | 2501,08 | 2439,29 | 238,34 | 3585,87 | | | | | | |
| ^{39}Ar | 10,275 | 16,875 | 53,272 | 88,258 | 100,165 | 142,955 | 224,067 | 219,828 | 162,025 | 150,05 | 147,231 | 144,064 | 216,273 | | | | | | |
| ^{38}Ar | 1,064 | 1,959 | 4,575 | 7,34 | 8,197 | 11,553 | 18,181 | 17,828 | 13,328 | 12,425 | 12,486 | 12,678 | 21,077 | | | | | | |
| ^{37}Ar | 0,231 | 0,293 | 0,32 | 0,347 | 0,332 | 0,353 | 0,496 | 0,609 | 0,648 | 0,785 | 1,019 | 1,48 | 8,837 | | | | | | |
| ^{36}Ar | 1,092 | 2,818 | 1,046 | 0,638 | 0,399 | 0,415 | 0,669 | 0,575 | 0,352 | 0,255 | 0,211 | 0,174 | 0,331 | | | | | | |
| t (min.) | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | | | | | | |
| T (C) | 650 | 725 | 790 | 850 | 905 | 960 | 1015 | 1050 | 1080 | 1110 | 1140 | 1170 | 1400 | | | | | | |
| step | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | | | | | | |

B6 örneğinden ayrılan biyotit seperasyonu(Şekil 4.3.), çok diskordan bir yaş spektrumu sunmaktadır. Toplam gaz yaşı 70.61 ± 0.57 milyon yıldır (Çizelge 4.4.). Elde edilen veriler ile plato ve izokron yaşlar bulunamamıştır. ^{39}Ar gaz salınımları %9 civarında olan İlk ve son üç adım hariç tutulacak olursa, Ca/K oranları, homojen bir biyotit seperasyonunun degaz işlemleri ile uyumludur. Özellikle son 3 adım az miktarda da olsa amfibol kirlenmesi göstermektedir. Radyojenik ürünler, yüksek olup, alterasyon etkisi yansıtmamaktadırlar. Toplam gaz yaşı bu örnek için tek seçenektir.



Şekil 3.18. B6 örneğinden seçilen biyotit mineralleri.

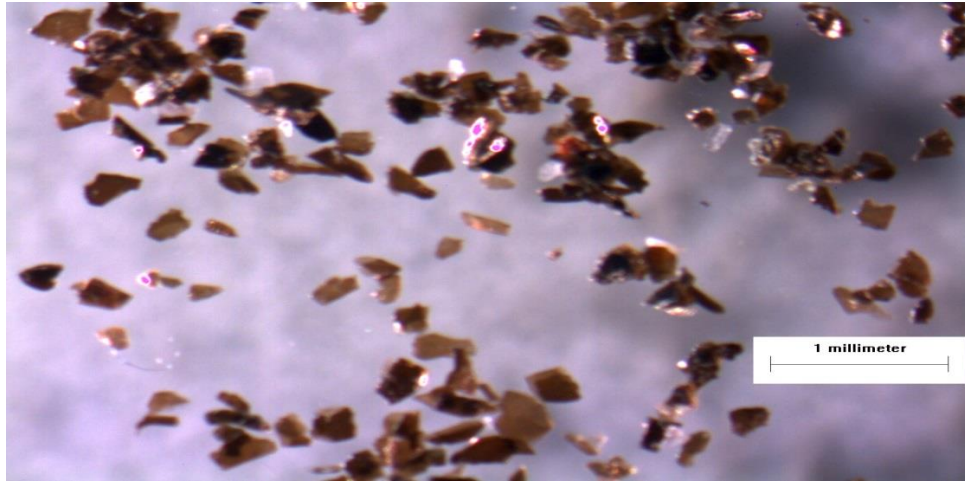
Tablo 3.6. B6 örneği $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri.

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|--------------------------------------|
| Isd. | 1.2 | 0.91 | 0.78 | 0.71 | 0.72 | 0.81 | 0.82 | 0.82 | 0.75 | 0.65 | 0.59 | 0.76 | 0.79 | 0.57 |
| Age (Ma) | 62.42 | 76.76 | 72.54 | 66.26 | 67.14 | 74.1 | 77.04 | 76.09 | 71.03 | 60.45 | 54.55 | 61.86 | 60.84 | 70.61 |
| $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}^*\text{K}$ | 24.845907 | 30.674815 | 28.952673 | 26.40217 | 26.758559 | 29.587814 | 30.789931 | 30.399752 | 28.33883 | 24.046972 | 21.664274 | 24.617146 | 24.203533 | Total gas age = |
| C%/K | 0.3144004 | 0.0778943 | 0.0454141 | 0.050019 | 0.0816762 | 0.1242289 | 0.1164311 | 0.1485338 | 0.123713 | 0.1555282 | 0.4625694 | 2.0554107 | 2.3788487 | |
| % ^{39}Ar rlsd | 4.2 | 9.9 | 15.4 | 13.4 | 8.4 | 7.6 | 11.2 | 10.1 | 8.5 | 6.7 | 2.4 | 0.6 | 1.4 | 100 |
| % $^{40}\text{Ar}^*$ | 38 | 75.9 | 94.9 | 95.6 | 94.2 | 93.3 | 96.3 | 97.5 | 97.7 | 97.3 | 95.4 | 88.8 | 80.2 | Cumulative % ^{39}Ar rlsd = |
| ^{40}Ar | 2510.72 | 3677.64 | 4313.24 | 3405.61 | 2193.8 | 2209.34 | 3290.23 | 2890.75 | 2280.15 | 1549.35 | 522.236 | 172.586 | 480.479 | |
| ^{39}Ar | 38.64 | 91.673 | 142.416 | 124.055 | 77.58 | 69.771 | 103.347 | 93.058 | 78.687 | 62.169 | 22.289 | 5.506 | 13.217 | |
| ^{38}Ar | 3.504 | 6.406 | 9.336 | 8.408 | 5.16 | 4.413 | 6.411 | 5.94 | 5.198 | 4.352 | 1.634 | 0.421 | 0.719 | |
| ^{37}Ar | 0.74 | 0.435 | 0.394 | 0.378 | 0.386 | 0.528 | 0.733 | 0.842 | 0.593 | 0.589 | 0.628 | 0.689 | 1.914 | |
| ^{36}Ar | 5.535 | 3.173 | 0.825 | 0.583 | 0.497 | 0.592 | 0.495 | 0.319 | 0.256 | 0.215 | 0.158 | 0.138 | 0.45 | |
| t (min.) | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | |
| T (C) | 650 | 725 | 790 | 850 | 905 | 960 | 1015 | 1050 | 1080 | 1110 | 1140 | 1170 | 1400 | |
| step | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | |

3.4.3. ÇAMBAŞI SİYENİTİ

Çambaşı Siyenitinden derlenen B9 ve C11 nolu örneklerinden manyetik seperasyon ve ağır sıvılar yardımıyla elde edilen biyotit fraksiyonunda yaşlandırmalar gerçekleştirilmiştir.

B9 örneği oldukça ideal bir veri seti sunmuştur (Tablo 6). Yaş spektrumu yassı ve konkordandır. Toplam gaz yaşı 76.05 ± 0.53 milyon yıldır. ^{39}Ar gaz salınımları %98 civarında olan 2 ila 13 adımlar arasında 76.20 ± 0.54 milyon yıl plato yaşı tesbit edilmiştir. Aynı adımlar, 76.27 ± 0.25 milyon yıl geçerli izokron yaşı sunmaktadır. İzokron 297 ± 2.4 ilksel $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotopik kompozisyonu ile atmosferik argondan ayırt edilemeyecek kadar benzerdir. Ca/K oranları düşüktür ve homojen biyotit mineralinin gaz salınımı ile uyumludur. Radyojenik ürünler yüksektir ve önemli alterasyon göstermemektedir. İzokron yaşı bu örnek için en güvenilir yaş tahminidir.



Şekil 3.19. B9 örneğinden seçilen biyotit mineralleri.

Tablo 3.7. Çambaşı Siyenitinin B9 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|-------------|------------|------------|------------|----------|------------|-----------|------------|------------|------------|------------|------------|-----------|--------------------------------------|---------------|--------------|----------------|--------------|--|
| Isd. | 1.71 | 1.35 | 0.79 | 0.73 | 0.72 | 0.73 | 0.74 | 0.74 | 0.74 | 0.73 | 0.73 | 0.74 | 0.75 | 0.53 | 0.54 | 0.25 | | | |
| Age (Ma) | 57.43 | 75.67 | 77.36 | 76.69 | 76.64 | 76.45 | 76.53 | 76.06 | 75.54 | 75.78 | 75.68 | 75.94 | 75.76 | 76.05 | 76.2 | 76.27 | | | |
| $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ RK | 20.37017726 | 97.587427 | 5.8878627 | 3.4435427 | 3.32833 | 27.25877 | 27.28863 | 27.116032 | 26.927463 | 27.013732 | 26.979514 | 27.073436 | 27.006088 | Total gas age = | Plateau age = | (steps 2-13) | Isochron age = | (steps 2-13) | |
| Cg/K | 0.74183920 | 0.36842410 | 0.08034040 | 0.04038220 | 0.042346 | 0.06378270 | 0.1094330 | 0.12901620 | 0.09530380 | 0.08345950 | 0.06671410 | 0.09220590 | 0.3551953 | | | | | | |
| % ^{39}Ar rİsd | 1.7 | 1.5 | 7 | 20.7 | 14 | 11.4 | 10.6 | 7.2 | 6.1 | 5.9 | 5.8 | 4.6 | 3.6 | 100 | | | | | |
| % ^{40}Ar * | 21.9 | 38 | 82 | 94.1 | 95.9 | 95.3 | 92.7 | 91.3 | 90.9 | 91.7 | 91.5 | 91.5 | 88.9 | Cumulative % ^{39}Ar rİsd = | | | | | |
| ^{40}Ar | 2084.28 | 1465.42 | 3186.36 | 8106.79 | 5376.03 | 4414.25 | 4205.85 | 2907.84 | 2459.49 | 2364.68 | 2315.57 | 1858.45 | 1509.45 | | | | | | |
| ^{39}Ar | 22.562 | 20.583 | 95.249 | 281.438 | 190.175 | 155.229 | 143.678 | 98.226 | 83.221 | 80.411 | 78.646 | 62.764 | 48.883 | | | | | | |
| ^{38}Ar | 3.323 | 2.515 | 9.609 | 27.428 | 18.692 | 15.763 | 14.736 | 10.086 | 8.248 | 7.843 | 7.375 | 5.573 | 3.592 | | | | | | |
| ^{37}Ar | 0.96 | 0.435 | 0.439 | 0.652 | 0.462 | 0.568 | 0.902 | 0.727 | 0.455 | 0.385 | 0.301 | 0.332 | 0.996 | | | | | | |
| ^{36}Ar | 5.78 | 3.219 | 2.078 | 1.734 | 0.823 | 0.796 | 1.148 | 0.959 | 0.852 | 0.757 | 0.762 | 0.625 | 0.716 | | | | | | |
| t (min.) | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | | | | | | |
| T (C) | 650 | 725 | 790 | 850 | 905 | 960 | 1015 | 1050 | 1080 | 1110 | 1140 | 1170 | 1400 | | | | | | |
| step | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | | | | | | |

C11 örneğinden derlene biyotit seperasyonu genellikle diskordan bir yaş spektrumu sunmakla birlikte maksimum yaşa 7. adımda ulaşılmış olup yaklaşık 75 milyon yıldır. Örneğin toplam gaz yaşı 72.75 ± 0.46 milyon yıldır. ^{39}Ar gaz salınımları %82 civarında olan 3 ila 10 adımları arasında 73.98 ± 0.52 milyon yıl plato yaşı elde edilmiştir (Tablo 4.6.). Eldeki veriler ile izokron yaşı elde edilememiştir. Ca/K değerleri 1 in üzerinde değişmektedir. Bu değer, analiz edilen seperasyonun saf biyotit olmadığına işaret etmektedir. Plato yaşı bu örnek için güvenle kullanılabilir.

3.4.4. Kayabaşı Kuvars Monzoniti

Kayabaşı Kuvars Monzonitinden toplam C4 ve C6 nolu örneklerinden manyetik seperasyon ve ağır sıvılar yardımıyla elde edilen biyotit fraksiyonunda yaşlandırmalar gerçekleştirilmiştir.

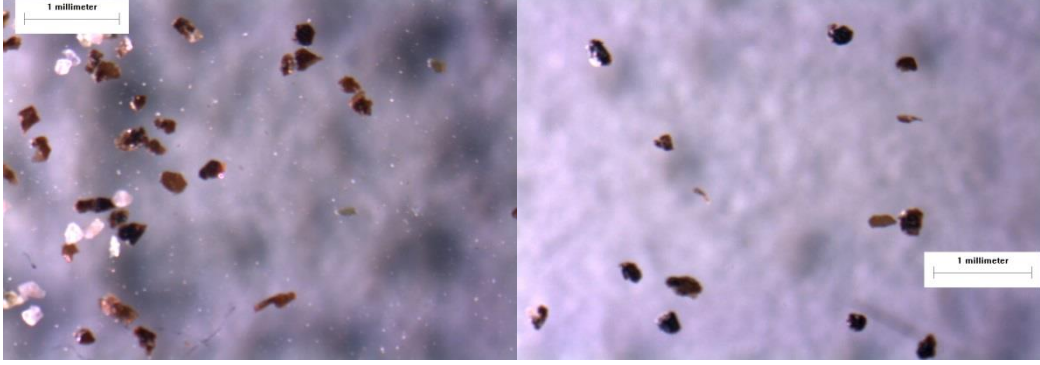
C4 örneği (Şekil 4.5.) oldukça ideal ve açıklanabilir bir veri seti üretmiştir (Tablo 4.7.). Yaş spektrumu genellikle yassı ve konkordandır. Toplam gaz yaşı 44.80 ± 0.29 milyon yıldır. ^{39}Ar gaz salınımları %98 civarında olan 2 ila 12 adımları arasında 45.08 ± 0.30 milyon yıl plato yaşı sunmaktadır. ^{39}Ar gaz salınımları %94 civarında olan 3 ila 12 adımları arasında 44.64 ± 0.20 milyon yıl geçerli izokron yaşı vermişlerdir. İlkel $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotopik değerleri 337 ± 13 dür ve bu aşırı argonu varlığına işaretler. Bu örnek için ise en güvenilir ve kullanılabilir yaş izokron yaşıdır.

Tablo3.8. C11 örneğinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-----------|-----------|------------|------------|------------|--------------------------------------|---------------|
| Isd. | 2.49 | 0.96 | 0.96 | 0.66 | 0.66 | 0.67 | 0.67 | 0.66 | 0.65 | 0.65 | 0.64 | 0.61 | 0.46 | 0.52 |
| Age (Ma) | 71.92 | 67.43 | 71.86 | 73.86 | 73.95 | 74.4 | 74.85 | 74.24 | 74 | 73.53 | 71.36 | 65.07 | 72.75 | 73.98 |
| $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}^*\text{K}$ | 26.791047 | 25.086203 | 26.770908 | 27.529028 | 27.563266 | 27.736764 | 27.904977 | 27.67436 | 27.58457 | 27.403884 | 26.579799 | 24.194106 | Total gas age = | Plateau age = |
| Cs/K | 1.02654373 | 0.24484357 | 0.10904349 | 0.07903628 | 0.15465675 | 0.48907741 | 1.02773215 | 1.2086028 | 0.7710454 | 0.45933628 | 0.51883787 | 1.76610786 | | |
| % ^{39}Ar rİsd | 2.3 | 3 | 7.6 | 13.4 | 12.1 | 9.7 | 8.5 | 9.2 | 12.4 | 8.8 | 3.9 | 9.1 | 100 | |
| % $^{40}\text{Ar}^*$ | 19.3 | 48.8 | 84.7 | 93.5 | 93.8 | 92.7 | 93.6 | 95.3 | 96.7 | 95.8 | 93.5 | 86.1 | Cumulative % ^{39}Ar rİsd = | |
| ^{40}Ar | 2420.02 | 1141.33 | 1797.98 | 2942.47 | 2643.17 | 2176.35 | 1896.58 | 1998.7 | 2639.9 | 1884.03 | 841.428 | 1923.21 | | |
| ^{39}Ar | 17.519 | 22.237 | 57.061 | 100.465 | 90.406 | 72.828 | 63.587 | 68.85 | 92.75 | 65.807 | 29.148 | 67.73 | | |
| ^{38}Ar | 3.227 | 2.542 | 6.094 | 10.611 | 9.724 | 8.174 | 8.702 | 10.91 | 12.938 | 7.701 | 2.916 | 5.414 | | |
| ^{37}Ar | 0.994 | 0.301 | 0.344 | 0.439 | 0.773 | 1.969 | 3.612 | 4.599 | 3.953 | 1.671 | 0.836 | 6.61 | | |
| ^{36}Ar | 6.936 | 2.093 | 1.018 | 0.73 | 0.631 | 0.628 | 0.503 | 0.408 | 0.387 | 0.352 | 0.266 | 0.955 | | |
| t (min.) | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | | |
| T (°C) | 650 | 725 | 790 | 850 | 905 | 960 | 1015 | 1050 | 1080 | 1110 | 1140 | 1400 | | |
| step | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | | |

Tablo 3.9. C4 örneği örneğinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri

| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---|---------------|--------------|----------------|--------------|
| Is.d. | 1,53 | 0,73 | 0,43 | 0,42 | 0,42 | 0,43 | 0,42 | 0,41 | 0,41 | 0,4 | 0,4 | 0,43 | 0,29 | 0,3 | 0,2 | | |
| Age (Ma) | 30,94 | 46,47 | 45,19 | 45,07 | 45,39 | 45,76 | 45,55 | 44,68 | 44,57 | 44,58 | 44,57 | 45,22 | 44,8 | 45,08 | 44,64 | | |
| $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ K | 10,961944 | 16,536527 | 16,074615 | 16,029595 | 16,147375 | 16,28103 | 16,203211 | 15,892031 | 15,850983 | 15,853144 | 15,850623 | 16,0847 | Total gas age = | Plateau age = | (steps 2-12) | Isochron age = | (steps 3-12) |
| Ca/K | 0,589351 | 0,13844 | 0,063869 | 0,059734 | 0,069509 | 0,161884 | 0,1488200 | 0,086888 | 0,1100265 | 0,1398926 | 0,2295646 | 1,0113137 | | | | | |
| % ^{39}Ar rlsd | 2,1 | 3,7 | 8,4 | 10,1 | 8 | 7,8 | 14,2 | 19,3 | 10 | 7,8 | 4,8 | 3,6 | 100 | | | | |
| % $^{40}\text{Ar}^*$ | 14,3 | 43,9 | 86,5 | 90,5 | 92,6 | 91 | 93,5 | 97 | 97 | 97,5 | 97,4 | 87,6 | Cumulative % ^{39}Ar rlsd = | | | | |
| ^{40}Ar | 1684,05 | 1454,65 | 1622,25 | 1845,61 | 1453,38 | 1458,14 | 2548,15 | 3280,04 | 1702,58 | 1332,35 | 828,52 | 725,3 | | | | | |
| ^{39}Ar | 22,025 | 38,806 | 87,444 | 104,479 | 83,409 | 81,159 | 147,377 | 200,995 | 103,939 | 81,496 | 50,127 | 37,739 | | | | | |
| ^{38}Ar | 2,397 | 3,03 | 5,627 | 6,615 | 5,33 | 5,246 | 9,664 | 12,94 | 6,652 | 5,217 | 3,229 | 2,391 | | | | | |
| ^{37}Ar | 0,732 | 0,303 | 0,315 | 0,352 | 0,327 | 0,741 | 1,237 | 0,985 | 0,645 | 0,643 | 0,649 | 2,152 | | | | | |
| ^{36}Ar | 5,126 | 2,908 | 0,821 | 0,668 | 0,429 | 0,529 | 0,649 | 0,412 | 0,25 | 0,186 | 0,149 | 0,441 | | | | | |
| t (min.) | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | | | | | |
| T (C) | 650 | 725 | 790 | 850 | 905 | 960 | 1015 | 1050 | 1080 | 1110 | 1140 | 1400 | | | | | |
| step | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | | | | | |



Şekil 3.20. C6 örneği ve C4 örneğinden seçilen biyotit mineralleri.

C6 örneğinden derlenen biyotit seperasyonunun (Şekil 4.5) da oldukça ideal ve açıklanabilir bir veri seti üretmiştir (Tablo 7). Yaş spektrumu yassı ve konkordan bir spektrum sunmaktadır. Toplam gaz yaşı 44.92 ± 0.29 milyon yıldır. ^{39}Ar gaz salınımları %97 civarında olan 3 ila 13 adımları arasında 44.79 ± 0.29 milyon yıl plato yaşı elde edilmiştir. Tüm 13 adım dikkate alındığında, izokron yaşı 44.70 ± 0.18 milyon yıldır ve İlksel $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotopik değeri 299.7 ± 2.2 dir. Bu haliyle atmosferic argondan 2σ hassasiyeti seviyesinde ayırt edilemeyebilir. Ca/K oranları saf biyotit degaz işlemi ile uyumlu olmakla birlikte radyojenik oranlar yüksektir ve bu değer alterasyon etkisinin olmadığını gösterir. İzokron yaş bu örnek için kullanılabilir en önemli yaş verisidir.

Çizelge 3.10. C6 Örneğinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kontrollü ısıtma (step heating) yaşlandırması verileri

| step | T (C) | t (min.) | ^{36}Ar | ^{37}Ar | ^{38}Ar | ^{39}Ar | ^{40}Ar | % $^{40}\text{Ar}^*$ | % ^{39}Ar rİsd | Cu/K | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ rK | Age (Ma) | İsd. |
|------|-------|----------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|--------------------------------------|-------------------------|----------|--------------------------------------|----------|------|
| 1 | 650 | 12 | 6,371 | 0,288 | 2,314 | 11,382 | 1982,65 | 9,4 | 1,5 | 0,451151 | 16,51653 3 | 45,49 | 3,07 |
| 2 | 725 | 12 | 1,9 | 0,173 | 1,312 | 13,334 | 764,949 | 30,4 | 1,7 | 0,231315 | 17,43824 4 | 47,99 | 1,09 |
| 3 | 790 | 12 | 1,509 | 0,218 | 4,235 | 52,372 | 1279,45 | 67,5 | 6,8 | 0,074209 | 16,48675 | 45,41 | 0,5 |
| 4 | 850 | 12 | 1,393 | 0,328 | 9,593 | 123,493 | 2400,23 | 84,1 | 16 | 0,047350 | 16,42314 5 | 45,23 | 0,43 |
| 5 | 905 | 12 | 0,962 | 0,321 | 7,794 | 102,169 | 1923,99 | 96,5 | 13,2 | 0,056012 | 16,34668 | 45,03 | 0,42 |
| 6 | 960 | 12 | 0,862 | 0,231 | 6,02 | 80,669 | 1546,65 | 85,3 | 10,5 | 0,051050 | 16,30698 1 | 44,92 | 0,43 |
| 7 | 1015 | 12 | 0,914 | 0,24 | 5,543 | 74,484 | 1452,15 | 83,3 | 9,6 | 0,057444 | 16,18201 6 | 44,58 | 0,43 |
| 8 | 1050 | 12 | 0,766 | 0,196 | 3,973 | 52,667 | 1060,52 | 81,1 | 6,8 | 0,066346 | 16,17650 4 | 44,56 | 0,44 |
| 9 | 1080 | 12 | 0,669 | 0,164 | 3,157 | 41,24 | 850,789 | 79,7 | 5,3 | 0,07089 | 16,19377 7 | 44,61 | 0,44 |
| 10 | 1110 | 12 | 0,624 | 0,172 | 2,923 | 37,844 | 784,282 | 79,6 | 4,9 | 0,081027 | 16,21178 5 | 44,66 | 0,45 |
| 11 | 1140 | 12 | 0,65 | 0,221 | 3,139 | 40,404 | 829,772 | 79,9 | 5,2 | 0,097514 | 16,15592 4 | 44,51 | 0,44 |
| 12 | 1170 | 12 | 0,683 | 0,353 | 3,588 | 45,741 | 926,62 | 81 | 5,9 | 0,13758 | 16,20480 2 | 44,64 | 0,44 |
| 13 | 1400 | 12 | 1,182 | 1,492 | 7,481 | 96,1 | 1875,9 | 83,9 | 12,4 | 0,276803 | 16,20259 7 | 44,63 | 0,43 |
| | | | | | | | | Cumulative % ^{39}Ar rİsd = | 100 | | Total gas age = | 44,92 | 0,29 |
| | | | | | | | | | | | Plateau age = | 44,79 | 0,29 |
| | | | | | | | | | | | (steps 3-13) | | |
| | | | | | | | | | | | Isochron age = | 44,7 | 0,18 |
| | | | | | | | | | | | (steps 1-13) | | |

3.5. FISSION TRACK YAŞ TAYİNİ

Apatit parçalanma izi analizi için, genellikle kırılıp öğütülmüş kayalarda manyetik seperasyon ve ağır sıvılar ile seçilen apatitler minerali ile örnekler hazırlanmaktadır.

Apatit kristal örneği, genellikle epoksi yardımıyla gömülür ve iç yüzeyi görmek için parlatma işlemi uygulanmıştır. Açığa çıkan parlatılmış yeni yüzeydeki apatit tanelerinin çoğu hemen hemen c eksenine paraleldir. Bu tanelerin büyük bir çoğunluğunun kristalografik yönlenmeli yüzeylere sahip olduğu anlamına gelmektedir. Parlatma işlemine izler yaklaşık olarak 1-2 µm oluncaya kadar tekrarlanır (Gleadow ve Lovering 1977).

C-eksenine paralel olan yüzeylerdeki izler ilk başta açığa çıktıklarında iğne gibidir, devam edildikçe parlatma işlemine yüzeyi bıçağımsı geniş ve yassı bir şekil almaktadır (Wagner 1969).

Aslında iz olmayıp ama izmiş gibi davranan bazı özellikler parlatma işlemi ile ortaya çıkarılabilir ve bu izler bölünme izlerine benzer olduklarından iz sayımında ciddi sorunlara neden olmaktadır. Güvenilir bir şekilde dağlanmış izler uzunlukları sınırlı ve rastgele yönlenmiş düz-çizgi şeklindeki sahte izlerden ayrılmaktadır (Gleadow ve diğ...2002).

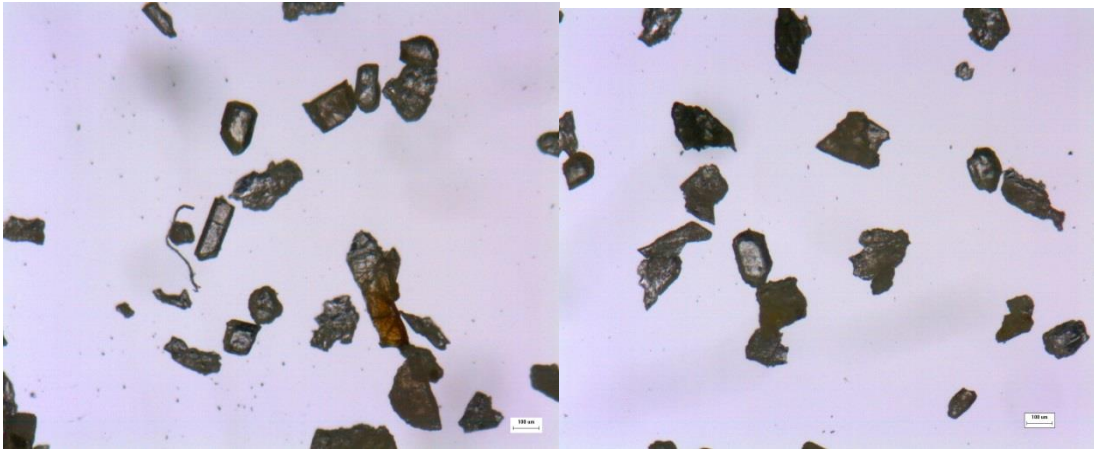
Jeolojik yaşı temsil eden iz yoğunluğu ve dağlanmış yüzeyin her bir parçasındaki izlerin sayısıdır. Mikroskop merceği yüzeyi kullanılarak ağ ile kesişen izlerin sayısı sayılarak ölçülebilir ve parçalanma izleri oldukça çabuk meydana gelmektedir.(Gleadow ve diğ...2002).

Karadeniz bölgesinde Ordu ili güneyinde yer alan granitoyid birimlerinden Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti'ne ait kayaç örneğinde apatit fission-track radyometrik yaş elde edilmiştir.

3.5.1. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti

Karadeniz bölgesinde Ordu ili güneyinde yer alan granitoid birimlerinden deniz düzeyinden yüksekliği 2048m olan Eğrikaya Kuvars Monzodiyoritinden alınan 1 adet kayaç örneğinden ayrılan apatit minerali (Şekil 5.1.) üzerinden yürütülen fission-track radyometrik yaş tayini çalışmaları sonucunda Eğrikaya Kuvars Monzodiyoriti için 30.5 My yaşı elde edilmektedir.

Eğrikaya Kuvars Monzodiyoritinde, apatit parçalanma izi çalışmasında yaş tayini elde edebilmek için hazırlanan örnekte apatitte kendiliğinden oluşan (spontaneous) ve nükleer reaktörde irradasyon sonucunda U içermeyen muskovit dedektörde oluşturulmuş izlerin mikroskop görüntüleri aşağıda verilmiştir.



Şekil 3.21. Eğrikaya Kuvars Monzodiyoritinden B1 indisli örneğinden alınan apatit mineralleri.

| Irr. #/ sample | Rocktype | χ^2 | $\rho d [10^6 \text{ cm}^{-1}]$ | Z | ζ | $T_z [Ma]$ | 1σ | $T_\zeta [Ma]$ | 1σ |
|----------------|------------|----------|---------------------------------|-------|---------|------------|-----------|----------------|-----------|
| FG-45 B-4 | Granitoyit | 0,836 | 0,34 | 126,8 | 351,1 | 25,1 | 1,3 | 23,7 | 1,5 |

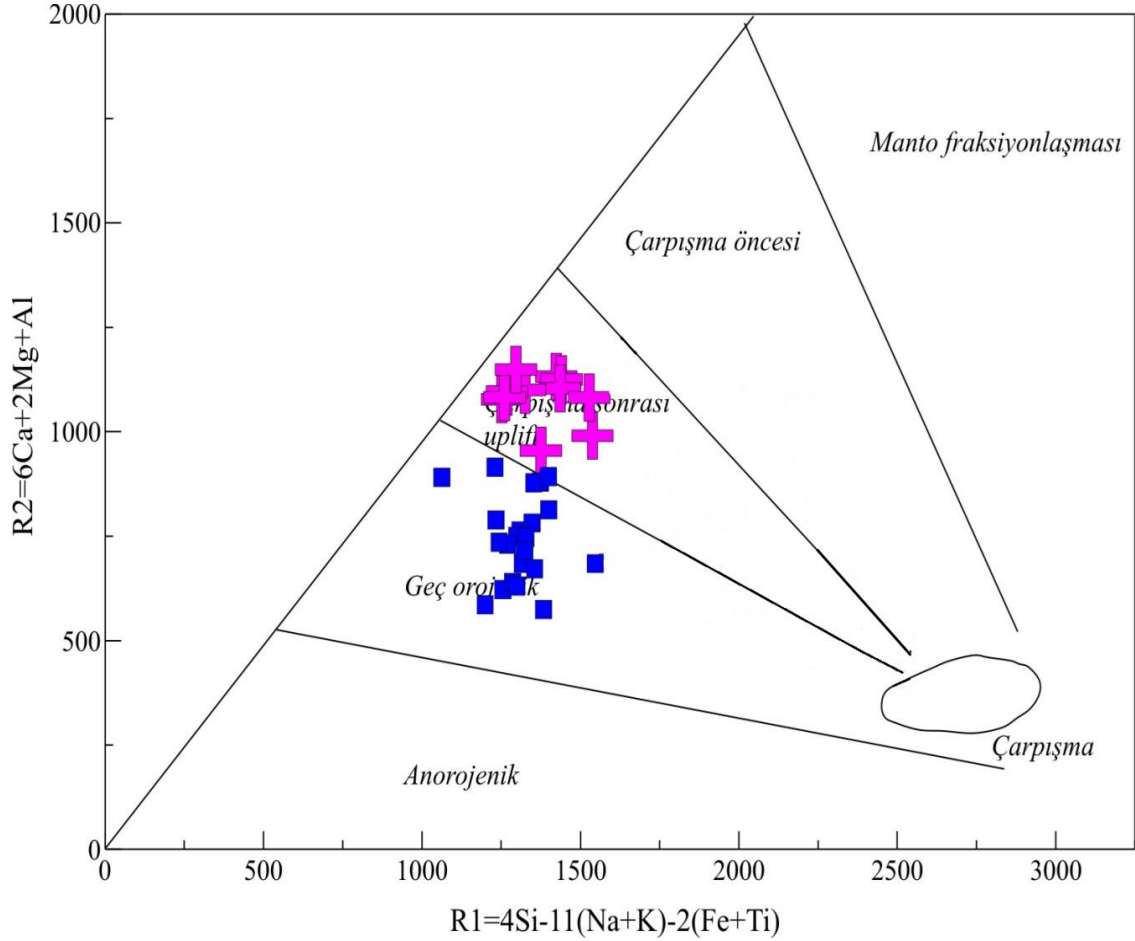
Tablo 3.11. B4 örneğinin apatit fission-track jeotermokronoloji yaşı

3.6. JEODİNAMİK EVRİM

Doğu Pontidler’de Geç Mesozoyik ve Erken Senozoyik sürecinde, granitoyid, adakit benzeri volkanizma ya da magmatizmanın oluşumunu sağlayan ısı kaynağı tartışılmaktadır. Ancak, bu oluşumların, mafik alt kabuğun ergimesiyle türediği ağırlık kazanmış bir görüş olmaktadır. O halde, Erken Senozoyik süresince ergimeyi sağlayan ısı kaynağı nereden kaynaklanmaktadır? Ortalama 50 milyon yıl yaşlı söz konusu adakit benzeri porfirler, Orta-geç Kretase döneminde aktif olan eski bir magmatik yayda sokulum yapmışlardır (Akin, 1979; Okay ve Şahintürk, 1997; Okay ve diğ., 1997; Boztuğ ve diğ., 2004; Boztuğ ve diğ., 2006; Karslı ve diğ., 2007; Altherr ve diğ., 2008). Diğer taraftan bölgede, Neotetisin kapanımı, kıta-kıta çarpışması ve bunları takip eden genişlemeler ve rejimin ilk başladığı safha da tartışmalıdır. Yılmaz ve Kandemir (2006) ve Yılmaz ve diğ., (2008), Doğu Pontidler’de Geç Kretase zaman diliminde lokal ekstansiyonun geliştiğini ifade etmişlerdir. Karslı ve diğ., (2010a), 79 milyon yılda Doğu Pontidler’de devam eden yitim olayının son evrelerini yaşadığını vurgulamaktadır. Okay ve diğ., (1997), kıta-kıta çarpışmasının, Geç Paleosen-Erken Eosen den önce gerçekleşmiş olabileceğini önermektedir. Dolayısıyla, bölgede yaklaşık 75 ila 50 milyon yılları arasında bir magmatik aktivite boşluğunun varlığı göze çarpmaktadır. Bu aralık Doğu Pontidler’de kabuk kalınlaşmasının yaşandığı çarpışma zaman dilimine karşılık gelmektedir. Bölgede, Orta Eosen magmatizması ise çarpışma sonrası genişlemeli rejimin ürünleri olarak tanımlanmaktadır (Karslı ve diğ., 2007). Mafik alt kabuğun delaminasyonu, kıtasal incelmeye sebep olan ekstansiyon hareketinin sebebi olarak kabul edilmektedir (Zhai ve diğ., 2007; Liu ve diğ., 2008; Wang ve diğ., 2008).

Çalışma bölgemizdeki plütonların bir bölümü de orta Eosen yaş aralığında toplanmışlardır. Doğu Pontidlerde Erken Eosen çarpışmanın son evreleri olarak yorumlanırken (Karslı ve diğ., 2011; Topuz ve diğ., 2011); Orta Eosen zamanı, kıtasal incelmeye dolayısıyla, gerilmeli tektonik olaylarla birlikte astenosferik yükseliminin olduğu dönem olarak önerilmektedir (Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Karslı ve diğ., 2007;

Karslı ve diğ., 2012b). Astenosfer yükselimine bağlı olarak özellikle kıta altı litosferik mantoda oluşan ergimeler büyük ölçüde bu kayaların oluşumuna neden olmuştur. İncelenen plütonik kayalar, Batchelor ve Bowden (1985) diyagramındaki dağılımları (Şekil 6.1.) deki oluşum modelini desteklemektedir.



Şekil 3.22. Doğu Pontidlerde, Bektaşayla ve Çambaşı granitoidlerinin; Batchelor ve Bowden (1985) tektonik ayırtma diyagramındaki yerleri. $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ olarak tanımlanmıştır.

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Doğu pontid içerisinde yer alan Bektaşyayla ve Çambaşı yaylasından alınan kayaçlar üzerinde yapılan ^{40}Ar - ^{39}Ar ve apatit fission track jeotermokronoloji yöntemleriyle incelenmesi sonucu elde edilen veriler şu şekilde sıralanabilir.

1. Bektaşyayla Kuvars Monzodiyoriti ve Çambaşı siyeniti'ne ait kayaç örnekleri eser ve nadir toprak element jeokimyasal analizleri yapılmıştır, yapılan bu analiz sonuçları doğrultusunda çeşitli diyagramlar yardımıyla birimlerin jeokimyasal karakteristikleri belirlenmeye çalışılmıştır.
2. Bektaşyayla Kuvars Monzodiyoriti ve Çambaşı siyeniti'ne ait kayaç örnekleri Apatit Fission-track ve ^{40}Ar - ^{39}Ar yaş tayini çalışmalarında kullanılmak üzere Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında kırma, öğütme, eleme ve yıkama işlemleri uygulandıktan sonra, TU Bergakademie Freiberg Jeoloji Enstitüsü Laboratuvarlarında (Sachsen-Germany) gravite yöntemiyle ilgili olarak mineraller zenginleştirilmiştir. Mika minerali (biyotit) ve aksesuar minerallerinden (apatit, zirkon) ayırmak için bromoform türü ağır sıvı kullanılmıştır ve daha sonrasında apatit mineralini ayırmak için di-iodo-metan ağır sıvı kullanılarak mineral ayırma işlemi gerçekleştirilip ayrılan mineraller epoksiye gömme, parlatma işlemlerine tabi tutulmuştur.
3. Bu tez çalışmasının temel amacı, Doğu Pontidlerde Geç Kretase ve sonrası jeodinamik model için yeni bulgular üretmektir. Dolayısıyla, bu bağlamda veri üretebilmek için, Orta-Geç Kretase yaşlı yitim kökenli volkanik kayaçları açık bir dokanak ile kesen plütonik kayaçlar tez materyali olarak seçilmiştir. Yukarıda sözü edilen bulgular ile kayaçların spesifik kimyasal karakterlerini oluşturan etmenler ve kaynak kaya yorumlamaları yapılmaya çalışıldı. Tüm jeokronolojik çalışmalar; incelenen Plütonların genellikle 44 milyon ve 80 milyon yıl önce Pontidlerde kıtasal kabuğu sığ derinliklerine yerleştiklerini mineral bileşimlerinden de anlaşılmaktadır.

4. Doğu Pontidlerde yaygın bilinen ve kabul gören görüş, Geç Kretase boyunca Pontid kıtası altına doğru kuzey yönlü bir yitimin varlığıdır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997; Boztuğ ve diğ., 2004; Karslı ve diğ., 2010; Topuz ve diğ., 2011). Yukarıda belirtildiği üzere jeokronolojik açıdan ayrıntılı incelenen hibrit bir magmanın ürünü olan bu kayaçların geç Kretase süresinde ancak bir yay gerisi ektansiyonu ile kabuğun sığ derinliklerine yerleşmiş olabilecekleri düşünülmektedir
5. Yay gerisi ektansiyonun başlamış olması, yay gerisinde Karadenizin oluşmaya başlaması ile ilişkilidir. Söz konusu genişlemeli dinamik sistemin oluşabilmesi için ancak yitimin son evrelerine yaklaşılmış olması ve okyanusal kabuğun dikleşmesi süreçlerinin oluşması beklenir. Bu safhada oluşabilecek granitoidlerin tamamı hemen hemen, manto-kabuk oransal katkıları değişmekle birlikte alt kabuk ve litosferik manto kaynaklı magmaların hibritleşmesi ile oluşmuşlardır.
6. Elde edilen bu bulgular, incelenen kayaçlardaki, mineral parajenezi, mineral kimyaları, magma karışımına işaret eden spesifik dokusal özellikleri ve kayaç kimyası ile oldukça uyumludur.
7. Bu Tez projesi boyunca jeokronolojik ve petrolojik açıdan irdelenen Plütonların bir bölümü de orta Eosen yaş aralığında toplanmışlardır. Doğu Pontidlerde Erken Eosen çarpışmanın son evreleri olarak yorumlanırken (Karslı ve diğ., 2011; Topuz ve diğ., 2011); Orta Eosen zamanı, kıtasal incelmanın dolayısıyla, gerilmeli tektonik olaylarla birlikte astenosferik yükseliminin olduğu dönem olarak önerilmektedir (Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Karslı ve diğ., 2007; Karslı ve diğ., 2012b). Astenosfer yükselimine bağlı olarak özellikle kıta altı litosferi mantoda oluşan ergimeler büyük ölçüde bu kayaçların oluşumuna neden olmuştur, Çarpışma öncesi, geç orojenik ve çarpışma sonrası dinamik safhaya işaret etmekte olup Şekil 6.2.'deki oluşum modelini desteklemektedir.

8. Elde edilen tüm bu bulgulara göre; Doğu Pontidlerde, Geç Kretase ve Orta Eosen granitleri, değişen katkı oranları ile birlikte, kıta altı litosferik manto ve alt kabuk türevli ergiyiklerin hibritleşmesi ve hibritleşen bu magmaların evrimleşmesi ile oluşmuşlardır. Bölgede söz konusu yay gerisi ekstansiyonu en azından 78 milyon yıllarda başlamış olmalıdır ki bu, Neotetis okyanusunun kapanmasının son aşamalarını temsil etmektedir. Paleosen-Erken Eosen süreçlerinin çarpışma tektoniğine ait zamanı temsil ettiği farz edilen doğu Pontidlerde kıtasal incelmenin oluşmaya başladığı ilk genişleme fazının en azından 44-45 milyon yıllarında başlamış olmalıdır. Söz konusu orta Eosen kayaları, tüm bu safha içerisinde, kıta altı litosferik manto ve alt kabuk türevli magmaların değişik oranlarda hibritleşmesi ile oluşan bir hibrit ana magmadan itibaren evrimleşerek oluştukları ve ekstansiyonel fazda incelmış olan kabuğun sığ derinliklerine sokuldukları anlaşılmaktadır.

5.KAYNAKLAR

- ADİYAMAN Ö., Chorowicz J., Arnaud O.N., Gündoğdu M.N., Gourgaud A.,** Late Cenozoic tectonics and volcanism along the North Anatolian Fault: new structural and geochemical data, *Tectonophysics*, 338,135-165, (2001).
- AKIN H.,** Geologie, magmatismus und Lagerstättenbildung im ostpontischen Gebirge/Türkei aus der Sicht der Plattentektonik. *Geology Rundschau*, 68, 253-283, (1979).
- ALTHERR R., Topuz G., Siebel W., Şen C., Meyer H-P., Satır M.,** Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of Paleocene plagioclitites from the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos*, 105, 149-161, (2008).
- ARSLAN M., Aslan Z.,** Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 177-193, (2006)
- AYDIN F., KARSLI O, SADIKLAR M.B.,** Mineralogy and Chemistry of Biotites from Eastern Pontide Granitoid Rocks, NE-Turkey: Some Petrological Implications for Granitoid Magmas. *Chem. Erde* 63, 163-182, (2003).
- AYDIN F., KARSLI O, CHEN B.,** Petrogenesis of the neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 104, 249-266, (2008)
- BARKA A.A.,** The North Anatolian Fault Zone, *Anal Tecto*, 6, 164-195, (1992).
- BOZTUĞ D., 2001,** Suşehri (Sivas)-Gölköy (Ordu) arasında KAFZ'nun kuzey ve güney kesimlerindeki granitoidlerin ve çevre kayaçların petrografik incelemesi. *Türkiye Bilimsel ve Araştırma Kurumu, Yer Deniz, Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Kurumu, Proje No: YDABÇAG-9, 113s.*
- BOZTUĞ D., Jonckheere, R.C., Wagner. G.A.. and Yeğingil. Z..** (2004). Slow Senonian and fast Palaeocene-Early Eocene uplift of the granitoids in the Central Eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results. *Tectonophysics*, 382, 213-228.
- BOZTUĞ D., Jonckheere, R.C., Enkelmann, E., Ratschbacher, L., and Wagner, G.A.,** 2005, Geodynamic implications of rapid denudation of the granitoids at about 50 and 20 Ma in the eastern pontides, Turkey: apatite fission-track results. *Geochimica et*

Cosmochimica Acta, 69, 10, Supplement 1, Goldschmidt Conference Abstract, 2005, Geochronology of Tectonic Process, A 300.

BOZTUĞ D., Erçin A.I., Kuruçelik M.K., Göç D., Kömür I., Iskenderoğlu A., Geochemical characteristics of the composite Kackar batholith generated in a Neo-Tethyan convergence system, eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 286-302, (2006).

BOZTUĞ D., Jonckheere R., Wagner G.A., Erçin A.I., Yeğingil Z., Titanite and zircon fission-track dating resolves successive igneous episodes in the formation of the composite Kaçkar batholith in the eastern pontides. *International Earth Science Geologische*. (2006).

CASTILLO P.R., Janney P.E., Solidum R.U., Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 33-51. (1999).

CHEN, B., Jahn, B.M., Wei, C., Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd-Sr isotope evidence. *Lithos*, 60, 67-88, (2002).

DEWEY J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Şaroğlu F., Şengör A.M.C., Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone. In: Coward MP, Ries AC (eds), *Collision Tectonics, Special Publication, Geol Soc London*, pp 3-36, (1986).

DEWEY J.F., Şengör A.M.C., Aegean and surrounding regions: complex multiplate and contunuum tectonics in a convergent zone, *J Geol Soc Am Bull*, 90, 84-92, (1979).

DOKUZ A., Tanyolu E., Genç S., A mantle- and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex. *International Journal of Earth Science*, 95, 370–394, (2006).

- DOKUZ, A.,** A slab detachment and delamination model for the generation of Carboniferous high-potassium I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Köse composite pluton. *Gondwana Research*, 19, 926-944, (2011).
- KARSLI O., Aydın F., Sadıklar M.B.,** 2002. Geothermobarometric investigation of the Zigana Granitoid, eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review*, 44, 277-286, (2002).
- KARSLI O., Aydın F., Sadıklar M.B, Altherr R. & Uysal I.,** Higher degrees hybridisation in Eocene aged granitoidic rocks, NE-Turkey: as indicator of oxygen fugacity from mafic microgranular enclaves and host rocks. *5th International symposium on Eastern Mediterranean Geology Thessaloniki, Greece*, 14-20 April 2004.
- KARSLI O., Aydın F., Sadıklar M.B.,** Magma interaction recorded in plagioclase zoning in granitoid systems, Zigana Granitoid, Eastern Pontides, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 287-305, (2004a).
- KARSLI O., Aydın F., Sadıklar M.B.,** 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, (2004b).
- KARSLI O., Chen B., Aydın F., Şen C.,** Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos*, 98, 67-96, (2007).
- KARSLI O., Dokuz A., Uysal I., Aydın F., Bin C., Kandemir R., Wijbrans R.J.,** Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harşit pluton, Eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, doi:10.1007/s00410-010-0489-z, (2010a).
- KARSLI O., Dokuz A., Uysal I., Aydın F., Kandemir R., Wijbrans R.J.,** Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114, 109-120, (2010b).

- KARSLI, O., Uysal, I., Ketenci, M., Dokuz, A., Aydin, F., Chen, B., Kandemir, R., Wijbrans, J.,** Adakite-like granitoid porphyries in Eastern Pontides, NE Turkey: potential parental melts and geodynamic implications. *Lithos*, 127, 354-372, (2011).
- KARSLI, O., Caran, Ş., Dokuz, A., Çoban, H., Bin Chen, Kandemir, R.,** A-type granitoids from the Eastern Pontides, NE Turkey: records for generation of hybrid A-type rocks in a subduction-related environment. *Tectonophysics*, 530-531, 208-224, (2012a)
- KARSLI, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Ketenci, M., Chen, B., Kandemir, R.,** 2012. Deciphering the shoshonitic monzonites with I-type characteristic, the Sisdagi pluton, NE Turkey: Magmatic response to continental lithospheric thinning. *Journal of Asian Earth Sciences*, 51, 45–62, (2012b).
- KAYGUSUZ, A., Siebel, W., Şen, C., Satir, M.,** 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, (2008).
- KAYGUSUZ A., Şen C.,** Calc-alkaline I-type plutons in the eastern Pontides, NE Turkey: U-Pb zircon ages, geochemical and Sr-Nd isotopic compositions. *Chemie der Erde* 71, 59-75, (2011)
- KIRMACI M.Z.,** Dolomitization of the late Cretaceous-Paleocene platform carbonates, Gököy (Ordu), eastern Pontides, NE Turkey. *Sedimentary Geology* 203,289-306, (2008)
- KOÇYİĞİT A., Yılmaz A., Adamia S., Kuloshvili S.,** Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting, *Geod Acta*, 14, 177-195, (2001).
- LIU S., Hu R-Z., Feng C-X., Zhou H-B., Li C., Chi X-G., Peng J-T., Zhong H., Qi L., Qi Y-Q., Wang T.,** Cenozoic high Sr/Y volcanic rocks in the Qiangtang terrane, northern Tibet: geochemical and isotopic evidence for the origin of delaminated lower continental melts. *Geological Magazine*, 145, 463-474, (2008).

- MACPHERSON, C.G., Dreher S.T., Thirwall M.F.**, Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth Planetary Science Letters*, 243, 581-593, (2006).
- MANIAR P.D., Piccoli, P.M.**, Tectonic discrimination of granitoids. *Bull. Am. Geol. Society*, 101, 635-643, (1989).
- MIDDLEMOST E.A.K.**, Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci. Review*, 37, 215-224, (1994).
- PATINO DOUCE A.E.**, What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L., (Eds.), Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 168, 55-75, (1999).
- PECCERILLO A., Taylor S.R.**, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81, (1976).
- OKAY A.I., Şahintürk Ö., Yakar H.**, Stratigraphy and tectonics of the Pular (Bayburt) region in the eastern Pontides. *Mineral. Res. Exp. Bulletin*, 119, 1-24. (1997).
- OKAY A.İ., Şahintürk Ö.**, Geology of the Eastern Pontides, In: Robinson AG (ed) Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and surrounding Region, *Am Assoc Petrol Geol Mem*, 68, 291-310, (1997).
- OKAY A.I., Tüysüz O.**, Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M., (Eds), The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. *Geological Society London Special Publications*, 156, 475-515, (1999).
- ROBINSON A.G., Banks C.J., Rutherford M.M., Hirst J.P.P.**, Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Geological Society London*, 152, 861-872, (1995).
- ŞAROĞLU F.**, Age and offset of the North Anatolian fault, *METU J Pure Application Sci* 21, 65-79, (1988).
- ŞEN C., Arslan M., Van A.**, Geochemical and petrological characteristics of the Eastern Pontide Eocene (?) alkaline volcanic province, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 231-239, (1998).

- ŞENGÖR A.M.C., Yılmaz Y.,** Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 181, 241-981, (1981).
- ŞENGÖR A.M.C., Özeren S., Genç T., Zor E.,** East Anatolian high plateau as a mantle-supported, North-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30(24), doi:10. 1029/2003GL017858, (2003).
- ŞENGÖR A.M.C., Görür N., Şaroğlu F.,** Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. In: Biddle KT, Christie-Blick N (eds) Soc Eco, Palaeo, *Mineral Spec Public*, 37, 227-264, (1985).
- ÜNAY E., Bruijn H.,** Plio-pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia. Mededelingen anederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen 60, 431-466, (1998).
- TEMİZEL İ., Arslan M.,** Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the İkizce (Ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc. *Journal of Asian Earth Sciences* 31, 439-463, (2008)
- TEMİZEL İ., Arslan M., Ruffet G., Peucat J.,** Petrochemistry, geochronology and Sr-Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, eastern Pontide, NE Turkey: Implications for extension-related origin and mantle source characteristics. *Lithos* 128, 126-147 (2012)
- TOKEL S.,** Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen yaşlı kalk-alkalen andezitler ve jeotektonizma. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 20, 49-54, (1977).
- TOPUZ G., Altherr R., Schwarz W.H., Siebel W., Satir M., Dokuz A.,** Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 441-455, (2005).
- TOPUZ G., Altherr R., Wolfgang S., Schwarz W.H., Zack T., Hasözbeğ A., Mathias B., Satir M., Şen C.,** Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: The Gümüşhane pluton (NE Turkey). *Lithos*, 116, 92-110, (2010).

- TOPUZ, G., Okay, A.I., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Zack, T., Satir, M., Şen, C.,** 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, (2011).
- WANG Q., Wyman D.A., Xu J., Dong Y., Vasconcelos P.M., Pearson N., Wan Y., Dong H., Li C., Yu Y., Zhu T., Feng X., Zhang Q., Zi F., Chu Z.,** Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: Evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites. *Earth Planetary Science Letters*, 272, 158-171. (2008).
- YILMAZ Y., Tüysüz O., Yiğitbaş E., Genç Ş.C., Şengör A.M.C.,** Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, Am Assoc Petrol Geol Mem*, 68:183-226, (1997).
- YILMAZ S., Boztuğ D.,** Space and time relations of three plutonic phases in the Eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review*, 38, 935-956, (1996).
- YILMAZ S.,** Geochemistry of mafic microgranular enclaves in the Tamdere Quartz Monzonite, south of Dereli/Giresun, Eastern Pontides, Turkey. *Chemie der Erde* 68, 81-92 (2008)
- YILMAZ C., Kandemir R.,** Sedimentary records of the extensional tectonic regime with temporal cessation: Gümüşhane Mesozoic Basin (NE-Turkey). *Geologica Carpathica* 57, 3-13. (2006).
- YILMAZ C., Carannante G., Kandemir R.,** The rif-related late Cretaceous drowning of the Gümüşhane carbonate platform (NE Turkey). *Boll. Soc. Geol. Ital. (Ital. J. Geosci.)*, 127, 37-50, (2008).
- ZHAI M., Fan Q., Zhang H., Sui J., Shao J.,** Lower crustal processes leading to Mesozoic lithospheric thinning beneath eastern North China: underplating, replacement and delamination. *Lithos*, doi: 10.1016/j.lithos.2006.09.016, (2007).

ÖZGEÇMİŞ

10.04.1986 tarihinde Malatya’da doğmuştur. İlk, orta ve lise öğrenimini Malatya’da tamamladıktan sonra, 2005 yılında Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümünü kazanıp 2009 yılında mezun olmuştur. Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Jeoloji Mühendisliği Mineraloji- Petrografi anabilim dalında yüksek lisansa başlamıştır sonrasında yatay geçiş ile Tunceli Üniversitesi Fen Bilimleri Jeoloji Mühendisliği Mineraloji- Petrografi anabilim dalında yüksek lisans programına girmiştir.