



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



**ARSLANDEDE (BAYBURT) GRANİTOYİDİ VE İÇİNDEKİ MAFİK MAGMATİK  
ANKLAVLARIN PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK  
ÖZELİKLERİNİN İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Zikrullah Samet GÜLOĞLU**

**EKİM 2017  
GÜMÜŞHANE**

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

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**ARSLANDEDE (BAYBURT) GRANİTOYİDİ VE İÇİNDEKİ MAFİK MAGMATİK  
ANKLAVLARIN PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK  
ÖZELİKLERİNİN İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Zikrullah Samet GÜLOĞLU**

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

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 04.10.2017  
Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 19.10.2017**

**EKİM 2017**



## KABUL ve ONAY



Doç. Dr. Abdullah KAYGUSUZ danışmanlığında **Zikrullah Samet GÜLOĞLU** tarafından hazırlanan “**ARSLANDEDE (BAYBURT) GRANİTOYİDİ VE İÇİNDEKİ MAFİK MAGMATİK ANKLAVLARIN PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**” isimli bu çalışma jürimiz tarafından Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeoloji Mühendisliği** Anabilim Dalı’nda Yüksek Lisans Tezi olarak Oy Birliği ile kabul edilmiştir.

Başkan:

:

  
Prof. Dr. Mehmet ARSLAN

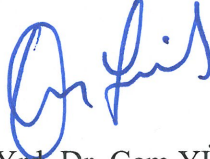
Üye (Danışman)

:

  
Doç. Dr. Abdullah KAYGUSUZ


Üye

:

  
Yrd. Dr. Cem YÜCEL

ONAY

Bu tez 15/11/2017 tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca kabul edilmiştir.

  
Doç. Dr. Ferkan SİPAHİ  
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

Bu çalışma TÜBİTAK Projesi kapsamında kısmen desteklenmiştir.

Proje No: 115Y154

## TEZ BEYANNAMESİ

Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda, tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlamış olduğum **“Arslandede (Bayburt) Granitoyidi ve İçindeki Mafik Magmatik Anklavların Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik Özelliklerinin İncelenmesi”** isimli tez çalışmasında; bütün bilgi ve belgeleri genel akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi, görsel ve yazılı bütün bilgi ve sonuçları bilimsel ahlak kurallarına uygun olarak hazırlayıp sunduğumu, başka kaynaklardan yararlandığım bilgileri metin ve kaynaklarda eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma süresince bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksi durumda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 19/10/2017

**Zikrullah Samet GÜLOĞLU**

**ÖZET**  
**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**ARSLANDEDE (BAYBURT) GRANİTOYİDİ VE İÇİNDEKİ MAFİK MAGMATİK**  
**ANKLAVLARIN PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL VE PETROLOJİK**  
**ÖZELİKLERİNİN İNCELENMESİ**

Zikrullah Samet GÜLOĞLU

Gümüşhane Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Abdullah KAYGUSUZ

2017, 103 Sayfa

Bu çalışmada, Bayburt yöresinde yer alan Arslandede Granitoyidi ve içindeki mafik magmatik anklavlar (MMA)'ın mineralojik-petrografik bileşimi ve tüm kayaç jeokimyası ortaya konularak, kayaçların oluşum mekanizmaları ve kökenleri belirlenmeye çalışılmıştır. Doğu Pontid Güney Zonu'nda yer alan inceleme alanının tabanında Eosen yaşlı andezit ve piroklastitleri bulunmaktadır. Bu birim Eosen yaşlı Arslandede Granitoyidi tarafından kesilmiş olup, tüm bu birimler Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ile uyumsuz olarak örtülürler. Granitoyidi oluşturan kayaçlar ince-orta taneli olup, plajiyoklas, ortoklas, kuvars, hornblend, biyotit, klinopiroksen, apatit, zirkon ve opak mineralleri içerirler.

Arslandede Granitoyidi'nin yüzeyleri elips şekilli olup, yaklaşık 24 km<sup>2</sup>'lik bir alanda yüzeylenmiştir. Monzogabro, monzodiyorit, monzonit, kuvarslı monzonit ve granit

bileşimli kayaçlardan oluşurlar. Granitoyidi oluşturan kayaçlarda magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları gözlenmiştir. Arslandede Granitoyidi içinde koyu renkli mafik magmatik anklavlar (MMA) görülmüştür. Anklavlar içinde yer aldıkları ana kayaçlardan daha ince taneli ve daha koyu renkli olmalarına rağmen, onlarla benzer mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özellikler sunarlar. MMA'lar diyorit ve monzodiyorit bileşimli olup, monzonit ve monzogranit bileşimli ana kayaçlar içerisinde gözlenirler.

Arslandede Granitoyidi'ni oluşturan kayaçlar genel olarak I-tipi, yüksek K'lü-şosonitik karakterli olup, yüksek SiO<sub>2</sub> içeriklerine (% 49.49-71.21) sahiptirler. Kayaçlar metalümin karakterli olup, büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerce zenginleşmişlerdir. Kondrite göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılımları konkav şekilli ( $La_N/Yb_N=7.11-11.57$ ) olup, negatif Eu anomalisi ( $Eu_N/Eu^*=0.37-0.91$ ) gösterirler. Ana ve iz element değişimleri, granitoyidin gelişiminde plajiyoklas, hornblend ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasının etkili olduğunu göstermektedir.

Mafik magmatik anklavlar (MMA); orta-yüksek metalüminli olup ( $A/CNK=0.75-0.90$ ) ve ana kayadan daha düşük A/CNK ve SiO<sub>2</sub> (% 53.93-58.83) ve daha yüksek Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O (1.42-2.27) oranlarına sahiptirler. SiO<sub>2</sub> içeriğine karşılık ana oksit ve iz element içerikleri karşılaştırıldığında mafik anklavlar ana kayaçları ile düzgün bir yönseme sunarlar. Kayaçlar BIYLE, HNTE ve ANTE'ce zenginleşmiş, YÇAE'ce (Nb, Ti) fakirleşmiş olup, ana kaya ve anklavlar birbirine uyumlu bir yönseme gösterirler. MMA'lar ana kaya içerisinde soğumuş olan eş yaşlı mafik magmanın küçük kütlelerini temsil eden magma karışım (mixing/magma mingling) ürünleri olarak kabul edilebilirler.

Arslandede Granitoyidi ve içlerindeki MMA'larda zirkon ve apatitlerde yapılan hesaplamalarda kristallenme sıcaklıkları ana kayaçlarda 671-836 °C, MMA'larda ise 647-836 °C arasında değişmektedir.

Petrografik ve jeokimyasal özellikler, Çakırbağ Granitoyidi'ne ait kayaçların ana magmasının litosferik mantodan türediğini ve kabuk kayaçlarının katkısının nisbeten az olduğunu gösterir.

**Anahtar Kelimeler:** Arslandede Granitoyidi, Bayburt, Doğu Pontidler, Eosen, Mafik magmatik anklav, Petroloji, Tüm kayaç jeokimyası

**ABSTRACT**

**MS THESIS**

**PETROGRAPHICAL, GEOCHEMICAL AND PETROLOGICAL  
INVESTIGATION OF THE ARSLANDEDE (BAYBURT) GRANITOID AND  
THEIR MAFIC MAGMATIC ENCLAVES**

Zikrullah Samet GÜLOĞLU

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

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Abdullah KAYGUSUZ

2017, 103 Pages

In this study, mineralogical-petrographical composition and their mafik magmatik enclaves and whole-rock geochemical characteristics of Arslandede Granitoid in the Arslandede (Bayburt) area were determined, and the evolution and origin of plutonic rocks were investigated. The studied area located on the southern zone in the eastern Pontide. The basement is represented by Eocene aged andesite and pyroclastics. This unit are cut by the Eocene Arslandede Granitoid and are overlies unconformably by Quaternary alluvium. The granitoid rocks are fine to medium grained, and composed of plagioclase, orthoclase, quartz, hornblende, biotite, clinopyroxene, apatite, zircon and opaque minerals.

The Arslandede Granitoid surfaces are ellipse shaped, and settled approximately in an area of 24 km<sup>2</sup>. It consists of monzogabbro, monzodiorite, monzonite, quartz monzonite ve

granite in composition. The Arslandede Granitoid shows disequilibrium textures showing magma mixing. Mafic microgranular enclaves (MMEs) are observed in the Arslandede Granitoid. Although enclaves are finer granular and darker coloured than their host rocks, they also show similar mineralogic, petrographic and geochemical properties. MMEs are composed of diorite and monzodiorite, and are observed in the monzonite and monzogranite composed host rocks.

The Arslandede granitoid is generally I-type, high-K to shoshonitic characters, and has high  $\text{SiO}_2$  (49.49-71.21%) contents. The rocks have metaluminous characters and enriched in large ion lithophile elements. Chondrite normalized REE patterns are concave shaped ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N=7.11-11.57$ ), and show negative Eu-anomalies ( $\text{Eu}_N/\text{Eu}^*=0.37-0.91$ ). Major and trace element variations indicate significant role of plagioclase, hornblende and Fe-Ti oxide fractionation during the evolution of rocks.

The compositions of the MMEs change from medium to strong metaluminous ( $\text{A/CNK}=0.75-0.90$ ) and they have lower A/CNK and  $\text{SiO}_2$  (53.93-58.83 wt.%) and higher  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (1.42-2.27) ratios than the host rocks. When  $\text{SiO}_2$  values are compared with major oxide and trace element contents, MMEs show a correlation with their hosts. Rocks are enriched in LILE, LREE and HREE, and depleted in HFSE (Nb, Ti) and show a concordant trend with MMEs. Considering all of the similarities between host rocks and MMEs, MMEs are accepted as magma mixing (mixing/magma mingling) products that are small bodies of the similarly aged mafic magma and solidify in the host rock.

The calculated values of apatite and zircon crystallization temperatures, the plutons and MMEs in them are nearly the same value, and range between 671 to 836 °C in the host rocks and 647 to 836 °C in MMEs.

Petrographical and geochemical features indicate that the Arslandede Granitoid were produced by the partial melting of lithospheric mantle, with minor contribution from the crustal rocks.

**Keywords:** Arslandede Granitoid, Bayburt, Eastern Pontides, Eocene, Mafic microgranular enclaves, Petrology, Whole-rock geochemistry



## TEŞEKKÜR

Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nın Güney Zonu'nda, Arslandede (Bayburt) yöresinde yer alan granitik kayaçlar ve içlerindeki mafik magmatik anklavların petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesini amaçlayan bu çalışma, Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalında, Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmış olup, TÜBİTAK projesi tarafından 115Y154 nolu proje ile kısmen desteklenmiştir.

Bu çalışmamın her aşamasında yardımını ve desteğini esirgemeyen tez hocam Doç. Dr. Abdullah KAYGUSUZ'a içtenlikle teşekkür ederim. Çalışmalarım sırasında bilgi ve tecrübelerinden faydalandığım sayın hocam, Doç. Dr. Ferkan SİPAHİ ve Yrd. Doç. Dr. Emre AYDINÇAKIR'a, arazi çalışmalarım esnasında benden yardımlarını esirgemeyen Jeoloji Mühendisi Fatih KÖROĞLU, Enes TÜRK, Emre TOPÇU'ya ve Jeoloji Mühendisliği diplomamı almamda emeği geçen Jeoloji Bölümü'nün değerli hocaları ve personeline teşekkürlerimi sunarım.

Yaşamımın her aşamasında benden maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen değerli eşime ve aileme şükranlarımı sunarım.

Zikrullah Samet GÜLOĞLU  
Gümüşhane, 2017

## İÇİNDEKİLER

	<b><u>Sayfa No</u></b>
ÖZET .....	IV
ABSTRACT .....	VI
TEŞEKKÜR .....	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	XI
TABLolar DİZİNİ.....	XIV
SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ .....	XV
1. GENEL BİLGİLER .....	1
1.1. Giriş ve Amaç .....	1
1.2. Coğrafi Bilgiler .....	1
1.2.1. Coğrafi Konum .....	1
1.2.2. Topoğrafya .....	1
1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü .....	3
1.2.4. Ulaşım ve Yerleşim.....	3
1.3. Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Genel Jeolojisi.....	3
1.4. Bölgede Yapılan Önceki Çalışmalar .....	6
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR .....	12
2.1. Amaç ve Yöntemler .....	12
2.1.1. Arazi Çalışmaları .....	12
2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	12
2.1.2.2. Petrografik İncelemeler ve İnce Kesit Fotoğrafların Çekimi.....	13
2.1.2.3. Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanması.....	13
2.1.2.4. Kimyasal Analizler .....	14
2.1.3. Büro Çalışmaları .....	14
3. BULGULAR VE TARTIŞMA .....	15
3.1. İnceleme Alanının Stratigrafi ve Petrografisi .....	15
3.1.1. Yazyurdu Formasyonu .....	18
3.1.1.1. Yaş .....	22
3.1.2. Arslandede Granitoyidi .....	22
3.1.2.1. Yaş .....	23
3.1.3. Alüvyon.....	23
3.2. Arslandede Granitoyidi'nin Mineralojisi ve Petrografisi.....	23

3.2.1.	Saha Gözlemleri.....	23
3.2.2.	Mineralojik ve Petrografik İnceleme .....	26
3.2.2.1.	Monzodiyorit ve Monzogabro .....	29
3.2.2.2.	Monzonit .....	31
3.2.2.3.	Kuvarslı Monzonit .....	33
3.2.2.4.	Monzogranit .....	35
3.3.	Arslandede Granitoyidi'nin Jeokimyası.....	37
3.3.1.	Giriş.....	37
3.3.2.	Ana ve İz Elementler.....	39
3.3.3.	Uyumsuz Elementler .....	48
3.3.4.	Nadir Toprak Elementler .....	49
3.3.5.	Tektonik Ortam .....	51
3.4.	Arslandede Granitoyidi İçindeki Mafik Mikrogranüler Anklavlar (MMA)'ın Mineralojisi ve Petrografisi.....	55
3.4.1.	Giriş.....	55
3.4.2.	Saha Gözlemleri .....	56
3.4.3.	Mineraloji ve Petrografi .....	57
3.4.4.	Arslandede Granitoyidi İçindeki Anklavların (MMA) Jeokimyasal Özellikleri.....	61
3.5.	Jeotermometre Hesaplamaları.....	68
3.5.1.	Zirkon ve Apatit Jeotermometresi.....	68
4.	TARTIŞMA .....	70
4.1.	Arslandede Granitoyidi'nin Petrolojisi .....	70
4.1.1.	Fraksiyonel Kristallenme ve Assimilasyon.....	70
4.1.2.	Magma Karışımı .....	73
4.1.3.	Ana Magmanın Kaynağı .....	76
4.2.	Arslandede Granitoyidi İçindeki MMA'ların Kökeni .....	82
5.	SONUÇLAR .....	84
6.	KAYNAKLAR .....	86
	ÖZGEÇMİŞ	

## ŞEKİLLER DİZİNİ

### Sayfa No

Şekil 1.1.	İnceleme alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1.2.	Doğu Pontid’lerdeki Paleozoyik, Jura-Kretase ve Eosen yaşlı plütonik kayaların dağılımı ve Eosen yaşlı plütonik kayalardan yapılmış jeokronolojik yaşlar.....	10
Şekil 3.1.	İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti.....	16
Şekil 3.2.	Arslandede yöresinin jeolojik haritası .....	17
Şekil 3.3.	Arslandede yöresine ait enine jeolojik kesit .....	18
Şekil 3.4.	Yazyurdu Formasyonu’na ait aglomeralardaki eksfoliasyon yapısının görünümü .....	19
Şekil 3.5.	Yazyurdu Formasyonu içindeki andezitlerde gözlenen mikrolitik porfirik doku .....	20
Şekil 3.6.	Yazyurdu Formasyonu içindeki andezitik litik-kristal tüflere ait ince kesit fotoğrafı .....	22
Şekil 3.7.	Arslandede Granitoyidi’ne ait çatlaklı yapılar .....	24
Şekil 3.8.	Arslandede Granitoyidi’ne ait kayalarda gözlenen arenalaşma .....	25
Şekil 3.9.	Arslandede Granitoyidi’ne ait kayaların parlatılmış el örnekleri,a) monzogabro, b) monzodiyorit, c) monzonit, d) kuvarslı monzonit, e) granit. ....	26
Şekil 3.10.	Arslandede Granitoyidi’ne ait örneklerin modal analiz sonuçlarının KAP diyagramındaki dağılımları .....	28
Şekil 3.11.	Modal analizi yapılan örneklerin plütondaki konumları ve modal bileşimlerinden itibaren hazırlanan zonlanma haritası .....	29
Şekil 3.12.	Arslandede Granitoyidi içindeki monzogabrolara ait taneli doku .....	31
Şekil 3.13.	Arslandede Granitoyidi içindeki monzodiyoritlere ait taneli doku.....	31
Şekil 3.14.	Arslandede Granitoyidi içindeki monzonitlere ait poikilitik doku .....	33
Şekil 3.15.	Arslandede Granitoyidi içindeki kuvarslı monzonitlere ait poikilitik doku.....	35
Şekil 3.16.	Arslandede Granitoyidi içindeki monzogranitlere ait ince taneli doku.....	37
Şekil 3.17.	Arslandede Granitoyidi’ne ait örneklerin SiO <sub>2</sub> -(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) sınıflama.....	42
Şekil 3.18.	Arslandede Granitoyidi’ne ait örneklerin AFM diyagramı .....	43
Şekil 3.19.	Arslandede Granitoyidi’ne ait kayaç örneklerinin K <sub>2</sub> O-SiO <sub>2</sub> diyagramı .....	43

Şekil 3.20.	Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin ve (a) Co karşı Th diyagramı (b) Ta/Yb karşı Ce/Yb.....	44
Şekil 3.21.	Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin $FeO^I/(FeO^I+MgO)$ ve $SiO_2$ (wt%) diyagramı.....	44
Şekil 3.22.	Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin (a,b) $(Na_2O+K_2O-CaO)$ ve $SiO_2$ (wt%) diyagramı .....	45
Şekil 3.23.	Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin molar A/CNK'ya karşı molar A/NK değişimine bağlı olan alüminobazlı sınıflama.....	45
Şekil 3.24.	Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin $SiO_2$ (%)'ye karşı ana element (%) değişim diyagramları .....	46
Şekil 3.25.	Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin $SiO_2$ (%)'ye karşı iz element (%) değişim diyagramları .....	47
Şekil 3.26.	Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaçların primitif mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramları.....	48
Şekil 3.27.	Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaçlarının kondirite göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları .....	50
Şekil 3.28.	Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerin $SiO_2$ 'ye karşı ASI değişimleri.....	51
Şekil 3.29.	Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin $Na_2O-K_2O$ (%) diyagramı .....	51
Şekil 3.30.	Nb'ye karşı 10000 Ga/Al sınıflama diyagramı .....	52
Şekil 3.31.	Arslandede Granitoyidi'nin R1-R2 diyagramına göre sınıflandırılması .....	52
Şekil 3.32.	Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerin (a) Rb-(Y+Nb), (b) Nb-Y, (c) Rb-(Yb+Ta) ve (d) Rb/30-Hf-Ta*3 tektonik ortam ayırtman diyagramlarındaki konumları.....	53
Şekil 3.33.	Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin Sr/Y'a karşı Y diyagram .....	54
Şekil 3.34.	Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin La/Yb'a karşı Th/Yb diyagramı .....	55
Şekil 3.35.	Arslandede Granitoyidi içindeki anklavların arazideki görünümü .....	56
Şekil 3.36.	Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'ların parlatılmış el örnekleri .....	57
Şekil 3.37.	Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'lara ait örneklerin modal analiz sonuçlarının KAP diyagramındaki dağılımları.....	58
Şekil 3.38.	Arslandede Granitoyidi içerisindeki diyorit bileşime sahip mafik mikrogranüler anklavlarda ki (MMA) mikrogranüler doku .....	59
Şekil 3.39.	Arslandede Granitoyidi'ne ait ana kayaçlar içinde monzodiyorit bileşimindeki mafik magmatik anklavlara ait ince taneli doku .....	61

Şekil 3.40.	Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'lara ait örneklerin (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)-SiO <sub>2</sub> diyagramındaki konumları .....	63
Şekil 3.41.	MMA'ya ait kayaç örneklerinin K <sub>2</sub> O-SiO <sub>2</sub> diyagramı .....	63
Şekil 3.42.	MMA'ya ait kayaç örneklerinin molar A/CNK' ya karşı molar A/NK değişimine bağlı olan alüminobazlı sınıflama.....	64
Şekil 3.43.	MMA'lara ait örneklerin SiO <sub>2</sub> 'ye karşı ana element değişim diyagramları .....	65
Şekil 3.44.	MMA'lara ait örneklerin SiO <sub>2</sub> 'ye karşı iz element değişim diyagramları .....	66
Şekil 3.45.	Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'ların primitif mantoya göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları .....	67
Şekil 3.46.	Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'ların kondirite göre göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları. ....	68
Şekil 4.1.	Arslandede Granitoyidi'ni oluşturan kayaçların (a) Ba/Sr-Sr ve (b) Rb/Sr-Sr değişim diyagramları.....	71
Şekil 4.2.	Arslandede örneklerinin Ta/Yb karşı Th/Yb diyagramı .....	72
Şekil 4.3.	Arslandede örneklerinin Y/Nb'a karşı SiO <sub>2</sub> diyagramı .....	72
Şekil 4.4.	Arslandede Granitoyidi'nde gözlenen magma karışımını gösteren dokusal özellikler, a) Zonlu plajiyoklas, b) İri ortoklas kristalleri içinde küçük plajiyoklas kristallerinin bulunması, c) İri ojit içinde küçük Pl ve opak mineral d) İri plajiyoklas kristalleri içerisinde küçük plajiyoklas kristallerinin bulunması .....	75
Şekil 4.5.	Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerin (a) Rb/Sr-Ti/Zr, (b) Sr/Zr-Ti/Zr ve (c) Rb/Sr-Rb diyagramındaki konumları .....	76
Şekil 4.6.	İncelenen Arslanede Granitoyidi'ne ait kayaçların bazı ana oksit ve molar oranlarına göre kökensel ayrım diyagramları .....	78
Şekil 4.7.	İncelenen örneklerin, (a) Nb/La'ya karşı La/Yb, (b) CePb'ye karşı Ce, (c) Nb/Th'a karşı Nb ve (d) La/Nb'a karşı Ti diyagramları .....	80
Şekil 4.8.	İncelenen örneklerin, (a) Th/U'a karşı U ve Th/U'a karşı U diyagramındaki konumları .....	81
Şekil 4.9.	İncelenen örneklerin Nb-Y-Ga*3 diyagramındaki konumları.....	81

## TABLÖLAR DİZİNİ

	<b><u>Sayfa No</u></b>
Tablo 1.1. Doğu Pontidlerdeki Eosen yaşlı plütonik kayaların jeokronolojik yaşları.....	11
Tablo 3.1. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaların modal analizleri .....	27
Tablo 3.2. Petrografik ve petrokimyasal karakterlerine göre granitoidlerin tektonik yerleşimleri ve jenetik sınıflamaları .....	38
Tablo 3.3. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaların ana (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (ppm) analizleri.....	40
Tablo 3.4. Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'ların modal analizleri .....	57
Tablo 3.5. Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'lara ait kayaların ana (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (ppm) analizleri .....	62
Tablo 3.6. Arslandede Granitoyidi'ne ait sıcaklık değerleri .....	69
Tablo 4.1. Eşyaşlı mafik ve felsik magma sistemlerinin vizkozite özelliklerine göre etkileşim tipleri ve ortaya çıkan ürünler .....	73

## SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ

A/CNK	: Molar olarak $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$
AMP	: Amfibolitler
AK	: Ateşte Kayıp ( LOI, Loss On Ignition)
An	: Anortit
ANTE	: Ağır Nadir Toprak Elementleri (HREE, Heavy Rare Earth Elements)
BIYLE	: Büyük İyon Yarıçaplı Elementler (LILE, Large Ion Lithophile)
Bi	: Biyotit
cm	: Santimetre
COLG	: Çarpışma granitoidleri
Ç.N	: Çift Nikol
F	: Feldspat
FK	: Fraksiyonel kristallenme (FC, Fractional Crystallization)
GMDF	: Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi
GÜBAP	: Gümüşhane Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri
Hb	: Hornblend
HNTE	: Hafif nadir toprak elementleri (LREE, Light Rare Earth Elements)
ICP	: Inductively coupled plasma
ICP-MS	: İndüktif Eşleşmiş Plazma-Kütle Spektrometri
K	: Kuvars
km	: Kilometre
Kp	: Kayaç Parçası
MA	: Meta-andezitler
MB	: Meta-bazaltlar
Mg#	: Mağnezyum numarası=molar[ $100*(MgO/MgO+\Sigma Fe_2O_3)$ ]
MGW	: Metagrovaklar
mm	: Milimetre
m	: Metre cinsinden uzunluk
MMA	: Mafik mikrogranüler anklav
MORB	: Okyanus ortası sırtı bazaltı
MP	: Metapelitler
MS	: Mass Spectrometry
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
my	: Milyon yıl
n	: Nokta ağındaki toplam nokta sayısı
NTE	: Nadir Toprak Elementleri (REE, Rare Earth Elements)
OAB	: Okyanus adası bazaltı (OIB, Ocean Island Basalt)
Op	: Opak mineral
ORG	: Okyanus ortası sırtı granitleri
Ort	: Ortoklas
ppm	: Milyonda bir
Pir	: Piroksen
Pl	: Plajiyoklas
s	: Sayma hatası
Syn-COLG	: Çarpışmayla eş yaşlı granitler
TAS	: Toplam Alkali Silika
VAG	: Volkanik yay granitleri



Vi	: Kesitteki bileşenlerin % miktarı
YÇAE	: Yüksek Çekim Alanlı Elementler (HFSE, High Field Strength Elements)
Z-OOSB	: Zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı (E-MORB, Enriched-Mid-Ocean Ridge Basalt)
μ	: Mikron
WPG	: Levha içi granitler

## **1. GENEL BİLGİLER**

### **1.1. Giriş ve Amaç**

Çalışma alanı Türkiye'nin kuzeydoğusunda, Alp-Himalaya Dağ kuşağı üzerinde olup, Doğu Karadeniz Dağları'nın güney kesiminde yer almaktadır. Bayburt ili tektonik konumu ve genel jeolojisi yönünden pek çok araştırmacı (Ketin, 1950, 1951; İlker, 1965; Tokel, 1972; Açar, 1977; Burşuk, 1975; Norman, 1976; Özer, 1984; Musaoğlu, 1987; Akdeniz, 1988; Keskin vd. 1990, 1991; Gürsoy vd. 1993; Yılmaz, 1993; Okay vd. 1997; Yılmaz, 2002; Arslan vd. 2005; Çakmak, 2013; Çakmak ve Kaygusuz, 2014; Öztürk, 2014; Kaygusuz ve Öztürk, 2015) tarafından incelenmiştir.

İnceleme alanı ve civarında bugüne kadar yapılan çalışmalar genel jeoloji ağırlıklı olup, Arslandede Granitoyidi ile ilgili herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Bu nedenle, bu çalışmada Arslandede Granitoyidi ve içlerisindeki mafik magmatik anklavların petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır.

### **1.2. Coğrafi Bilgiler**

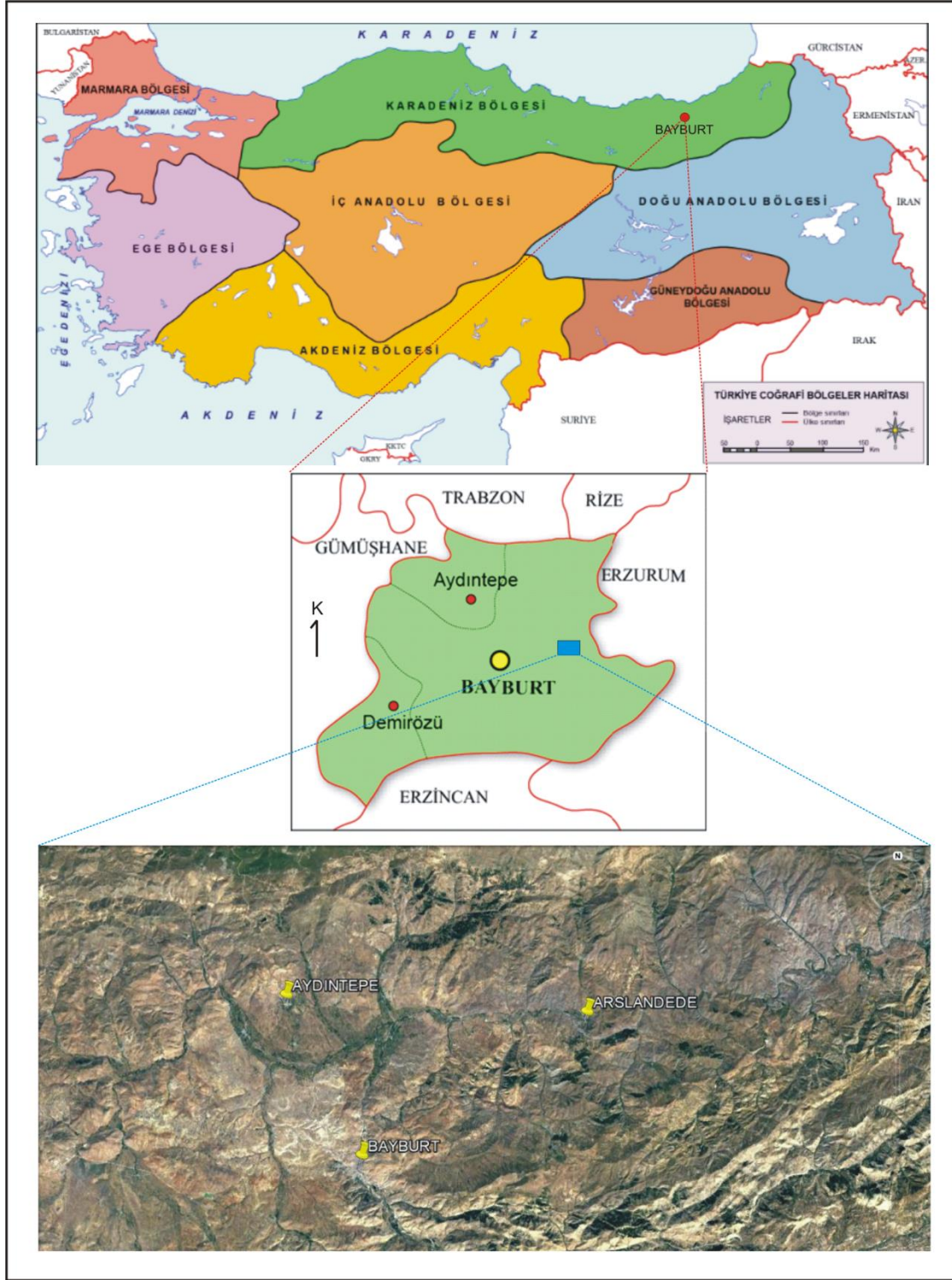
#### **1.2.1. Coğrafi Konum**

İnceleme alanı, 1/25.000 ölçekli Trabzon H44-b2 ve H44-b3 paftalarında, Bayburt ilinin 30 km kuzeydoğusunda Arslandede ve yakın civarında, yaklaşık 24 km<sup>2</sup>'lik bir alanda yer almaktadır (Şekil 1.1). Arazideki en büyük yerleşim Arslandede Köyü'dür.

#### **1.2.2. Topoğrafya**

İnceleme alanında topoğrafya oldukça sert olup, kuzeye doğru yükselti artmaktadır. Vadi tabanından yükselen yamaçlar araziye oldukça sarp bir görünüm vermektedir. En önemli yükseltileri ise Gümüşlü Tepe (1829m), Kale Tepe (1768m), Gevrek Tepe (1740m) ve Çakırbağ Tepe (1900m) dir. İnceleme alanının en önemli akarsuları Büyükçukurbağ Deresi, Çit Deresi, Davalı Deresi, Derin Deresi, Bohça Deresi'dir. Karadeniz'e doğru akan

Çoruh Nehri, hem çalışma alanının ve hem de Doğu Karadeniz Bölgesi'nin en önemli akarsularından biridir. Büyükçukurbağ Dere inceleme alanı içinde Çoruh Nehri'ni besleyen en önemli deredir.



Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası

### **1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü**

Arslandede yöresinde, Doğu Karadeniz iklimi ile Doğu Anadolu iklimi arasında, karasal özellikleri ağır basan bir geçiş iklimi hüküm sürmektedir. Yazları sıcak ve kurak, kışları ise soğuk ve yağışlı geçmektedir.

İnceleme alanı bitki örtüsü açısından çeşitlilik göstermesine rağmen, zengin değildir. Bitki örtüsü olarak yükseltinin fazla olmadığı kesimlerde çayırliklar ve ormanliklar gözlenmektedir. Ağaç türü olarak kavak ve meşe bulunmaktadır.

Yöre halkının geçim kaynağı esas olarak hayvancılık ve arıcılıktır. Bunların yanı sıra mısır, patates ve fasulye gibi sebzelerden de gelir elde edilmektedir.

### **1.2.4. Ulaşım ve Yerleşim**

İnceleme alanına ulaşım dar bir asfalt yol olan Bayburt - Çaykara karayoluyla sağlanmaktadır (Şekil 1.1). Çalışma alanının Bayburt iline en yakın yeri Arslandede Köyü olup 28 km uzaklıktadır. İnceleme alanında en büyük yerleşim yerini Elmalık Mevki oluşturmaktadır.

## **1.3. Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Genel Jeolojisi**

Çalışma alanını da içine alan Doğu Karadeniz Dağlarına tektonik birim olarak "Pontid" ismi ilk olarak Hamilton (1842) tarafından verilmiştir. Ketin (1966) bu tektonik üniteleri kuzeyden güneye doğru Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları Kuşağı olarak dört ana tektonik birliğe ayırmıştır. Ketin ve Canitez (1972) bu tektonik birimleri yeniden düzenleyerek, Pontidler 'Doğu Pontid' ve 'Batı Pontid' olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Doğu Karadeniz Bölümü'nde Geç Kretase yaşlı kayalar, kuzey ve güney bölgelerinde farklılıklar gösterdikleri için güney ve kuzey bölümlere ayrılmıştır (Akın,1978; Gedikoğlu vd., 1979; Özsayar vd., 1981). Bektaş (1986) Doğu Karadeniz magmatik yayını farklı magmatik, tektonik ve sedimantolojik evrim aşamalarına göre kuzeyden güneye doğru kuzey zon, güney zon ve eksen zonu olmak üzere üç alt birliğe ayırmıştır.

Doğu Pontid’lerde en yaşlı birimleri Güney Zon’da Ağvanis masifi (Okay, 1984; Altınkaynak, 2000), Tokat metamorfik masifi (Alp, 1972; Özcan vd., 1980; Rojay, 1993; Tüysüz 1996; Yılmaz vd., 1997; Eyüboğlu, 2006), Pulur masifi (Topuz ve Altherr, 2004; Topuz vd., 2004a, 2004b ve 2007), Kurtoğlu metamorfikleri (Topuz vd., 2007, 2010), Karadağ metamorfikleri (Dokuz, 2000; Dokuz vd., 2006; Ustaömer ve Robertson, 2010), Kopuzsuyu metamorfik kayaçları, Gümüşhane Batoliti (Tokel, 1972; Coğulu, 1975; Yılmaz, 1976; Özdoğan, 1992; Topuz vd. 2010) ve Köse Batoliti (Dokuz, 2011)’nden oluşmaktadır. Kuzey zonda ise en yaşlı kayaçları küçük mostralalar halinde Tonya güneyindeki Derinoba, Kayadibi, Şahmetlik ve Kızılağaç granitoidleri (Kaygusuz vd. 2012, 2013, 2016), Özdil yöresinde Özdil Granitoidi (Kaygusuz vd. 2013, 2016) ve Maçka yöresindeki Soğuksu ve Seslikaya granitleri (Kaygusuz vd. 2013, 2016) bulunmaktadır. Ayrıca Çaykara (Trabzon) ve Dereli (Giresun) yörelerinde, metamorfizma yaşları tam olarak tespit edilmemekle birlikte, yüzeyleyen metamorfik kayaçların da bölgenin taban kayaçlarını temsil ettiği görüşü kabul edilmektedir (Schultze-Westrum, 1961; Zankl, 1962; Boynukalın, 1990).

Doğu Pontid Orojenik Kuşağı’ndaki Triyas dönemini temsil eden kayaçların varlığı tartışma konusudur. Amasya yöresindeki Tokat masifini oluşturan metamorfik kayaçlar üzerine gelen, çok düşük dereceli metamorfizmaya uğradığı düşünülen, kırıntılı kayaçlardan oluşan Karasenir Formasyonu’nun (Alp, 1972) ve Bayburt Demirözü yöresindeki metamorfik kayaçlar üzerine gelen ve kırıntılı kayaçlardan oluşan Karakaya Formasyonu’nun (Ağar, 1977; Yılmaz vd., 1997; Topuz vd., 2004a) Triyas yaşlı olduğu belirtilmiştir. Eyüboğlu vd. (2010, 2011) Pulur ve Tokat metamorfik masiflerini kesen ultramafik ve mafik intrüzyonların Geç Triyas yaşlı (191 My ile 212 My) olduklarını belirtmişlerdir.

Doğu Pontid Orojenik Kuşağı’na ait Paleozoyik ve Triyas yaşlı kayaçlar uyumsuz olarak Erken-Orta Jura yaşlı volkano-tortul istifler tarafından örtülmektedir. Orojenik Kuşağın Kuzey Zonu’nda (Giresun, Dereli bölgesi) Jura yaşlı sedimanter oluşumlara seyrek olarak rastlanılmaktadır ve bu birimler genel olarak volkanik kayaçlar ile temsil edilmektedirler (Boynukalın, 1990; Eyüboğlu, 2006; Şen, 2007).

Doğu Pontidlerde Geç Jura-Erken Kretase dönemi tektonik ve magmatik açıdan duraylılık dönemine karşılık gelmekte olup, tüm bölgede karbonat çökelişi egemendir. Kuzey Zon’da genellikle masif tabakalanmalı, gri-bej renkli, yanal devamlılığı olmayan kireçtaşları ile temsil edilir (Taslı, 1984). Bu birim ilk olarak Pelin (1977) tarafından

Berdiga Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Berdiga Formasyonu magmatik yayın güney kesiminde ise genel olarak gri-bej renkli, kalın, kimi yerde masif katmanlı, bentik foraminifer fosillerince zengin, taban seviyeleri kısmen dolomitlerden, üst seviyeleri ise yumru çört ve bantlı kireçtaşlarından oluşmakta, sığ denizel bir istif özelliği sunmaktadır (Taslı, 1990; Kırmacı, 1992; Yılmaz, 2002).

Doğu Pontidlerde Geç Kretase dönemi kuzeyden güneye doğru gidildikçe önemli litolojik farklılıklar göstermektedir. Granitik intrüzyonlar ve volkanik kayalar Kuzey Zon’da baskın litolojiyi teşkil etmektedirler (Bektaş, 1984; Jica, 1985; Gedik vd., 1992; Köprübaşı, 1993; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Okay ve Şahintürk, 1997; Güngör vd., 1997; Köprübaşı vd., 2000; Kaygusuz, 2000; Boztuğ vd., 2002; Şahin vd., 2004; Karlı vd., 2004, 2010; İlbeyli, 2008; Sipahi, 2005, 2011; Boztuğ vd., 2006; Kaygusuz vd. 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014; Kaygusuz ve Aydınçakır, 2009, 2011; Kaygusuz ve Şen, 2011, Sipahi ve Sadıklar, 2014; Sipahi vd., 2014; Aydınçakır ve Şen, 2013). Tortul ara seviyelerin çökelişi ise magmatizmanın durakladığı dönemlerde meydana gelmektedir. Güneye doğru ilerledikçe magmatizmanın şiddeti azalmaktadır ve magmatik kayalar ağırlıklı istif yerini sedimanter kayalar ağırlıklı bir istife bırakmaktadır. Magmatizma yaygın olarak daha güneyde Bayburt-Amasya hattı boyunca gözlemlenmektedir (Topuz vd., 2010; Eyüboğlu vd., 2010). Altherr vd., (2008)’e göre Alt Paleosen plajiyolositleri yitimin son ürünlerini oluştururlar.

Doğu Pontidlerde Senozoyik dönemi güney kısmında sedimanter, kuzey kısmında ise magmatik ağırlıklı bir istif ile temsil edilmektedir. Senozoyik magmatizması güneyde Kop Dağları ve Erzincan hattı boyunca Geç Paleosende başlamış ve kuzeye doğru Gümüşhane-İspir hattı boyunca Eosen döneminde mafik-felsik magmatizmanın ve volkano-sedimanter istif ürünlerini meydana getirmiştir (Tokel, 1977; Arslan vd., 1997; Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 2001; Topuz vd., 2005; Arslan ve Aslan, 2006; Karlı vd., 2007; Temizel ve Arslan, 2008; Temizel ve Arslan, 2009; Aslan, 2010; Karlı vd., 2010, 2011a; Kaygusuz vd., 2011; Topuz vd., 2011; Eyüboğlu vd., 2011a, b; Temizel vd., 2012; Arslan vd., 2013; Aslan vd., 2014; Aydınçakır, 2014; Temizel vd., 2014; Temizel, 2014; Özdamar vd., 2017). Senozoyik döneminde Doğu Pontid Orojenik Kuşağı’nın Kuzey Zonu’nda magmatizma Güney Zonu’ndakine göre daha şiddetlidir. Bu dönemde kalk-alkalen, granitik ve bazik volkanik kayalar oluşmuştur (Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Şen vd., 1998; Boztuğ vd., 2004; Karlı vd., 2011b).

Bölgedeki magmatik faaliyetlerin son ürünlerini sahil boyunca Neojen yaşlı alkalen volkanizma ürünleri oluşturur (Aydın, 2003; Aydın vd., 2008; Yücel, 2013; Yücel vd., 2014). Güneyde Neojen tortulları jipsli, tuzlu sığ deniz, lagün ve gölsel fasiyesler olarak gözlenmiştir (Erentöz ve Ketin, 1974; Ketin, 1983). Bölgedeki en yaşlı kayalar Kuvaterner yaşlı traverten ve alüvyonlardan oluşurlar.

#### **1.4. Bölgede Yapılan Önceki Çalışmalar**

İnceleme alanı ve civarında yapılan çalışmalar daha ziyade genel jeoloji ağırlıklı olup, jeokimyasal amaçlı çalışmalar sınırlıdır. Bölgede yapılan genel jeoloji çalışmaları aşağıda özetlenmiştir:

Ketin (1950, 1951), Bayburt yöresindeki temel kayaların metamorfik serilerden oluştuğunu, bu birimler üzerine Liyas yaşlı birimlerin uyumsuz olarak geldiğini ve bunun Malm yaşlı birimle örtüldüğünü, bu birimin üzerine gelen Erken Kretase yaşlı birimlerin de Berriasien-Albiyen yaşında olduğunu saptamıştır. Orta Kretase yaşlı olan ofiyolitik serinin üzerinde transgresif olarak Geç Kretase yaşlı rudistli resifal kalkerlerin yer aldığını, Eosenin filiş fasiyesinde geliştiğini ve yaşının Erken-Orta Eosen (Lütesien-Auversien) olduğunu belirtmiştir.

İlker (1965), Bayburt bölgesinde Jura-Kretase kalkerlerinin üzerine uyumsuz olarak sarımsı-gri renkli, detritik kalkerlerin geldiğini, Nummulites’li Alt ve Orta Eoseni temsil eden kalkerler üzerine kumtaşı-marn-konglomera, tuf ve splitler ile killi kısımların geldiğini ve serinin kalkerlerle son bulunduğunu belirtmiştir.

Burşuk (1975), Bayburt yöresinde Mesozoyik yaşlı birimlerin Liyas, Dogger, Malm, Erken ve Geç Kretase; Senozoyik’in ise Eosen ile temsil edildiğini, pelmikrit ve biyomikritlerle temsil edilen Eosen’in transgresif olduğunu belirtmiştir.

Norman (1976), Bayburt yöresinde miltaşlarındaki Nummulites, Assilinatürlerine göre istifin yaşının İpresien-Erken Lütesien olduğunu belirtmiştir.

Ağar (1977), Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) yöresinde temelde bulunan Dolama Gnaysının üzerine açıl uyumsuzlukla Üst Karbonifer yaşlı Çatalçeşme Formasyonu’nun geldiğini belirtmiştir. Bu birim üzerine sırasıyla Triyas yaşlı Karakaya Formasyonu, Alt Sinemuriyen yaşlı Çaltepe Kireçtaşı, Üst Sinemuriyen yaşlı Hamurkesen Formasyonu, Kimmericiyen-Berriasiyen yaşlı Hozbirikyayla Formasyonu, Alt Eosen

yaşlı Sıraşlar Formasyonu ve orta Eosenyaşlı Kızılyar Formasyonu'nun geldiğini ve Pliyosen yaşlı Karaçayır Formasyonu ile istifin son bulunduğunu belirtmiştir.

Tokel (1977), Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Eosen yaşlı kayaların kalk-alkalen kökenli olduklarını belirtmiştir.

Özer (1984), Bayburt yöresinde Tekçamtepe Formasyonu'nun tabanda kumlu, sparitik kireçtaşlarıyla yanal geçişli polijenik heterojen taban konglomerasından, üstünde bej renkli, kumlu, sparitik kireçtaşlarından, onun üstünde de kumtaşı, marn, kireçtaşı, tuf ve tufit araldanmasından oluştuğunu belirtmiş ve yaşını içerdiği faunaya göre İpresiyen-Lütesiyen olarak saptamıştır.

Musaoğlu (1987), Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde Pulur metamorfitlelerinin düşük dereceli metamorfik kayalardan oluştuğunu belirtmiştir. Hozbirikyayla Formasyonu'nun Malm-Erken Kretase değil, Senomaniyen (Geç Kretase) yaşında olduğunu, Paleozoik yaşlı olarak gösterilen granitik kayaların Geç Kretase ve sonrası oluştuğunu, Eosen tortulları içinde bulunan Danişment volkano-tortul üyesinin yaşının, Orta-Geç Eosen olduğunu belirtmiştir.

Akdeniz (1988), Bayburt yöresindeki Sıraşlar Formasyonu'nun (Ağar 1975) Eosen öncesi çökeller üzerinde transgresif olarak yer aldığını, bu çökellerin litofasiyes, yapı ve dokularının güneyde Maden-Karakulak arasında ve kuzeyde Kitre dolayında gözlenen diğer Eosen çökellerinden farklı olduğunu belirtmiştir.

Keskin vd., (1990), Bayburt batısında dar bir sahada yüzeyleyen Paleosen yaşlı Tepetarla Formasyonu'nun Erken-Orta Paleosen yaşında olduğunu, Eosen'deki Sığırıcı Formasyonu'nun Lütesiyen yaşlı olduğunu ve Sıraşlar Formasyonu'nun Erken-Orta Eosen (Lütesiyen) yaşında olduğunu belirtmişlerdir. Yazyurdu Formasyonu'nun andezit, aglomera, tuf, dasitik tuf, dasit ve volkanotortullarla araldanmalı kumtaşı, silttaşı, marn seviyeleri ile kumlu kireçtaşı ve fosilli kireçtaşından oluştuğunu, üst kesimlerde bantlar şeklinde bulunan kireçtaşlarının (Nişantaşı üyesi) yaşını Erken-Orta Eosen (Geç Lütesiyen) olarak belirtmişlerdir.

Keskin vd., (1991), Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde yapmış oldukları çalışmalarında; Sıraşlar Formasyonu'nun yaşını Erken-Orta Eosen (İpresiyen-Lütesiyen) olarak saptamışlardır. Kızılyar Formasyonu (Ağar 1975)'nin Sıraşlar Formasyonu üzerinde uyumlu olduğunu belirtmişlerdir. Kızılburun Kireçtaşı Üyesi'nin Kızılyar Formasyonu içinde mercek şeklinde görüldüğünü ve Kızılyar Formasyonu'nun yaşının Lütesiyen olduğunu belirtmişlerdir.



Gürsoy vd., (1993), Kelkit (Gümüşhane) ve çevresinde Eosen'de Tütenli Sedimanter Karışığı, Gümüşgözdere Formasyonu, Özen Formasyonu, Sıratastepe Formasyonu, Kızılca Formasyonu ve Azizbaba Volkanitlerini tanımlamışlardır.

Yılmaz (1993), Doğu Pontid Güney Zonu'nundakalın istif ve yaygın yüzeylemeler sunan çökel kayaçlarının farklı fasiyes koşullarında biriktiğini, bu oluşumun Liyas sürecindeki riftleşme, Dogger-Kretase ve Erken Eosen transgresyonları ile geliştiğini ve istiflerin son şeklini Geç Kretase ve Miyosen'de gelişen orojenik hareketlerle kazandığını belirtmiştir.

Okay vd., (1997), Bayburt bölgesinde yaptıkları çalışmalarında Alt Eosen tektoniği sonrası oluşmuş kayaçları, kireçtaşı, kumtaşı ve konglomeradan oluşan Eosen yaşlı Sırataşar Formasyonu olarak isimlendirmişlerdir. Doğu Pontid'lerde Orta Eosen kayalarının genellikle tektonizma sonrası çökelindiğini ve daha yaşlı kayaları uyumsuzlukla örttüğünü belirtmişlerdir.

Aliyazıcıoğlu (1999), Doğu Pontid Güney Zonu'nda Kale (Gümüşhane) yöresinde yaptığı çalışmada; Kale Formasyonu'nu oluşturan mikritik kireçtaşlarında ve aglomeralar içerisinde mikritik kireçtaşı çakıllarında Paleosen mikrofosilleri bulunduğunu ve bu nedenle volkanizmanın Paleosen döneminde başlayıp Eosen'de etkili bir şekilde devam ettiğini belirtmiştir.

Yılmaz (2002), Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde Alibaba Formasyonu'nun geniş yayılıma sahip olduğunu, Kermutdere Formasyonu üzerine uyumsuz olarak geldiğini, derin erozyona uğramış bölgelerde ise Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu üzerine aşınmalı uyumsuzlukla geldiğini belirtmişlerdir. Birimin yaşının içerdiği Nummuliteslere dayanarak Eosen olduğunu ve birimin küçük çökeltme ortamlarında, yoğun bir volkanik etkinliğin de eşlik etmesiyle sığ denizel ve karasal ortamlarda birikmiş olduğunu belirtmişlerdir.

Arslan vd., (2005), Bayburt yöresinde yapmış oldukları çalışmada Eosen yaşlı birimlerin uyumsuz olarak Liyas-Dogger yaşlı volkanoklastikler ve Malm-Alt Kretase yaşlı resifal karbonatlar üzerine geldiğini ve Tekçam Tepe Formasyonu olarak tanımlanan Eosen istifinin Nummulites'li kireçtaşları ile başlayıp kilitaşı ve marnla devam ederek birimin dereceli olarak tüflere geçiş gösterdiğini belirtmişlerdir.

Mercan (2009), Bayburt yöresinde tabanda Devoniyen-Karbonifer yaşlı Akşar Graniti'nin bulunduğunu, Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu'nun Akşar Graniti üzerine uyumsuz olarak geldiğini; Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlı Hozbirikyayla Formasyonu'nun Hamurkesen Formasyonu üzerine uyumlu olarak geldiğini; Eosen yaşlı Sırataşlar

Formasyonu'nun, Hozbirikyayla Formasyonu üzerine uyumsuz olarak geldiğini ve İpresiyen-Lütesiyen yaşlı Yazyurdu Formasyonu'nun Sırataşlar Formasyonu üzerinde uyumsuzlukla bulunduğunu belirtmiştir. Granodiyorit, kuvars diyorit ve kuvars monzodiyorit'ten oluşan Rize Granitlerinin ise Yazyurdu Formasyonu'nu kestiğini belirtmiştir.

Danacı (2009), Bayburt yöresinde Yazyurdu Formasyonu'nun tuf, tüfit, marn, kumtaşı ardalanmasından oluştuğunu, tabanda Dogger-Malm-Alt Kretase yaşlı Hozbirik yayla Formasyonu'nun üzerine aşıl uyumsuzlukla geldiği belirtilmiştir.

Bölgede Eosen yaşlı granitik kayalar üzerinde yapılan çalışmalar ise aşağıda özetlenmiştir:

Karslı (2002), Dölek ve Sarıçiçek Plütonları'nın  $42.7 \pm 2.2$  ila  $44.1 \pm 1.1$  my (K-Ar yöntemi) yaşlı olduklarını, plütonları oluşturan kayaların I-tipinde olduğunu ve genellikle kalk-alkalen bileşimden yüksek K'lu kalk-alkalen bileşime doğru değişim gösterdiklerini belirtmiştir.

Topuz vd., (2005), Saraycık Granitoyidi'nin yaşının 52 my (Ar-Ar yöntemi) olduğunu ve adakitlere benzer özellik gösterdiğini belirtmiştir.

Arslan ve Aslan (2006), Kaletaş Granodiyoriti'nin yaşının  $44.0 \pm 0.2$  milyon yıl (U-Pb-Zirkon yöntemi) olduğunu belirtmişlerdir.

Karslı vd., (2007), Dölek ve Sarıçiçek Plütonları'nın kökeninde litosferik manto ve alt kıtasal kabuk karışımının olduğunu belirtmişlerdir.

Eyüboğlu vd., (2011), Aydın-tepe (Bayburt) Graniti'nin  $42.06 \pm 0.67$  my (U-Pb yöntemi), Saraycık (Pulur) Granodiyoriti'nin  $55.21 \pm 0.45$  milyon yıl (U-Pb yöntemi) ve Sarıhan (Pulur) Granitinin de  $53.03 \pm 0.77$  my (U-Pb yöntemi) yaşında olduklarını belirtmiştir.

Karslı vd., (2012), Sisdağı Plütonu'nun  $41.55 \pm 0.31$  my (U-Pb yöntemi) yaşında olduğunu, plütonda yüzeylenen kayaların I-tipi özellikte olduğunu ve şösonitik seride yer aldıklarını belirtmiştir.

Çakmak (2013), Bayburt yöresinde Eosen yaşlı Pelitli Granitoyidi'nin I-tipi, düşük-yüksek K'lu kalk-alkalen ve genellikle metalümin az oranda da peralümin karakterli olduğunu belirtmiştir.

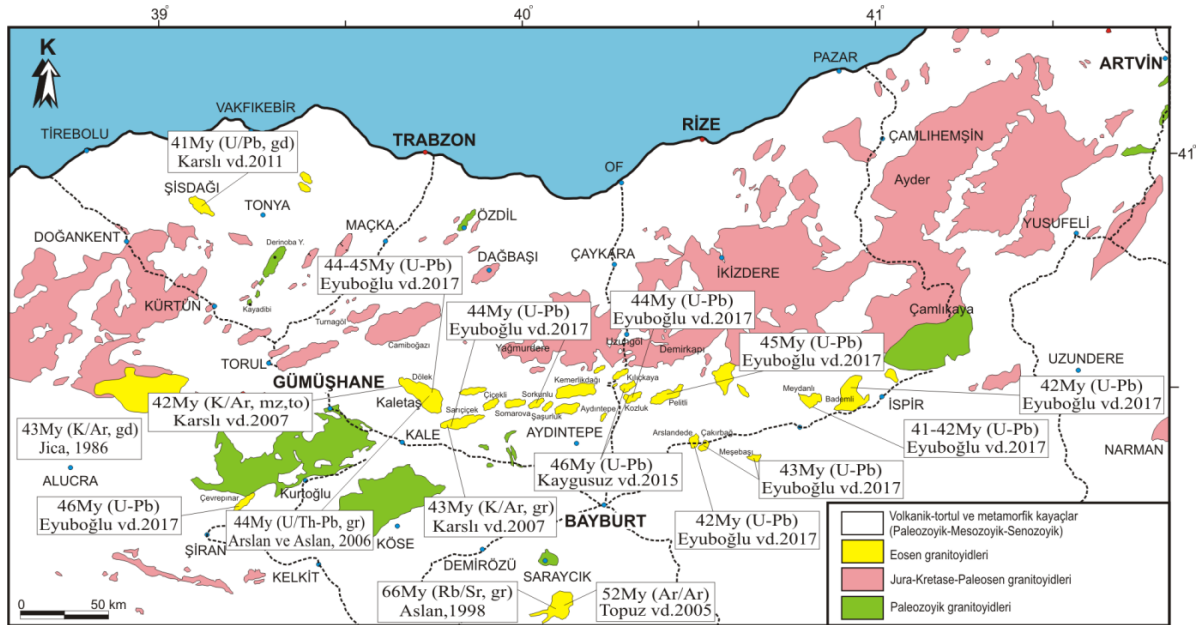
Öztürk (2014), Bayburt yöresinde Eosen yaşlı Kılıçkaya Granitoyidi'nin yüksek SiO<sub>2</sub> içeriğine % (58-67) sahip olduğu, I-tipi ve kalk-alkali karakterli olduğunu ve mafik magmatik anklavların içerdiğini belirtmiştir.

Çakmak ve Kaygusuz (2014), Pelitli Granitoyidi diyorit, tonalit, granodiyorit ve granit bileşimli kayalardan oluştuğunu ana ve iz elementlerde gözlenen değişimlerden, granitoidin gelişiminde plajiyoklas, piroksen, hornblend ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasının etkili olduğunu ifade etmiştir.

Kaygusuz ve Öztürk (2015), Bayburt yöresinde Kılıçkaya ve Kozluk granitoidlerinin 6 my yaşında (U-Pb, Zirkon) oldukları her iki plütonun mafik magmatik anklav içerikleri  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  içeriklerinin 0,70531-070576 arasında ve Nd değerlerinin 0,3 ile -0,5 arasında değiştiğini plütonların kabul manto karışımı ile oluştuklarını belirtmişlerdir.

Eyuboğlu vd., (2017), Arslandede Granitoidinin yaşını 42 My (U-Pb zirkon) olarak tespit etmişlerdir.

Doğu Pontid’lerde yer alan Eosen yaşlı plütonik kayaların yaşları ile ilgili yapılmış radyometrik çalışmalar sınırlı olup (Şekil 1.2), bir çok plütonun yaşı dokanak ilişkileri ve stratigrafik özellikler göz önüne alınarak, göreceli olarak belirlenmeye çalışılmıştır.



Şekil 1.2. Doğu Pontid’lerdeki Paleozoyik, Jura-Kretase ve Eosen yaşlı plütonik kayaların dağılımı ve Eosen yaşlı plütonik kayalardan yapılmış jeokronolojik yaşlar

Doğu Pontid’lerdeki Eosen ve sonrası yaşlı plütonik kayaların yaşları (U-Pb, U/Th-Pb, Rb-Sr, K-Ar, Fission-track, Pb-Pb gibi radyometrik yöntemlerle belirlenmiş olanlar) 29 ile 55 My arasında değişmektedir (Tablo1.1).

Tablo 1.1. Doğu Pontidlerdeki Eosen yaşlı plütonik kayaçların jeokronolojik yaşları (Kaygusuz vd., 2010'dan değiştirilerek).

Plüton	Kayaç Tipi	Yaş (My)	Metod	Referanslar
Dereli-Şebinkarahisar		50.7±1.9–57.4±2.4	FT (apatit)*	Boztuğ vd., 2004
		47.8±2.4–49.4±1.9	FT (apatit)*	Boztuğ vd., 2004
		36.7±2.0–64.6±2.3	FT (apatit)*	Boztuğ vd., 2004
Sisdağı		41.55±0.31	U-Pb	Karlı vd. (2012)
Rize	grd	39.9±0.3	K/Ar	Taner (1977)
	grd	44.6±0.3	K/Ar	Taner (1977)
	grd	30	K/Ar	Çoğulu (1975)
Gümüşhane	grd	32	K/Ar	Çoğulu (1975)
	grd	47	K/Ar	Çoğulu (1975)
	md	33	U/(Th–Pb)	Delaloye vd. (1972)
	md	56	U/(Th–Pb)	Delaloye vd. (1972)
Rize	grd	29	U/(Th–Pb)	Delaloye vd. (1972)
	grd	49	U/(Th–Pb)	Delaloye vd. (1972)
	grd	41	K/Ar	Moore vd., (1980)
Boğalı	mg	42.4±0.87	K/Ar	Yılmaz-Şahin vd. (2004)
	mg	41.2±0.89	K/Ar	Yılmaz-Şahin vd. (2004)
	mnz	42.9±1.81	K/Ar	Karlı vd. (2007)
Dölek ve Sarıçiçek	gr	43.5±1.82	K/Ar	Karlı vd. (2007)
	to	44.1±2.22	K/Ar	Karlı vd. (2007)
	mnz	42.7±2.21	K/Ar	Karlı vd. (2007)
Saraycık	grd	52.8±0.7	Ar-Ar	Topuz vd. (2005)
	grd	52.2±0.4	Ar-Ar	Topuz vd. (2005)
Kaletaş	grd	44.4±0.3	U-Pb (zirkon)	Arslan ve Aslan (2006)
	grd	43.1±2.2	K/Ar	JICA (1986)
Kösedağ	sy	37±2.6	Rb/Sr	Kalkancı (1974)
	sy	42±4	Rb/Sr	Kalkancı (1974)
Kösedağ	sy	52.1±6.4	Pb-Pb	Boztuğ (2008)
Kopdağı	kdi	55.83±0.04	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2011)
Saraycık	grd	53.98±0.59–55.21±0.45	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2011)
Sarıhan	gr	53.03±0.77	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2010)
Seme	grd	53.16±0.45	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2011)
Çevrepınar	gr-grd	45.8±1.3–46.1±1	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2011)
Aydıntepe	gr	42.06±0.67	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2011)
Kılıçkaya		46.75±0.79	U-Pb (zirkon)	Kaygusuz ve Öztürk (2014)
Kozluk		46.9±0.68	U-Pb (zirkon)	Kaygusuz ve Öztürk (2014)
Arslandede		42.06±0.67	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2017)
Tamdere		43.7–44.5	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2017)
Çevrepınar		46	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2017)
Kaletaş		45	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2017)
Sarıçiçek		44.01	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2017)
Sorkunlu		44.23–44.53	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2017)
Üzengili		45.69	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2017)
Çakırbağ		43.3	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2017)
Meşebaşı		43.37	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2017)
Meydanlı		41.8–42.4	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2017)
Bademli		42.2–42.5	U-Pb (zirkon)	Eyüboğlu vd. (2017)

## **2. YAPILAN ÇALIŞMALAR**

### **2.1. Amaç ve Yöntemler**

Bu çalışmanın amacını, Arslandede ve çevresinde yüzeyleyen granitik kayaçların petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi oluşturmaktadır.

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

#### **2.1.1. Arazi Çalışmaları**

Arazi çalışmaları ile bölgede yüzeyleyen birimlerin tanınması, dokanak ilişkilerinin ve yapısal unsurların belirlenmesi sağlanmıştır. İnceleme alanında yüzeyleyen birimler önceden yapılan çalışmalar da dikkate alınarak kontrol edilmiş, Arslandede Granitoyidi ile Eosen yaşlı volkanitlerin sınırları ve stratigrafisi belirlenmiş ve gerekli düzeltmeler yapılarak yaklaşık 24 km<sup>2</sup>'lik bir alanın 1/25000'lik jeolojik haritası hazırlanmıştır. Çalışma alanından farklı hatlar boyunca hem granitik kayaçlardan hemde yan kayaçlardan sistematik örnekler alınmıştır. Bu kapsamda Arslandede Granitoyidi'nden yaklaşık 40 örnek, volkanik kayaçlardan ise yaklaşık 15 örnek toplanmıştır.

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

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

İnceleme alanından derlenen kayaç örneklerinin mineralojik ve petrografik özelliklerinin belirlenmesine yönelik, Arslandede Granitoyidi'ne ait 27, Arslandede Granitoyidi içindeki anklavlara ait 6, volkanik kayaçlara ait 15 olmak üzere toplam 48 adet örneğin ince kesitleri hazırlanmıştır. Bunun için kayaçlardan alınan 0.5x2x4 cm boyutunda plakacıklar, bir yüzeylerinin pürüzlülükleri giderildikten sonra 1mm kalınlığındaki 2.5x5 cm boyutundaki cam üzerine kanada balzamu kullanılarak yapıştırılmıştır. Cam üzerine yapışmış olan kayaç, aşındırıcılar yardımıyla 0.025 mm kalınlığına kadar inceltilerek

petrografik tayin için hazır hale getirilmiştir. İnce kesit örnekleri Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi (GMDF), Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında yapılmıştır.

#### **2.1.2.2. Petrografik İncelemeler ve İnce Kesit Fotoğrafların Çekimi**

Arslandede Granitoyidi'ne ait 33 adet (anklavlar dahil) ince kesit örneğinin modal analizleri yapılmıştır. Modal analizler Swift model F marka nokta sayıcı ile yapılmıştır.

Tane büyüklüğüne göre, tane boyutu 0.5-0.8 mm arasında olan örneklerde 1000-1300 nokta; tane boyutu 1.0-1.5 mm olan örneklerde ise 1300-1700 nokta sayılmıştır. Sayımı yapılan örneklerde sayım hatası;

$$s = \sqrt{V_i (100 - V_i) / n}$$

formülüyle hesaplanmış ve 3 adet örneğin sayımı tekrar yapılmıştır.

Volkanik kayalara ait yaklaşık 15 adet ince kesit Leica marka Polarizan Mikroskop yardımıyla incelenmiştir.

Seçilen örneklerin mikroskop görüntüleri GMDF Jeoloji Mühendisliği Araştırma Mikroskobu Odası'nda Leica marka Polarize Mikroskoba bağlı aynı marka düzenekte bulunan Fotoğraf Ünitesi ile çekilmiştir.

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

Ana, iz ve nadir toprak element analizleri için mikroskop incelemeleri sonucunda ayrılmamış örnekler seçilmiş ve örnekler GMDF Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır.

Kimyasal analizler için seçilen, her biri yaklaşık 250-300 gr'lık kayaç örnekleri çeneli kırıcıda 1-2 cm boyutuna indirildikten sonra, halkalı öğütücülerde 200 mesh boyutuna kadar öğütülmüş ve çeyreklemeye yöntemi uygulanarak, yaklaşık 30 gr'lık toz örnekleri, kimyasal analizlerde kullanılmak üzere hazırlanmıştır.

#### **2.1.2.4. Kimyasal Analizler**

Arslandede Granitoyidi ve içindeki mafik magmatik anklavlar (MMA)'a ait 18 örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır.

Ana, iz ve nadir toprak element analizleri Kanada da ACME Analiz Laboratuvarı'nda yapılmıştır. Ana ve iz elementler ICP-AES yöntemiyle, nadir toprak elementler ise ICP-MS yöntemi ile analiz edilmiştir. Ana ve iz element analizleri için 0,2 gr toz örnek 1,5 gr LiBO<sub>2</sub> ile karıştırılarak, % 5 HNO<sub>3</sub> içeren bir sıvı içinde çözündürülmesinden itibaren analiz edilirken; nadir toprak element analizleri, 0,250 gr toz örneğin dört farklı asit içinde çözündürülmesi ile yapılmıştır. Ana elementler % ağırlık, iz elementler ve nadir toprak elementler ppm olarak ölçülmüştür. Ateşte kayıp (AK), örnekler 1000 °C'de yakıldıktan sonra ağırlık farkından hesaplanmıştır. Toplam Fe içeriği, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> cinsinden ifade edilmiştir. Analiz limitleri, ana oksitler için % ağırlık olarak 0.002 ile 0.04, iz elementler için 0.1 ile 8 ppm ve NTE için 0.01 ile 0.3 ppm arasındadır.

#### **2.1.3. Büro Çalışmaları**

Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen verilerin yorumlanması için büro çalışmaları yapılmıştır. Arazide topografik harita üzerine çizilen jeolojik harita ile birlikte, dikme kesit ve enine jeolojik kesit bilgisayar ortamında Coral Draw çizim programı ile temize geçilerek çizilmiştir. Çalışma alanının 1/25000 ölçekli jeolojik haritası hazırlanmıştır. Diğer elde edilen veriler Grapher programı kullanılarak ikili, üçlü ve örümcek digramlarının çizilmesini ve yorumlanmasını sağlamıştır.

### **3. BULGULAR VE TARTIşMA**

#### **3.1. İnceleme Alanının Stratigrafi ve Petrografisi**

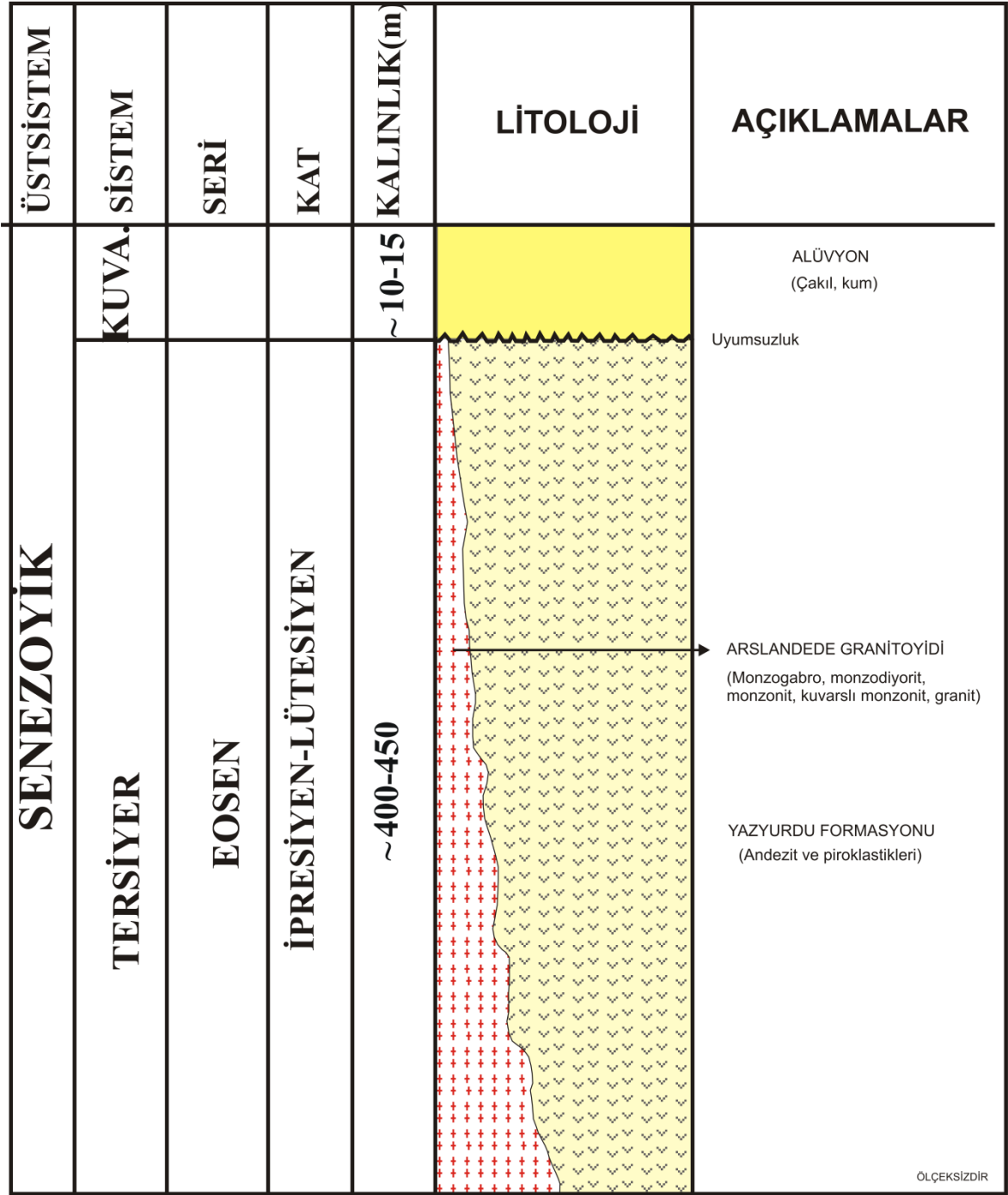
İnceleme alanı Arslandede Köyü ve yakın civarında, volkanik ve plütonik kayaların egemen olduğu, yaklaşık 24 km<sup>2</sup> lik bir alandan oluşur.

İnceleme alanında yer alan kayalar gençten yaşlıya doğru şu birimler oluşurmaktadır (şekil 3.1, 3.2 ve 3.3);

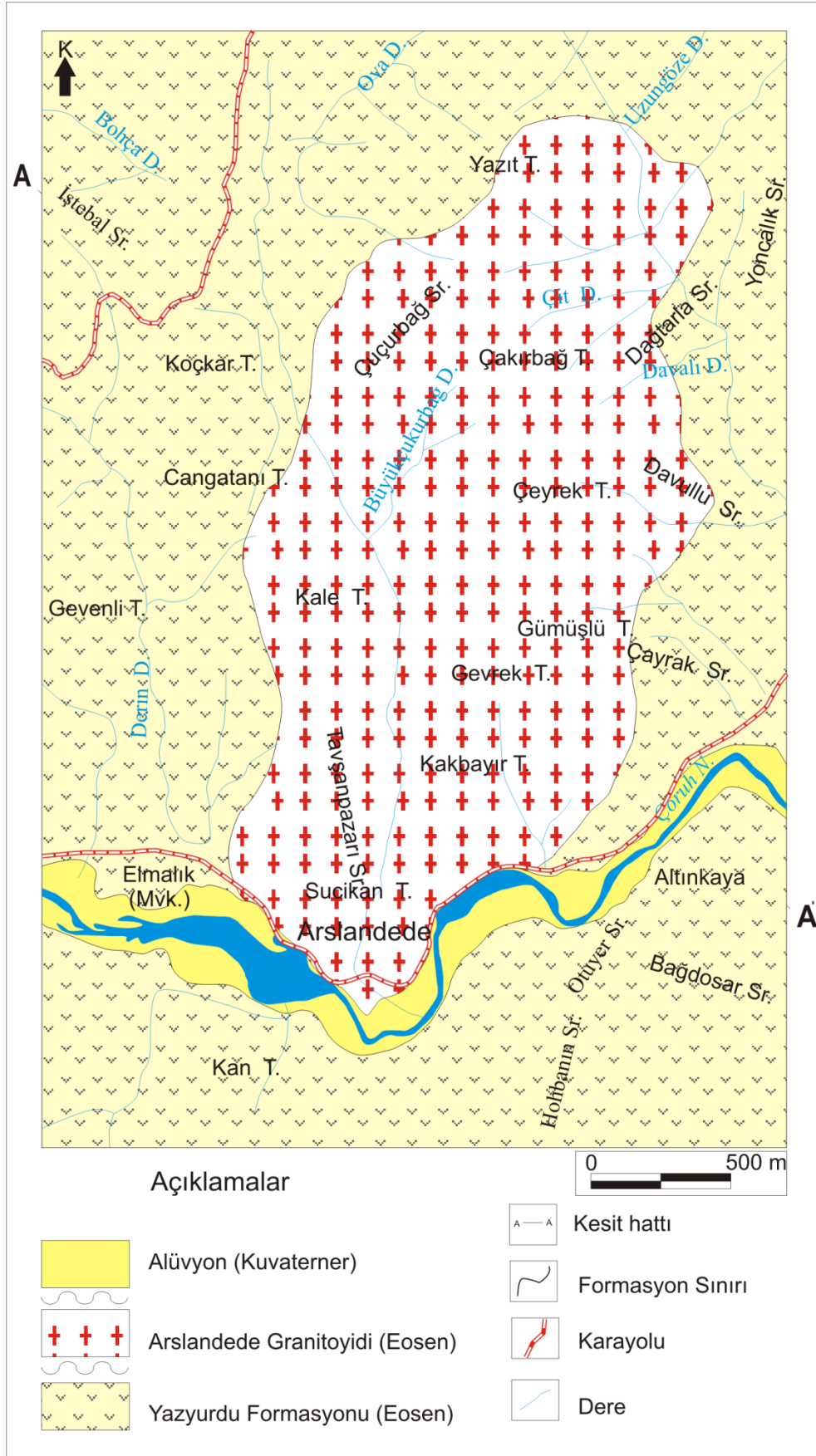
1. Alüvyon (Kuvaterner)
2. Arslandede Granitoyidi (Eosen)
3. Yazyurdu Formasyonu (Eosen)

Bu alanda yüzeylenen kayalar Eosen-Kuvaterner yaş aralığında gelişmişlerdir.

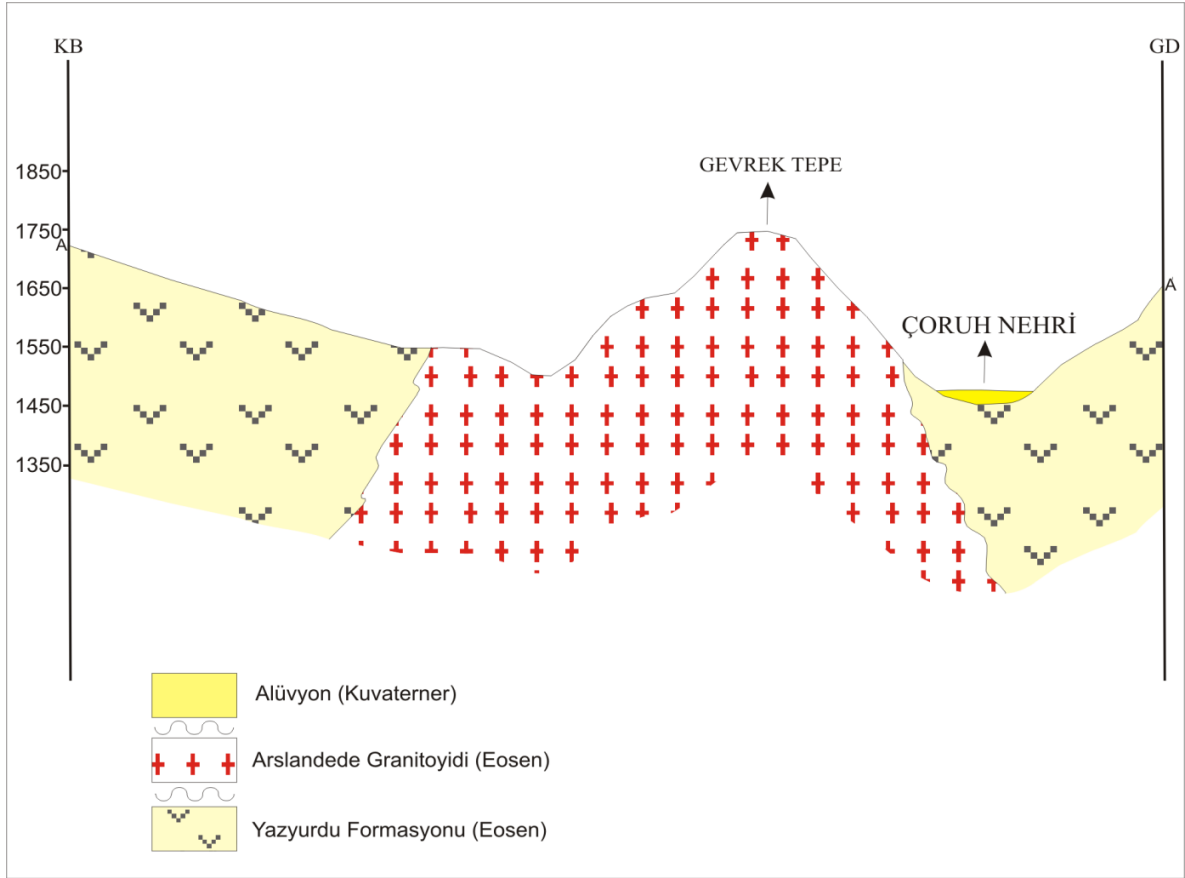




Şekil 3.1. İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti



Şekil 3.2. Arslandede yöresinin jeolojik haritası



Şekil 3.3. Arslandede yöresine ait enine jeolojik kesit

### 3.1.1. Yazyurdu Formasyonu

Birim adını en iyi mostra verdiği Yazyurdu Köyü'nden almaktadır. Andezit, dasit, aglomera, tuf ile kumtaşı, silttaşı, marn, kumlu kireçtaşı, fosilli kireçtaşlarından oluşan litolojilerle ara seviyeli olarak gelişen volkanik istiften oluşan birimi ilk olarak Keskin vd. (1990) “Yazyurdu Formasyonu” olarak adlandırmıştır. Bu çalışmada da “Yazyurdu Formasyonu” terimi kullanılmıştır.

İnceleme alanını büyük bir bölümünde yüzeyleme veren birim (Şekil 3.2), başlıca andezit ve bunların piroklastitlerinden oluşmaktadır.

Andezitler inceleme alanında Koçkar Tepe, Gevenli Tepe, Kan Tepe, Yoncalık Sırtı, Bağdosar Sırtı civarlarında görülürler. Genellikle yeşilimsi gri, ayrılmış kesimlerde sarımsı gri ve kahverengi renkte olup, makroskobik olarak plajiyoklas ve hornblend mineralleri tanınabilmektedir.

Aglomeralar makroskobik olarak koyu gri, yeşil renkte olup, andezit çakılları bir matriks ile bağlanmışlardır. Andezit çakıllarının boyutları 5-45 cm arasında değişmekte olup, yuvarlak veya oval şekildedirler (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Yazyurdu Formasyonu'na ait aglomeralardaki eksfoliasyon yapısının görünümü (Yer: Koçkar Tepe kuzeyi)

Tüfler genelde ayrılmış, gri, yeşil renkte ve boşluklu yapıdadır. Boşluklar yer yer ikincil kalsit ve kuvars mineralleri ile dolmuştur.

Çalışma alanında birimin tabanı görülmemektedir. Jeolojik kesitlerden yararlanarak birimin yaklaşık kalınlığı 450 m olarak hesaplanmıştır.

Bu birim inceleme alanında, Arslandede Granitoyidi tarafından kesilmiş olup granitoyide yakın kısımlarda bol miktarda epidotlaşma, kloritleşme ve silişleşme görülmektedir. Birim altere olduğu kısımlarda yer yer eksfoliasyon yapıları gözlenmiştir.

Andezitlerin petrografik incelemesinde, porfirik, mikrolitikporfirik, kümülofirik ve camsı dokular gözlenmiştir. Açık renkli mineralleri plajiyoklas oluştururken, koyu renkli mineraller bolluk sırasına göre klinopiroksen, hornblend ve biyotitden oluşur.

Plajiyoklas: Öz ve yarı öz şekilli iri levhamsı prizmatik kristaller, hamurda da küçük kristaller halinde bulunur. İri kristaller hem albit, hem de polisentetik ikizlenme gösterirler. Plajiyoklaslar oligoklas bileşiminde olup, anortit içerikleri % 22-26 arasında (010'a dik

kesitlerde) değişmektedir. En yaygın bozuşma türleri serizitleşme, kalsitleşme ve epidotlaşmadır.

Klinopiroksen: Genellikle yarı öz şekilli ve öz şekilsiz küçük, bazı kesitlerde de iri kristaller halinde bulunur. Klinopiroksen ojit bileşimindedir. Diğer ferromagnezyen minerallere oranla daha fazla bulunur. Kloritleşme ve kalsitleşme yaygın olarak izlenmiştir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 42-45 derece arasındadır.

Hornblend: İri, öz ve yarı öz şekilli prizmatik kristaller halinde, hamurda da küçük çubuğumsu kristaller halinde bulunur. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları yaklaşık 14-16 derecedir. Pleokroizma renkleri; z: kahverengimsi yeşil, y: yeşil, x: açık sarı yeşildir. Çoğunlukla kloritleşme ve kalsitleşme türünde ayrışma ürünleri gösterir.

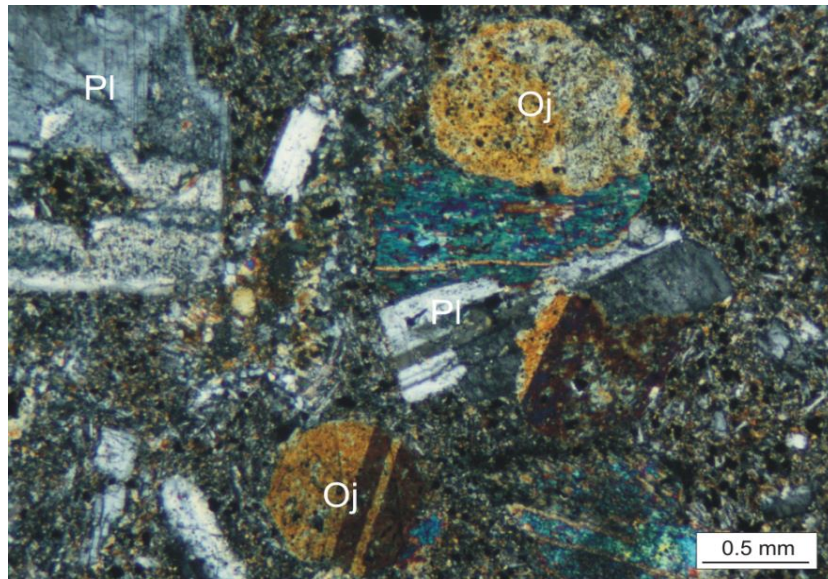
Biyotit: Genellikle öz ve yarı öz şekilli küçük prizmatik kristaller halindedir. (001) yüzeyine paralel dilinim belirgin ve bu dilinime göre dik sönmelidir. Dilinim ve kenarları boyunca klorit ve opak minerallere dönüşmüş olarak görülür.

Opak mineraller: İrili ufaklı düzensiz şekillerde ve genellikle mafik minerallerin etrafında bulunurlar.

İkincil mineraller: Serizit, klorit, silis, kalsit ve epidot mineralleriden oluşurlar.

Hamur: Plajiyoklas, klinopiroksen, hornblend, biyotit ve opak minerallerin çok küçük kristallerinden oluşmaktadır.

Kayaç adı: Andezit (Şekil 3.5)



Şekil 3.5. Yazıyurdu Formasyonu içindeki andezitlerde gözlenen mikrolitik porfirik doku (Ç.N., Pl: Plajiyoklas, Oj: Ojit)

Tüfler kristal ve litik-kristal tüf niteliğindedir (Şekil 3.6). Açık renkli mineralleri plajiyoklaslar, koyu renkli mineralleri ise bolluk sırasına göre klinopiroksen, hornblend ve biyotit oluşturur.

Plajiyoklas: İri kristaller, hamurda da küçük kristaller halinde bulunurlar. İri kristaller yarı öz şekilli ve öz şekilsiz olup, bazı mineraller polisentetik ikizlenme, bazı minerallerde albit ikizlenmesi görülür. Bazı minerallerin kenarları kırıklı ve parçalı yapıdadır. Yapılan cins tayininde (010'a dik kesit) cinsinin andezin ( $An_{34}$ ) olduğu belirlenmiştir. Kalsitleşme ve serizitleşme az oranda gözlenir.

Klinopiroksen: Yarı öz şekilli ve öz şekilsiz küçük kristaller, bazı kesitlerde de iri kristaller halinde bulunurlar. İri kristallerin kenarları parçalı ve kırıklı yapıdadır. Diğer ferromagnezyen minerallere oranla daha fazla bulunurlar. Klinopiroksen ojit bileşimindedir. Kloritleşme ve kalsitleşme az oranda gözlenir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 43-45 derece arasındadır.

Hornblend: Yarı öz şekilli ve öz şekilsiz prizmatik kristaller, hamurda küçük kristaller halinde görülür. Tek nikolde açık yeşil-koyu yeşil pleokroizma belirgindir. Bazı minerallerde birbirleri ile  $56^{\circ}$ 'lık açılar yapan dilinimler, bazılarında da tek yönde dilinimler belirgindir.

Klorit: Hamurda alterasyon ürünü ve boşluk dolgusu olarak bulunurlar. Tek nikolde açık yeşil renkte olup, çift kırıcılığı düşüktür.

Kalsit: Çatlak ve boşluklarda ikincil olarak gözlenir. Tek nikolde rölyef pleokroizması belirgindir.

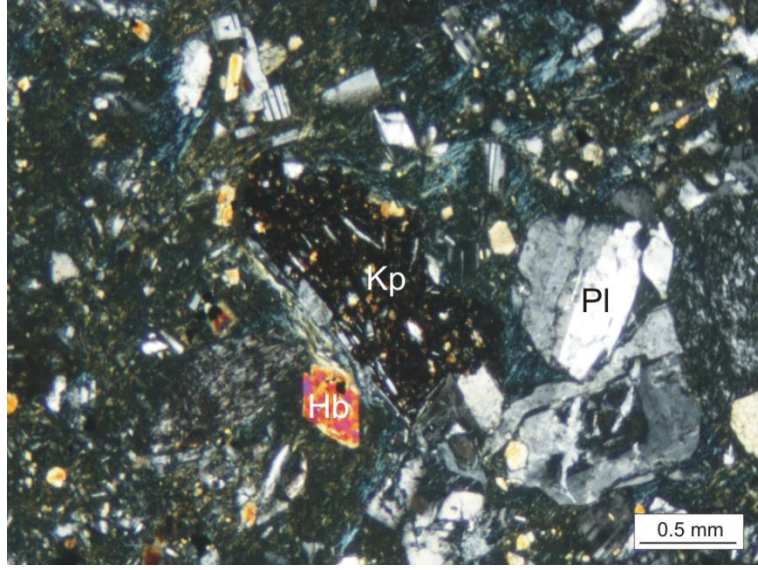
Opak mineraller: Genellikle düzensiz şekilli küçük taneler halindedir.

İkincil mineraller: Serizit, klorit, kalsit ve zeolit minerallerinden oluşur.

Kayaç parçası: Bazik karakterli kayaç parçacıkları içermektedir. Plajiyoklas mineralleri tanınmaktadır.

Kayaç Adı: Andezitik litik kristal tüf (Şekil 3.6).





Şekil 3.6. Yazıyurdu Formasyonu içindeki andezitik litik-kristal tüflere ait ince kesit fotoğrafı (Ç.N.: Pl: Plajiyoklas, Hb: Hornblend, Kp: Kayaç parçası)

#### 3.1.1.1. Yaş

Bu birimden alınan örneklerde yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanılmamıştır.

Keskin vd. (1990), inceleme alanının güneyinde, kireçtaşlarından almış oldukları örneklerde Nummulites fosilleri bulmuştur. Yazıyurdu Formasyonu içerisinde ara seviye olarak yer alan kireçtaşı seviyelerden derlenen örneklerin tümünün paleontolojik incelemelerinden Alt-Orta Eosen yaşı bulunmuştur (Keskin vd., 1990).

Önceki çalışmalar da dikkate alınarak bu birimin yaşı Alt-Orta Eosen olarak kabul edilmiştir.

#### 3.1.2. Arslandede Granitoyidi

İnceleme alanının içinde yer aldığı Doğu Pontid Kuşağı'nda volkano-tortul istif içerisine sokulmuş intrüzif kayalar, çeşitli araştırmacılar (Çoğulu, 1970, Taner, 1977, Yılmaz, 1984, Keskin ve diğerleri, 1990) tarafından “Rize Plütunu” adı altında incelenmiştir. Güven (1993) ise, granitten gabroya kadar değişik litolojilerle temsil olunan bu intrüzif kayaları, intrüzyon yaşını baz almaksızın “Kaçkar Granitoyidleri” olarak adlandırmıştır. İnceleme alanında geniş yayılım sunan birim, en iyi gözlemlendiği Arslandede Köyü'ne atfen ilk olarak bu çalışmada “Arslandede Granitoyidi” olarak adlandırılmıştır.

Makroskobik olarak plajiyoklas, ortoklas, kuvars, hornblend ve biyotit mineralleri tanınabilmektedir.

### **3.1.2.1. Yaş**

İnceleme alanında Arslandede Granitoyidi Alt-Orta Eosen yaşlı Yazyurdu Formasyonu'nu kesmiştir.

İnceleme alanının kuzeyinde yer alan Kılıçkaya ve Kozluk Granitoyidleri'nin yaşları 46 milyon yıl (U-Pb zirkon) olarak Kaygusuz ve Öztürk (2014) tarafından belirlenmiştir. Eyuboğlu vd., (2017), Arslandede Granitoyidinin yaşını 42 My (U-Pb zirkon) olarak bulmuşlardır. Bu çalışmada da Arslandede Granitoyidinin yaşı Orta Eosen (Lütesyen) olarak kabul edilmiştir.

### **3.1.3. Alüvyon**

İnceleme alanı içinde Çoruh Nehri ve bu nehre birleşen diğer kolların kesişme yerleri boyunca gözlenen alüvyonlarda çevre kayaçların blok boyutundan kil boyutuna kadar değişen malzemelere rastlamak mümkündür. Kuvaterner yaşlı bu birim güncel olarak oluşmaya devam etmektedir.

## **3.2. Arslandede Granitoyidi'nin Mineralojisi ve Petrografisi**

Bu bölümde, çalışma alanının büyük bir kısmında yüzeyleme veren ve çalışmanın ana konusunu oluşturan Arslandede Granitoyidi'nin arazi gözlemleri ile mineralojik ve petrografik özellikleri incelenmiştir.

### **3.2.1. Saha Gözlemleri**

Arslandede Granitoyidi, elips şekilli olup, yüzeyleme uzun eksenini kuzeydoğu-güneybatı istikametinde uzanım gösterir (Şekil 3.2). Yüzeyleme alanı 3-4 km uzunluğunda ve 1-2 km genişliğinde olup yaklaşık 7 km<sup>2</sup>'lik bir alanda yüzeyleme verir. Arslandede Granitoyidi, Trabzon H44-b2 ve H44-b3 paftalarında, Arslandede Köyü'nün



kuzeydoğusunda yer alır. Arslandede Granitoyidi, Eosen yaşı volkanitleri kesmiş olup, kireçtaşları ile olan dokanaklarında skarn zonları gelişmiştir. Granitoyidin andezitler ile dokanaklarında metaandezitler gelişmiştir.

Arslandede Granitoyidi'nde bazı kısımlarda çatlak sistemleri seyrek iyi olarak gelişmiş ve iyi derecede bloklar vermişlerdir. Bazı mevkilerde, özellikle de yan kayaç dokanaklarında, çok çatlaklı ve kırıklı yapılar gelişmiş olup, kayalar iyi blok vermezler (Şekil 3.7).



Şekil 3.7. Arslandede Granitoyidi'ne ait çatlaklı yapılar (Yer: Kakbayır Tepe güneyi)

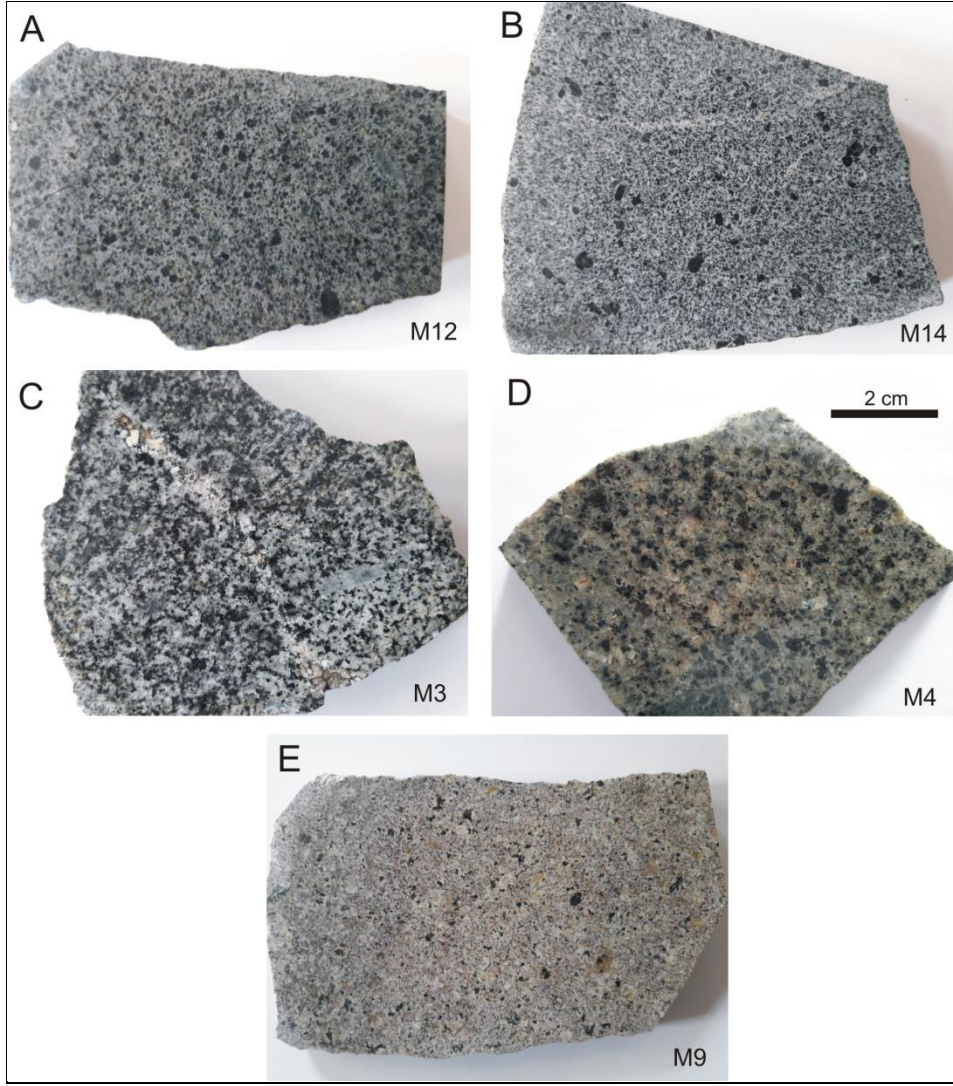
Arslandede Granitoyidi genelde sağlam bir görünüme sahiptir. Arenalaşma az olarak gelişmiş olup daha ziyade Arslandede Köyü kuzeyin'de görülür. Arenalaşmış kesimlerde kayaç kolayca parçalanmakta olup, toprağımsı bir yapı kazanmıştır (Şekil 3.8).



Şekil 3.8. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaçlarda gözlenen arenalaşma  
(Yer: Kakbayır Tepe kuzeyi)

Arslandede Granitoyidi mafik mikro granüler anklav ve az oranda da yan kayaç ksenoliti içermektedir. Mafik magmatik anklavların tümü içinde bulundukları kayaçlara göre daha ince taneli ve daha koyu renktedir.

Arslandede Granitoyidi'ni oluşturan monzogabro, monzodiyorit, monzonit, kuvarslı monzonit, granit bileşimindeki kayaçlar, makroskobik olarak renk farklılıkları, dokuları, ayrışma dereceleri, mineral içerikleri, mafik mineral oranları, anklav içerikleri ve birbirleri ile olan dokanak ilişkileri gibi özelliklerine bağlı olarak birbirlerinden ayrılabilmişlerdir (Şekil 3.9). Makroskobik olarak ayırt edilemeyen kayaç türleri, mikroskop yardımıyla ayrılmışlardır.



Şekil 3.9. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaçların parlatılmış el örnekleri, a) monzogabro, b) monzodiorit, c) monzonit, d) kuvarslı monzonit, e) granit.

### 3.2.2. Mineralojik ve Petrografik İnceleme

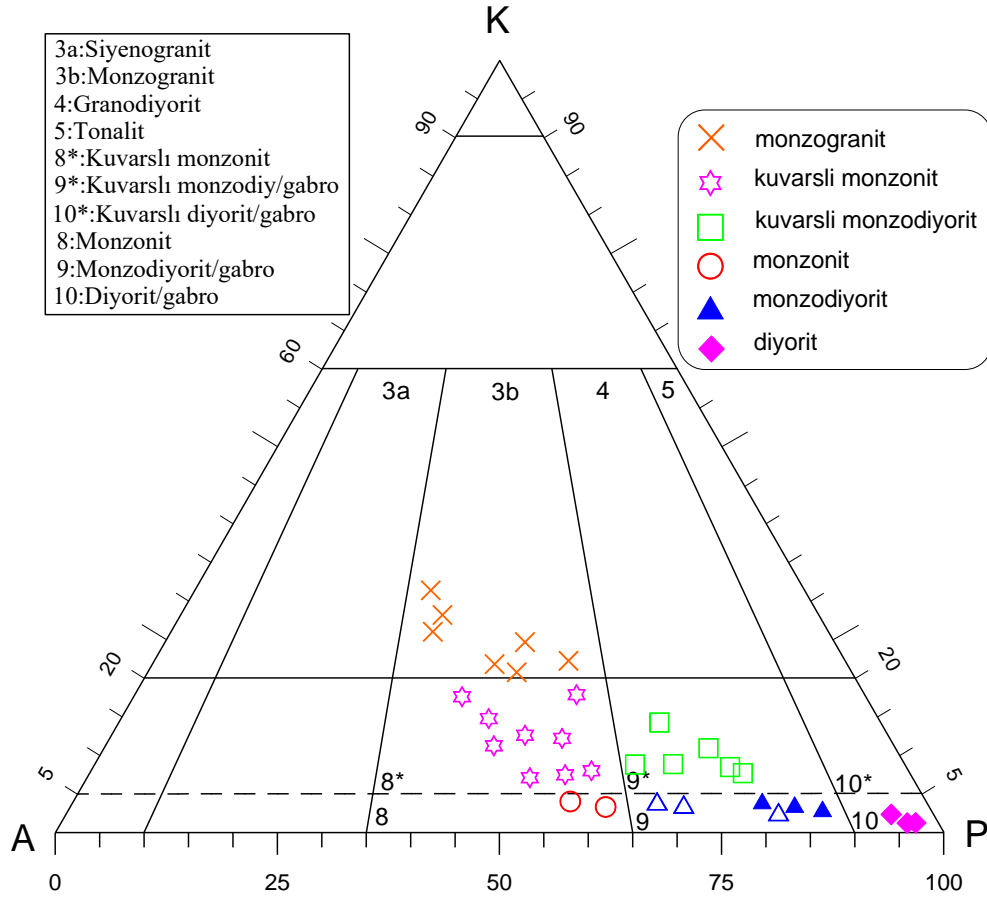
Arslandede Granitoyidi'nden sistematik olarak alınan örneklerden, 27 adet örneğin modal analiz sonuçları Tablo 3.1'de verilmiştir.

Tablo 3.1. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaçların modal analizleri

Örnek	Kayaç Adı	Pl	K	Ort	Hb	Bi	Pir	Opak	TOPLAM
M13	mnz	48.5	3.5	34.7	5.2	1.9	2.3	3.4	99.5
M3	mnz	52.5	2.9	31.7	5.6	2.3	1.6	3.4	100.0
M21	qmnzdi	50.5	6.9	20.2	5.7	7.6	5.7	3.4	100.0
M23	qmnzdi	47.5	6.9	23.7	5.6	7.8	5.4	3.5	100.4
M75	qmnzdi	57.2	6.0	14.6	11.9	3.0	2.4	4.2	99.3
M76	qmnzdi	56.0	9.0	17.3	6.8	4.3	4.3	2.3	100.0
M77	qmnzdi	59.0	7.0	16.3	6.9	4.2	4.1	2.1	99.6
M78	qmnzdi	56.7	13.3	23.2	2.2	1.0	1.7	1.6	99.7
M74	qmnz	43.9	11.9	38.5	1.5	1.5	0.7	1.7	99.7
M73	qmnz	31.5	15.0	38.7	5.1	2.3	2.8	4.3	99.7
M72	qmnz	35.3	12.6	37.4	2.8	3.8	3.7	4.2	99.8
M10	qmnz	46.7	11.2	33.8	3.2	2.4	0.7	1.7	99.7
M24	qmnz	46.5	6.5	33.7	5.4	1.8	2.4	3.5	99.8
M71	qmnz	46.2	16.6	30.1	3.9	1.1		2.0	99.9
M4	qmnz	37.3	9.6	38.4	2.7	3.9	3.6	4.3	99.8
M7	qmnz	48.5	6.9	30.7	5.6	2.4	2.5	3.1	99.7
M5	qmnz	46.9	6.7	40.5	1.4	1.6	0.8	1.9	99.8
M9	gr	25.4	30.0	40.2	1.0	1.6		2.1	100.3
M70	gr	34.6	19.6	35.6	3.1	0.7	3.1	3.0	99.7
M69	gr	39.8	19.9	36.1	0.6	1.4		1.9	99.7
M68	gr	42.1	20.1	28.1	2.5	3.0	1.6	2.2	99.6
M67	gr	37.6	22.9	32.3	2.1	1.8		2.9	99.6
M66	gr	27.3	24.1	41.2	1.4	3.1	1.5	1.4	100.0
M65	gr	27.3	26.1	39.2	1.2	3.0	1.4	1.5	99.7
M20	mnzdi	51.5	3.2	23.7	9.6	3.8	4.2	3.1	99.1
M14	mnzdi	54.5	2.9	21.7	9.6	3.9	3.8	3.5	99.9
M12	mnzgbr	62.6	2.1	13.5	8.9	4.8	4.4	3.3	99.6

Pl: plajiyoklas, K: kuvars, Ort: ortoklas, Hb: hornblend, Bi: biyotit, Pir: piroksen, Op: opak mineral, mnzgbr: monzogabro, mnzdi: monzodiyorit, mnz: monzonit, qmnz: kuvarslı monzonit, gr: granit, qmnzdi: kuvarslı monzodiyorit

Arslandede Granitoyidi'ne ait modal analiz sonuçlar KAP diyagramına (Streickeisen, 1976) aktarıldığında (Şekil 3.10), monzogabro, monzodiyorit, monzonit, kuvarslı monzonit, granit bileşimli kayaçlardan oluştuğu görülmektedir.

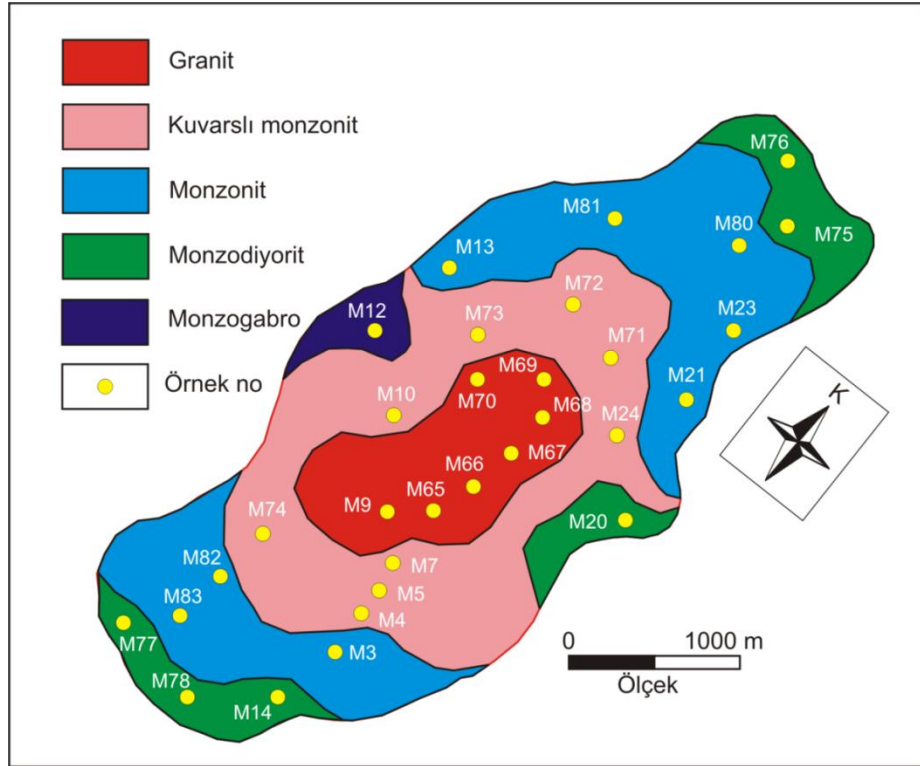


Şekil 3.10. Arslanedede Granitoyidi'ne ait örneklerin modal analiz sonuçlarının KAP diyagramındaki dağılımları (Streckeisen, 1976).

Arslanedede Granitoyidi'ni oluşturan kayaçların modal mineralojilerinin özeti şu şekildedir:

Monzonitlerin modal plajiyoklas içerikleri 48.5-52.5, kuvars içerikleri 2.9-3.5 ve ortoklas içerikleri de 31.7-34.7 arasında değişmektedir (Tablo 3.1). Kuvarslı monzodiyoritlerin modal plajiyoklas içerikleri 47.5-59.0, kuvars 6-13.3 ve ortoklas 14.6-23.7 arasında değişmektedir (Tablo 3.1). Kuvarslı monzonitlerin modal plajiyoklas içerikleri 31.5-48.5, kuvars 6.5-16.6 ve ortoklas içerikleri de 30.1-40.5 arasında değişmektedir (Tablo 3.1). Granitlerin modal plajiyoklas içerikleri 25.4-42.1, kuvars 19.6-30.0 ve ortoklas içerikleri de 28.1-41.2 arasında değişmektedir (Tablo 3.1). Monzodiyorit ve Monzogabroların modal plajiyoklas içerikleri 51.5-62.6, kuvars 2.1-3.2 ve ortoklas içerikleri de 13.5-23.7 arasında değişmektedir (Tablo 3.1). Modal analizi yapılan kayaç örneklerin plütondaki konumları ve modal bileşimleri dikkate alınarak hazırlanan zonlanma haritası Şekil 3.11'de verilmiştir.





Şekil 3.11. Modal analizi yapılan örneklerin plütondaki konumları ve modal bileşimlerinden itibaren hazırlanan zonlanma haritası

### 3.2.2.1. Monzodiyorit ve Monzogabro

İnceleme alanında, Arslandede Granitoyidi'ni oluşturan monzodiyorit/ monzogabrolar genelde plütunun kenar kısımlarında, yaklaşık 2 km<sup>2</sup>'lik bir alanda yayılım gösterirler (Şekil 3.11). Koyu renkli minerallerin bol olarak bulunması nedeni ile genellikle gri ve koyu gri renklerde görülürler. Plütunu oluşturan diğer granitik kayalardan mafik mineral içeriklerinin daha fazla olması, daha koyu renkte görülmeleri ve çok az orandaki kuvars içerikleri ile kolaylıkla ayırt edilirler. Makroskopik olarak plajiyoklas ve hornblend mineralleri tanınabilmektedir.

Bu birimden alınan örneklerin mikroskobik incelenmesinde aşağıdaki özellikler belirlenmiştir:

Doku: Tüm kristalli ince-orta taneli (Şekil 3.12).

Mineraller: Açık renkli mineraller bolluk sırasına göre plajiyoklas, kuvars ve ortoklasdan oluşurken, koyu renkli mineraller hornblend, biyotit ve ojitten oluşur.

Plajiyoklas: Kesitlerde en bol bulunan mineral olup, öz ve yarı öz şekilli iri kristaller halindedir. 010'a dik kesitlerde yapılan cins tayininde, cinsinin monzodiyoritlerde andezin

(An<sub>32-36</sub>), monzogabrolarda labrador (An<sub>52-56</sub>) olduğu belirlenmiştir. Yaygın olarak albit, az oranda da polisentetik albit-karlsbad ikizlenmesi gösterirler. Zonlanma gösteren kristallerde yaygın olarak halkalı zonlanma görülür. En yaygın ayrışma türü serizitleşme, kalsitleşme ve killeşme şeklindedir. Kayaçta % 51.5-62.6 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Kuvars: Plajiyoklaslara nazaran daha az oranda ve küçük taneler halinde görülür. Öz şekilsiz olarak, ortoklasla birlikte diğer minerallerin arasını doldurmaktadır. Gelişi güzel yönler sahip kırık ve çatlaklar içerir. Tüm kuvars kristalleri dalgalı sönme gösterirler. Kayaçta % 2.1-3.2 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ortoklas: Bazı kesitlerde ve az oranda, öz şekilsiz küçük kristaller halinde görülür. Mikropertitik yapıdadırlar. En yaygın ayrışma türü killeşmedir. Kayaçta % 13.5-23.7 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Hornblend: Kayaç içerisinde en bol bulunan koyu renkli mineraldir. Öz ve yarı öz şekilli olup, levhamsı prizmatik kristaller halinde bulunurlar. Pleokroizma renkleri yönler göre x: açık sarı, y: yeşil, z: mavimsi yeşildir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 12-15 derece arasındadır. Bazılarında ideal 56°'lik dilimler, bazılarında da tek yönde dilinimler görülür. Bir kısım minerallerde de ikizlenme görülür. Bazı kesitlerde dilinim ve kenarlar boyunca yer yer kloritleşmiş olarak gözükmektedir. Kayaçta % 8.9-9.6 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Biyotit: Hornblendeye nazaran daha az oranda bulunur. Tek nikolde açık sarı-koyu kahverengi pleokroizma gösterir. (001) yüzeyine paralel dilinime göre dik sönme göstermektedir. Kayaçta % 3.8-4.8 oranında bulunur (Tablo 3.1).

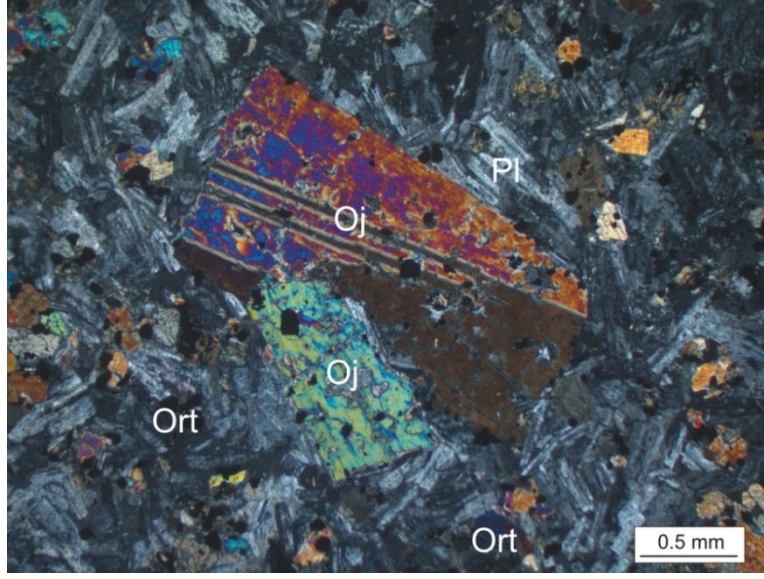
Klinopiroksen: Yarı özşekilli ve özşekilsiz levhamsı kristaller halindedir. Klinopiroksen ojit bileşimindedir. Genellikle renksiz, soluk yeşilimsi kahverengimsi ve gri tonlarda olup, çoğunlukla pleokroizma göstermez. (110) ikizi belirgindir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 41-42 derecedir. Bazı kesitlerde ayrılarak klorit ve kalsitleşmişlerdir. Kayaçta % 3.8-4.4 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Apatit: Küçük iğnemsiz ve öz şekilli kristaller halinde olup, genellikle plajiyoklaslar üzerinde görülürler.

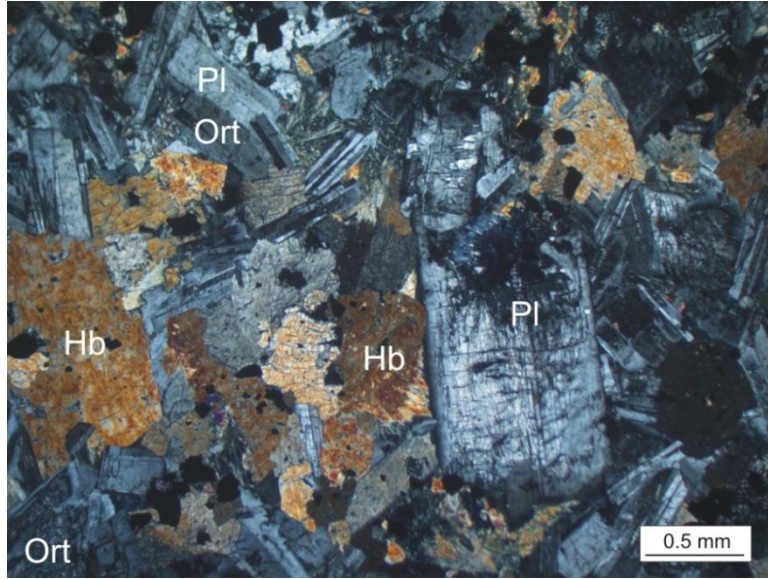
Opak mineral: Öz şekilsiz irili ufaklı daneler şeklinde bulunurlar. Kayaçta % 3.1-3.5 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ayrışma Mineralleri: En yaygın ayrışma ürünleri serizitleşme, kloritleşme, kalsitleşme ve epidotlaşmadır.

Kayaç adı: Monzodiyorit/monzogabro (Şekil 3.12).



Şekil 3.12. Arslandede Granitoyidi içindeki monzogabrolara ait taneli doku (Ç.N.,Pl: Plajiyoklas, Oj:Ojit, Ort:Ortaklas)



Şekil 3.13. Arslandede Granitoyidi içindeki monzodiyoritlere ait taneli doku (Ç.N.,Pl: Plajiyoklas, Hb: Hornblend, Ort:Ortaklas)

### 3.2.2.2. Monzonit

Arslandede Granitoyidi içinde yayılımı en fazla olan kayaçlar olup, yaklaşık 2 km<sup>2</sup>'lik bir alanda yüzeyleme gösterirler (Şekil 3.11). Çalışma alanında genellikle Cucurbağ Sırtı ve Kaleboyu Tepeve civarında yüzeyleme verirler. Bu birim, arazide açık gri-pembe renktedir.



Genellikle sert yapıda olup, sarp engebeler oluşturur. Genellikle koyu renkli mafik anklavlar içerirler. Kayaçta makroskobik olarak plajiyoklas, kuvars ve hornblend mineralleri görülmektedir.

Doku: Tüm kristalli ince-orta taneli (Şekil 3.14).

Plajiyoklas: İncelenen kayaçlarda en bol bulunan açık renkli mineraldir (% 48.5-52.5, Tablo 3.3). Genelde iri kristaller halinde olup, bazı örneklerde küçük tanelere geçiş gösterirler. Öz ve yarı öz şekilli kristaller halinde olup, bazıları zonlu yapı gösterir. Sönme açıları tayininde cinsinin andezin ( $An_{33-36}$ ) olduğu belirlenmiştir.

Kuvars: İrili ufaklı öz şekilsiz kristaller şeklinde diğer minerallerin arasını doldururlar. Bazı kesitlerde dalgalı sönme gösterirler. Hem iri hem de küçük kristaller halinde olup, gelişi güzel yönlerle sahip kırık ve çatlaklar içerirler. Kayaçta % 2.9-3.5 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ortoklas: Az oranda ve öz şekilsiz küçük taneler halinde görülür. Mikropertitik yapıdadır. En yaygın ayrışma türü killeşmedir. Kayaçta % 31.7-34.7 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Hornblend: Öz ve yarı öz şekilli olup, levhamsı prizmatik kristaller halinde bulunurlar. Pleokroizma renkleri yönlerle göre x: açık sarı, y: yeşil, z: mavimsi yeşildir. Genellikle uzanım istikametine paralel tek yönde dilinimler, seyrek olarak birbirleriyle yaklaşık 56 derecelik açılar yapan dilinimler görülür. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 12-17 derece arasındadır. Kayaçta % 5.2-5.6 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Biyotit: Hornblende nazaran daha az oranda, genellikle yarı öz şekilli ve öz şekilsiz kristaller halinde olup, kısmen kloritleşmiştir. (001) yüzeyine paralel dilinime göre dik sönme göstermektedir. Kayaçta % 1.9-2.3 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Klinopiroksen: Yarı özşekilli ve özşekilsiz levhamsı kristaller halindedir. Klinopiroksen ojit bileşimindedir. Genellikle renksiz, soluk yeşilimsi kahverengimsi ve gri tonlarda olup, çoğunlukla pleokroizma göstermez.(110) ikizi belirgindir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 41-42 derecedir. Bazı kesitlerde ayrışarak klorit ve kalsitleşmişlerdir. Kayaçta % 1.6-2.3 oranında bulunur (Tablo 3).

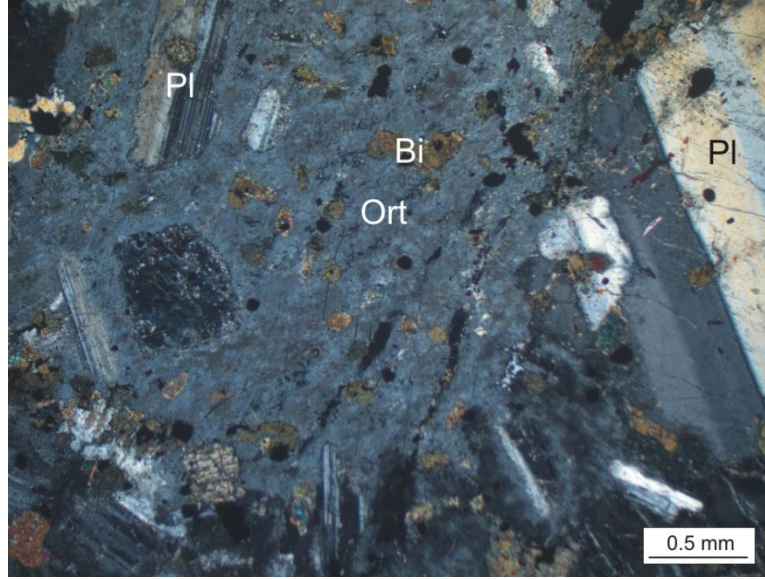
Apatit: Öz şekilli ince çubuğumsu kristaller halinde olup, az olarak bulunur. Genellikle kuvarsların içinde kapanımlar halindedir.

Zirkon: Öz şekilli küçük prizmatik kristaller halinde görülür. Çok yüksek rölyeflidir ve uzantıya paralel kesitlerde dik sönmelidir.

Opak Mineral: İrili ufaklı öz şekilsiz daneler şeklinde, % 3.4 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ayrışma Mineralleri: En yaygın ayrışma ürünleri serizitleşme, kalsitleşme ve kloritleşmedir.

Kayaç adı: Monzonit (Şekil 3.14).



Şekil 3.14. Arslandede Granitoyidi içindeki monzonitlere ait poikilitik doku (Ç.N.,Pl: Plajiyoklas, Ort: Ortoklas; Bi: Biyotit)

### 3.2.2.3. Kuvarşlı Monzonit

Arslandede Granitoyidi'nde yayılımları granitlere göre daha fazladır (yaklaşık 1 km<sup>2</sup>). Genellikle granitlerin dış kısmında ve onları çevreleyen zon boyunca yer alır (Şekil 3.11). İnceleme alanında özellikle Kale Tepe ve Gümüşler Tepe civarında yüzeyleme verirler. Genelde rengi açık gri ve yer yer pembemsidir. Yer yer kaolinleşmiştir. Bol çatlaklı olan kayaçlar gözle görülebilecek büyüklükte kuvars, feldispat ve koyu renkli minerallerden oluşmaktadır. Genellikle koyu renkli mafik anklavlar içerirler.

Doku: Tüm kristalli ince-orta taneli, yer yer de mirmekitik ve poikilitik (Şekil 3.15).

Plajiyoklas: Öz ve yarı öz şekilli dikdörtgenimsi kristaller halinde bulunur. Cinsinin oligoklas (An<sub>22-24</sub>) ve andezin (An<sub>32-35</sub>) olduğu belirlenmiştir (010'a dik kesit). İri plajiyoklas kristalleri, küçük hornblend ve opak mineral enklüzyonları içerirler. Zonlanma gösteren kristallerde halkalı zonlanma görülür. İri kristallerden bazılarının kenar kısımları

kaybolmuş, yerlerine veya üstlerine, duruşu, ikizlenmesi ve zonlanması farklı olan başka küçük plajiyoklas kristalleri yerleşmiştir. İri kristallerin bazıları kırıklı ve çatlaklı yapıdadır. Kayaçta % 31.5-48.5 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Kuvars: Öz şekilsiz irili ufaklı kristaller halinde diğer minerallerin arasındaki boşlukları doldurmuştur. Kayaçta plajiyoklasdan sonra en bol bulunan açık renkli mineraldir (% 6.5-16.6, Tablo 3.1). Bazı kesitlerde dalgalı sönmeli, bazı kesitlerde de çatlaklı ve kırıklı yapıdadır.

Ortoklas: Öz şekilsiz kristaller halinde olup, kuvarsla birlikte diğer minerallerin arasını doldurur. Yer yer karlsbad ikizi gösterir, ancak çoğunlukla pertitik özelliktedir. İri ortoklas kristalleri küçük daneli kuvars, plajiyoklas, biyotit ve opak mineralleri enklüzyon olarak içerir. En yaygın ayrışma türü killeşmedir. Kayaçta % 30.1-40.5 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Hornblend: Genelde kayaçta en bol bulunan koyu renkli mineral olmasına rağmen, bazı kesitlerde bazan biyotit daha fazladır. Öz ve yarı özşekilli levhamsı kristaller halinde görülür. Bazal kesitlerinde altıgen şekli ve  $56-124^{\circ}$  açı yapan iki dilinimi nettir. Yönlere göre pleokroizması z: mavimsi-kahverengimsi yeşil, y: yeşil, x: açık sarı-yeşildir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 12-14 derecedir. Genellikle biyotit mineralleri ile iç içe bulunurlar ve kümülofirik dokuyu oluştururlar. Bazı mineraller ayrışarak kalsit ve klorite dönüşmüşlerdir. İri kristaller, plajiyoklas ve opak mineral kapanımları içerirler. Kayaçta % 1.4-5.6 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Biyotit: Öz ve yarı öz şekilli çubuğumsu prizmatik kristaller halindedir. (001) yüzeyine paralel dilinimi belirgindir ve bu dilinime göre dik sönmelidir. Ayrışmamış minerallerde pleokroizma yönlerine göre z ve y: açık-kırmızı kahverengi x: açık sarıdır. Bazı kesitlerde kısmen ayrışarak klorite dönüşmüştür ve dilinimler boyunca epidot ve opak mineral yığılımları gözlenir. Bazan apatit, zirkon ve opak mineral inklüzyonları içerir. Kayaçta % 1.1-3.9 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Klinopiroksen: Yarı özşekilli ve özşekilsiz levhamsı kristaller halindedir. Klinopiroksen ojit bileşimindedir. Genellikle renksiz, soluk yeşilimsi kahverengimsi ve gri tonlarda olup, çoğunlukla pleokroizma göstermez. (110) ikizi belirgindir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 41-42 derecedir. Bazı kesitlerde ayrışarak klorit ve kalsitleşmişlerdir. Kayaçta % 0.7-3.7 oranında bulunur (Tablo 3.1).

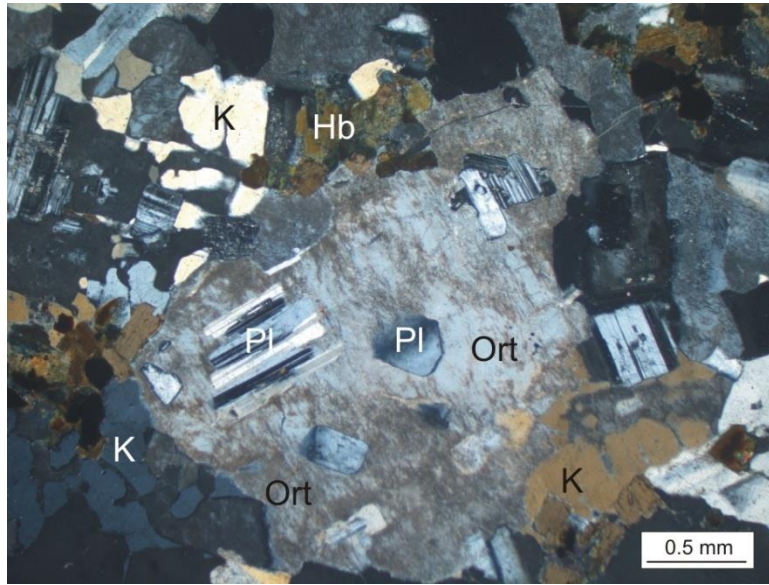
Apatit: Öz şekilli iğnemsiz kristaller halinde olup, kuvarslar ve feldispatların içinde kapanımlar halinde bulunurlar.

Zirkon: Bazı kesitlerde gözlenmiş olup, öz şekilli küçük prizmatik kristaller halindedir. Çok yüksek rölyefli olup, uzantıya paralel kesitlerde dik sönme gösterir.

Opak Mineral: İrili ufaklı öz şekilsiz daneler şeklinde bulunurlar. Kayaç içerisinde % 1.7-4.3 oranında bulunur.

Ayrışma Mineralleri: En önemli ayrışma mineralleri killeşme, kalsitleşme ve serizitleşmedir.

Kayaç adı: Kuvarslı monzonit (Şekil 3.15)



Şekil 3.15. Arslandede Granitoyidi içindeki kuvarslı monzonitlere ait poikilitik doku (Ç.N.,Pl: Plajiyoklas, K: Kuvars, Ort: Ortoklas, Hb: Hornblend)

#### 3.2.2.4. Monzogranit

Arslandede Granitoyidi'nde monzogabrolardan sonra yayılımı en az olan kayaçları oluştururlar (yaklaşık 1 km<sup>2</sup>). Genellikle kuvarslı monzonitlerin iç kısmında yer alır (Şekil 3.11). İnceleme alanında özellikle Gevrek Tepe vecivarında yüzeyleme verirler. Genelde pembemsi renkte olup, yer yer kaolinleşmiştir. Bol çatlaklı olan kayaçlar gözle görülebilecek büyüklükte kuvars, feldispat ve koyu renkli minerallerden oluşmaktadır. Genellikle koyu renkli mafik anklavlar içerirler.

Doku: Tüm kristalli ince-orta taneli, monzonitik, poikilitik, yer yer de mikrografik (Şekil 3.15).

Plajiyoklas: Öz ve yarı öz şekilli kristaller halindedir. Albit ve albit-karlsbad ikizleri gösterirler. Oligoklas ( $An_{22-25}$ ) bileşimindedir. Halkalı zonlanma yaygın olarak görülür. Bazı kesitlerde iri plajiyoklas kristalleri küçük hornblend, biyotit ve opak mineral enklüzyonları içerirler. Kayaçta % 25.4-42.1 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Kuvars: Öz şekilsiz kristaller halinde daha önce oluşmuş kristallerin aralarındaki boşlukları doldurur ve ortoklasla iç içe bulunur. Genelde dalgalı sönme görülür ve yer yer de kuvarsın bir alkali feldispat ile iç içe büyümesi sonucunda oluşan yazı strüktürü belirgindir. Kayaçta % 19.6-30.0 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ortoklas: Öz şekilsiz, nadiren de yarı öz şekilli kristaller halinde, diğer minerallerin arasını doldurmaktadır. Genellikle pertitleşmiş olarak görülürler. Bazı kesitlerde karlsbad ikizi belirgindir. Tek nikolde kirli görünümüyle plajiyoklaslardan kolaylıkla ayrılır. Yer yer plajiyoklasların etrafını çevreleyerek monzonitik doku oluşturur. Bazı kesitlerde iri ortoklas kristalleri, daha küçük plajiyoklas, biyotit ve hornblend minerallerini içlerine alarak poikilitik doku oluştururlar. Genellikle ortoklas ile plajiyoklas arasında mirmekitik oluşumlar gözlenmiştir. En yaygın ayrışma türü serizitleşmedir. Kayaçta % 28.1-41.2 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Biyotit: Öz ve yarı öz şekilli, çubuğumsu prizmatik kristaller halindedir. İncelenen kayaçlarda en bol bulunan koyu renkli mineral olmasına rağmen, bazı kesitlerde hornblendler daha fazladır. Ayrışmamış minerallerde pleokroizma şöyledir; x: sarımsı kahverengi, z ve y: kahverengimsi kırmızıdır. Tek yönde dilinimleri belirgindir ve bu dilinime göre paralel sönmelidir. Bazı kesitlerde kenarlardan itibaren kısmen ayrışarak klorite dönüşmüş olarak gözlenmektedir. Kayaçta % 0.7-3.1 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Hornblend: Kayaç içerisinde biyotite nazaran daha az miktarda bulunur. Tek nikolda açık sarı, açık kahverengi, koyu yeşil pleokroizma gösterir. (100) ikizi belirgindir. C eksenine dik kesitlerde, birbirleriyle yaklaşık 56°'lik açılar yapan dilinimler, bazı örneklerde de tek yönde dilinimler belirgindir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 12-16°'dir. Kayaçta % 0.6-3.1 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Klinopiroksen: Yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halindedir. Klinopiroksen ojit bileşimindedir. Genellikle renksiz, soluk yeşilimsi kahverengimsi ve gridir. Çoğunlukla pleokroizma göstermez. (110) ikizi belirgindir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 41-42 derecedir. Kayaçta % 1.4-3.1 oranında bulunur (Tablo 3).

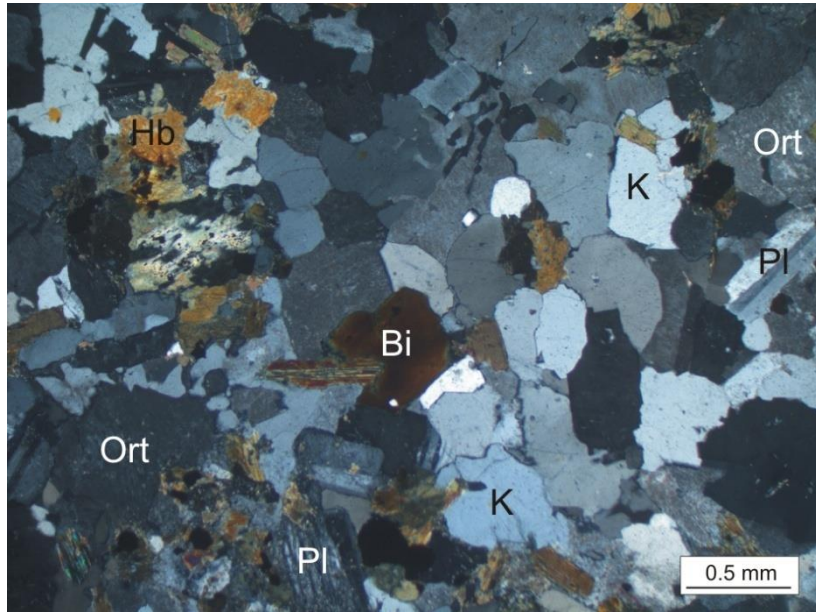
Apatit: Bazı kesitlerde az oranda görülür. İnce çubuğumsu kristaller halinde, plajiyoklas ve kuvars içinde kapanımlar şeklinde gözlenir.

Zirkon: Bazı kesitlerde az oranda görülür. Küçük prizmatik kristaller şeklinde olup, çok yüksek rölyeflidir ve uzantıya paralel kesitlerde dik sönme gösterir.

Opak Mineraller: Genellikle küçük taneler halinde ve düzensiz şekillerdedir. Kayaçta % 1.4-3.0 oranında bulunur (Tablo 3.1).

Ayrışma Mineralleri: En yaygın ayrışma ürünleri serizitleşme, kalsitleşme, kloritleşme ve killeşmedir.

Kayaç adı: Monzogranit (Şekil 3.16).



Şekil 3.16. Arslandede Granitoyidi içindeki monzogranitlere ait ince taneli doku (Ç.N.,Pl: Plajiyoklas, K: Kuvars, Ort: Ortoklas, Hb: Hornblend, Bi: Biyotit)

### 3.3. Arslandede Granitoyidi'nin Jeokimyası

#### 3.3.1. Giriş

Chappel ve White (1974), granitoyid kayaçları kimyasal ve mineralojik kriterleri göz önüne alarak, magmatik manto kökenli I-tipi granitler ile metamorfik ve sedimanter kayaçlardan türemiş (kabuk) S-tipi granitler olarak sınıflamıştır. Daha sonra Ishihara (1977), bu sınıflamaya bir ekleme yaparak I- tipi granitleri, 'Magnetit-serileri' ve S – tipi granitleri de 'İlmenit-serileri' olarak ayırmıştır. Pitcher (1983), bu sınıflamaya ayrıca 'M' ve 'A'

tipleri eklemiştir. Bütün bu çalışmalardan yararlanılarak Brown vd., (1984), granitoyidleri ana petrolojik ve jeokimyasal karakterlerine göre Tablo 3.2’de özetlenmiştir.

Tablo 3.2. Petrografik ve petrokimyasal karakterlerine göre granitoyidlerin tektonik yerleşimleri ve jenetik sınıflamaları (Chapple ve White,1974; Pitcher, 1983; Brown vd., 1984'den sadeleştirilerek alınmıştır)

Kayaç Tipleri ve Oluşum Ortamı	Alkali-Kalsik İndeksi ve Alüminyum Doygunluğu	Granitoyid Tipi	Kökeni Belirten İz Element Karakteristikleri
Gabro-kuarslı diyorit stokları	Kalsik	M	Düşük BİL (K, Rb, Th, U), hafif nadir toprak element (La,Ce,Nb) içeriği
Ada ve kıta yayları ilk evreleri	Metalüminus		Manto kökenli, ancak az miktarda yitim zonu zenginleşmesi
Diyorit-tonalit-monzogranit-granit batolitleri	Kalk-alkalen alkali kalsik	I	Yitim zenginleşmesinden dolayı orta miktarda Rb, Th, U; normal mantoya göre hafif Nb, Ta, Hf, Y zenginleşmesi
Normal kıta yayları	Metalüminus peralüminusa	S	Mantoköken karakteristikleri
Granodiyorit-granit-kuarslı monzonit	Alkali kalsik		Kabuk özümlemesinden dolayı yüksek Rb, Th ve U
Olgun kıta yayları	Peralümin peralkalen	A	Ancak yüksek Nb, Ta, Hf ve Y içeriği manto kökenini işaret edebilir.
Egirin-ribekit-nefelinli siyenit-alkali granit Yay gerisi havza	Alkalinden alkali kalsik’e Peralkalen		Plaka içi manto köken özellikleriyle karakteristiktir. Nb, Ta, Hf ve Y içerikleri yukarıdaki tiplere göre çok daha fazladır

M ve I tipleri daha çok manto kökenlidir ve yitim süresince oluşmaktadır. S – tipi olarak sınıflandırılanlarda ise kabuk köken kendini belli etmekte ve genellikle bunların oluşumları yitimin son evresine veya çarpışma başlangıcına karşılık gelmektedir. Az da olsa bir kısım granitler plaka içi veya yay gerisi ortamlarda oluşmakta ve belirgin kimyasal karakterleriyle diğer tip granitlerden ayrılmaktadır.

### 3.3.2. Ana ve İz Elementler

Arslandede Granitoyidi'ni jeokimyasal açıdan irdeleyerek, magma tipini ve granitoyid jenezi saptamak amacıyla söz konusu kütleden alınan örneklerden, 14 adet örneğin ana element, iz element ve nadir toprak element analizleri yapılmış ve Tablo 3.3'de sunulmuştur. Jeokimyasal çalışmaya ait örnekler, ayrıntılı petrografik incelemeler yapıldıktan sonra granitoyidi oluşturan grupların en ayrışmamış olanlarından seçilmiştir. Analiz için örnek seçiminde olanakların elverdiği ölçüde, ayrımlaşmanın her evresinden örnek alımına özen gösterilmiştir.

Ana elementlerin kimyası göz önüne alınırsa plütону oluşturan kayaçların şu genel özellikleri ortaya konulabilir:

Monzogabronun  $\text{SiO}_2$  değeri % 49.49,  $\text{Na}_2\text{O}$  değeri % 3.24 ve  $\text{CaO}$  değeri % 9.25 dir.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  oranı 0.65, A/CNK (molar  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) değerleri 1 den küçük olup 0.67 dir. Magnezyum numarası [molar  $100*(\text{MgO}/\text{MgO}+\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3)$ ] ise 53.08 dir (Tablo 3.3). Monzodiyoritlerin  $\text{SiO}_2$  değerleri % 51.21-53.00 arasında değişirken,  $\text{Na}_2\text{O}$  % 2.63-3.13 ve  $\text{CaO}$  % 6.99- 8.19 arasında değişmektedir.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  oranı 0.89-1.16 arasındadır. A/CNK değerleri 0.69-0.78, magnezyum numaraları ise 49.94-51.99 arasındadır (Tablo 3.3). Kuvarslı monzonitlerin  $\text{SiO}_2$  değerleri % 61.65-63.59 arasında değişirken,  $\text{Na}_2\text{O}$  % 2.92-3.62 ve  $\text{CaO}$  % 3.42-4.34 arasında değişmektedir.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  oranı genel olarak 1 den büyük olup 1.20-1.60 arasındadır. A/CNK değerleri 0.88-0.94 olup, magnezyum numaraları 42.58-44.66 arasındadır. Monzonitlerin  $\text{SiO}_2$  değerleri % 57.59-60.23 arasında değişirken,  $\text{Na}_2\text{O}$  % 3.24-3.85 ve  $\text{CaO}$  % 4.39-5.74 arasında değişmektedir.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  oranı genel olarak 1 den büyük olup 0.98-1.32 arasındadır. A/CNK değerleri 0.84-0.88 olup, magnezyum numaraları 41.37-46.73 arasındadır (Tablo 3.3). Granit  $\text{SiO}_2$  değeri % 71.21,  $\text{Na}_2\text{O}$  % 3.01 ve  $\text{CaO}$  % 1.58 dir. A/CNK (molar  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) değerleri 1 den küçük olup 0.99 dur. Magnezyum numarası [ $100*(\text{MgO}/\text{MgO}+\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3)$ ] ise 32.58-42.91 arasındadır (Tablo 3.3).



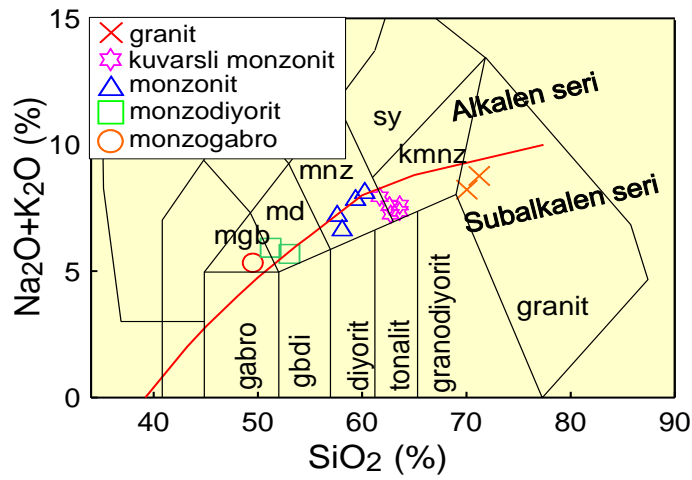
Tablo 3.3. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaçların ana (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (ppm) analizleri

	mnzgbr	mnzdi	mnz					qmnz				gr		
Örnek	M12	M14	M20	M13	M3	M21	M23	M24	M5	M7	M4	M10	M65	M9
SiO <sub>2</sub>	49.49	51.21	53.00	57.59	58.06	59.35	60.23	61.65	62.61	62.72	63.56	63.59	70.03	71.21
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.93	0.91	0.83	0.72	0.75	0.73	0.63	0.50	0.56	0.54	0.56	0.34	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.38	15.97	15.89	16.45	16.75	16.49	16.11	16.28	15.15	15.53	15.56	15.83	14.22	13.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	9.42	9.51	10.50	7.02	6.57	6.30	6.54	5.61	4.59	5.27	4.82	5.11	3.11	2.54
MnO	0.21	0.23	0.15	0.12	0.12	0.12	0.11	0.10	0.08	0.11	0.09	0.11	0.07	0.06
MgO	5.38	4.79	5.74	2.86	2.91	2.44	2.33	2.10	1.87	2.11	1.81	1.95	1.18	0.62
CaO	9.25	8.19	6.99	5.46	5.74	4.92	4.39	4.34	3.42	4.28	4.24	4.19	2.01	1.58
Na <sub>2</sub> O	3.24	3.13	2.63	3.24	3.40	3.42	3.85	3.62	2.92	3.10	3.02	3.29	3.27	3.01
K <sub>2</sub> O	2.10	2.80	3.06	4.06	3.33	4.51	4.36	4.33	4.67	4.16	4.35	4.33	4.96	5.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.33	0.29	0.29	0.28	0.29	0.24	0.21	0.15	0.17	0.16	0.17	0.08	0.06
AK	3.00	2.50	0.50	1.80	1.80	1.10	0.80	0.90	3.80	1.80	1.60	0.60	0.70	0.80
Toplam	99.68	99.59	99.66	99.72	99.68	99.69	99.69	99.77	99.76	99.81	99.75	99.73	99.97	99.82
Co	28.00	25.80	20.60	18.10	16.00	14.80	17.10	13.60	9.80	12.20	10.50	11.00	5.70	4.50
Ni	19.80	11.40	9.30	7.80	10.10	9.40	7.70	6.60	7.00	7.30	7.20	6.70	4.50	3.30
V	274.0	281.0	253.0	167.0	174.0	138.0	137.0	119.0	98.0	115.0	102.0	110.0	73.0	38.0
Cu	52.5	117.6	57.3	157.4	35.30	73.20	93.60	68.80	48.60	45.10	55.70	52.00	44.20	24.70
Pb	7.50	11.10	3.50	23.00	13.50	17.50	21.10	17.50	15.90	14.30	8.70	16.60	19.60	21.00
Zn	60.00	62.00	21.00	59.00	54.00	41.00	53.00	29.00	95.00	43.00	35.00	38.00	18.00	27.00
W	0.80	1.20	1.40	1.40	2.00	2.40	2.00	3.20	3.10	1.70	2.80	2.80	5.20	6.40
Rb	45.7	60.4	79.8	132.7	106.5	157.2	142.2	149.2	167.3	142.7	135.8	145.5	182.3	205.2
Ba	646.0	811.0	691.0	757.0	1105.	706.0	717.0	638.0	644.0	603.0	631.0	657.0	670.0	605.0
Sr	815.4	723.4	600.5	465.8	504.2	440.0	408.6	357.8	294.5	382.2	347.2	365.6	203.4	175.0
Ta	0.50	0.50	0.60	1.00	0.80	1.10	0.90	1.00	1.10	0.90	0.80	0.80	1.10	1.30
Nb	8.30	7.20	10.00	15.90	11.70	17.40	16.80	16.50	12.20	12.70	12.10	12.60	11.40	13.70
Hf	2.80	2.60	3.50	5.40	4.50	5.80	6.30	6.20	4.80	5.40	5.30	5.90	4.80	5.10
Zr	101.20	87.90	124.10	238.30	162.40	230.50	243.60	240.00	189.70	205.50	197.3	215.00	156.30	174.40
Y	21.00	20.90	22.40	23.30	21.80	22.40	21.50	20.60	19.80	21.30	21.1	21.30	22.30	24.40
Th	7.20	8.00	10.20	21.60	18.80	26.20	28.00	28.40	23.60	22.60	24.40	27.00	43.20	46.80

Tablo 3.3 (devamı)

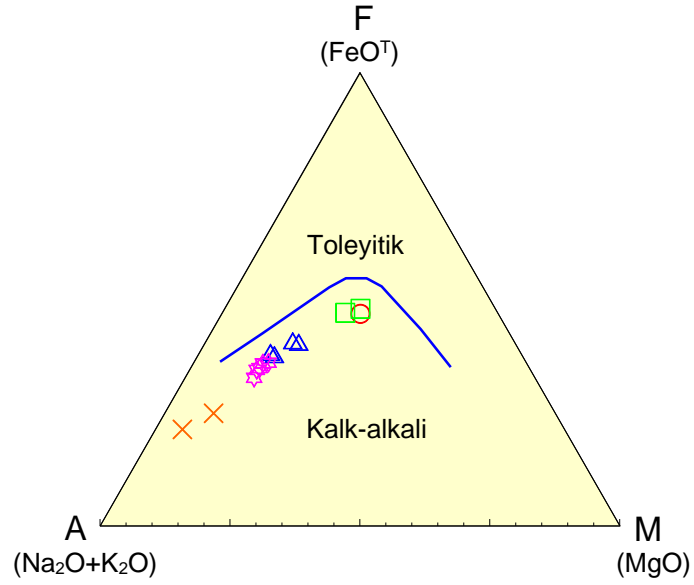
[illegible]

Ana element içeriklerine göre  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  ve  $\text{Na}_2\text{O}$  arasındaki ilişkiler, granitoidlerin sınıflamalarında önemli rol oynarlar. Özellikle alkali-silis ilgisi dikkate alınarak Middlemost (1994) tarafından yapılan sınıflandırma günümüz literatürün de halen önemle kullanılmaktadır. Bu sınıflamada magmatik serilerde toplam alkali ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) miktarı  $\text{SiO}_2$  içeriğine göre sınıflandırılmaktadır. Jeokimyasal analizler toplam alkaliler ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )'e karşı  $\text{SiO}_2$  diyagramına düşürüldüğünde, Arslandede Granitoyidi'nin monzogabro, monzodiyorit, monzonit, kuvarslı monzonit ve granit bileşimli kayaçlardan oluştuğu görülmektedir (Şekil 3.17). Yine aynı diyagramda örneklerin subalkali seriye ait oldukları görülür (Şekil 3.17).



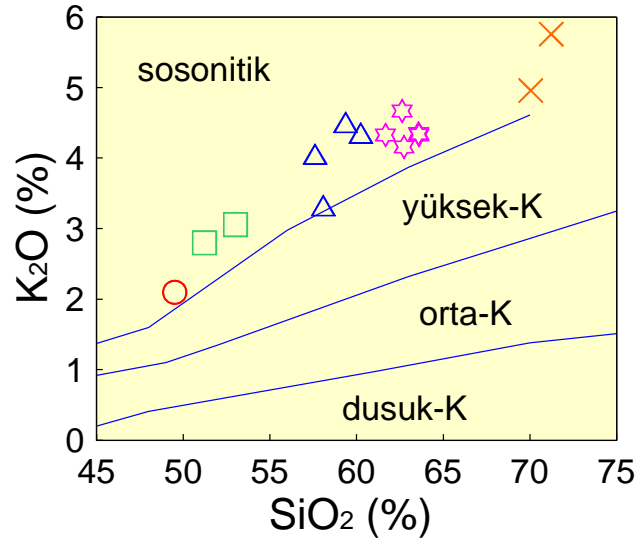
Şekil 3.17. Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerin  $\text{SiO}_2$ - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  sınıflama (Middlemost, 1994) diyagramı (gr: granit, qmnz: kuvarslı monzonit, mnz: monzonit, mnzdi: monzodiyorit, mnzgbr: monzogabro )

Subalkali Örnekler AFM diyagramında tipik kalk-alkalen yönseme sergilerler (Şekil 3.18). Buradaki kalk-alkalen yönseme, magmanın diğer magma türlerine göre kısmi farklılaşması neticesinde alkalilerce zenginleştiği ve Fe, Mg oranında bu zenginleşmenin gözlenmediğini göstermektedir.



Şekil 3.18. Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerin AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971) (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir)

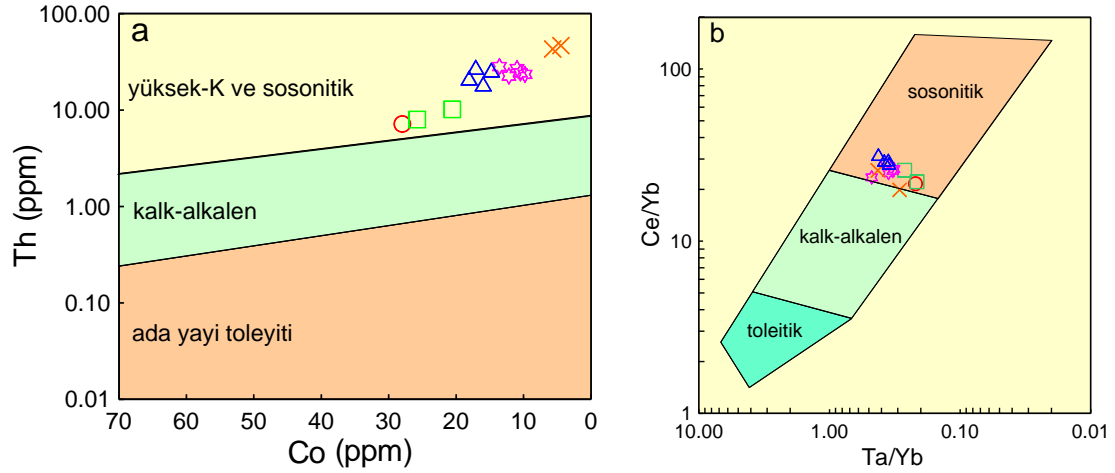
Arslandede Granitoyidi'ni oluşturan kalk-alkalen karakterli kayalar  $K_2O-SiO_2$  diyagramında yüksek potasyum sınırında ve şosonitik karaktere sahiptirler (Şekil 3.19).



Şekil 3.19. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin  $K_2O-SiO_2$  diyagramı (Le Maitre vd., 1989) (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir)

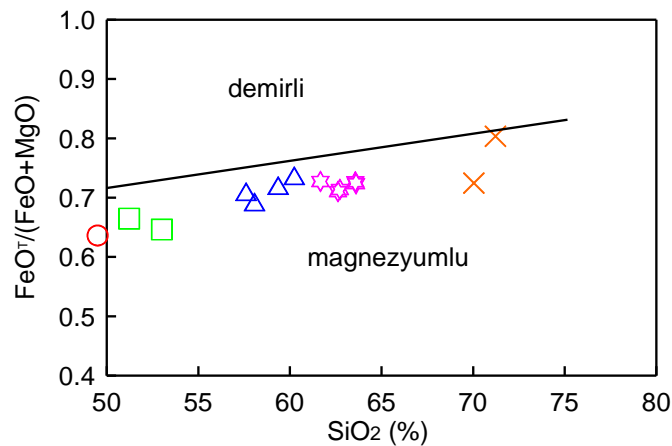
Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaçlar Th-Co diyagramında (Hastie vd. 2007), Arslandede Granitoyidi'ne ait örnekler yüksek potasyumlu ve şosonitik kısımda yer almaktadır (Şekil 3.20a).

Ta/Yb karşı Ce/Yb ayırım diyagramında (Pearce vd. 1984), kalk-alkalen şosonitik sınırına yakın ve şosonitik kısımda yer almaktadır (Şekil 3.20b).



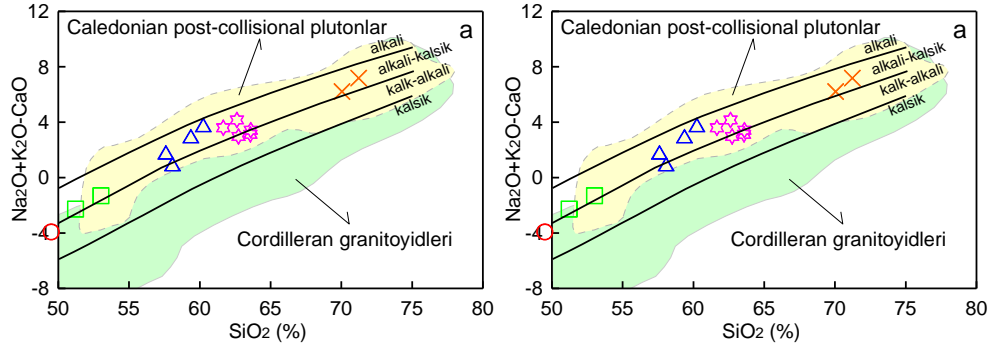
Şekil 3.20. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin (a) Co karşı Th diyagramı (b) Ta/Yb karşı Ce/Yb (Hastie vd. 2007, Pearce vd. 1984) (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir)

$\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t+\text{MgO})$  ve  $\text{SiO}_2(\text{wt}\%)$  diyagramında (Frost vd., 2001) tüm örnekler magnezyumlu bölgesinde toplandığı görülmüştür (Şekil 3.21).



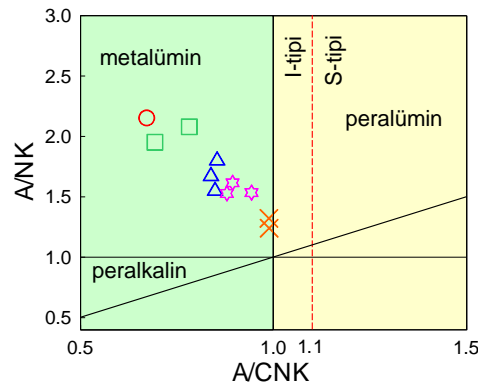
Şekil 3.21. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin  $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t+\text{MgO})$  ve  $\text{SiO}_2 (\text{wt}\%)$  diyagramı (Frost vd., 2001) (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir)

$\text{SiO}_2$ 'ye karşı  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  diyagramında (Frost vd., 2001) örnekler kalk-alkali ile alkali-kalsik alanında toplanmış olup, Caledonian çarpışma sonrası plütonlara ve I tipi granitlere benzer özellik gösterirler (Şekil 3.22 a.b).



Şekil 3.22. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin (a,b)  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  ve  $\text{SiO}_2$  (wt%) diyagramı (Frost vd., 2001) (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir)

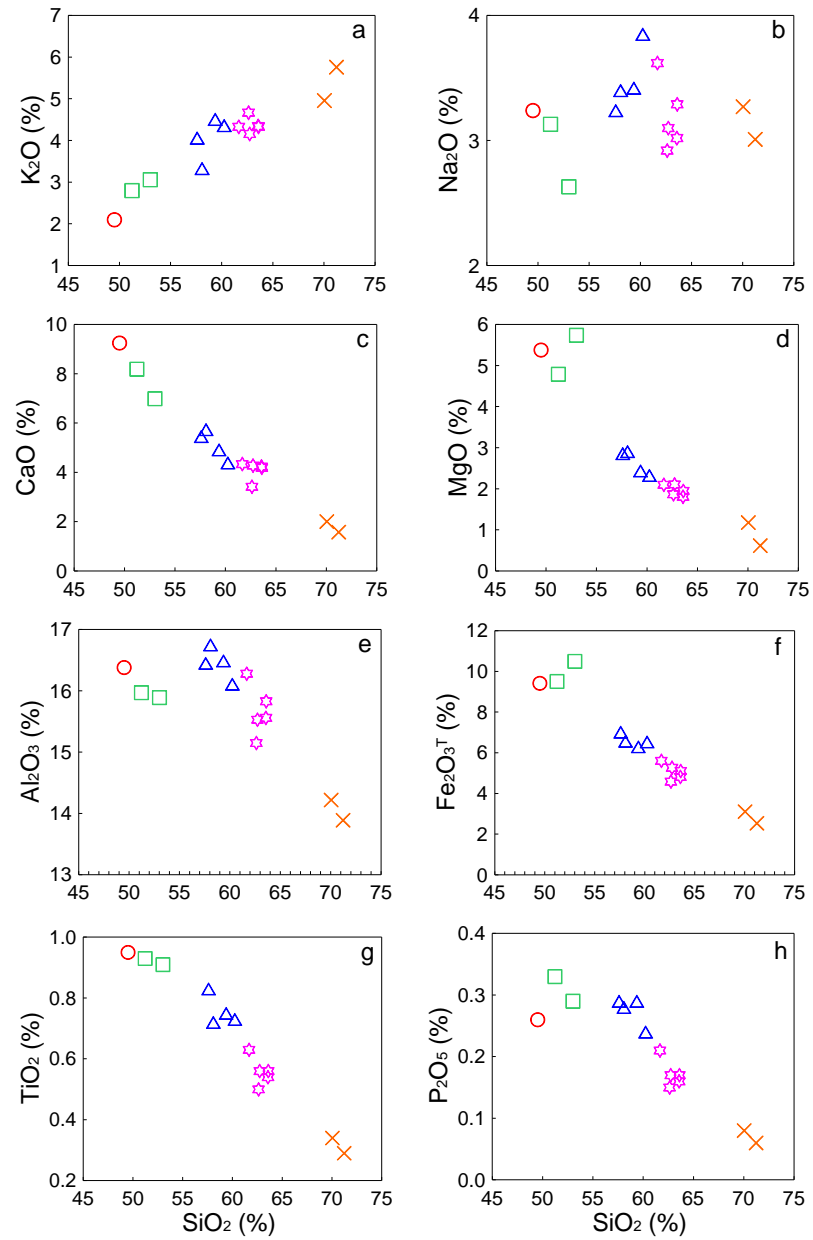
Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaçların alüminyum doygunluğu açısından karakterini bulmak için  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  ve  $\text{CaO}$  değerleri moleküler olarak hesaplanmış ve Maniar ve Piccolli (1989) diyagramında yerine konmuştur. Molar  $\text{A/CNK-A/NK}$  diyagramında tüm örnekler metalümin karakterlidir (Şekil 3.23).



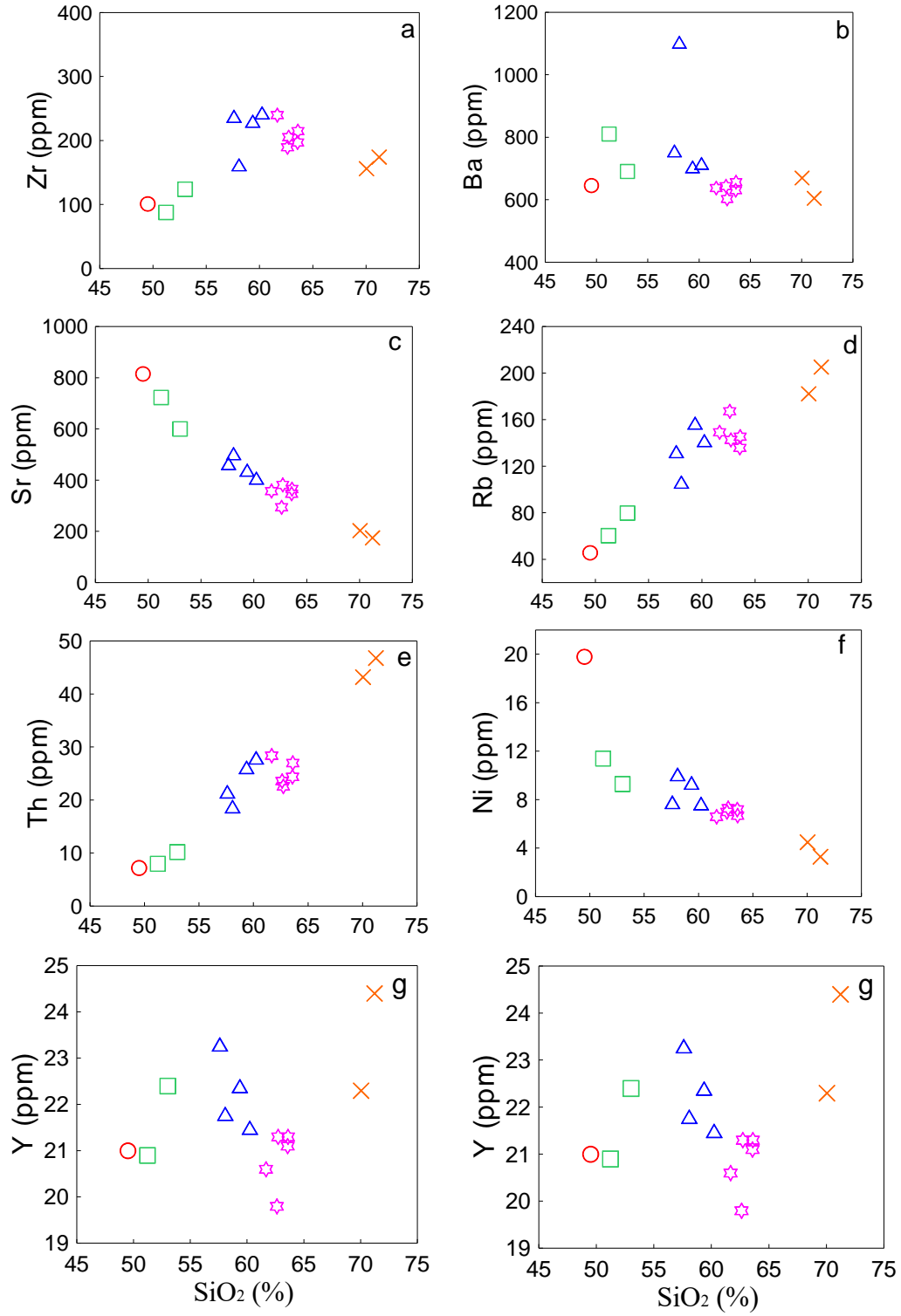
Şekil 3.23. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin molar  $\text{A/CNK}$ 'ya karşı molar  $\text{A/NK}$  değişimine bağlı olan alüminobazlı sınıflama (Mainar ve Piccoli, 1989) diyagramları (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir).

$\text{SiO}_2$ 'ye karşı ana ve iz element değişim diyagramları (Harker diyagramları) Şekil 3.24 ve 3.25'de verilmiştir. Arslandede Granitoyidi'ni oluşturan kayaçların ana ve iz

elementlerindeki değişimler kayaların içerisinde gözlenen mineral fazlarının fraksiyonlaşmasıyla ilişkilidir.  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı ana ve iz element değişim diyagramlarında;  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^T$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ni}$  ve  $\text{Y}$  azalarak negatif bir ilişki gösterirken,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{Pb}$  ve  $\text{Nb}$  artarak pozitif bir ilişki göstermiştir. Bazı ana oksit ve iz element içeriklerinde  $\text{SiO}_2$  artışıyla birlikte  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ve  $\text{Na}_2\text{O}$  içerikleri önce pozitif bir ilişki, sonra negatif bir ilişki göstermektedir (Şekil 3.24 ve Şekil 3.25).



Şekil 3.24. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin  $\text{SiO}_2$  (%)'ye karşı ana element (%) değişim diyagramları (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir)

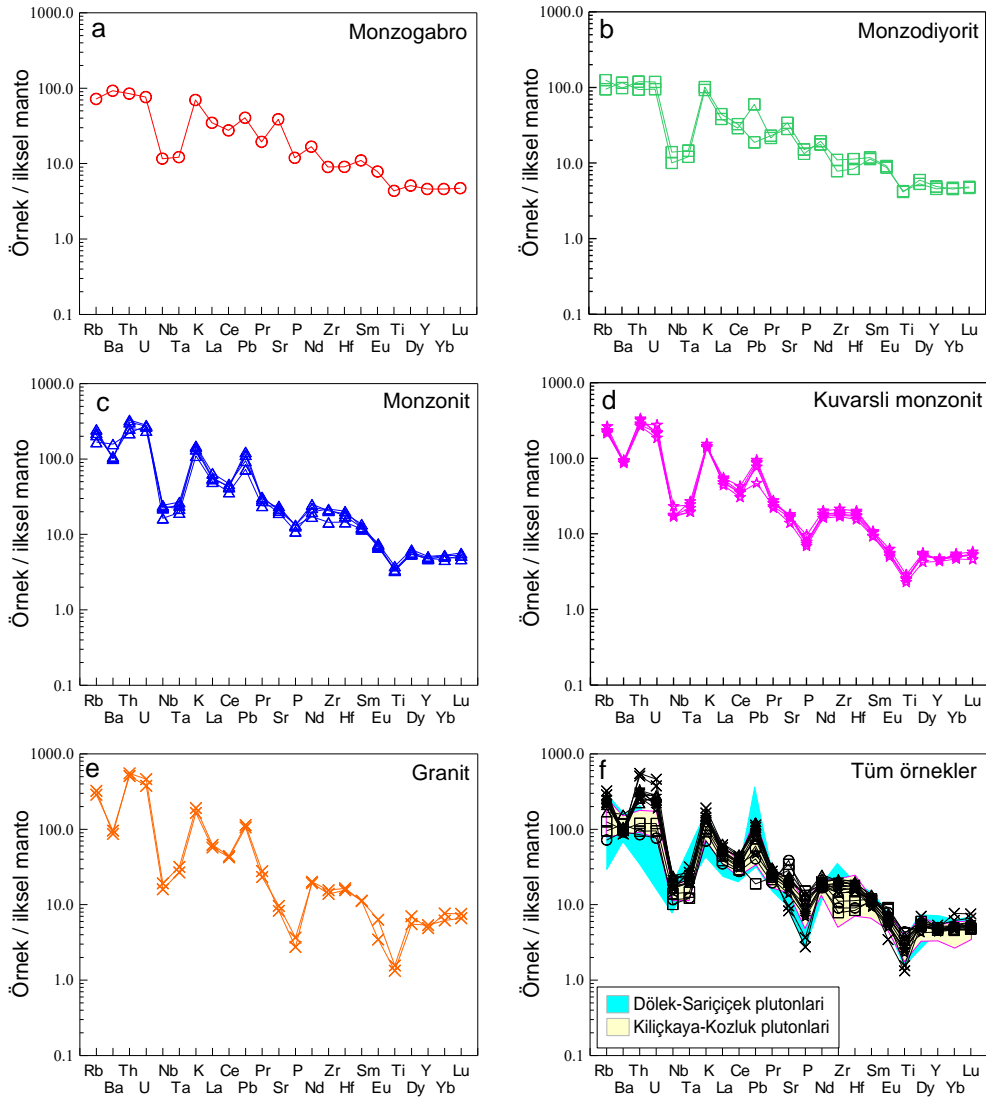


Şekil 3.25. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin  $\text{SiO}_2$  (%)'ye karşı iz element (%) değişim diyagramları (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir)



### 3.3.3. Uyumsuz Elementler

Arslandede Granitoyidi'nin ilksel mantoya (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramları Şekil 3.26'de verilmiştir.



Şekil 3.26. Arslançayda Granitoyidi'ne ait kayaların primitif mantoya göre (Sun ve McDonough, 1989), normalize edilmiş iz element dağılım diyagramları.

İlksel mantoya göre normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramında (Şekil 3.26) genel olarak zenginleşme görülmektedir. Özellikle büyük iyon yarıçaplı elementlerde (LIL) (Rb, Ba, Th, U, K, Pb) zenginleşme oldukça fazladır. Nb, Ta, Ti, P elementlerinde oldukça belirgin negatif bir anomali gözlenir. Özellikle Th, Rb gibi elementlerdeki

zenginleşme kabuk etkisini yansıtmaktadır. Negatif Nb anomalisi, kayaçların ana magmasının gelişiminde, yitim bileşeninin etken bir rol oynadığını ifade eder.

Arslandede Granitoyidi'ne ait örnekler Dölek-Sarıççek Plütonları (Karslı vd., 2007) ve Kılıçkaya-Kozluk Plütonları (Kaygusuz ve Öztürk, 2015) ile karşılaştırıldığında benzer trendler gösterirler (Şekil 3.26 f).

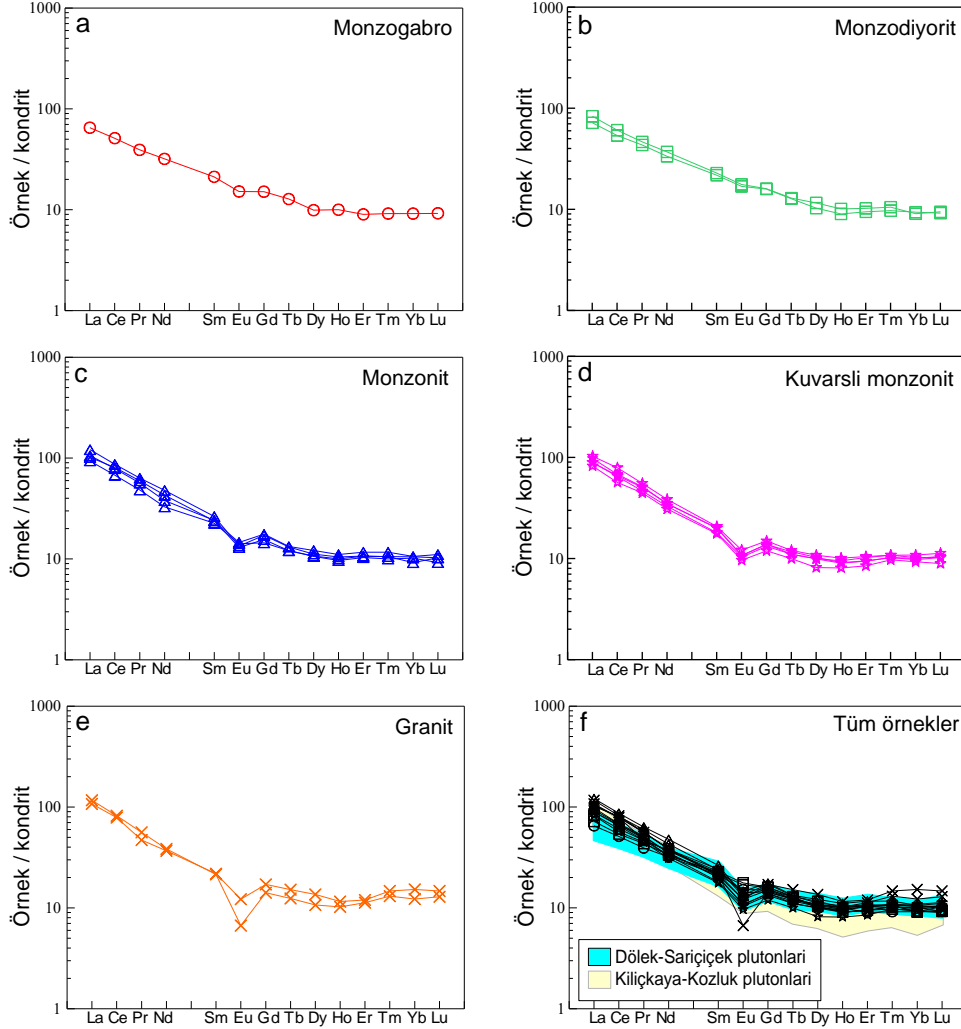
### 3.3.4. Nadir Toprak Elementler

Magmatik kayaçların NTE dağılımları, kısmi ergime ve fraksiyonel kristalleşme süreçleri hakkında önemli bilgiler verirler. NTE, hafif nadir toprak elementler-HNTE (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm) ve ağır nadir toprak elementler-ANTE (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) olmak üzere ikiye ayrılırlar. Granitik kayaçların oluşum evrelerinde ilk önce oluşan ürünler HNTE bakımından fakir, ANTE bakımından zengin, buna karşılık son ürünlerde ise tam tersi bir bileşim sergilerler. Bunun nedeni ise, ANTE karakterinde olanlar, tıpkı Y elementinde olduğu gibi, granat ve amfibol minerallerinin bünyelerine diğer taraftan Eu elementinde de olduğu gibi, başlıca Ca ve Sr elementleri ile birlik oluşturacak şekilde plajioklasların bünyesine girebilmelerinden kaynaklanmaktadır (Boztuğ, 2001).

Arslandede Granitoyidi'nden alınan örneklerin kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramları Şekil 3.27'de verilmiştir. Monzogabro örneğinin  $(La/Lu)_N$  değeri 7.07 dır. Monzodiyorit örneklerinin  $(La/Lu)_N$  değeri 7.81-8.80 arasında, kuvarslı monzonit örneklerinin  $(La/Lu)_N$  değeri 8.71-10.18 arasında, monzonit örneklerinin  $(La/Lu)_N$  değeri 9.13-11.81 arasında ve granit örneğinin  $(La/Lu)_N$  değeri 9.04 olarak hesaplanmıştır. Örneklerde negatif Eu anomalisi gözlenmekte olup,  $(Eu/Eu^*)_N$  değerleri 0.37-0.91 arasında değişmektedir. (Tablo 3.3 )

Kondirite göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramında tüm örneklerin birbirlerine benzerlik göstermeleri granitoyidi oluşturan kayaçların aynı kökenden türemiş olduklarını belirtir. Aynı zamanda aynı magmanın farklılaşması (FC) ürünleri olduklarını gösterir (Şekil 3.27). Kayaçlardaki hafif nadir toprak element zenginleşmesi (HNTE), orta ve ağır nadir toprak element (ANTE) zenginleşmesine göre daha fazladır. Negatif Eu anomalisi feldspat fraksiyonlaşmasını ya da kısmi ergime sırasında feldspatın kaynak kayaçta tutulmasına işaret eder. İncelenen örneklerdeki negatif

Eu anomali yapması, kayaçların gelişiminde plajiyoklas ayrımlaşmasının önemli bir rol oynadığını göstermektedir.

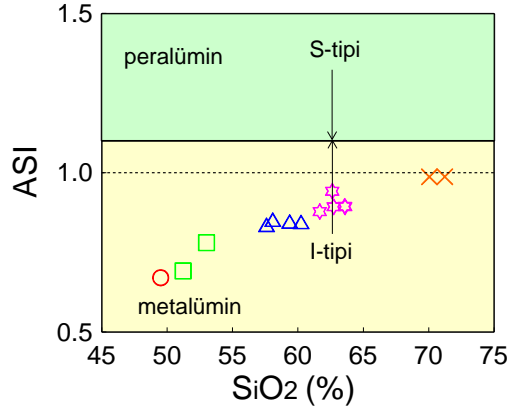


Şekil 3.27. Arslançayda Granitoidi'ne ait kayaçlarının kondritte (Taylor ve McLennan, 1985) göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları

Dağılımların orta kısmının çukur olması ve hafif nadir toprak elementlere gidildikçe yukarıya doğru konkav bir yapı sunması, granitik kayaçların gelişiminde piroksen fraksiyonlaşmasının etkili bir rol oynadığını göstermektedir. Ağır nadir toprak element (ANTE) değerlerinin yataya yakın olması, manto kaynağında granat mineralinin olmadığını göstergesidir. Bölgedeki Dölek, Sarıçiçek (Karlı vd., 2007) ve Kılıçkaya, Kozluk Plütonları (Kaygusuz ve Öztürk, 2015) ile karşılaştırıldığında söz konusu plütonlara benzer trendler gösterirler.

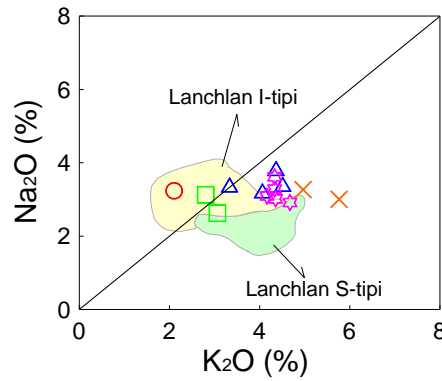
### 3.3.5. Tektonik Ortam

$\text{SiO}_2$ 'ye karşı molar A/CNK diyagramında (Chappel ve White, 1974) örneklerin tümü I tipi granitoidler alanında yer alırlar ve metalümin karakter sunarlar (Şekil 3.28).



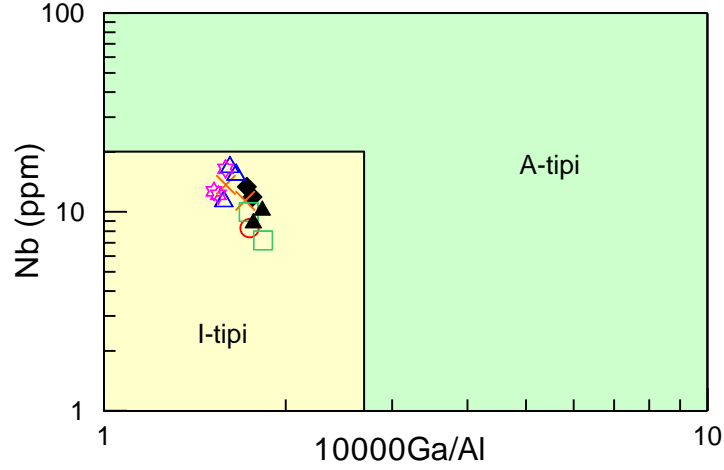
Şekil 3.28. Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerin  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı ASI değişimleri (Chappel ve White, 1974) (Semboller Şekil 3.28'deki gibidir)

Granit jenezinde alkalilerden  $\text{Na}_2\text{O}$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  miktarı önemli bir göstergedir. I-tipi granitlerde  $\text{Na}_2\text{O}$  içeriği  $\text{K}_2\text{O}$  'e göre genellikle daha yüksek, S-tipi granitlerde ise  $\text{Na}_2\text{O}$  miktarı  $\text{K}_2\text{O}$  miktarından daha düşüktür (Beckinsale,1979). Arslandede Granitoyidi'ne ait örnekler Lachlan Kuşağı'nın I- ve S-tipi granitler (Chappel ve White, 1974) ile karşılaştırıldığında, örneklerin tümü Lachlan Kıvrım Kuşağı'ndaki I-tipi granitler ile aynı alana düşerler (Şekil 3.29).



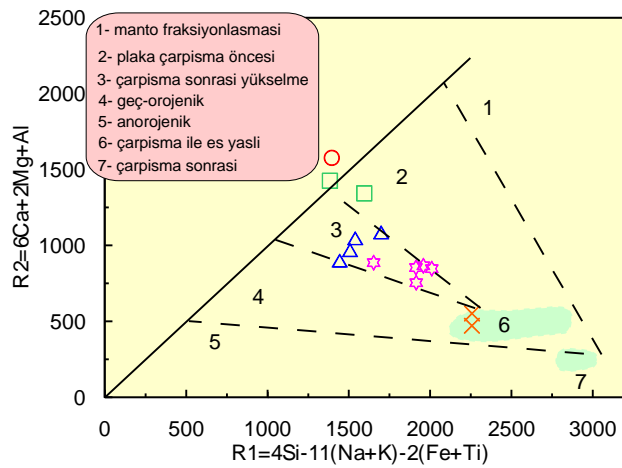
Şekil 3.29. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$  (%) diyagramı

Whalen vd., (1987)'nin geliştirdiği ayırım diyagramında örneklerin tümü I tipi granit alanında yer alırlar (şekil 3.30).



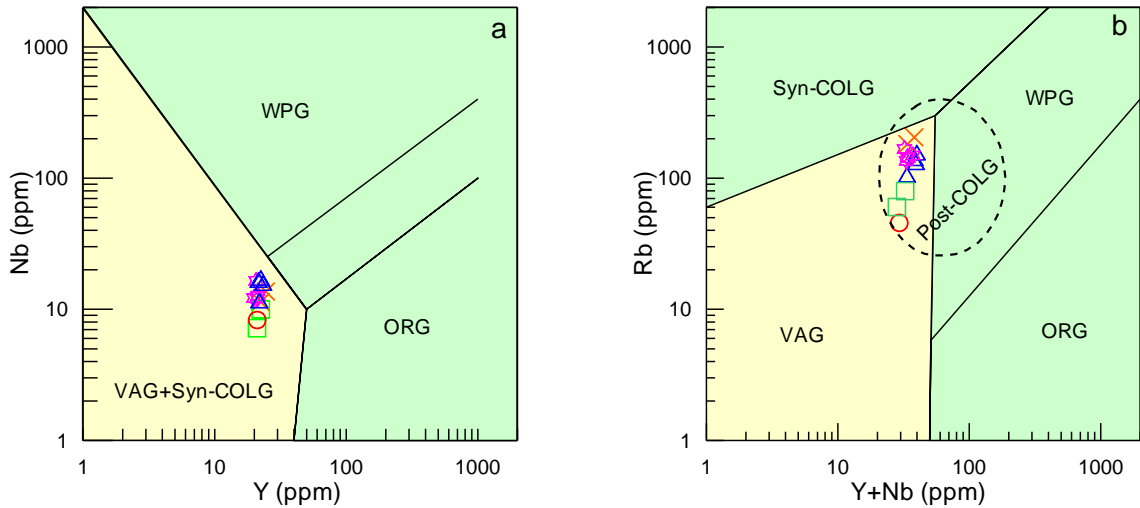
şekil 3.30. Nb'ye karşı 10000 Ga/Al sınıflama diyagramı (Whalen vd., 1987), (Semboller şekil 3.17'deki gibidir)

Batchelor ve Bowden (1985)'in multikatyonik diyagramında, Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerin büyük ölçüde çarpışma sonrası yükselmeyi temsil eden 3 nolu alana düştüğü görölr (şekil 3.31).



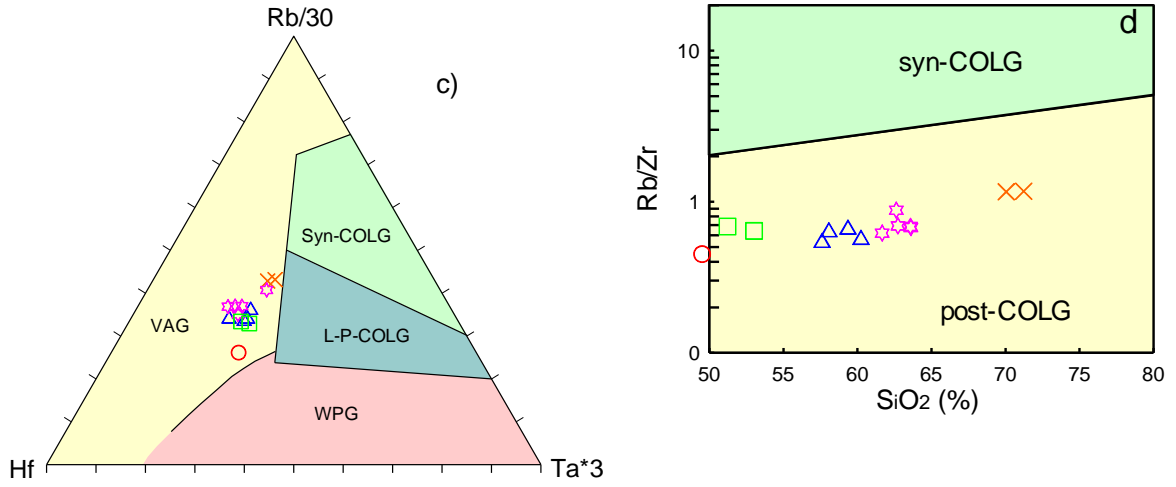
şekil 3.31. Arslandede Granitoyidi'nin R1-R2 diyagramına göre sınıflandırılması (Batchelor ve Bowden, 1985)  $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ ;  $R2=6Ca+2Mg+Al$  (Semboller şekil 3.17'deki gibidir).

İz element konsantrasyonlarını ele alan Nb-Y diyagramlarında (Pearce vd., 1984) Arslandede Granitoyidi'ne ait örnekler volkanik yay granitoidleri (VAG) ve eş zamanlı çarpışmayla granitoidler (Syn+COLG) alanı içinde yer alır (Şekil 3.32a). Rb-(Y+Nb) diyagramında (Pearce vd., 1984) ise volkanik yay granitoidleri (VAG), plaka içi granitoidleri (WPG) ve eş zamanlı çarpışma granitoidler (Syn+COLG) alanlarının üçlü kesişme noktasına yakın bir yerde konumlanmışlardır (Şekil 3.32b). Bu diyagramda kümelenmenin bir miktar daha volkanik ada yayı bölgesine kaydığı görülmektedir. Üçlü kesişme noktasına düşen örnekler çarpışma sonrası granitoidleri (Post-COLG) karakterize etmektedir (Pearce vd., 1984; Pitcher, 1983). Harris vd., (1986) tarafından önerilen Rb/30-Hf-Ta\*3 diyagramlarda örnekler volkanik yay granitoidleri alanında yer alırlar (Şekil 3.32c). SiO<sub>2</sub>'ye karşı Rb/Zr diyagramında ise çarpışma sonrası granitoidleri (Post-COLG) alanında yer alırlar (Şekil 3.32d). Çarpışma sonrası granitoidler, sıkışmalı rejim altında ve kalınlaşan kabuktan türedikleri için, kabuktaki eski yay bileşenlerinin jeokimyasal karakterlerini içerirler. Bu sebeple çarpışma sonrası granitlerin jeokimyasal özelliklerinin magmanın içeriğine katılan kabuksal ve manto malzemesinin oranına göre yay, levha içi veya çarpışma ile eş zamanlı granitoidlerine çok benzer özellikler sunduğu bilinmektedir.

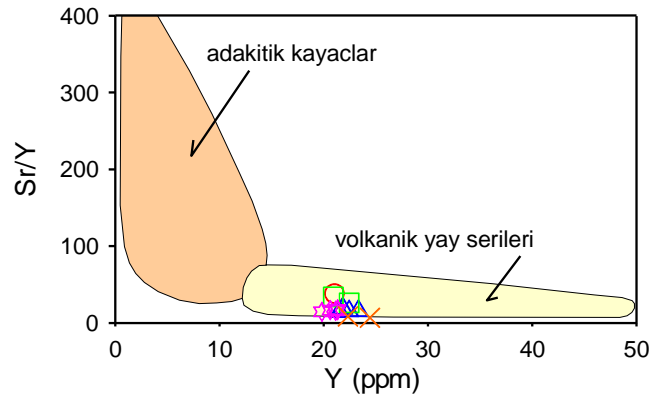


Şekil 3.32. Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerin (a) Rb-(Y+Nb), (b) Nb-Y, (c) Rb-(Yb+Ta) ve (d) Rb/30-Hf-Ta\*3 tektonik ortam ayırtman diyagramlarındaki (Harris vd., 1986) konumları. WPG: levha içi granitler, Syn-COLG: çarpışmayla eş zamanlı granitler, VAG: volkanik yay granitoidleri, ORG: okyanus ortası sırtı granitleri (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir)

Şekil 3.32'nin devamı

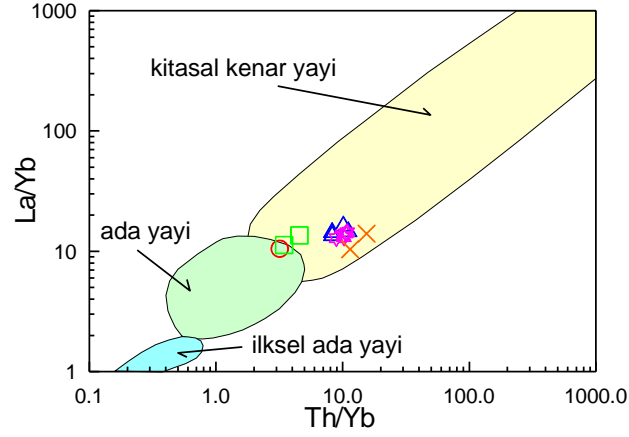


Sr/Y-Y diyagramında (Drummond ve Defant, 1990) tüm örnekler normal volkanik yay serisi alanında toplanırlar (Şekil 3.33).



Şekil 3.33. Arslandede Granitoidi'ne ait kayaç örneklerinin Sr/Y'a karşı Y diyagramı (Defant, Drummond, 1990), (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir)

Condie (1989) tarafından önerilen La/Yb - Th/Yb diyagramında örnekler kıtasal kenar yayı alanına düşerler (Şekil 3.34).



Şekil 3.34. Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaç örneklerinin La/Yb'a karşı Th/Yb diyagramı (Condie, 1989), (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir)

### 3.4. Arslandede Granitoyidi İçindeki Mafik Mikrogranüler Anklavlar (MMA)'ın Mineralojisi ve Petrografisi

#### 3.4.1. Giriş

Anklav kavramı, (Didier vd. 1991) ve Didier ve Barbarin (1991) tarafından ana kaya kütlelerinde farklı özellik taşıyan ve homojen yapıyı bozan kütleler olarak tanımlanmıştır. Boyutları mikroskobik ölçekten onlarca metreye kadar değişmektedir. Anklavlar; ksenolit, restit, magma mixing/mingling ve magma segregasyonu olarak dört ana gruba ayrılmaktadır (Cantagrel vd. 1984). Anklavlar intrüzyonların gerek fiziksel gerekse kimyasal şartlarını açıklayarak evrimleri ilişkin aydınlatıcı veriler sunarlar.

Ksenolit, magmatik kayaların içinde gözlenen sokulduğu yan kayaya ait parçalardır. Magma, hareketi sırasında bu parçaları kopararak içine almış ancak ergitememiştir. Sedimanter, metamorfik, magmatik kökenli olabilen ksenolitler içinde bulunduğu magmatik kayadan daha yaşlıdır ve onunla keskin dokanaklıdır. Hornfels fasiyesinde metamorfizma geçirmiş anklavlardır (Kadıoğlu, 1996, 1994). Bunun yanında magmatik kütle ile sıcaklık farkından dolayı rekristalizasyon gelişebilmektedir (Cantagrel, vd. 1984).

Restit, herhangi bir kayacın kısmi ergimesi sonucu artakalan kayaç kütlelerinin oluşturdukları anklav türüdür. İçinde bulunduğu anakaya ile tedrici dokanağa sahiptir.

Magma karışım ürünleri (Magma mixing/magma mingling), derinlerden yükselen mafik magmanın daha önce var olan feslik magma içine girip konveksiyonel dönme ile karışma sürecidir. Oluşan son ürün homojen olarak karışmış ise magma mixing, heterojen

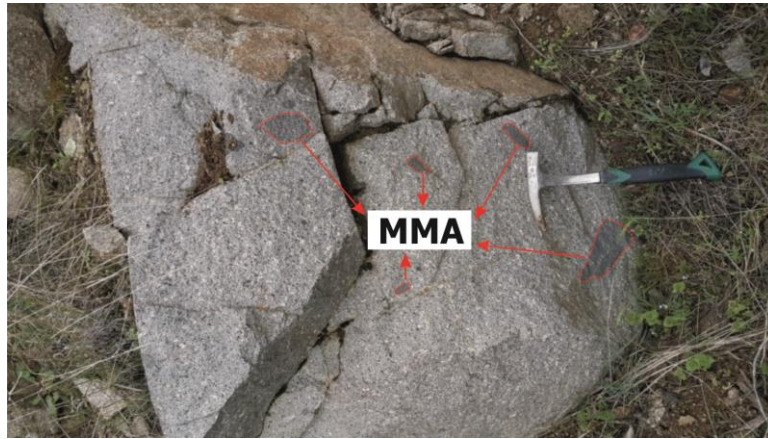


yapı söz konusu ise magma mingling olarak tanımlanmaktadır. Magma mixing kimyasal bir karışım söz konusu iken magma mingling mekanik bir karışımı ifade etmektedir (Polive Tomassini, 1991). Boyutları 1cm'den kilometrelerce uzunluğa değişebilen bu anklavlar ana kayadan daha koyu renklidir (Cantagrel, vd. 1984).

Magma segregasyonu, magmanın kristalleşmesi sırasında heterojen soğumaya bağlı olarak piroksen, amfibol, biyotit gibi yüksek sıcaklık minerallerinin ince kristaller şeklinde kümelenmesiyle glomeroporfirik doku oluşturan anklav çeşitidir. Boyutları mikroskobik ölçekten birkaç santimetreye kadar değişebilmektedir (Cantagrel, vd. 1984).

### 3.4.2. Saha Gözlemleri

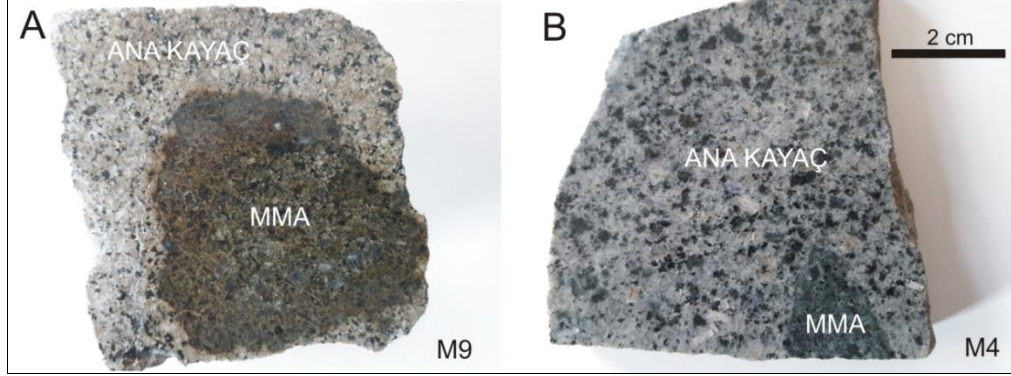
Arslandede Granitoyidi'ne ait anklavlar Didier ve Barbarin (1991) sınıflamasına uygun olarak adlandırılmışlardır. Oval şekilde ve ince taneli magmatik dokuya sahip olan anklavlara da "mafik mikrogranüler anklav" adı verilmiştir. Arslandede Granitoyidi'nde gözlenen mafik mikrogranüler anklavlara ana kaya ile keskin sınır yapmasına rağmen herhangi bir metamorfizma izi veya metamorfizma mineraline rastlanılmamıştır. Köşeli veya hafifçe elipsoidal şekilli olup, boyutları 1cm ile 10 cm arasında değişir (Şekil 3.35).



Şekil 3.35. Arslandede Granitoyidi içindeki anklavların arazideki görünümü (MMA: Mafik Magmatik Anklav)

Elipsoidal şekilde olmaları ilksel fiziksel özelliklerinden ve magmatik hareketlenme kabiliyetlerinden kaynaklanmaktadır. MMA'ların tümü, içinde bulundukları kayaca göre

çok daha fazla ferromagnezyen mineraller (hornblend, biyotit) içerirler ve tane boyutları da içerisinde bulundukları ana kütle kayaçlarındakilere göre daha küçüktür.



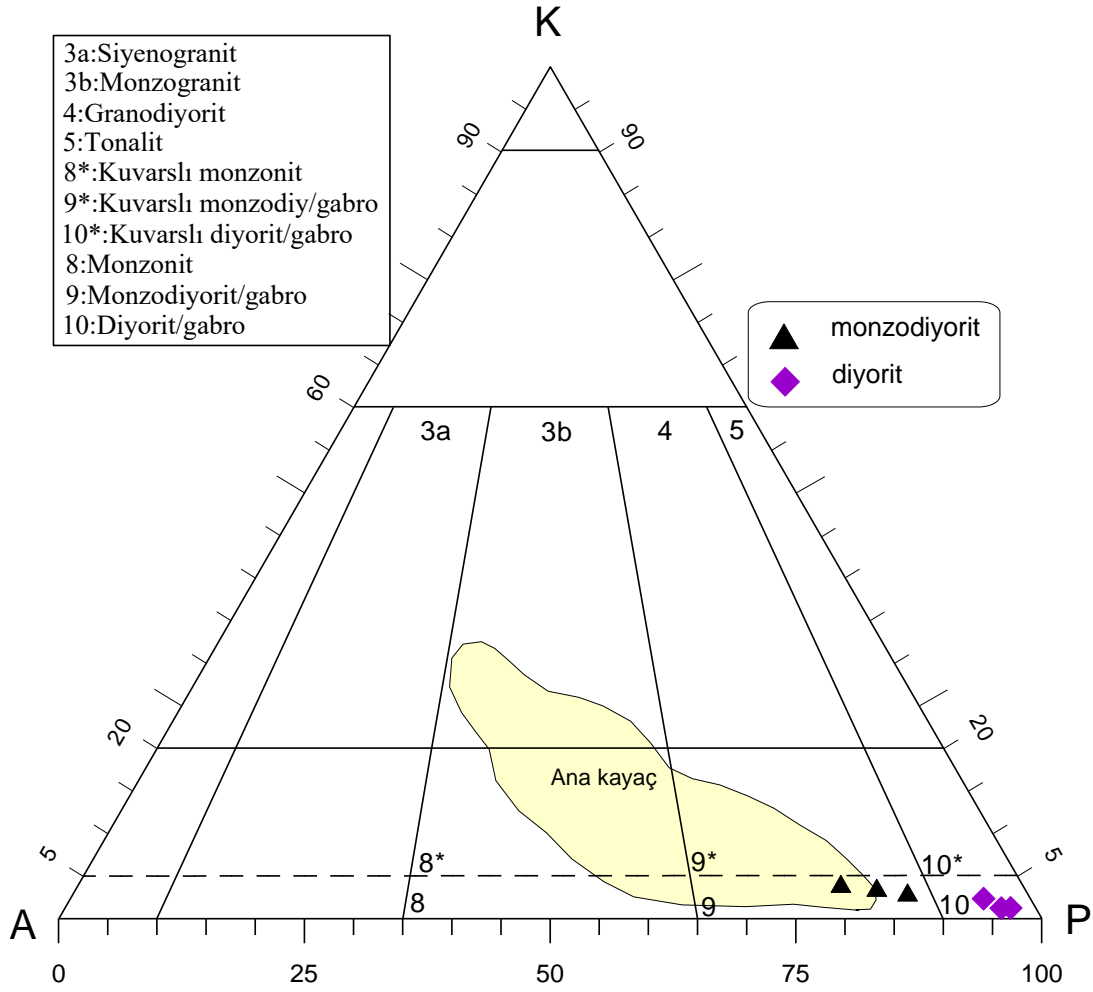
Şekil 3.36. Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'ların parlatılmış el örnekleri

### 3.4.3. Mineraloji ve Petrografi

Arslandede Granitoyidi'ne ait 6 adet mafik mikrogranüler anklav örneğinin modal analiz sonuçları Tablo 3.4'de verilmiştir. Modal analiz sonuçlarına göre, Arslandede Granitoyidi'ndeki mafik mikrogranüler anklavlar diyorit ve monzodiyorit bileşimindedir (Şekil 3.37).

Tablo 3.4. Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'ların modal analizleri

Arslandede	Pl	K	Ort	Horn	Piroksen	Opak	TOPLAM	Ad
M4A	68.2	0.9	1.8		21.4	7.4	99.7	diyorit
M10A	84.3	1.1	3.1	5.7	1.8	4	100	diyorit
M5A	82.3	2.1	4.2	5.8	1.9	3.7	100	diyorit
M9A	56.6	2.3	10.5		26.7	3.9	100	monzodiyorit
M67A	53.6	2.6	12.8	0.4	26.9	3.7	100	monzodiyorit
M65A	58.8	1.9	8.5		27.9	3.8	100.9	monzodiyorit



Şekil 3.37. Arslançayda Granitoid içindeki MMA'lara ait örneklerin modal analiz sonuçlarının KAP diyagramındaki dağılımları (Streckeisen, 1976).

Arslançayda Granitoidi'ne ait mafik mikrogranüler anklavlardaki modal bileşimlerinin özeti şu şekildedir:

Diyoritlerde modal plajiyoklas içerikleri % 68.2-84.3, kuvars % 0.9-2.1, ortoklas % 1.8-4.2, hornblend % 5.7-5.8, piroksen % 1.8-21.4, ve opak mineral içerikleri % 3.7-7.4 arasında değişmektedir (Tablo 3.4). Monzodioritlerin modal plajiyoklas içerikleri % 53.6-58.8, kuvars % 1.9-2.6, ortoklas % 8.5-12.8, hornblend içeriği % 0.4, piroksen % 26.7-26.9 ve opak mineral içerikleri % 3.7-3.9 arasında değişmektedir (Tablo 3.4).

Diyorit bileşimindeki mafik mikrogranüler anklavların mikroskobik incelemelerinde şu özellikler tespit edilmiştir:

Doku: Tüm kristalli ince taneli (Şekil 3.38).

Plajiyoklas: Öz ve yarı öz şekilli küçük kristaller şeklindedir. Az da olsa iri kristallere rastlanılmıştır. Genellikle zonlu yapı sunmalarına rağmen albit ikizi de

gösterirler. 010'a dik kesitlerde yapılan tayinlerde bileşimlerinin % 34-38 An içerikli andezin olduğu saptanmıştır. Apatit inklüzyonları içerir. Yer yer ayrışma sonucu serizit ve kil minerallerine dönüşmüştür. Kayaçta % 68.2-84.3 oranında bulunur (Tablo 3.4).

Kuvars: Küçük kristaller şeklinde olup dalgalı sönme gösterir. Değişik yönlerde gelişen çatlaklar mevcuttur. Kayaçta % 0.9-2.1 oranında bulunur (Tablo 3.4).

Ortoklas: Küçük kristaller şeklinde gözlenir. Ayrışma sonucu olarak kil ve serizit oluşmuştur. Kayaçta % 1.8-4.2 oranında bulunur (Tablo 3.4).

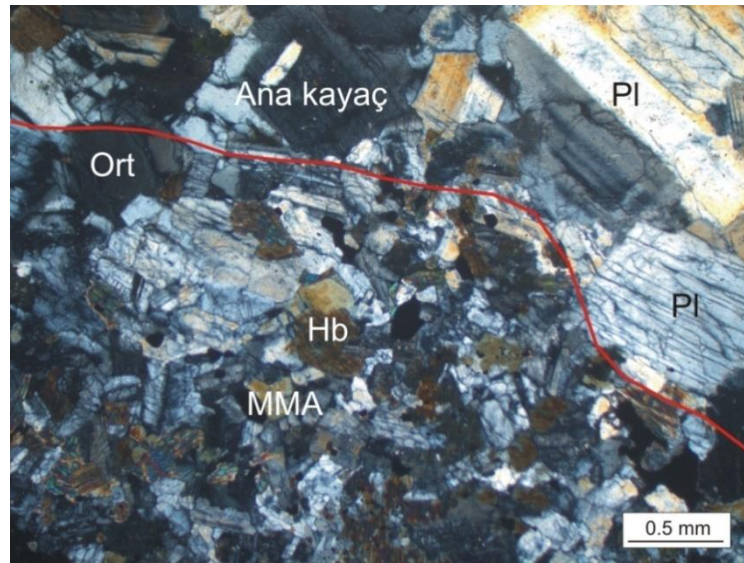
Hornblend: Öz ve yarı öz şekilli kristaller halindedir. h'(100) ikizine sıkça rastlanır. Pleokroizması yönler göre şöyledir: X: sarımsı yeşil, Z: açık sarı, yeşil. Kesitler'de en bol bulunan mafik mineral olup (% 5.7-5.8), yer yer opak mineral inklüzyonları içermektedir (Tablo 3.4)

Klinopiroksen: Çoğunlukla renksiz, soluk yeşilimsi kahverengimsi ve gri tonlarda olup, çoğunlukla pleokroizma göstermezler. Sönme açıları 20-25°dir. Klinopiroksen ojit bileşimindedir.

Apatit: Feldispatlarda kapanım halinde bulup, öz şekilli ince çubuğumsu kristaller şeklindedir.

Opak mineral: Küçük kristaller halindedir. Bol miktarda, dağınık daneler halinde ferromagnezyen minerallerin etrafında yoğunlaşırlar.

Kayaç adı: Diyorit (Şekil 3.38)



Şekil 3.38. Arslandede Granitoyidi içerisindeki diyorit bileşime sahip mafik mikrogranüler anklavlarda ki (MMA) mikrogranüler doku, (a), (b). Ç.N.Pl: Plajiyoklas, K: Kuvars, Ort: Ortoklas.

Monzodiyorit bileşimindeki mafik mikro granüler anklavların mikroskobik incelemelerinde şu özellikler tespit edilmiştir:

Doku: Tüm kristalli ince taneli (Şekil 3.39).

Plajiyoklas: Öz ve yarı öz şekilli küçük lameller ve prizmatik kristaller halindedir. Kayaçta % 53.6-58.8 oranında bulunur (Tablo 3.4). Genellikle albit ikizleri gösterirler. (010)'a dik kesitlerde yapılan tayinlerde bileşimlerinin % 39-42 An içerikli andezin olduğu saptanmıştır. Zonlanma yaygın olarak görülmektedir. En yaygın ayrışma türü serizitleşme ve kalsitleşme şeklindedir.

Ortoklas: Öz şekilsiz küçük kristaller halinde, kuvarsla birlikte diğer minerallerin arasını doldurmaktadır. Kayaçta % 8.5-12.8 oranında bulunur (Tablo 3.4).

Kuvars: Öz şekilsiz olarak, diğer minerallerin arasındaki boşlukları doldurur. Kayaçta % 1.9-2.6 oranında bulunur (Tablo 3.4).

Klinopiroksen: Yarı özşekilli ve özşekilsiz levhamsı kristaller halindedir. Kayaçta % 26.7-27.9 oranında bulunur (Tablo 3.4). (110) ikizi belirgindir. (010) yüzeyine paralel kesitlerde maksimum sönme açıları 41-42 derecedir. Klinopiroksen ojit bileşimindedir. Bazı kesitlerde ayrışarak klorit ve kalsitleşmişlerdir.

Hornblend: Öz ve yarı öz şekilli küçük prizmatik kristaller halindedir. Kayaçta % 0.4 oranında bulunur (Tablo 3.4). Kuvvetli bir pleokroizma görülmektedir: x: soluk sarı-yeşil, y: açık yeşil, z: soluk yeşil-mavidir. (100) ikizi belirgindir. (010) dilinimine göre maksimum sönme açıları 15-16 derecedir.

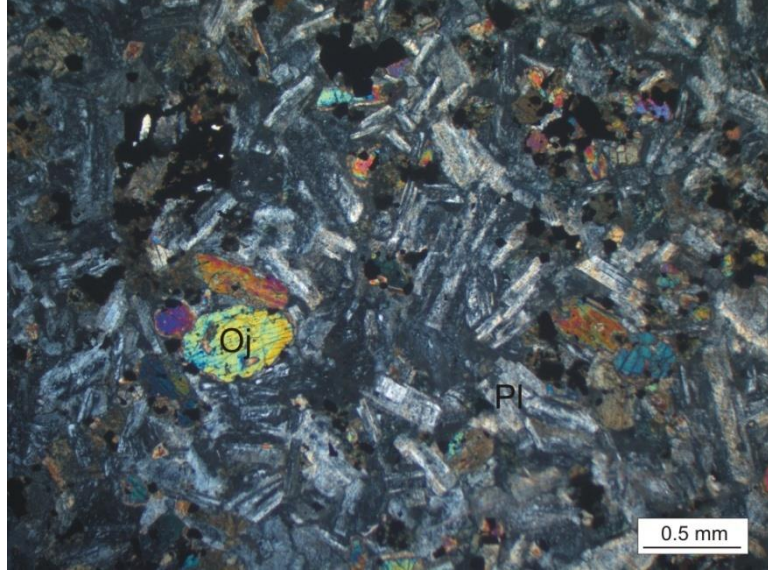
Apatit: Küçük iğnemsiz, öz şekilli kristaller halinde görülür.

Opak mineraller: Küçük kristaller halinde ve bol oranda bulunurlar % 3.7-3.9 (Tablo 3.4).

İkincil mineraller: En yaygın ayrışma ürünlerini serizitleşme, kalsitleşme, kloritleşme ve killeşme oluşturur.

Kayaç adı: Monzodiyorit (Şekil 3.39)





Şekil 3.39. Arslandede Granitoyidi'ne ait ana kayaçlar içinde monzodiorit bileşimindeki mafik magmatik anklavlara ait ince taneli doku (Çift nikol)

#### 3.4.4. Arslandede Granitoyidi İçindeki Anklavların (MMA) Jeokimyasal Özellikleri

4 adet koyu renkli anklav (MMA) örneğinin ana element, iz element ve nadir toprak element analiz sonuçları Tablo 3.5'de verilmiştir.

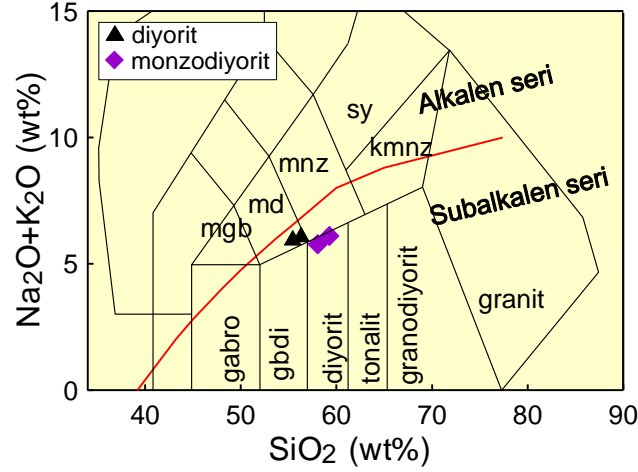
MMA'ların  $\text{SiO}_2$  değerleri % 55.42-59.26 arasında değişirken,  $\text{Na}_2\text{O}$  % 3.43-3.76 ve  $\text{CaO}$  % 6.01-7.18 arasında değişmektedir.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  oranı 1'den küçük olup 0.58-0.74 arasındadır.  $\text{A}/\text{CNK}$  değerleri 0.71-0.83 arasında olup magnezyum numaraları 46.72-53.37 arasındadır. Ana kayaçlarla karşılaştırıldığında, MMA'lar ana kayaçlara göre daha yüksek  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}_3^T$  ve  $\text{CaO}$  içeriğine, daha düşük  $\text{SiO}_2$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  içeriğine sahiptirler.

Tablo 3.5. Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'lara ait kayaçların ana (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (ppm) analizleri

	Diyoritik MMA		Monzodiyoritik MMA	
	M4A	M10A	M65A	M9A
SiO <sub>2</sub>	58.02	59.26	55.42	56.29
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.65	0.89	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.41	16.22	15.29	15.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	7.42	7.14	8.17	8.28
MnO	0.17	0.15	0.16	0.17
MgO	3.39	3.16	4.72	4.45
CaO	6.35	6.01	7.18	6.49
Na <sub>2</sub> O	3.43	3.52	3.76	3.68
K <sub>2</sub> O	2.35	2.59	2.18	2.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.23	0.33	0.29
AK	1.00	0.80	1.40	1.50
Toplam	99.50	99.73	99.50	99.78
Co	15.15	17.00	20.90	22.30
Ni	10.40	9.90	16.50	15.90
V	175.00	162.00	224.00	218.00
Cu	117.10	180.30	48.90	48.40
Pb	14.40	15.00	9.10	9.70
Zn	37.00	46.00	42.00	50.00
W	2.70	2.40	1.90	1.80
Rb	86.90	99.80	81.10	91.90
Ba	317.00	284.00	391.00	357.00
Sr	402.10	380.00	428.20	366.60
Ta	1.30	1.10	0.80	0.70
Nb	11.90	13.40	8.80	10.20
Hf	3.90	3.70	4.60	4.40
Zr	121.60	133.90	109.40	151.90
Y	27.00	27.20	25.70	25.90
Th	20.20	20.90	12.80	13.40
U	8.10	8.60	4.10	4.30
Ga	15.30	14.80	14.30	14.90
La	30.70	33.60	31.40	33.70
Ce	66.30	69.80	63.80	65.60
Pr	6.84	7.33	7.12	7.55
Nd	29.30	28.00	31.20	30.80
Sm	5.52	5.36	6.25	6.03
Eu	1.09	0.99	1.17	1.15
Gd	5.25	4.98	5.69	5.57
Tb	0.89	0.83	0.92	0.87
Dy	4.85	4.75	4.78	4.73
Ho	1.02	1.00	0.96	0.93
Er	3.06	3.02	3.07	3.03
Tm	0.49	0.47	0.48	0.47
Yb	3.16	3.20	2.92	2.96
Lu	0.46	0.47	0.49	0.48
(La/Lu) <sub>N</sub>	6.91	7.40	6.64	7.27
(La/Sm) <sub>N</sub>	3.50	3.95	3.16	3.52
(Gd/Lu) <sub>N</sub>	1.42	1.32	1.44	1.44
(La/Yb) <sub>N</sub>	6.57	7.10	7.27	7.69
Eu=Eu/Eu*	0.61	0.58	0.59	0.60
Mg #	47.51	46.72	53.37	51.56
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.69	0.74	0.58	0.65
Sr/Y	14.89	13.97	16.66	14.15
A /CNK	0.83	0.83	0.71	0.75

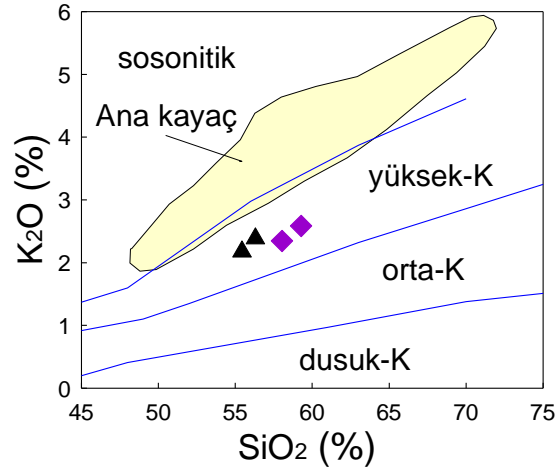
AK (ateşte kayıp) :Toplam uçucu içeriği.

Jeokimyasal analizler  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  diyagramına düşürüldüğünde, MMA'ların diyorit ve monzodiyorit bileşimli kayalardan oluştuğu görülür (Şekil 3.40).



Şekil 3.40. Arslandede Granitoidi içindeki MMA'lara ait örneklerin  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  diyagramındaki konumları (Middlemost, 1994), (di: diyorit, mnzdi: monzodiyorit).

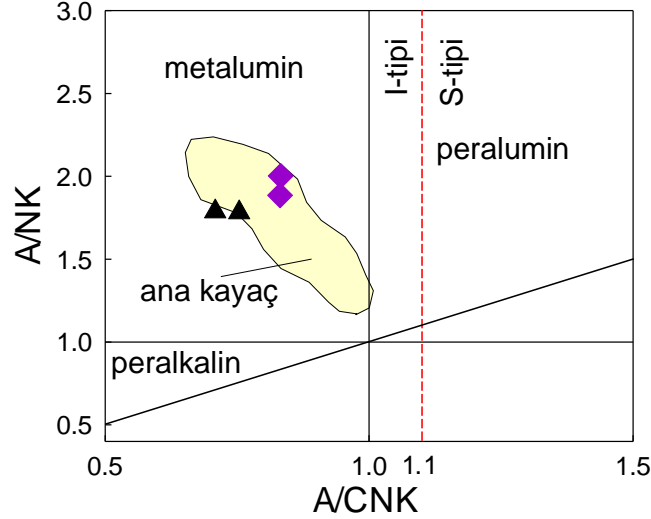
MMA'yı oluşturan subalkali karakterli kayalar  $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$  diyagramında yüksek potasyumlu kalk-alkali karakterli bileşim sunarlar (Şekil 3.41). Ana kayalara oranla daha düşük  $\text{K}_2\text{O}$  değerlerine sahiptirler.



Şekil 3.41. MMA'ya ait kayaç örneklerinin  $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$  diyagramı (Le Maitre vd., 1989)

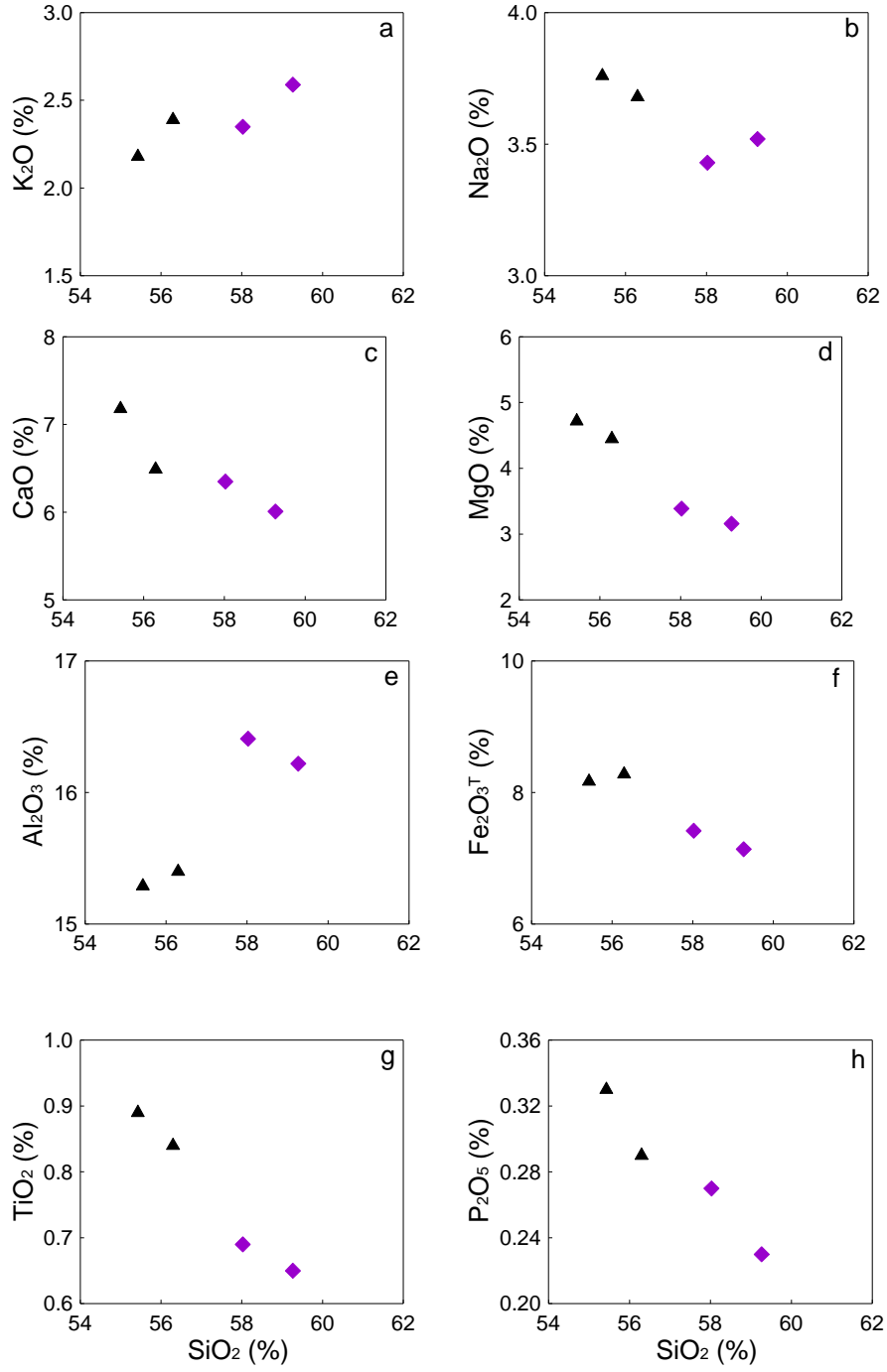


Molar  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  - (A/CNK) diyagramında örnekler, ana kayalara benzer şekilde, metalümin bölgesinde yer alırlar.

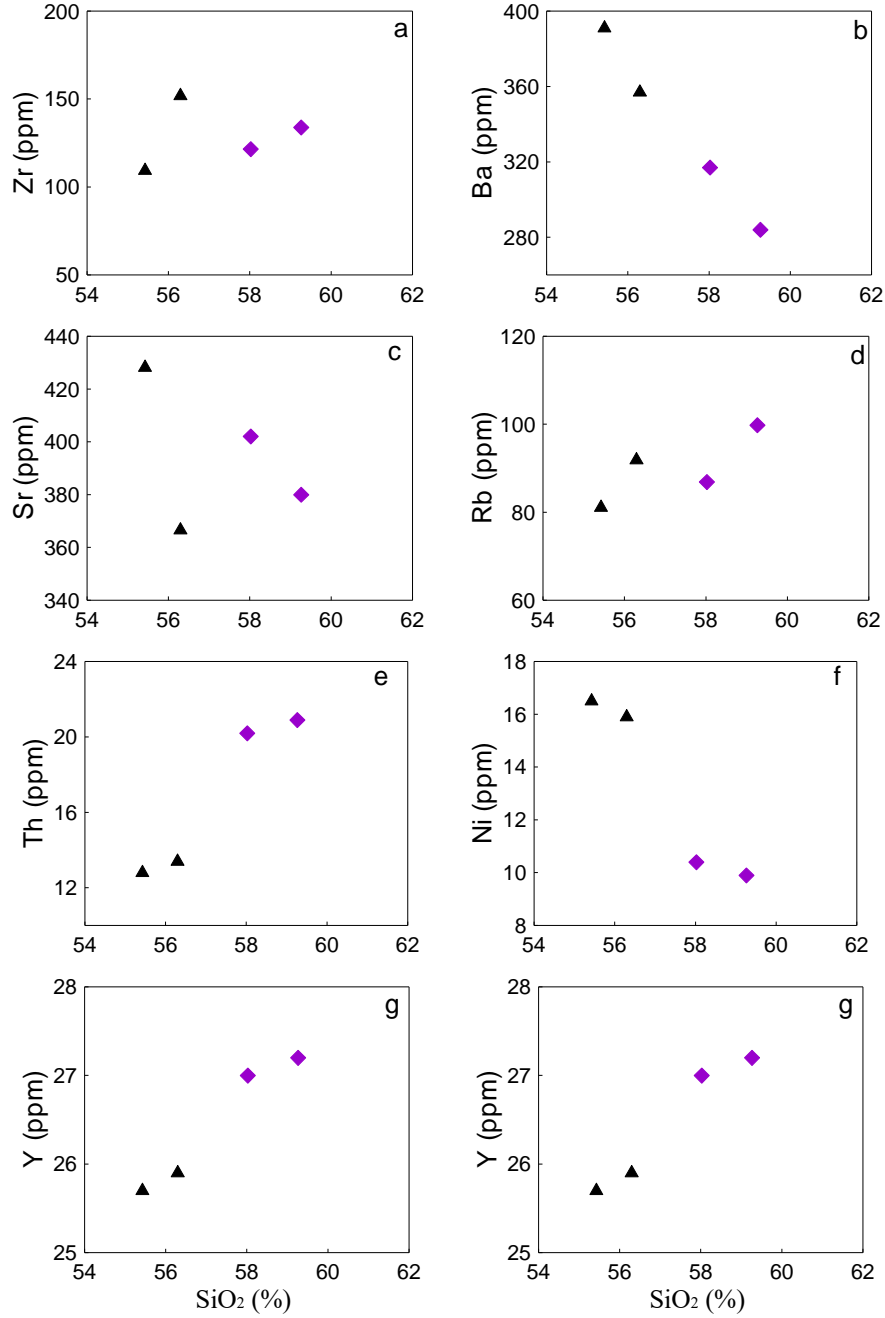


Şekil 3.42. MMA'ya ait kayaç örneklerinin molar A/CNK' ya karşı molar A/NK değişimine bağlı olan alüminobazlı sınıflama (Mainar ve Piccoli, 1989) diyagramları (Semboller Şekil 3.37'deki gibidir).

$SiO_2$ 'ye karşı ana ve iz element değişim diyagramları (Harker diyagramları) Şekil 3.41 ve 3.42'de verilmiştir.  $SiO_2$ 'ye karşı ana element değişim diyagramlarında;  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_5$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  negatif bir ilişki gösterirken,  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$  pozitif bir ilişki göstermiştir (Şekil 3.43). İz element değişim diyagramlarına bakıldığında ise  $SiO_2$ 'ye karşı  $Ni$ ,  $Ba$  negatif bir ilişki gösterirken,  $Rb$ ,  $Th$ ,  $Y$ ,  $Nb$ , pozitif bir ilişki göstermiştir.  $Zr$  ise düzensiz bir değişim gözlenmiştir (Şekil 3.44).

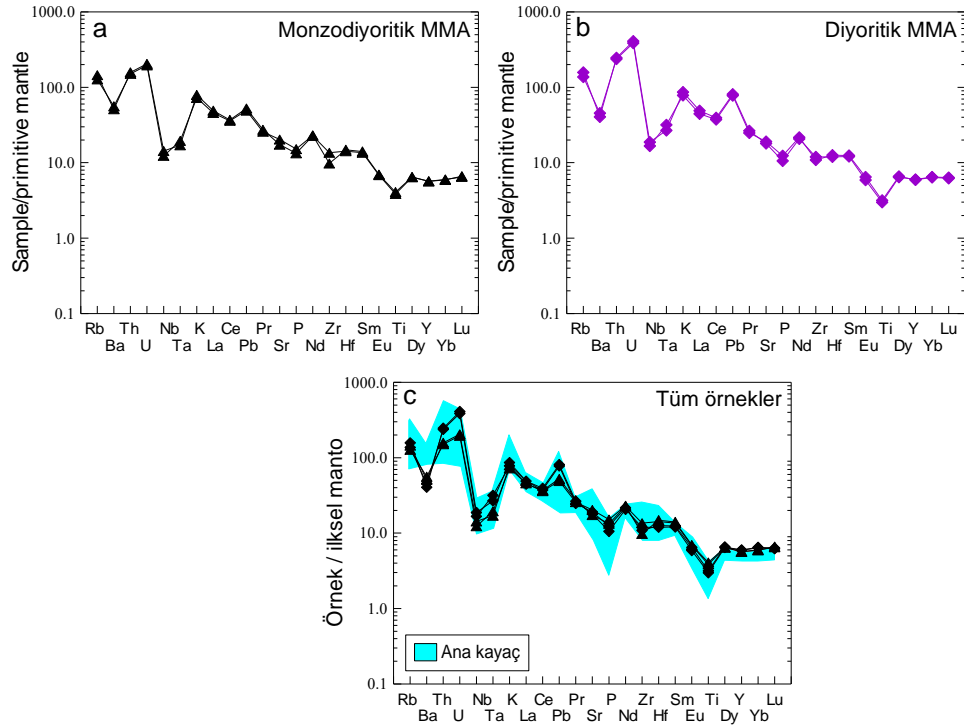


Şekil 3.43. MMA'lara ait örneklerin  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı ana element değişim diyagramları (Semboller Şekil 3.37'deki gibidir).



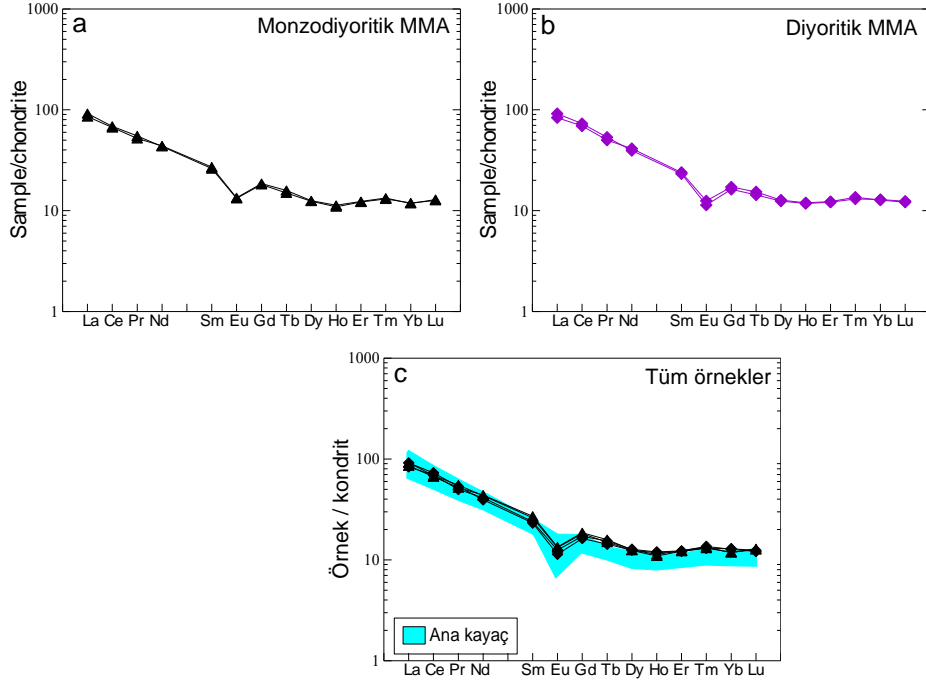
Şekil 3.44. MMA'lara ait örneklerin SiO<sub>2</sub>'ye karşı iz element değişim diyagramları (Semboller Şekil 3.37'deki gibidir)

İlksel mantoya göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramında (Şekil 3.45a,b) MMA'lara ait örneklerde genel olarak zenginleşme görülmektedir. Özellikle büyük iyon yarıçaplı elementlerde, bu zenginleşme Rb, Ba, Th ve U'da fazladır. Nb, Ta, Ti ve P gibi elementlerde belirgin olan negatif bir anomali gözlenmektedir. Ana kaya ile benzer dağılım sergilerler (3.45c).



Şekil 3.45. Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'ların primitif mantoya göre (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları

Kondirit'e göre normalleştirilmiş (normalleştirme değerleri Taylor ve McLennan, 1985'den alınmıştır) nadir toprak element diyagramlarında (Şekil 3.46a,b), MMA'ların göstermiş oldukları yönseme aşağıya doğru içbükey şeklindedir.  $(La/Lu)_N$  değerleri 6.64-7.40 arasındadır. Genel olarak HNTE elementlerce zenginleşmiş olarak, ANTE elementlerce fakirleşmiş olarak bulunurlar.  $(La/Sm)_N$  değerleri 3.16-3.95,  $(Gd/Lu)_N$  değerleri 1.32-1.44 arasındadır. Örneklerde  $Eu_N$  değerleri  $< 1$  olup, 0.58-0.61 negatif  $Eu_N$  ( $Eu/Eu^*$ ) anamolisi gösterirler. Ana kayaçlara benzer dağılım sunarlar (Şekil 3.46c).



Şekil 3.46. Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'ların kondirite göre (Taylor ve McLennan, 1985) göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları.

### 3.5. Jeotermometre Hesaplamaları

#### 3.5.1. Zirkon ve Apatit Jeotermometresi

Apatit ve zirkon doygunluk sıcaklığını (Watson ve Harrison, 1983; Hanchar ve Watson, 2003; Miller vd., 2003) hesaplamak için, kayaa örneklerinin tüm kayaa jeokimyasal analiz sonuçları kullanılmıştır. Sokulum yapan magmanın maksimum ya da minimum sıcaklığına ve ergiyeğin bu bileşenlerce doymuş ya da doymamış olmasına bağı olarak sıcaklık değeri değışim gösterirler.

Arslandede Granitoyidi'ne ait ana kayaaçlardan zirkonlardan yapılan hesaplamalarda sıcaklıklar 644-804 °C arasında değışirken, MMA'larda kristallenme sıcaklıkları 674-723°C arasındadır (Tablo 3.6).

Ana kayaaçlardan apatitlerden yapılan hesaplamalarda sıcaklıklar 745-904 °C arasında, MMA'lardaki kristallenme sıcaklıkları ise 863-877 °C arasındadır (Tablo 3.6).

Tablo 3.6. Arslandede Granitoyidi'ne ait sıcaklık değerleri

Kayaç	Örnek No	T °C (Zirkon)	T (AP) HW (Apatit)
M9	gr	790	867
M13	mnz	767	881
M15	mnz	766	889
M3	mnz	740	882
M21	mnz	770	904
M23	mnz	776	891
M24	qmnz	784	893
M25	qmnz	804	891
M5	qmnz	779	866
M7	qmnz	777	881
M4	qmnz	775	884
M10	qmnz	781	891
M14	mnzdi	646	804
M20	mnzdi	691	815
M12	mnzgbr	644	745
M10B	di MMA	713	877
M10A	di MMA	723	874
M9B	mnzdi MMA	674	868
M9A	mnzdi MMA	711	863

mma: mafik magmatik anklav, gr: granit, mnz: monzonit, qmnz: kuvarslı monzonit, mnzdi: monzodiyorit, mnzgbr: monzogabro, di: diyorit, mnzdi: monzodiyorit

Sıcaklıklar (Hanchar ve Watson, 2003) göre hesaplanmıştır.

## 4. TARTIŞMA

Bu bölümde önce Arslandede Granitoyidi ve içindeki mafik magmatik anklavların petrolojik özellikleri ve kökenleri irdelenmiştir.

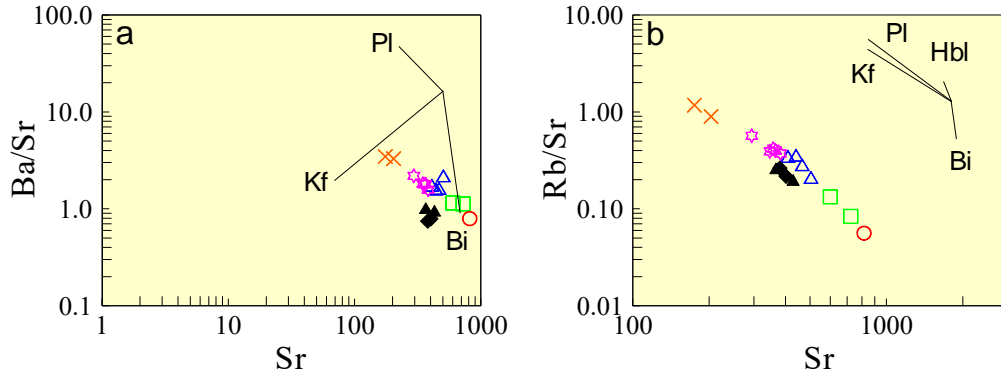
### 4.1. Arslandede Granitoyidi'nin Petrolojisi

#### 4.1.1. Fraksiyonel Kristallenme ve Assimilasyon

Fraksiyonel kristalleşme “magmanın belirli ve tek bir sıcaklık derecesinde kristalleşmediği/katılaşmadığı, kristalleşmenin bir sıcaklık aralığı içinde meydana geldiği ve oluşan minerallerin kimyasal bileşimlerinin sıcaklığın azalmasıyla ve oluşan kristallerin geride kalan eriyiklerle reaksiyonu sonucu sürekli olarak değiştiği” görüşüne dayanmaktadır. Mineraller ile magma arasındaki reaksiyon herhangi bir nedenle kısmen veya tamamen kesilirse fraksiyonel kristallenmeden söz edilebilir. Kristalleşen minerallerin magmadan sürekli olarak ayrılması ile magmanın bileşimi de sürekli olarak değişecek ve sonuç olarak magmanın başlangıçtaki bileşiminden çok farklı bileşimde kayaç grupları oluşabilecektir. Örneğin, ilk başta bazaltik bileşimdeki bir magmadan gabro, diyorit, siyenit ve granit gibi kayaçlar oluşabilecektir.

Daha önceki bölümlerde Harker diyagramlarında vurgulandığı üzere, Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerde  $\text{SiO}_2$  artarken  $\text{K}_2\text{O}$  ve Rb'un artması,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  ve  $\text{P}_2\text{O}_5$  içeriklerinin azalması fraksiyonel kristalleşmeyi en iyi şekilde açıklamaktadır. Ana kayaçlar ve onların MMA'larında gözlenen yüksek  $\text{CaO}$  ve Sr içerikleri ve hafif negatif Ba, Sr ve Eu anomalileri, plajiyoklas fraksiyonlaşmasına işaret eder. Ba/Sr'a karşı Sr ve Rb/Sr'a karşı Sr diagramlarında gözlenen yönelimler (Şekil 4.1), granitoyidi oluşturan kayaçların oluşumunda plajiyoklas fraksiyonlaşmasının önemli rol oynayabileceğini gösterir.  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^T$  oranlarında gözlenen düşüş ve ASI,  $\text{K}_2\text{O}$  oranlarında ve Ba içeriklerinde artış, amfibol ve kalsik plajiyoklas fraksiyonlaşmasını gösterir.  $\text{SiO}_2$  artışına karşı negatif  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^T$  ve  $\text{MgO}$  korelasyonları, klinopiroksen fraksiyonlaşmasına işaret eder.  $\text{SiO}_2$  artışına paralel olarak  $\text{K}_2\text{O}$  ve Rb artışı, K-feldispat ve biyotitin erken fraksiyonlaşma ürünleri olmadığını gösterir.  $\text{SiO}_2$  artışına karşı  $\text{TiO}_2$  ve  $\text{P}_2\text{O}_5$  içeriklerinde gözlenen azalma, titanit ve apatit fraksiyonlaşması ile ilgilidir. Zr ve Y tüketilmesi, zirkon, allanit ve titanit gibi aksesuar

fazların fraksiyonlaşmasını gösterir. Örneklerin orta ve ağır NTE'lerinde belirgin fraksiyonlaşmanın olmaması ve Sr/Y oranlarının düşük olması (7-39), granatın ana magma kökeninde olmadığını ifade eder.



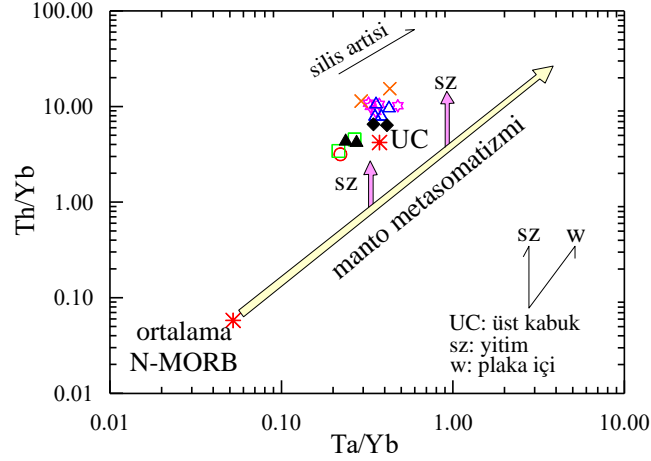
Şekil 4.1. Arslandede Granitoyidi'ni oluşturan kayaçların (a) Ba/Sr-Sr ve (b) Rb/Sr-Sr değişim diyagramları (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir).

Granitoyidi oluşturan kayaçlar belirgin negatif Nb-Ta anomalileri göstermekte olup, bu durum yitim ve/veya kabuksal kirlenmeye işaret eder. BIYLE elementlere nazaran Nb ve diğer YÇAE elementlerde gözlenen negatif anomaliler, kabuksal kirlenme ile ilişkili olmalarına rağmen, yitimle ilişkili magmaların karakteristik özelliğini de gösterirler ve yiten dilimdeki BIYLE elementlerin mantoya ilavesi ile manto kaynağında zenginleşmeye neden olurlar (McCulloch ve Gamble, 1991; Borg ve diğ, 1997). Kabuksal bileşenler Th (3.5 ppm) ve Pb (8 ppm)'ce zengin olup (Taylor ve McLennan, 1985), Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaçlarda gözlenen yüksek Th (7-47 ppm) ve Pb (4-23 ppm) değerleri, kayaçlarda kabuksal kirlenmenin etkisini gösterir.

Arslandede Granitoyidine ait örneklerin Th/Yb'e karşı Ta/Yb diyagramındaki dağılımlarına bakıldığında (Şekil 4.2), tüm örneklerin manto çizgisinden saptığı görülmektedir. Pearce (1983) tarafından önerilen bu diyagram, esas olarak okyanus ortası sırtı bazaltı (MORB) veya okyanus ada bazaltı (OIB) gibi olağan mantodan türemiş ve genel olarak diyagramda manto eğilimi olarak belirlenmiş diyagonal hat üzerinde bulunan kayaçları, yitim etkisiyle zenginleşmiş mantodan türemiş veya yükselimi sırasında kabuk tarafından kirlenmiş magmalardan oluşan kayaçlardan ayırır. Bu ayırım, gerek yitim metasomatizmasının gerekse kabuksal kirlenmenin Th konsantrasyonunu ve dolayısı ile Th/Yb oranını Ta/Yb oranına göre arttırması temeline dayanmaktadır. Gözlenen bu sapma,

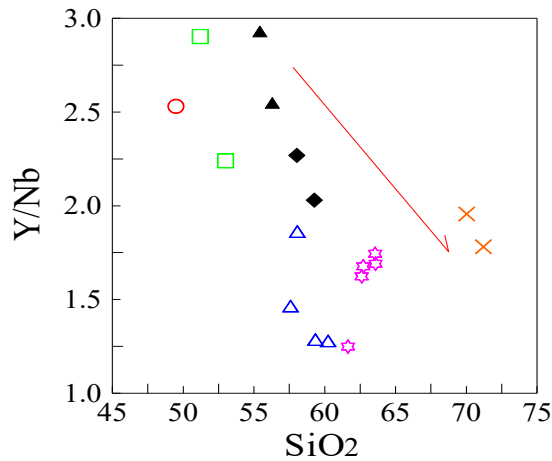


kaynak bölgesinde yitimle ilgili bir metasomatizma ile açıklanabileceği gibi, manto türevli ergiyiklere önemli ölçüde kabuksal ergiyik katılımına da işaret edebilir.



Şekil 4.2. Arslandede örneklerinin Ta/Yb karşı Th/Yb diyagramı (Pearce vd., 1984), (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir)

Y/Nb'a karşı SiO<sub>2</sub> diyagramında (Şekil 4.3) gözlenen negatif yönelim, kabuksal asimilasyonu ifade edebilir. Ayrıca, incelenen örneklerde gözlenen az belirgin negatif Nb anomalisi (Şekil 4.2) yitim bileşeni ve/veya kabuk kirlenmesinden kaynaklanabilir.



Şekil 4.3. Arslandede örneklerinin Y/Nb'a karşı SiO<sub>2</sub> diyagramı (Semboller Şekil 3.17'deki gibidir).

#### 4.1.2. Magma Karışımı

Magma karışımı, birbirinden farklı bileşimdeki magmaların (mafik ve felsik) fiziksel ve kimyasal karışımı şeklinde tanımlanır. Eş yaşlı mafik ve felsik magmaların, kendi fiziksel ve kimyasal özelliklerini koruyarak heterojen bir şekilde karışmaları olayına magma mingling; kendi fiziksel ve kimyasal özelliklerini koruyamıyarak homojen bir şekilde karışmaları olayına da magma mixing adı verilir. Karışmanın homojen ya da heterojen bir şekilde meydana gelmesindeki en önemli faktör, magmaların sahip oldukları viskozite özelliğinden kaynaklanmaktadır (Fernandez ve Barbarin, 1991; Didier ve Barbarin, 1991).

Eş yaşlı mafik ve felsik magma sistemler herhangi bir şekilde karışım olayına maruz kaldıklarında, ilgili magmaların viskozite özellikleri dikkate alınarak, karışım tipi ve ürünü aşağıdaki çizelgede özetlenmiştir (Tablo 4.1).

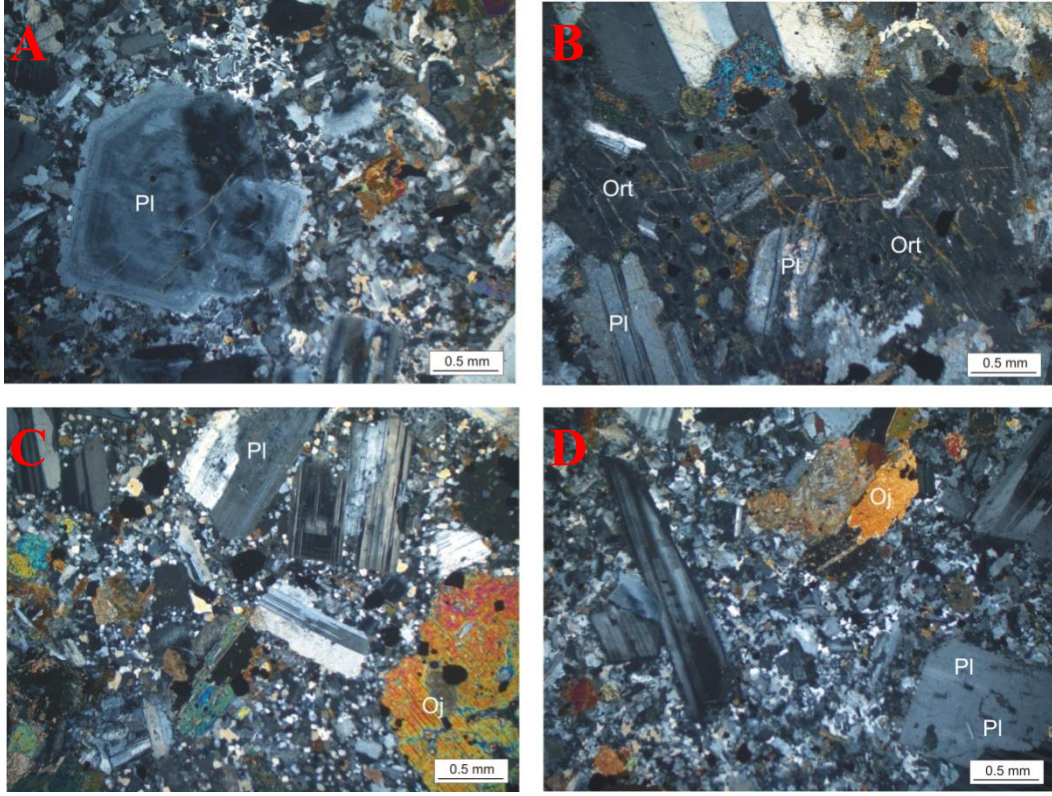
Tablo 4.1. Eşyaşlı mafik ve felsik magma sistemlerinin viskozite özelliklerine göre etkileşim tipleri ve ortaya çıkan ürünler (Yılmaz ve Boztuğ, 2001).

Mafik magma sisteminin viskozite özelliği	Felsik magma sisteminin viskozite özelliği	Karışım Tipi	Ürün
Newtonian	Newtonian	Magma mixing	Hibrid granitoidlerdeki mikroskobik dokular
Visko-plastik	Newtonian	Magma mingling	MME
Newtonian	Visko-plastik	Magma mingling	Sin-plütonik dayk
Newtonian	Plastik	-	Mafik dayk
Plastik	Newtonian	-	Felsik dayk

Magmanın üç ayrı davranış biçimi vardır. Bunlar; Newtonian, visko-plastik ve katı davranış biçimleridir (Fernandez ve Barbarin, 1991). Viskozite özelliği bakımından Newtonian davranış aşamasında olan bir felsik magma ile visko-plastik davranış aşamasında olan mafik bir magma karıştığında, her iki magma da kendi özelliklerini koruyarak heterojen bir şekilde karışmaktadır (magma mingling). Mafik magma, felsik magma içinde kolayca gömülerek çabucak katılaşacak ve böylece masif mikrogranüler anklav oluşur (Fernandez ve Barbarin, 1991). Bu tür bir magma karışımı sadece arazide, felsik bileşimli granitoidler içerisinde cm-dm boyutlarına sahip olarak gözlenebilen mikrogranüler dokulu mafik magmatik anklavların varlığı ile tanınabilmektedir (Didier,

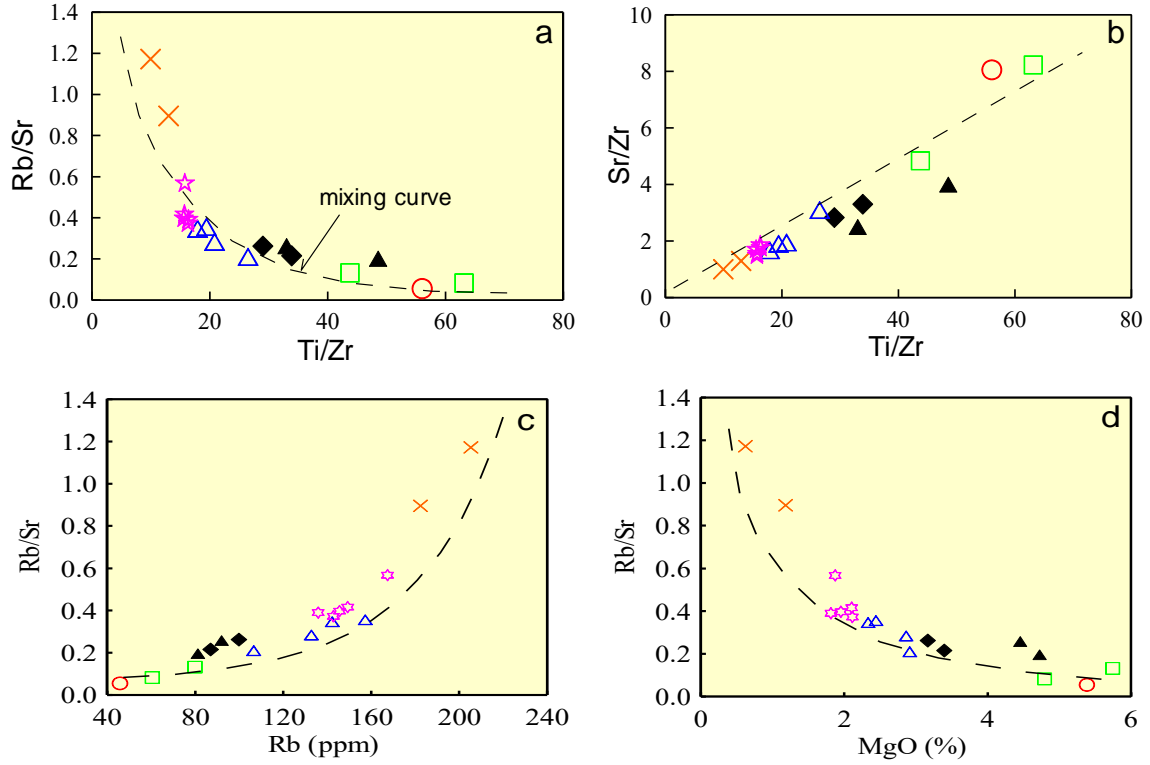
1973; Vernon, 1983, 1984; Brown ve Becker, 1986; Ayrton, 1991; Barbarin, 1991; Hibbard, 1991, Didier ve Barbarin, 1991; Fernandez ve Barbarin, 1991; Barbarin ve Didier, 1992; Blundy ve Sparks, 1992; Asrat vd., 2003; Perugini vd., 2003). İncelenen Arslandede Granitoyidin’de de magmaların heterojen karışımına işaret eden MMA’lar gözlenmiştir. Bu MMA’lar ana kaya ile keskin sınır yapmasına rağmen herhangi bir metamorfizma izi veya metamorfizma mineraline rastlanılmamıştır. Köşeli veya hafifçe elipsoidal şekillidirler. Elipsoidal şekilde olmaları ilksel fiziksel özelliklerinden ve magmatik hareketlenme kabiliyetlerinden kaynaklanmaktadır. Bu anklavlar ana kaya bileşimine benzerlik gösterdiğinden ilksel küremsi şekilleri korunmuştur.

Viskozite özelliği bakımından Newtonian davranış aşamasında olan her iki felsik ve mafik magmaların homojen karışımı şeklinde gelişen ve başlıca özel mikroskobik dokular (Hibbard, 1991; 1995) yardımıyla tanınabilen magma mixing, incelenen Arslandede Granitoyidin’de de gözlenmiştir. Arslandede Granitoyidi’nde gözlenen ve magma karışım olayını vurgulayan yapısal özellikleri prizmatik-hücremsi plajiyoklas büyümesi, poikilitik dokular, iri plajiyoklas kristalleri içerisinde küçük plajiyoklas kristallerinin bulunması (Şekil 4.4), iğnemsli apatit oluşumu, bıçağımsı biyotit oluşumu, bıçağımsı hornblend oluşumu, mafik magmatik anklavlar içerisinde iri K’lufeldspat fenokristalleri, biyotitlerde opak mineral dizilimi oluşturur.



Şekil 4.4. Arslandede Granitoyidi'nde gözlenen magma karışımını gösteren dokusal özellikler, a) Zonlu plajiyoklas, b) İri ortoklas kristalleri içinde küçük plajiyoklas kristallerinin bulunması, c) İri ojit içinde küçük Pl ve opak mineral d) İri plajiyoklas kristalleri içerisinde küçük plajiyoklas kristallerinin bulunması (Ç.N., Pl: Plajiyoklas, Ort: Ortoklas, Oj: ojit, Op: Opak mineral)

Jeokimyasal olarak, bazı iz elementler ile  $\text{SiO}_2$  arasında gözlenen çizgisel korelasyonlar, magma mixing için delil olabilir (Perugini ve Poli, 2004). Bazı iz element / iz element oranlarına ve ana element / iz element oranlarında gözlenen hiperbolik ve doğrusal yönsemeler, magmaların homojen karışımını destekleyen verileri oluştururlar. Rb-Ce ve Sr/Zr-Ti/Zr diyagramlarında (Şekil 4.5 a ) gözlenen doğrusal ve Rb/Sr-MgO, Rb/Sr-Rb ve Rb/Sr-Ti/Zr diyagramlarında (Şekil 4.5 b, c ve d) gözlenen hiperbolik yönsemeler, jeokimyasal olarak iki farklı son ürünler (uç bileşenler, mantodan türemiş magma ve alt kabuktan türemiş magma) arasında karışımın delilidir.



Şekil 4.5. Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerin (a) Rb/Sr-Ti/Zr, (b) Sr/Zr-Ti/Zr ve (c) Rb/Sr-Rb diyagramındaki konumları (semboller için Şekil 3.17'ye bakınız).

#### 4.1.3. Ana Magmanın Kaynağı

Yüksek K'lu ve şošonitik kalk-alkalen I-tipi granitoidlerin kökenlerine ilişkin başlıca üç ana petrolojik model öne sürülmüştür: (1) Mantodan fraksiyonel kristallenme yoluyla (Grove ve Donnelly-Nolan, 1986; Bacon and Druitt, 1988). (2) Mafik-ortaç meta-magmatik kabuksal kayaçların kısmi ergimesi yoluyla (Roberts and Clemens, 1993; Şen ve Dunn, 1994); (3) Kabuktan türemiş felsik ve mantodan türemiş mafik magmaların karışımı yoluyla (Barbarin, 1999; Chen ve diğerleri, 2002; Yang ve diğ, 2007).

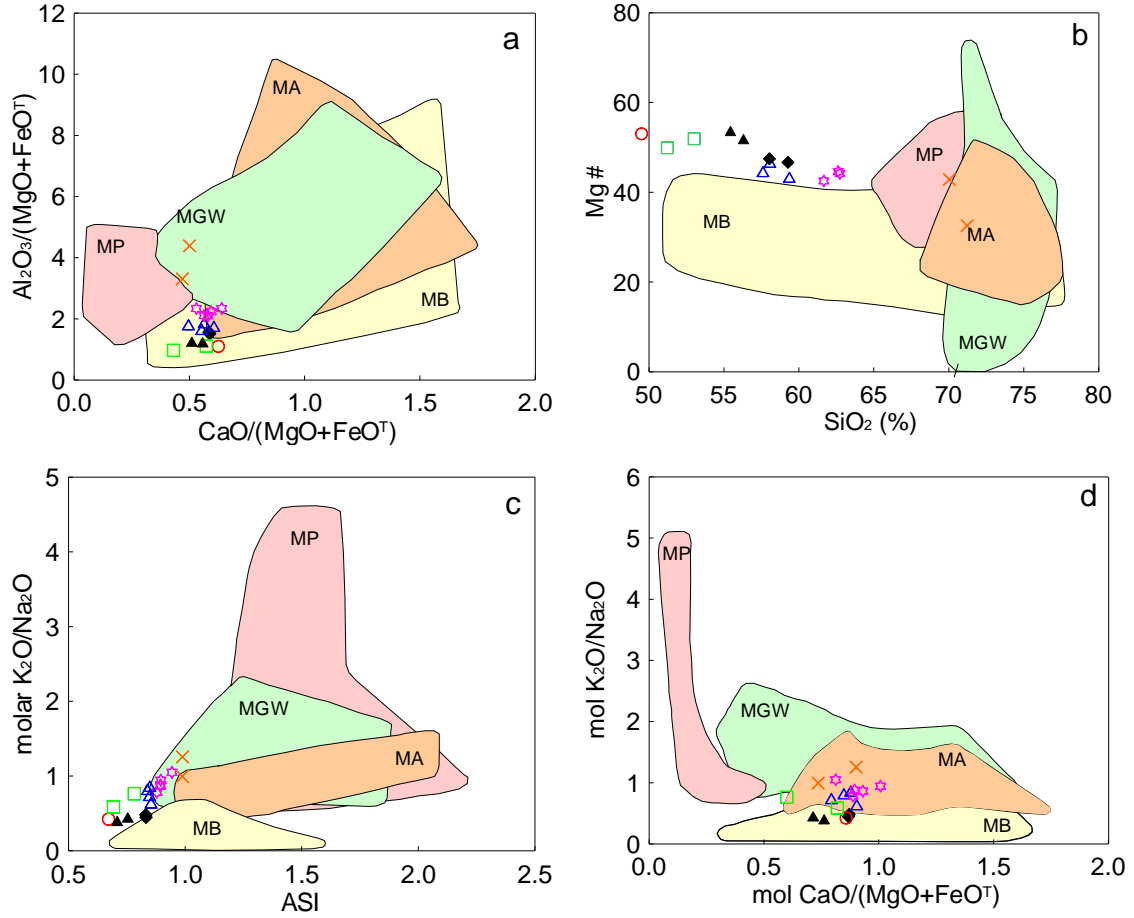
Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaçlar yüksek-K'lu, I-tipi özelliğe sahip olup, düşük Ni içeriği (3.3-19.8 ppm), nisbeten düşük Mg# (33 ila 53) ve geniş bir aralıkta değişim gösteren silis içeriği ( $\text{SiO}_2 = 50\text{--}71$  wt%) sunarlar. Tüm bu özellikler, granitoidlerin ana magmasının birincil manto ergimesi ile dengede olmadığını gösterir.

Kondirite ve ilksel mantoya göre normalleştirilmiş örümcek diyagramlarında, Arslandede Granitoyidi'ne ait örnekler negatif Nb, Ta, Ti ve pozitif Rb, Th, K, Pb anomalileri göstermekte olup, BIYLE ve HNTE elementlerce zenginleşmişlerdir. Bu

özellikler genelde kabuksal kayaçlara özgüdür. Roberts ve Clemens (1993) yapmış olduğu deneysel çalışmalarda, I-tipi yüksek-K'lu granitoidlerin, kabukta kalk-alkalen mafik-ortaç bileşimli meta-magmatik kayaçlardan sulu ortamlarda kısmı ergime ile türeyebileceğini göstermiştir. Wyllie (1984)'e göre bazaltın sulu ergimesi ile tonalitik ve trondjemitik magmalar oluşturabilir. Bu magmalar fraksiyonel kristallenme (FC) ve/veya kabuksal kirlenme yoluyla granitik bileşimde (asidik) kayaçlar üretebilir. Deneysel çalışmalar göstermiştir ki kısmı ergime derecesine bakılmaksızın, mafik alt kabuğun kısmı ergimesi ile metalümin bileşimde granitik ergime oluşabilir (Roberts ve Clemens, 1993; Wolf ve Wyllie, 1994; Rapp ve Watson, 1995).

Arslandede Granitoyidi'nin en felsik örneği olan M9 (granit) yüksek silis (% 71) ve düşük Mg# (33) ile karakteristik olup (Tablo 2), kabuksal kayaçlardan türeyen magmalara işaret eder. Aksine, en pirimitif örnek olan M12 (monzogabro), düşük SiO<sub>2</sub> (% 50) ve orta-yüksek Mg# (53)'a sahiptir. Eğer kaynak magma doğrudan alt kabuktaki mafik kayaçların kısmı ergimesi ile oluşsaydı, Arslandede Granitoyidi örnekleri daha düşük Mg#'na sahip olacak idi. Ancak Tablo 2'de görüldüğü gibi durum bu şekilde değildir.

Yüksek-K'lu kalk alkali granitoid kayaçlar üzerine yapılan deneysel çalışmalar, bu kayaçların farklı kabuksal kayaçların kısmı ergimesinden türeyebileceğini göstermiştir (Roberts ve Clemens 1993). Farklı türde kıtasal kabuk kayaçlarının değişik ergime koşulları altında kısmi ergimeler ile meydana gelmiş olan magmaların bileşimsel farklılıkları, ana oksit ya da molar oranları (Şekil 4.6) esas alınarak açıklanabilmektedir (Patino Douce, 1999). Arslandede Granitoyidi örnekleri düşük  $(Al_2O_3)/(MgO+FeO^T)$ ,  $K_2O/Na_2O$ , ASI,  $(Na_2O+K_2O)/(FeO^T+MgO+TiO_2)$ ,  $(Al_2O_3)/(FeO^T+MgO+TiO_2)$  ve yüksek  $(CaO+FeO^T+MgO+TiO_2)$ ,  $(Na_2O+K_2O)/(FeO^T+MgO+TiO_2)$ ,  $(Al_2O_3+FeO^T+MgO+TiO_2)$  değerlerine sahip olup, meta-bazaltlardan (amfibolitlerden) türeyen ergime alanında yer alırlar (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. İncelenen Arslandede Granitoyidi'ne ait kayaçların bazı ana oksit ve molar oranlarına göre kökensel ayırım diyagramları. MB, metabazalt; MA, metaandezit; MGW, metagrovak; MP, metapelit; FP, feslik pelit; AMP, amfibolit. Veri kaynak alanları: Patiño Douce (1999) (semboller için Şekil 3.17'ye bakınız).

Ortalama Nb/Ta oranları mantodan türeyen magma için 17.5 ve kabuktan türeyen magmalar için de 11-12 arasındadır (Green, 1995). Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerin Nb/Ta oranları 11-19 arasında olup, MMA'ların Nb/Ta oranları evsahibi kayaçlara benzer olup 9-15 arasındadır. Bu değerler manto ve kabuktan türeyen magmalara işaret eder. Eby (1992)'ye göre, Y/Nb oranları ile kabuk ( $Y/Nb > 1.2$ ) ve manto ( $Y/Nb < 1.2$ ) kökenli granitoyidler birbirlerinden ayırd edebilirler. Arslandede Granitoyidi örnekleri geniş bir Y/Nb oranına (1.1-2.9) sahip olup, hem kabuk hem de manto kökeni işaret eder.

Yüksek Nb/La oranları OIB benzeri astenosferik manto kaynağına ( $Nb/La > 1$ ), düşük Nb/La oranları ( $Nb/La < 0.5$ ) litosferik manto kaynağına, 0.5-1 arasındaki Nb/La değerler ise litosferik-astenosferik manto karışımına işaret eder. Litosferik manto HNTE'lere nazaran YAÇE elementlerce (örneğin Nb ve Ta) daha fazla tüketilmişlerdir (Smith vd.,

1999). İncelenen ana kayalar a ait örnekler düşük Nb/La değerlerine (0.3-0.5) sahip olup, litosferik manto kaynağına işaret eder. MMA'ların Nb/La değerleri (0.3-0.4) ana kayalara benzerdir.

Arslandede Granitoyidi'ne ait örneklerin Ce/Pb oranlarının 3-17 ppm arasında olması ve okyanusal bazaltlardan (Hofmann, 1988) belirgin farklılıklar sunması, örnekleri oluşturan magmaların normal astenosferik manto ergimesi ile t remedi ini gösterir. Ayrıca, Zr/Sm oranları kondiritler için ~ 25, N-MORB, E-MORB ve OIB için ~ 28, alt kabuk için ~ 24, orta kabuk için ~ 32 ve üst kabuk için de ~ 41'dir. İncelenen plütonik kayaların Zr/Sm oranları 17-54 arasında, MMA'ların oranları 18-25 arasında olup, litosferik manto ve kabuksal kökenli magmaların karışımını ifade eder.

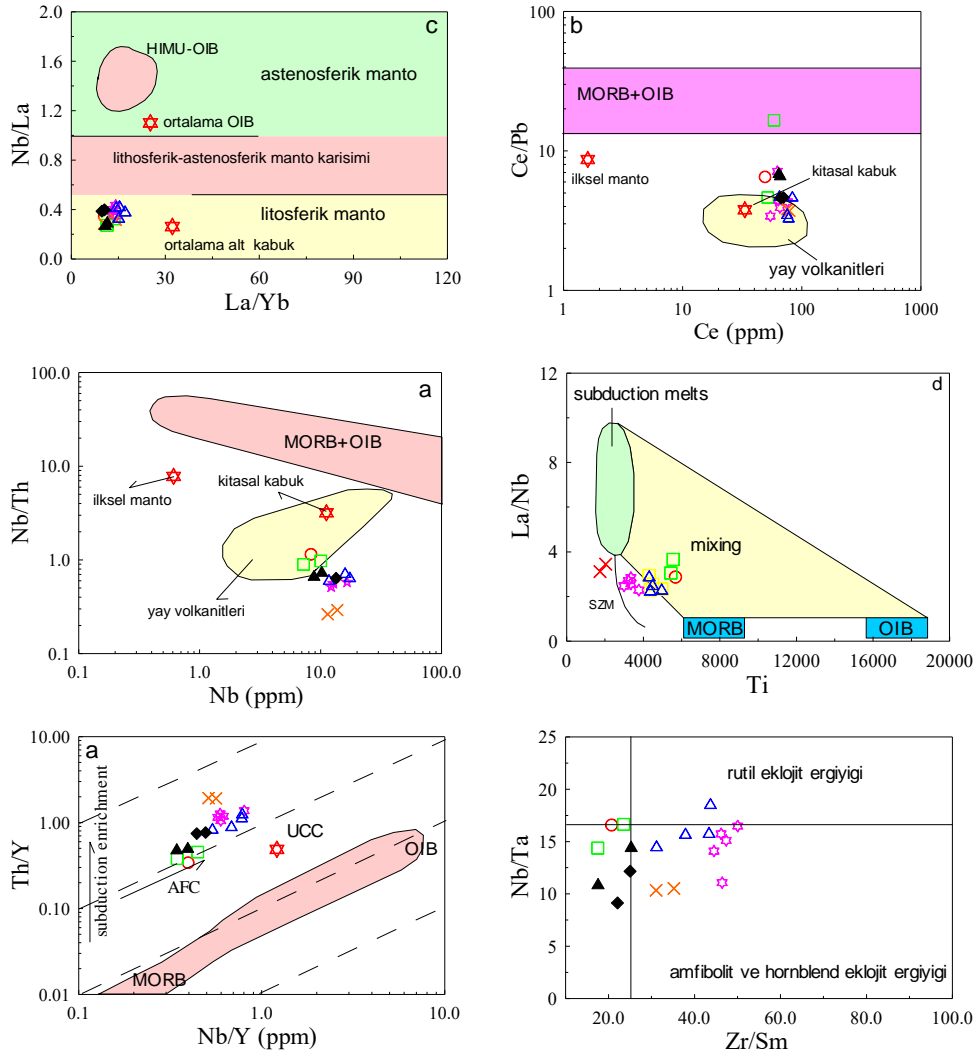
Arslandede Granitoyidi'ne ait  rnekler Nb/La'ya karşı La/Yb diyagramında ( ekil 4.7a) litosferik manto alanında yer almakta olup, ortalama kıtasal kabuk değerlerine yakın alanlarda toplanmı lardır. Benzer  ekilde Ce/Pb'ye karşı Ce ve Nb/Th'a karşı Nb diyagramlarında ( ekil 4.7b ve c), kıtasal kabuk alanına yakın bölgelerde yer alırlar. La/Nb'ye karşı Ti diyagramında ( ekil 4.7d) ise magma karışım alanında yer alırlar.

Arslandede Granitoyidi'ne ait kayalar negative Nb, Ta ve Ti anomalileri ile pozitif Rb, Th, K ve Pb anomalilerine sahip olup, BIYLE ve HNTE elementlerce zenginle mi lerdir. Negatif Nb-Ti anomalileri ile BIYLE ve HNTE elementlerde gözlenen zenginle meler, yitim ile ilişkili magmaların karakteristik özelliğidir. Bu durum, aynı zamanda zenginle mi  bir manto kaynağının da işaret edebilir. Keza, yiten dilimin ya da sedimanlardan metasomatik reaksiyonlar sonucu açığa çıkan ve BIYLE elementlerce zengin sıvıların mantoya akışı ile manto kaynağı nisbeten zenginle mi  olur (Pearce, 1983; McCulloch ve Gamble, 1991; Hawkesworth ve di , 1997; Elburg ve di , 2002; Cameron vd., 2003). Bununla birlikte, mevcut bölgesel jeolojik veriler, bir kısım yazarların aksine (Eyuboğlu vd., 2011,2013), Orta Eosen'de Doğu Pontidlerde Neotetis okyanus diliminin yitimine dair herhangi bir kanıt sunmamaktadır. Bu nedenle, incelenen granitoyidin Orta Eosende (46 My) aktif bir yitim ortamında oluşması pek olası görünmemektedir.

Arslandede Granitoyidi'ndeki MMA'ların varlığı, e  ya lı mafik ve felsik magmaların karışımına (mixing/mingling) işaret edebilir (Vernon, 1990; Barbarin ve Didier, 1992). MMA ve evsahibi granitoyid kayaların ana ve iz element oranlarında bazı farklılıklar olmasına rağmen, mineral birliktelikleri ve mineral bileşimlerinde benzerlikler gözlenir ve ayrıca ana ve iz elementler arasında da iyi korelasyonlar görülür. MMA'lerde gözlenen magmatik dokular ve ana kayalara (0.67–0.99) nazaran daha düşük ASI



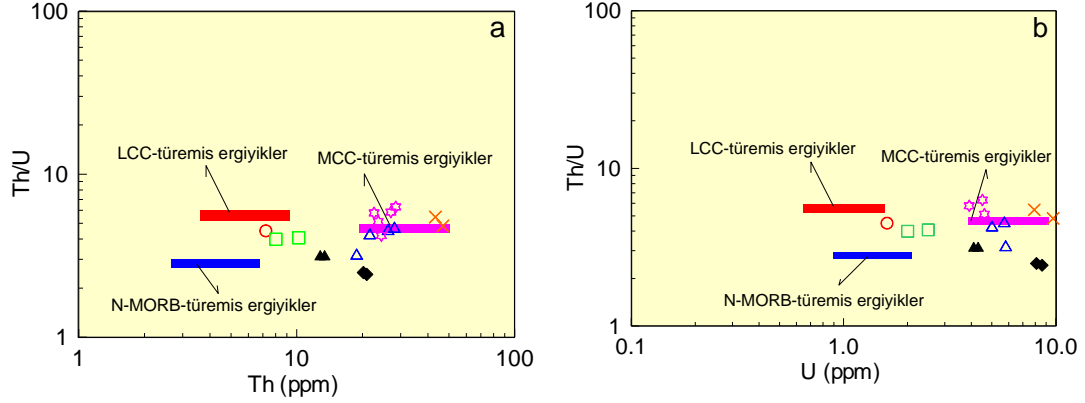
değerleri (0.71–0.83), MMA’ların magmatik kökenli olduklarına işaret eder. Bu nedenle, kökenlerini açıklamak için en azından iki farklı magma gereklidir. MMA’lar nisbeten düşük silis (%55-59) ve orta- yüksek Mg# (47-53) içeriklerine sahip olup, mantodan türeyen magma katkısını gösterir.



Şekil 4.7. İncelenen örneklerin, (a) Nb/La’ya karşı La/Yb, (b) Ce/Pb’ye karşı Ce, (c) Nb/Th’a karşı Nb ve (d) La/Nb’a karşı Ti diyagramları. Primitive manto değerleri Hofmann (1988), kıtasal kabuk, okyanus sırtı bazaltları (MORB), okyanus adası bazaltları (OIB) ve yay volkaniklerine ait değerler Schmidberger ve Hegner (1999), MORB ve OIB değerleri Harms vd. (1997) (semboller için Şekil 3.17’ye bakınız).

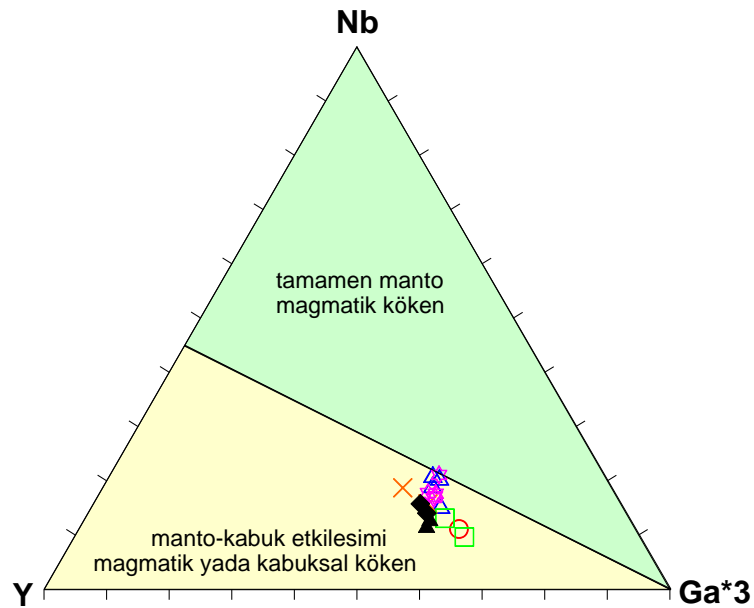
Arslandede Granitoyidi’ne ait örneklerinin Th/U değerleri 3.2-6.3, MMA’lara ait değerler ise 2.4-3.1 arasında olup, Th/U’a karşı Th ve U diyagramlarında (Şekil 4.8) mafik

örnekler daha ziyade N-MORB'dan türeyen magmalara yakın alanda, felsik örnekler ise orta kıtasal kabuktan türeyen magma alanında yer alırlar.



Şekil 4.8. İncelenen örneklerin, (a) Th/U'a karşı U ve Th/U'a karşı U diyagramındaki konumları. AKK, alt kıtasal kabuk; OKK, orta kıtasal kabuk. Alt, orta kıtasal kabuk değerleri Rudnick ve Gao (2003), Primitive manto değerleri Hofmann (1988) (semboller için Şekil 3.17'ye bakınız).

Nb-Y-Ga\*3 üçgen diyagramında (Eby, 1992; Şekil 4.9) örneklerin gösterdikleri trendler, magmanın manto-kabuk etkileşimi sonucu oluştuğunu gösterir.



Şekil 4.9. İncelenen örneklerin Nb-Y-Ga\*3 diyagramındaki (Eby, 1992) konumları (semboller için Şekil 3.17'ye bakınız).

Tüm bu özellikler, Arslandede Granitoyidi'ni oluşturan kayaçların ana magmasının litosferik mantodan türediğini ve kabuk kayaçlarının katkısının nisbeten az oranda olduğunu gösterir.

#### **4.2. Arslandede Granitoyidi İçindeki MMA'ların Kökeni**

Anklavlar, içinde bulundukları ev sahibi granitik kayaçlar ile yakın ilişkili olup, kökenleri ile ilişkili önemli bilgiler verirler. Kökenleri yaklaşık 30 seneden bu yana birçok petrologist için tartışma konusu olmuştur (Chappel vd., 1987; Dider ve Barbarin, 1991; Hibbard, 1995). Son yıllarda yapılan çalışmalara göre anklavlar genel olarak kökenlerine göre 4 ana grup içerisinde sınıflanabilmektedir:

1. İntrüzyon boyunca granitik magma ile koparılan (içine alınan) yan kayanın parçalarından meydana gelen ksenolitler (Tindle ve Pearce, 1983; Maury ve Didier, 1991),
2. Ergimeden sonra kalıntı köken materyali temsil eden ksenolitler (Chappel vd., 1987).
3. Ana kayacın kristallenmesi süresince kümelenmiş olan mafik minerallerin kümülatlarını temsil eden magma segregasyonları (Didier ve Barbarin, 1991; Blundy ve Sparks, 1992),
4. Ana kaya içerisinde soğumuş olan mafik magmanın küçük kütlelerini temsil eden magma mixing/magma mingling ürünleri (Eberz ve Nicholls, 1988; Dorais vd., 1990; Poli ve Tommasini, 1991).

İncelenen Eosen yaşlı granitlerin önemli bir kısmında koyu renkli MMA'lar gözlenmiştir. Anklavlar içinde yer aldıkları ana kayaçlardan daha ince taneli ve daha koyu renkli olup, onlara benzer mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özellikler sunarlar.

İncelenen MMA'lar diyorit ve monzodiyorit bileşimli olup, monzonit ve monzogranit bileşimli ana kayaçlar içerisinde gözlenirler. MMA'ların bileşimleri orta-yüksek metalümin ( $A/CNK=0.71-0.83$ ) arasında değişir ve ana kayadan daha düşük  $A/CNK$ ,  $SiO_2$  ve  $K_2O/Na_2O$  oranlarına sahiptir (Tablo 3.5). Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramında MMA örnekleri tüm hafif NTE ve ağır NTE'lerce zenginleşmiş olup, ana kaya ve anklavlar birbirine uyumlu bir dağılım gösterirler. İlkel manto'ya göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramlarında, ana kayaçların gösterdiği anomaliler MMA'lara benzerlik göstermektedir. MMA'lar ve

onların ana kayaçlarına ait değerler metabazaltların kısmi ergime alanlarına karşılık gelirler.

Yukardaki tüm özellikler dikkate alındığında, Arslandede Granitoyidi içindeki MMA'lar ana kaya içerisinde soğumuş olan mafik magmanın küçük kütlelerini temsil eden magma mixing/magma mingling ürünleri olarak kabul edilebilirler.

## 5. SONUÇLAR

Bu çalışma ile Arslandede Granitoyidi ve içindeki mafik magmatik anklavlar (MMA)'ın mineralojik-petrografik ve tüm kayaç jeokimyasal özellikleri ortaya konularak, kayaçların oluşum mekanizmaları ve kökenleri belirlenmeye çalışılmış ve aşağıdaki şekilde sonuçlar özetlenmiştir:

1. İnceleme alanında Yazyurdu Formasyonu (Eosen), Arslandede Granitoyidi (Eosen) ve alüvyon (Kuvaterner) olmak üzere üç birim ayırt edilmiştir.
2. Eosen volkanitleri genellikle andezit ve bunların piroklastitlerinden oluşmaktadır. Volkanitlerde porfirik, mikrolitik porfirik, kümülofirik ve camsı dokular gözlenmekte olup plajiyoklas, ojit, hornblend ve biyotit ana mineralleri oluştururlar.
3. İncelenen Arslandede Granitoyidi KD-GB uzanımlı ve yaklaşık elips şekilli olup, Eosen yaşlı volkanik kayaçları kesmiştir. Arslandede Granitoyidi yaklaşık 7 km<sup>2</sup>'lik bir alanda yüzeyleme vermekte olup, 3-4 km uzunluğunda ve 1-2 km genişliğindedir.
4. Arslandede Granitoyidi monzogabro, monzodiyorit, monzonit, kuvarslı monzonit ve granit bileşimli kayaçlardan oluşmakta olup, plajiyoklas, kuvars, ortoklas, hornblend, biyotit ve ojit gibi ana minerallerden; apatit ve zirkon gibi tali minerallerinden oluşurlar.
5. Arslandede Granitoyidi'nde magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları gözlenmiştir. Arslandede Granitoyidi'ni oluşturan kayaçların SiO<sub>2</sub> içerikleri % 51-77 arasında değişmektedir.
6. Arslandede Granitoyidi, genel olarak I-tipi, yüksek-K içeriğine sahip, metalümin karakterli ve kalk-alkali özellik göstermektedir.
7. Ana ve iz element değişimleri, granitoyidin gelişiminde plajiyoklas, hornblend ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasının etkili olduğunu göstermektedir. Tektonik yerleşim diyagramlarına göre, plüton çarpışma sonrası granitoyid özelliği göstermektedir.
8. Arslandede Granitoyidi içinde mafik magmatik anklav (MMA)'lar gözlenmiştir.
9. MMA'lar diyorit ve monzodiyorit bileşimli olup, içinde bulundukları ev sahibi kayaçlarla benzer mineralojik ve petrografik özellikler gösterirler. Daha ince

taneli dokuda olmaları ve daha fazla mafik mineraller içerikleri ile onlardan ayrılırlar.

10. Mafik magmatik anklavlar başlıca plajiyoklas, kuvars, ortoklas, hornblend, piroksen ve opak mineraller gibi ana minerallerden; apatit ve zirkon gibi tali minerallerinden oluşurlar.
11. Mafik magmatik anklavların  $\text{SiO}_2$  içerikleri % 51-77 arasında olup, ana kayalardan daha düşük değerlere sahiptirler. Mafik magmatik anklavlar ana kayalara benzer şekilde I-tipi, yüksek-K içeriğine sahip, metalümin karakterli ve kalkalkali özellik göstermektedir.
12. İncelenen kayalara ait apatit-zirkon jeotermometresi göre, plütonlarda hesaplanan kristalizasyon sıcaklıkları 644-909°C arasında, MMA'larda ise 674-877 arasında değişmektedir.
13. Mafik magmatik anklavlar (MMA) ana kayalarla benzer jeokimyasal özelliklere sahip olup, ana kaya içerisinde soğumuş mafik magmanın küçük kütlelerini temsil eden magma mixing/mingling ürünleridir.
14. Eosen yaşlı Arslandede Granitoidi'ne ait kayaların jeokimyasal ve petrolojik özellikleri dikkate alındığında, kayaların ana magmasının litosferik mantodan türediği ve kabuk kayalarının etkisinin az oranda olduğu sonucuna varılmıştı

## 6. KAYNAKLAR

- Ağar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi. 59 s, İstanbul.
- Akdeniz, N., 1988. Demirözü (Bayburt) Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri; Türkiye Jeoloji Bülteni, C. 31, 71–80.
- Akın, H., 1978. Geologie, magmatismus und lager-staettenbidung im ostpontischen gebirge-Turkei aus der sicht der plattentektonik. Geologische Rundschau, 68, 253–283.
- Aliyazıcıoğlu, İ., 1999. Kale (Gümüşhane) Yöresi Volkanik Kayaçlarının Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 96 s, Trabzon.
- Alp, D., 1972. Amasya yöresinin jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri, 22, İstanbul, 135.
- Altherr, R., Topuz, G., Siebel, W., Şen, C., Meyer, H.P ve Satır, M., 2008. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of paleocene plagioclites From the Eastern Pontides (NE Turkey), Lithos, 105, 149-161.
- Altınkaynak, L., 2000. Ağvanis Masifi doğu kesimi ve çevre kayaçlarının jeolojisi, petrografisi ve jeokimyası, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Arslan M., Temizel İ., Abdioğlu E., Kolaylı H., Yücel C., Boztuğ D ve Şen C., 2013. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating, whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of post-collisional Eocene volcanic rocks in the southern part of the Eastern Pontides (NE Turkey): Implications for magma evolution in extension-induced origin, Contributions to Mineralogy and Petrology, 166, 113–142.
- Arslan, M. ve Aliyazıcıoğlu, İ., 2001. Geochemical and petrological characteristics of the Kale (Gümüşhane) volcanic rocks: Implications for the Eocene Evolution of Eastern Pontide arc volcanism, Northeast Turkey, International Geology Review, 43, 595-610.
- Arslan, M. ve Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. Journal Asian Earth Sciences, 27, 177–193.
- Arslan, M., Arslan, Z. ve Dokuz, A., 2005. Bayburt tüflerinin petrografik, petro kimyasal ve petrolojik özellikleri: Doğu Pontid Güney Zonu'nda Eosen kalkalkalen felsik volkanizması, S.Ü. Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi Dergisi C.20, S.1, 49–67.

- Arslan, M., Kolaylı, H. ve Temizel, İ., 2004. Petrographical, geochemical and petrological characteristics of the Güre (Giresun, NE Turkey) Granitoid. *Yer bilimleri (Earth Sci.)* 30, 1–21.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. ve Kurt, H., 1997. Geochemistry and petrogenesis of the Eastern Pontide volcanic rocks, Northeast Turkey, *Chemi der Erde*, 57, 157- 187.
- Aslan, Z., 2010. U-Pb Zircon SHRIMP Age, geochemical and petrographical characteristics of tuffs within calc-alkaline Eocene volcanics around Gümüşhane (NE Turkey), Eastern Pontides, *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 187, 3, 329-346.
- Aslan, Z., Arslan, M., Temizel, İ. ve Kaygusuz, A., 2014. K-Ar dating, whole-rock and Sr-Nd isotope geochemistry of calc-alkaline volcanic rocks around the Gümüşhane area: implications for post-collisional volcanism in the Eastern Pontides, *Mineralogy and Petrology*, 108, 254-267.
- Asrat A., Barbey P., Ludden J.N., Reisberg L., Gleizes G. ve Ayalew D., 2003. Petrology and Isotope Geochemistry of the Pan-African Negash Pluton, Northern Ethiopia: Mafic-Felsic Magma Interactions During the Construction of Shallow-Level Calc-Alkaline Plutons, *Journal of Petrology*, 45, 6, 1147-1179.
- Aydın, F. 2003. Değirmendere Vadisi (Trabzon-Esiroğlu, KD-Türkiye) Volkanitlerinin Mineral Kimyası, Petrolojisi ve Petrojenezi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Aydın, F., Karslı, O. ve Chen, B., 2008. Petrogenesis of the Neogene Alkaline Volcanics with Implications for Post Collisional Lithospheric Thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey, *Lithos*, 104, 249-266.
- Aydınçakır, E., 2014. The Petrogenesis of Early-Eocene non-adakitic volcanism in NE Turkey: Constraints on geodynamic implications. *Lithos*, 208, 361-377.
- Aydınçakır, E., Şen, C., 2013. Petrogenesis of the Post-collisional Volcanic Rocks from the Borçka (Artvin) Area: Implications for the Evolution of the Eocene Magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey), *Lithos*, 172-173, 98-117.
- Ayrton, S. N., 1991. Appinites, Lamprophyres and Mafic Microgranular Enclaves: Three Related Products of Interaction Between Acid and Basic Magmas. In: Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petroloji, *Developments in Petrology*, 13, Elsevier, 465-476
- Bacon, C.R., Druitt, T.H., 1988. Compositional Evolution of the Zoned Calc-Alkaline Magma Chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98, 224–256.
- Barbarin, B., 1991. Contrasted origins for the "Poligenic" and "Monegenic" enclave swarms in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California, *Terra Abstr.*, 3, 32.



- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46, 605–626.
- Barbarin, B., Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transition of the Royal Society Edinburgh Earth Science, 83, 145–153.
- Batchelor, R. A. ve Bowden, P., 1985. Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters, Chemical Geology, 48, 43–55.
- Beckinsale, R.D., 1979, Granite magmatism in the belt of south-east Asia: Origin of granite batholiths, Atherton, M.P. and Tarney, J. (Ed.) içinde Shiva Publishing Ltd., England
- Bektaş, O., 1984., Doğu Pontidler’de Geç Kretase Yaşlı Şoşonitik Volkanizma ve Jeotektonik Önemi, Karadeniz Üniversitesi Dergisi, 3, 1-2, 53-62, Trabzon.
- Bektaş, O., 1986. Paleostress Trajectories and Polyphase Rifting in Arc-Back Arc of Eastern Pontides, Maden Tetkik Arama Bülteni, 103, 104, 1–15.
- Blundy, J. D. ve Sparks, R. S., 1992. Petrogenesis of Mafic Inclusions in Granitoids of the Adamello Massif, Italy. Journal of Petrology, 33, 1039-1104.
- Borg, L.E., Nyquist, L.E., Wiesmann, H., Shih, C.Y., 1997. Constraints on Martian differentiation processes from Rb–Sr and Sm–Nd isotopic analyses of the basaltic shergottite QUE94201. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61, 4915–4931, (1997).
- Boynukalın, S., 1990. Dereli (Giresun) Baraj Yeri ve Göl Alanının Mühendislik Jeolojisi ve Çevre Kayaçlarının Jeomekanik Özellikleri, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Boztuğ, D., 2001, Petrology and geodynamics of the alkaline and transalkaline igneous rocks outcropping in the northern and southern parts of the North Anatolian Fault Zone, Eastern Pontides, Turkey. Fourth International Turkish geology Symposium, (ITGS-IV), 24-28 September 2001, Abstracts, 208.
- Boztuğ, D., 2008. Petrogenesis of the Köseadağ Pluton, Suşehri- NE Sivas, East-Central Pontides, Turkey. Turkish Journal Earth Sciences, 17, 241–262.
- Boztuğ, D., Erçin, A. I., Kuruçelik, M., Göç, D., Kömür, I. ve İskenderoğlu, A., 2006. Geochemical Characteristics of the Composite Kaçkar Batholith Generated in A Neo-Tethyan Convergence System, Eastern Pontides, Turkey Journal Asian Earth Sciences, 27, 286–302.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G. A. ve Yeğingil, Z. 2004. Slow Senonian and Fast Palaeocene-Early Eocene Uplift of Granitoids in the Central Eastern Pontides Turkey: Apatite Fission-Track Results. Tectonophysics 382 (3-4), 213–228.

- Boztuğ, D., Wagner, G. A., Erçin, A. İ., Göç, D., Yeğingil, Z., İskenderoğlu, A., Kuruçelik, M. K., Kömür, İ. ve Güngör, Y., 2002. Sphene and Zircon Fission-Track Geochronology Unravelling Subduction- and Collision-Related Magma Surges in the Composite Kaçkar Batholith, Eastern Black Sea Region, Turkey. International Symposium of the Faculty of Mines (İstanbul Teknik Üniversitesi) on Earth Sciences and Engineering, İstanbul, Turkey, Abstracts, P. 121.
- Brown P. E. ve Becker S. M., 1986. Fractionation, Hybridisation and Magma-Mixing in the Kialineg Centre East Greenland, Contrib Mineral Petrology, 92, 57-70.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. ve Webb, P. C., 1984. The Geochemical Characteristics of Granitoids in Contrasting Arcs and CommentsonMagma Sources. Journal Geology Societ, 141: 413-426.
- Burşuk, A., 1975. Bayburt Yöresinin Mikro Paleontolojik ve Stratigrafik İrdelemesi, İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Tasnif No: 00185, İstanbul.
- Cameron, B.I, Walker, J.A., Carr, M.J., Patino, L.C., Matias, O. ve Feigenson, M.D., 2003. flux versus decompression melting at stratovolcanos in southeastern Guatemala, Journal of Volcanology Geothermal Research, 119, 21-50.
- Cantagrel, JM., Didier, J., Gourgaud, A., 1984. Magma mixing: origin of intermediate rocks and “enclaves” from volcanism to plutonism .Physics of the Earth and Planetary Interiors, Volume 35, Issues 1–3, Pages 1-221( 63-76).
- Chappell BW, White AJR, ve Wyborn D 1987. The importance of residual source material (restitute) in granite petrogenesis. Journal Petrol, 28,1111–1138
- Chappell, B. W. ve White, A. J. R., 1974. Two Contrasting Granite Types, Pasific Geology, 8, 173–204.
- Chappell, B.W. ve White, A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transition of the Royal Society Edinburgh Earth Science 83, 1–26.
- Chen, B., Jahn, B.M., ve Wei, C., 2002. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central Chine : trace element and Nd-Sr isotope evidence. Lithos, 60, 67-88.
- Condie, K.C., 1989. Plate Tectonics and Crustal Evolution: Pergamon Press, Oxford, 3 th Edi., 476 s.
- Çakmak, G., 2013. Pelitli (Bayburt) Granitoyidi’nin Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik Özelliklerinin İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Gümüşhane, (Yayınlanmamış), 88s.
- Çakmak, G. ve Kaygusuz, A., 2014. Pelitli (Bayburt) Granitoyidi’nin Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 4 (1), 46–63.

- Çoğulu, E., 1970. Gümüşhane ve Rize Granitik Pülütönlörünün Mukayeseli Petrojeolojik ve Jeokronometrik Etüdü, Doçentlik Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, İstanbul.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize bölgelerinde Petrolojik ve Jeokronometrik Araştırmalar: İstanbul Teknik Üniversitesi Yayım, 1034, İstanbul, 112 s.
- Danacı, F., 2009. Bayburt Yöresi Eosen Nannoplakton Biyostratigrafisi (Doğu Pontidler), Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, s. 226.
- Delaloye, M., Çoğulu, E. ve Chessex, R., 1972. Etude Geochronometrique des Massifs Cristallins de Rize et de Gümüşhane, Pontides Orientales (Turguie): C.R. des Seances, SPHN, Ceneve, NS, 7/2-3, 43–52.
- Didier, J., 1973. Granites and their enclaves: The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites, Development in Petrology, 3, Elsevier, Amsterdam, 393pp.
- Didier, J., Barbarin, B., 1991. Enclaves and granite petrology: Developments in Petrology, vol 13, Elsevier, Amsterdam, 625 pp.
- Dokuz, A., 2000. Yusufeli Yöresinin Jeolojisi, Jeotektoniği, Magmatik-Metamorfik Kayaçların Jeokimyası ve Petrojenezi, Doktora Tezi, aradeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Dokuz, A., 2011. A Slab Detachment and Delamination Model for the Generation of carboniferous High-Potassium I-Type Magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Köse Composite Pluton. Gondwana Research, 19, 926–944.
- Dokuz, A., Tanyolu, E. ve Genc, S., 2006. 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 Sciences, 95, 370–394.
- Dorais, MX, Whitney, J.A. ve Roden, MR, 1990, Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek, pluton, central Sierra Nevada Batholith, California, Journal Petrol, 31,853-88.
- Drummond, M. S. ve Defant, M. J., 1990. A Model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and Crustal Growth Via Slabmelting: Archean to Modern Comparisons. Journal Geophys, Res.95, 21503–21521.
- Eberz, G.W. ve I.A. Nicholls, 1988. Microgranitoids enclave from the Swift Creek Pluton SE-Australia: Textural and physical constraints on the nature of magma mingling process in the plutonic environments. Geology Rund, 77, 713-736.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20, 641–644.

- Elburg, M.A., Bergen, M.V., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarmain, I. ve Nasution, A. 2002. Geochemical trends across an arc–continent collision zone: magma sources and slab–wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66, 2771–2789.
- Erentöz, C., Ketin İ. 1974. Explanatory Text of the Geological Map of Turkey at 1/500.000 G scale (Kars): Special Publication of Mineral Research and Exploration, 57.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F.O., Thorkelson, D., Zhu, D.C., Liu, Z., Chatterjee, N., Yi, K., Santosh, M., 2017, Eocene granitoids of northern Turkey: Polybaric magmatism in an evolving arc–slab window system, Gondwana Research, doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.008.
- Eyüboğlu Y., Dudas F.O., Santosh M., Yi K., Kwon S., ve Akaryalı E., 2013. ‘Petrogenesis And U-Pb Zircon Chronology of Adakitic Porphyries Within The Kop Ultramafic Massif (Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey)’ Gondwana Research, 24, 742-766.
- Eyüboğlu, Y., 2006. Doğu Pontid Magmatik Yayı’nda (KD Türkiye) Alaska-Tip Mafik-Ultramafiklerin Tanımı ve Jeotektonik Önemi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimler Enstitüsü, Trabzon.
- Eyüboğlu, Y., Chung, S.L., Santosh, M., Dudas, F.O. ve Akaryalı, E., 2011a, Transition from Shoshonitic to Adakitic Magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Implications for Slab Window Melting, Gondwana Research, 19, 413-429.
- Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektaş, O., Rojay, B. ve Şen, C., 2010. Structure and Geochemistry of an Alaskan-Type Ultramafic–Mafic Complex in the Eastern Pontides, NE Turkey. In: Santosh, M., Maruyama, S. (Eds.), A Tribute to Akiho Miyashiro: Gondwana Research, Vol. 18, 230–252.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Chung, S.L. ve Akaryalı, E., 2011b. Migration Magmatism in a Continental Arc: Geodynamics of the Eastern Mediterranean Revisited, Journal of Geodynamics, 52, 2-15.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Chung, S.L. ve Akaryalı, E., 2011. Migrating Magmatism in A Continental Arc: Geodynamics of the Eastern Mediterranean Revisited. Journal of Geodynamics, 52, 2–15,
- Fernandez, A. N. ve Barbarin, B., 1991. Relative Rheology of Coeval Mafic and Felsik Magmas: Nature of Resulting Interaction Processes. Shape and Mineral Fabric of Mafic Microgranular Enclaves. In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.) Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology 13 Elsevier, 263-275.
- Frost, B.R, Barnes, C.G, Collins, W.J, Arculus, R.J, Ellis, D.J, ve Frost, C.D 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal Petrology, 42, 2033–2048.

- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S., ve Karataş, S., 1992. Rize-Fındıklı Çamlıhemşin Arasında (Doğu Karadeniz) Yer Alan Magmatik Kayaçların Petrolojisi ve Doğu Pontidlerdeki Bölgesel Yayılımları, Türkiye Jeoloji Bülteni, 35, 15–38.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1979. The Main Lines of Geotectonic Development in the East Pontids in the Mesozoic era, Geotectonics, 1, 555–580.
- Green, T.H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust–mantle system. Chemical Geology, 120, 347–359.
- Grove, T.L., Donnelly-Nolan, J.M., 1986. The Evolution of Young Silicic Lavas at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the Origin of Compositional Gaps in Calc-Alkaline Series Lavas, Contributions to Mineralogy and Petrology, 92, 281–302.
- Güngör, Y., Boztuğ, D. ve Yılmaz, O., 1997. Kaçkar Batoliti Altıparmak Dağı-Soğanlı Dağı Arası (GD Çamlıhemşin-Rize) Kesiminin Petrografik, Jeokimyasal ve Petrojenetik İncelenmesi. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, 30 Nisan - 3 Mayıs 1997, Adana, Bildiri Özetleri, s. 223-224.
- Gürsoy, H., Öztürk, A. ve İnan, S., 1993. Kelkit (Gümüşhane) ve Yakın Dolayının Tektono-Stratigrafik Gelişimi, A. Suat Erk Sempozyumu Bildirileri, Ankara, s. 53–64.
- Güven, İ. H., 1993. Doğu Pontidlerin Jeolojisi ve 1/250000 Ölçekli Kompilasyonu. MTA, Ankara.
- Hamilton, W. J., 1842. Researches in Asia Minor, Pontus and Armenia, Londra.
- Hanchar, J.M., Watson, E.B., 2003. Zircon Saturation Thermometry. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), Zircon. Rev in Mineralogy and Geochemistry, 53, Mineralogical Society of America, Geochemical Society of America, pp. 89–112.
- Harms, U., Cameron, K.L., Simon, K., ve Bratz, H., 1997. Geochemistry and Petrogenesis of Metabasites from the KTB Ultradeep Borehole, Germany. Geologische Rundschau, 86, 155–166.
- Harris, N.B.W., A. Pearce, ve A.G. Tindle., 1986. Geochemical Characteristics of Collisionzone Magmatism, In Collision Tectonics, M. P., Coward and A.C., Ries (eds), 67–81. Geology Society Sp. Publ, 19.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. ve Mitchell, S.F., 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks Using Immobile Trace Elements: Development of The Th-Co Discrimination Diagram, Journal of Petrology, 48, 12, 2341-2357.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W. ve Van Calsteren, P. 1997. U–Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. Science, 276, 551–555.

- Hibbard, M. J., 1991. Textural Anatomy of Twelve Magma Mixed Granitoid Systems, In: Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology, 13, Elsevier, 431-444.
- Hibbard, M. J., 1995. Petrography to Petrogenesis: Prentice Hall, New Jersey, 587 pp.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98, 455-489.
- Hofmann, A. W., 1988. Chemical Differentiation of the Earth: The Relationship between Mantle, Continental crust, and Oceanic Crust, Earth Planet. Scient Letters 90, 297-314.
- Holtz, F., Johannes, W., 1991. Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kbars and various H<sub>2</sub>O activities. Journal of Petrology, 32, 935-958.
- Irvine TN, Baragar WRA., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Can Journal Earth Sci, 8, 523-548
- Ishihara S., 1977: The Magnetite-Series and Ilmenite-Series Granitic Rocks, Minerology Geology, 27, 293-305.
- İlbeyli, N., 2008. Geochemical characteristics of the Şebinkarahisar granitoids in the eastern Pontides, northeast Turkey: petrogenesis and tectonic implications. International Geology Review, 50, 563-582.
- İlker, S., 1965. Bayburt (Gümüşhane) Bölgesinde Trabzon H 44-b4 Paftasının Detay Petrol Etüdü Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüt Dairesi Başkanlığı, Derleme No: 4453, Ankara.
- Jica., 1985. The Republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Phase 1. Japan International Cooperation Agency Metal Mining Agency of Japan.
- Jica., 1986. The republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Consolidated Report: Japon International Cooperation Agency, Metal Mining Agency of Japon.
- Kadioğlu, Y.K., 1996. Anklavların Mineral Kimyası ve Petrografik Özelliklerinden Yararlanarak Kökeninin İncelenmesi, Karakaya (Eskişehir) Graniti, Süleyman Demirel Üniversitesi 9. Mühendislik Sempozyumu, Bildiriler, 161-170.
- Kadioğlu, Y.K. 1994. Kaymaz (Eskişehir) Granitlerinde Magma Karışım Ürünü Gösteren Bulgular. 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, S: 143.

- Kalkancı, S., 1974, Etude Geologique et Petrochimique du sud de la Region de Suşehri: Geochronologie du Massif Syenitique de Köseadağ (NE de Sivas-Turquie). These de Doctorat de 3eme cycle, Universitede Grenoble, pp 135.
- Karşlı, O., 2002. Granitoyid Kayaçlarda Magma Etkileşimleri için Petrografik, Mineralojik ve Kimyasal Bulgular: Dölek ve Sarıçiçek Plütonları, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, s. 228, Trabzon.
- Karşlı, O., Aydın, F. ve Sadıklar, M. B., 2004. The morphology and chemistry of K feldspar megacrysts from İkizdere Pluton: Evidence for acid and basic magma interactions in granitoid rocks, NE Turkey. Chemie der Erde-Geochemistry, 64, 155–170.
- Karşlı, O., Chen, B., Aydın, F. ve Şen, C., 2007. Geochemical and Sr-Nd-Pb Isotopic Compositions of the Eocene Dölek and Sarıçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for Magma Interaction in the Genesis of High-K Calc-Alkaline Granitoids in a Postcollision Extensional Setting. Lithos, 98, 67–96.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Ketenci, M., Chen, B. ve Kandemir, R., 2012. Deciphering the shoshonitic monzonites with I-type characteristic, the Sisdağı pluton, NE Turkey: Magmatic Response to Continental Lithospheric Thinning, Journal of Asian Earth Sciences, 51, 45–62.
- Karşlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Kandemir, R. ve Wijbrans, J.R., 2010. Generation of the Early Cenozoic Adakitic Volcanism by Partial Melting of Mafic Lower Crust, Eastern Turkey: Implication for Crustal Thickening to Delamination, Lithos, 114, 109-120.
- Karşlı, O., Uysal, İ., Ketenci, M., Dokuz, A., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R. ve Wijbrans, J., 2011. Adakite-like Granitoid Porphyries in Eastern Pontides, NE Turkey: Potential Parental Melts and Geodynamic Implications, Lithos, 127, 354-372.
- Kaygusuz, A., Sipahi, F., İlbeyli, N., Arslan, M., Chen, B. ve Aydınçakır, E., 2013. Petrogenesis of the Late Cretaceous Turnagöl intrusion in the eastern Pontides: Implications for magma genesis in the arc setting. Geoscience Frontiers, 4, 423–438.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F. ve İlbeyli, N., 2012. Geochronological evidence and tectonic significance of Carboniferous magmatism in the southwest Trabzon area, eastern Pontides, Turkey. International Geology Rew, 54 (15), 1776–1800.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W. ve Şen, C., 2011. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of post-collisional calc-alkaline volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 20, 137–159.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F., İlbeyli, N. ve Temizel, İ., 2014. LA-ICP MS zircon dating, whole-rock and Sr-Nd-Pb-O isotope geochemistry of the

Camiboğazı pluton, Eastern Pontides, NE Turkey: Implications for lithospheric mantle and lower crustal sources in arc-related I-type magmatism, Lithos, 192-195, 271–290.

Kaygusuz, A., Arslan, M., Sipahi, F. ve Temizel, İ., 2016. U-Pb zircon chronology and petrogenesis of Carboniferous plutons in the northern part of the Eastern Pontides, NE Turkey: Constraints for Paleozoic magmatism and geodynamic evolution. Gondwana Research, 39, 327–346.

Kaygusuz, A. ve Aydınçakır, E., 2009. Mineralogy, whole-rock and Sr-Nd isotope geochemistry of mafic microgranular enclaves in Cretaceous Dağbaşı granitoids, Eastern Pontides, NE Turkey: evidence of magma mixing, mingling, and chemical equilibration. Chemie der Erde Geochemistry, 69, 247–277.

Kaygusuz, A. ve Aydınçakır, E., 2011. Petrogenesis of a Late Cretaceous composite pluton from the eastern Pontides: the Dağbaşı pluton, NE Turkey. Neues Jahrbuch Für Mineralogie, 188/3, 211–233.

Kaygusuz, A., Chen, B., Aslan, Z., Siebel, W. ve Şen, C., 2009. U-Pb SHRIMP zircon ages, geochemical and Sr-Nd isotopic compositions of the Late Cretaceous I-type Sariosman pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 18, 549–581.

Kaygusuz, A. ve Öztürk, M., 2015. Geochronology, geochemistry, and petrogenesis of the Eocene Bayburt intrusions, Eastern Pontide, NE Turkey: implications for lithospheric mantle and lower crustal sources in the high-K calc-alkaline magmatism. Journal of Asian Earth Sciences, 108, 97–116.

Kaygusuz, A., Siebel, W., İlbeyli, N., Arslan, M., Satır, M. ve Şen, C., 2010. Insight into magma genesis at convergent plate margins. a case study from the eastern Pontides (NE Turkey). Neues Jahrbuch Für Mineralogie, 187/3, 265–287.

Kaygusuz, A., Siebel, W., Şen, C. ve Satır, M., 2008. Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. International Journal of Earth Sciences, 97, 739–764.

Kaygusuz, A. ve Şahin, K., 2016. Petrographical, geochemical and petrological characteristics of Eocene volcanic rocks in the Mescitli area, Eastern Pontides (NE Turkey), Journal of Engineering Research and Applied Science, 5 (2), 473-486.

Kaygusuz, A. ve Şen, C., 2011. Calc-alkaline I-type plutons in the eastern Pontides, NE Turkey: U-Pb zircon ages, geochemical and Sr-Nd isotopic compositions. Chemie der Erde, 71, 59–75.

Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö. ve Erkal, T., 1990. Bayburt Dolayının Jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüt Dairesi Başkanlığı, Derleme No: 8995, 129 s, Ankara.



- Keskin, İ., Özbek, T., Dönmez, M. ve Küçümen, Ö., 1991. Köse-Gökçedere (Gümüşhane), Demirözü (Bayburt) Dolayının Jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüt Dairesi, Derleme No: 9450.
- Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji, İstanbul Teknik Üniversitesi Kütüphanesi, 520, İstanbul.
- Ketin, İ., 1950. Bayburt Bölgesinin Jeolojisi Hakkında, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Enstitüsü. İstanbul.
- Ketin, İ., 1951. Bayburt Bölgesinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecm., Ser. B.16, 113–127, İstanbul.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, Maden Tetkik Arama Dergisi, Ankara, No: 66, 20–34.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel bir bakış, İstanbul Teknik Üniversitesi Kütüphanesi, 1259, 536.
- Kırmacı, Z. 1992. Alucra-Gümüşhane-Bayburt Yörelerindeki (Doğu Pontid Güney Zonu) Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Berdiga Kireçtaşı'nın Sedimentolojik İncelemesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Köprübaşı, N., 1993. Tirebolu-Harşit (Giresun) Arası Jura-Kretase Yaşlı Magmatik Kayaçların Petrolojisi ve Jeokimyası, Türkiye Jeoloji Bülteni, 36, 139-150.
- Köprübaşı, N., Şen, C. ve Kaygusuz, A., 2000. Doğu Pontid Ada Yayı Granitoidlerin Karşılaştırılmalı Petrografik ve Kimyasal Özellikleri, Uygulamalı Yerbilimleri, 1; 111–120.
- Köprübaşı, N., Şen, C. ve Kaygusuz, A., 2000. Doğu Pontid Adayayı Granitoidlerinin Karşılaştırılmalı Petrografik ve Kimyasal Özellikleri, KD Türkiye, Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi, 1, 111–120.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. ve Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms Blackwell, Oxford.
- Maniar P.D. ve Piccoli P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids, Geological Society of America bullent, 101, 635-643.
- Maury, R.C. ve Didier, J., 1991. Xenoliths and the role of assimilation. In: Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.) Elsevier, Amsterdam, p. 529-542.
- McCulloch, M.T., ve Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. Earth and Planetary Science Letters, 102, 358–374.

- Mercan, M., 2009. Dağçatı-Gökler (Gümüşhane-Bayburt) Civarının Jeoloji Özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, s. 49, Adana.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming Minerals in the Magma/Igneous Rock System. Earth Scient Review, 37, 215–224.
- Miller, C.F., Meschter McDowell, S., ve Mapes, R.W., 2003. Hot and Cold Granites? Implications of Zircon Saturation Temperatures and Preservation of Inheritance, Geology, 31, 529–532.
- Moore, M.J., Me Kee, E.H., ve Akıncı, Ö., 1980. Chemistry and Chronology of Plutonic Rocks, in the Pontid Mountains, Northern Turkey: European Cooper Deposits, 209–216, Belgrade.
- Musaoğlu, A., 1987. Bayburt-Maden-Kop (Gümüşhane) Yöresi Jeoloji ve Maden Prospeksiyonu Raporu, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Derleme no: 8642, Ankara.
- Norman, T., 1976. Bayburt Güneyindeki Alt Tersiyer Havzasında Paleo-Akıntı Yönleri, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 23–30.
- Okay, A. İ., Şahintürk, Ö. ve Yakar, H., 1997. Pulur Bölgesinin Stratigrafisi ve Tektoniği (Bayburt, Doğu Pontidler), Maden Tetkik Arama Dergisi Sayı 119, 1–22.
- Okay, A., Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the eastern Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir, 68, 291–311.
- Okay, A.I., 1984. Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (ed. J.E. Dixon ve A.H.F. Robertson), Geological Society Special Publication, 17, 455-466
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümege, M. ve Tekeli, O., 1980. Amasya-Turhal Arasındaki Bölgenin Jeolojisi, Maden Tetkik Arama Raporu No: 6722.
- Özdamar, Ş., Roden, M.F., Billor, M.Z., 2017. Petrology of the shoshonitic Çambaşı pluton in NE Turkey and implications for the closure of the Neo-Tethys Ocean: insights from geochemistry, geochronology and Sr–Nd isotopes. Lithos, doi:10.1016/j.lithos.2017.04.025.
- Özdoğan, K., 1992. Karadağ (Torul-Gümüşhane) ve Yakın Çevresinin Jeolojisi-Mineralojisi-Petrografisi ve Maden Zuhurlarının Jenetik İncelenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Özer, E., 1984. Bayburt (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi, Karadeniz Üniversitesi Dergisi, 3, 1–2, 77-89.

- Özsayar, T., Pelin, S., ve Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler'de Kretase, K.T.Ü. Yerbilimleri Dergisi, Cilt 1, S.2, 65–114, Trabzon.
- Öztürk, M., (2014). Kılıçkaya (Bayburt) Granitoidinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 100s.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do Experiments Tell Us about the Relative Contributions of Crust and Mantle to the Origin of Granitic Magmas?, Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques, eds: Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L., Geological Society of London, Special Publication, 168, 55–75.
- Pearce, J. A. Harris, N. B. W., ve Tindle, A. G., 1984. Trace Elements Discrimination Diagram for the Tectonic Interpretation of Granitic Rock, Journal of Petrology, 25/4, 43-63.
- Pearce, J. A., 1983. Role of the Sub-Continental Litosphere in Magma Genesis at Active Continental Margin, In; Hawkesworth, C. J. Ve Norry, M. J. (Eds) Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva, Cheshire, 230-249
- Pelin, S. 1977. Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelenmesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Yayınları, Trabzon, 87, 103s.
- Perugini D., Poli G., Christofides G. ve Eleftheriadis G., 2003. Magma Mixing in the Sifonion Plutonic Complex, Greece: Evidence From Mafic Microgranular Enclaves, Mineralogy and Petrology, 78, 173-200.
- Perugini D., ve Poli G., 2004. Analysis and numerical simulation of chaotic advection and chemical diffusion during magma mixing: petrological implications Lithos, 78, 1–2, 43-66.
- Pitcher, W.S., 1983. Granite: typology, geological environment and melting relationships. Migmatites, Melting and Metamorphism (ed.: M.P. Atherton and C.D. Gribble) Shiva Pub. Ltd., Cheshire: 277-285.
- Poli, G.E., ve Tommasini, S., 1991. Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. Journal Petrol, 32, 657–666.
- Rapela, C.W., ve Pankhurst, R.J., 1996. Monzonite suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 87, 193–203.
- Rapp, R.P., ve Watson, E.B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling, Journal Petrology, 36, 891–931.
- Roberts, M.P., ve Clemens, J.D., 1993. Origin of High-Potassium, Calcalkaline, I-Type Granitoids, Geology, 21, 825–828.

- Rojay, B., 1993. Tectonostratigraphy and Neotectonic Characteristics of the Southern Margin of Merzifon-Suluova Basin (Central Pontides, Amasya), Phd Thesis, Middle East Technical University, Ankara.
- Rudnick, R.L., ve Gao, S., 2003. The Composition of the Continental Crust, pp. 1-64. In the Crust (ed. R.L. Rudnick) Vol. 3, Treatise on Geochemistry (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian) Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Schmidberger, S.S., Hegner, E., 1999. Geochemistry and Isotope Systematics of Calc-alkaline Volcanic Rocks from the Saar-Nahe Basin (SW Germany)-Implications for Late-Variscan Orogenic Development. Contributions to Mineralogy and Petrology, 135, 373–385.
- Schultze-Westrum, H.H., 1961. Kuzeydoğu Anadolu da Doğu Pontus Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları ile İlgili Mütalaalar, Maden Tetkik Arama Dergisi, sayı 57, 63–71.
- Sipahi, F., 2005. Zigana Dağı (Torul-Gümüşhane) Volkanitlerindeki Hidrotermal Ayrışmaların Mineraloji ve Jeokimyası, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Sipahi, F., 2011. Formation of Skarns at Gümüşhane (Northeastern Turkey). Neues Jahrbuch für Mineralogy-Abhandlungen, 188, 2, 169-190.
- Sipahi, F., Sadıklar, M.B. ve Şen C., 2014. The Geochemical and Sr-Nd isotopic Characteristics of Murgul (Artvin) Volcanics in the Eastern Black Sea Region (NE Turkey), Chemie der Erde/Geochemistry, 74, Special Issue, 3, 331-342.
- Sipahi, F., ve Sadıklar M.B., 2014. Geochemistry of Dacitic Volcanics in the Eastern Pontide (NE Turkey), Geochemistry International, Volume 52, Issue 4, pp 296-315.
- Smith, E.I., Sanchez, A., Walker, J.D. ve Wang, K., 1999. Geochemistry of Mafic Magmas in the Hurricane Volcanic Field, Utah: Implications for Small and Large Scale Chemical Variability of the Lithospheric Mantle, Journal of Geology, 107, 433-448.
- Streckeisen, A., 1976. To Each Plutonic Rock its Proper Name, Earth Science Review, 12, 1–33.
- Sun, S.S. ve McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotope Systematics of Oceanic Basalts; Implication for Mantle Compositions and Processes. In: Saunders, A. D., and Nory, M. J, (Eds.): Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publication 42, 313 – 345.
- Şahin, K. ve Kaygusuz, A. 2016. Mescitli (Torul/Gümüşhane) ve çevresindeki Eosen yaşlı volkanik kayaların petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 6 (2), 89-116.

- Şahin, S. Y., Güngör, Y. ve Boztuğ, D., 2004. Comparative Petrogenetic Investigation of Composite Kaçar Batholith granitoids in Eastern Pontide magmatic arc, Northern Turkey. Earth Planets Space, 56, 429-446.
- Şen C., Dunn T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolites at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. Contrib Mineral Petrol, 117, 394-409
- Şen, C., 2007. Jurassic Volcanism in the Eastern Pontides: Is It Rift Related or Subduction Related?, Turkish Journal of Earth Sciences, 16, 523-539.
- Şen, C., Arslan, M. ve Van. A. 1998. Doğu Pontid (Kd Türkiye) Eosen (?) Alkalen Volkanik Provensinin Jeokimyasal ve Petrolojik Karakteristikleri, Tübitak Yayınları, Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 231-239.
- Taner, M.R., 1977. Etüde Géologique et Petrographique dela Region de Güney Dere - İkiz Dere, Situe au Sud de Rize (Pontides Orientales, Turquie): Doktora Tezi, Cenevre Üniversitesi İsviçre, 130 s.
- Taslı, K., 1984. Hamsiköy (Trabzon) Yöresinin jeolojisi, Karadeniz Üniversitesi Dergisi, 3, 69-76.
- Taslı, K., 1990. Gümüşhane-Bayburt Yörelerindeki Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Karbonat İstiflerinin Stratigrafisi ve Mikropaleontolojik İncelemesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Taylor, S. R. ve McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust; Its Composition and Evolution Geoscience Text, Blackwell Scientific Publication.
- Temizel, İ. ve Arslan, M., 2008. 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, 4-6, 439-463.
- Temizel, İ. ve Arslan, M., 2009. Mineral Chemistry and Petrochemistry of Post-ollisional Tertiary Mafic to Felsic Cogenetic Volcanics in the Ulubey (Ordu) area, Eastern Pontides, NE Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 18, 29-53.
- Temizel, İ., 2014. Petrochemical Evidence of Magma Mingling and Mixing in the Tertiary Monzogabbroic Stocks Around the Bafra (Samsun) Area in Turkey: Implications of Coeval Mafic and Felsic Magma Interactions, Mineralogy and Petrology, 108, 353-370.
- Temizel, İ., Arslan, M., Abdioğlu, E., ve Yücel, C., 2014. Mineral Chemistry and Thermobarometry of Eocene Monzogabbroic Stocks from the Bafra (Samsun) Area in Turkey: Implications for Disequilibrium Crystallization and Emplacement Conditions, International Geology Review, 56, 10, 1226-1245.

- Temizel, İ., Arslan, M., Ruffet, G. ve Peucat, J.J., 2012. Petrochemistry, Geochronology and Sr-Nd Isotopic Systematic 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.
- Temizel, İ., Arslan, M., Yücel, C., Abdioğlu, E. ve Ruffet, G., 2016. Geochronology and geochemistry of Eocene-aged volcanic rocks around the Bafra (Samsun, N Turkey) area: constraints for the interaction of lithospheric mantle and crustal melts. Lithos, 258-259, 92-114.
- Tindle, A.G. ve Pearce, J.A. 1983. Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. Lithos, 16, 185-202.
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Arca, NE Turkey ph. D. Thesis University London.
- Tokel, S., 1977. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Eosen Yaşlı Kalk-alkalen Andezitler ve Jeotektonizma, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 20, 1, 49-54.
- Topuz, G. ve Altherr, R., 2004. Pervasive Rehydration of Granulites During Exhumation-an Example from the Pulur Complex, Eastern Pontides, Turkey, Mineralogy and Petrology, 81, 165-185.
- Topuz, G., Alther, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Satır, M., Dokuz, A., 2005. Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycık granodiorite (eastern Pontides, Turkey). Contributions to Mineralogy and Petrology, 150; 441-455.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Wemer, O. ve Schwarz, W.H., 2004a. Aluminous Granulites from the Pulur complex, NE Turkey: A Case of Partial Melting, Efficient Melt Extraction and Crystallization, Lithos, 72, 183-207.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M. ve Schwarz, W.H., 2004b. Low-Grade Metamorphic Rocks from the Pulur Complex, NE Turkey: Implications for pre-Liassic Evolution of the Eastern Pontides, International Journal of Earth Science (Geol Rundsch), 93, 72-91.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Dokuz, A. ve Meyer, H.P., 2007. Variscan Amphibolite-facies Rocks from the Kurtoğlu Metamorphic Complex, Gümüşhane Area, Eastern Pontides, Turkey, International Journal of Earth Sciences, 96, 861-873.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W.H., Zack, T., Hasözbeke, A., Barth, M., Satır, M., Şen, C., 2010. Carboniferous High-Potassium I-Type Granitoid Magmatism in the Eastern Pontides: The Gümüşhane Pluton (NE Turkey), Lithos, 116, 92-110.

- Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Zack, T., Satir, M. ve Şen, C., 2011. Post-Collisional Adakite-Like Magmatism in the Ağvanis Massif and Implications for the Evolution of the Eocene Magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). Lithos, 125, 131–150.
- Tüysüz, O., 1996. Amasya ve Çevresinin Jeolojisi, Türkiye 11. Petrol Kongresi Bildirileri, 32-48.
- Ustaömer, T. ve Robertson, H.F.A, 2010. Late Paleozoic-Early Cenozoic Development of the Eastern Pontides (Artvin Area), Turkey: Stages of Closure of Tethys Along the Southern Margin of Eurasia, Spacial Publications, Geological Society London, 340, 281-327.
- Vernon, R.H., 1983. Restite, Xenoliths and Microgranitoid Enclaves in Granites, Journal Proc. R. Soc. N.S.W., 116, 77-103.
- Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid Enclaves in Granites-Globules of Hybrid Magma Quenchend in a Plutonic Enviroment, Nature, 309, 438-439.
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. Journal of Geophysical Research, 95, 17849–17859.
- Watson, E.B., ve Harrison, T.M., 1983. Zircon Saturation Revisited: Temperature and Composition effects in a Variety of Crustal Magma Types, Earth and Planetary Science Letters, 64, 295–304.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. ve Chappell, B.W., 1987. A-Type Granites, Chemical Charesteristics, Discrimination and Petrogenesis, Contrubitions to Minerology and Petrology, 95, 407–419.
- Wolf, M., ve Wyllie, P., 1994. Dehydration melting of solid amphibolite at 10 kb. The effect of temperature and time. Contributions to Mineralogy and Petrology, 115, 369–383.
- Wyllie, P.J., 1984. Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. Transition Royal of the Society London, A310, 439–456.
- Yang, J.H., Fu, Y., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Xie, L.W., Yang, Y.H., ve Liu, X.M., 2007. Tracingmagma mixing in granite genesis: in situ U–Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. Contributions to Mineralogy and Petrology, 153, 177–190.
- Yılmaz, A., Engin, T., Adamia S. ve Lazarashvili T. 1997. Geoscientific Studies of the Area Along Turkish-Georgian Border, Maden Tetkik Arama, Ankara.
- Yılmaz, C., 1993. Doğu Pontid Güney Zonu’nun Stratigrafik Deneştirmesi ve Paleo Coğrafik Evrimi, Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, Sayı 7, 199–214.

- Yılmaz, C., 2002. Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etmenleri, Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 45, Sayı 1.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1996, Space and Time Relations of Three Plutonic Phases in the Eastern Pontides, Turkey, International Geology Review, 38, 935– 956.
- Yılmaz, Y., 1976. Geochemical Study of The Gümüşhane Granite, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmua Seri B, 39, 3-4 173–203.
- Yılmaz, Y., 1984. Türkiye'nin Jeolojik Tarihinde Magmatik Etkinlikler ve Tektonik Evrimle İlişkisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Sempozyumu Kitabı, 63–81.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. ve Şengör, A.M.C., 1997. Geology and Tectonic Evolution of the Pontides. in A. G. Robinson, Ed., Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region: American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir, 68, 183–226.
- Yılmaz-Şahin, S., Güngör, Y. ve Boztuğ, D., 2004. Comparati ve Petrogenetic Investigation of Composite Kaçkar Batholith Granitoids in Eastern Pontide Magmatic Arc-Northern Turkey. Earth Planets Space, 56, 429–446.
- Yücel, C., 2013. Trabzon-Giresun Arasındaki Tersiyer Volkanitlerinin Petrografisi, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar Jeokronolojisi, Petrokimyası, Sr-Nd-Pb İzotop Jeokimyası ve Petrolojisi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 285 sayfa.
- Yücel, C., 2017. Akçaabat (Trabzon) Güneyi ve Çevresindeki Kampaniyen Yaşlı Volkanik Kayaçların Petrografisi, Jeokimyası, Jeokronolojisi ve Petrojenezi, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 7 (1), 79-101.
- Yücel, C., Arslan, M., Temizel, İ., Abdioğlu, E. ve Giles, R., 2017. Evolution of K-rich magmas derived from a net veined lithospheric mantle in an ongoing extensional setting: Geochronology and geochemistry of Eocene and Miocene volcanic rocks from Eastern Pontides (Turkey). Gondwana Research, 45, 65-86.
- Yücel, C., Arslan, M., Temizel, İ., Abdioğlu, E., 2014. Volcanic Facies and Mineral Chemistry of Tertiary Volcanics in the Northern Part of the Eastern Pontides, Northeast Turkey: Implications for Pre-eruptive Crystallization Conditions and Magma Chamber Processes, Mineralogy and Petrology, 108, 439–467.
- Zankl, H. 1962. Magmatismus und Bauplan des Ostrpontischen Gebirges im Querprofil des Harşit-Tales, Bayerische Akademie der Wissenschaften, Abhandlungen, Neue Folge, Heft 109, 61-90, München.



## **ÖZGEÇMİŞ**

Zikrullah Samet GÜLOĞLU, 1986 yılında Trabzon da doğdu. 2010 yılında Gümüşhane Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Lisans öğrenimine başladı. 2014 yılında lisans öğrenimini tamamladıktan sonra, aynı yıl Gümüşhane Üniversitesi Fen bilimleri Enstitüsü'nde Yüksek Lisans öğrenimine başladı. GÜLOĞLU evli olup, iyi derecede İngilizce bilmektedir.