

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**ISTRANCA MASİFİNDEKİ MESOZOYİK
İNTRÜZİFLERİNİN TEKTONOMAGMATİK EVRİMİ, KUZAY BATI
TÜRKİYE**

Ezgi ULUSOY

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2021**

Her hakkı saklıdır

ÖZET

Doktora Tezi

ISTRANCA MASİFİNDEKİ MESOZOYİK İNTRÜZİFLERİNİN TEKTONOMAGMATİK EVRİMİ, KUZEY BATI TÜRKİYE

Ezgi ULUSOY

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU

KB Türkiye’de D-B uzanımlı olarak yüzeylenen Geç Kretase intrüzipleri Istranca Masifi’ ne ait düşük dereceli metamorfik birimleri sıcak dokanakla kesmektedir. Geç Kretase yaşlı intrüzipler felsik ve mafik olmak üzere iki ana gruba ayrılmaktadır. Felsik intrüzipler; granit, granodiyorit, kuvars monzonit ve siyenitten oluşmaktadır. Mafik intrüzipler; diyorit ve gabro bileşimli olup felsik intrüzipleri kesmektedir. Felsik intrüziplerin büyük bölümü subalkalen karakterli ve kalkalkalenden toleyitiğe geçişli ve metaluminali karakter sergilemektedir. Siyenit ve kuvars monzonit, mafik intrüziplerinin bir bölümü ise alkali-subalkali geçişinde ve alkali alana düştüğü gözlenmektedir. SiO_2 ’e karşı element değişim diyagramlarına göre kaya grupları fraksiyonel kristalizasyon sürecine bağlı artma ve azalma göstermektedir. İz element jeokimyası ve radyojenik izotop verileri yitim ilişkili oluşan kaya gruplarının oluşumunda fraksiyonel kristalizasyon yanında kabuk manto etkileşimine bağlı AFC ve kabuksal kirlenmeninde etkili olduğunu göstermektedir. Jeotermobarometre uygulamalarına göre manto bileşenine sahip kayalarda ilk kristalleşen, yüksek sıcaklık, süssüz silikat minerali olan piroksenlerin 1206-1181°C sıcaklık, 8.27-6.71 kbar basınç ve 25.63-20.80 km derinlikte kristallendiği belirlenmiştir. Kabuk ürünü olan granit ve granodiyoritlerin ise ilk kristalleşen fazı temsil eden amfibollerin 779.7-810°C sıcaklık, 0.8-1 kbar arası basınç ve 2.48-3.03 km derinlikte kristallendiği belirlenmiştir. Felsik intrüziplerden elde edilen $85. \pm 0.8$ -79.03 ± 0.6 My U-Pb zirkon yaşı intrüzyonun yaklaşık doğudan batıya gençleştiğini göstermektedir. Bimodal gelişen mafik intrüziplerde 82.50 ± 0.90 ile 81.80 ± 0.42 My arası U-Pb zirkon yaşı 84.00 ± 1.70 My ve 84.40 ± 1.80 My $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pseudoplato yaşları belirlenmiştir. Istranca İntrüzipleri Geç Kretase döneminde Afrika ve Avrasya arasındaki sıkışmalı ilişkiye bağlı olarak Neotetisin kuzey kolu olan Vardar Okyanusu’nun kuzeybatı yönlü yitimi sonucu oluşan sıkışma, gerilme ve genişleme ürünlerini temsil ettiği belirlenmiştir.

Nisan 2021, 304 Sayfa

Anahtar Kelimeler: İntrüzif kaya, petroloji, jeotermobarometre, bimodal magmatizma, Istranca Masifi

ABSTRACT

PhD Thesis

TECTONOMAGMATIC EVOLUTION OF MESOZOIC INTRUSIVES OF STRANDJA MASSIF, NORTH WEST TURKEY

Ezgi ULUSOY

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU

Late Cretaceous-aged intrusives, outcropped along E-W trending, intruded into low-grade metamorphic rocks of Strandja Massif in NW Turkey. Late Cretaceous intrusives are divided into two main groups as felsic and mafic rocks. Felsic intrusives consist of granite, granodiorite, quartz monzonite and syenite. Mafic intrusives with diorite and gabbro composition cut the felsic ones. Most of the felsic intrusives are subalkaline, transition from calc-alkaline to the tholeiitic, and metaluminous in character. Syenite, quartz monzonite, and some of the mafic intrusives are plotted on the alkaline-subalkaline transition and alkaline area. SiO₂ variation diagrams show an increase and decrease depending on the fractional crystallization process of the rock groups. Trace element geochemistry and radiogenic isotope data indicate that besides fractional crystallization, crust-mantle interaction-related AFC and crustal contamination are effective subduction-related rock formation. Based on the geothermobarometer applications, it has been determined that pyroxenes, which are the first crystallizing high temperature, anhydrous silicate mineral in mantle component rocks, crystallized at 1206-1181°C, 8.27-6.71 kbar and 25.63-20.80 km in depth. In granite and granodiorites, which are the crust products, amphiboles, which represent the first crystallization phase, are crystallized at 779.7-810°C, 0.8-1 kbar and 2.48-3.03 km depth. The U-Pb zircon age of 85±0.8-79.03±0.6 Ma obtained from felsic intrusives indicates that the intrusives might get younger from east toward the west part of the region. From the bimodal-type mafic intrusives, 82.50±0.90 Ma and 81.80±0.42 Ma U-Pb zircon ages and 84.00±1.70 Ma and 84.40±1.80 Ma ⁴⁰Ar/³⁹Ar pseudoplate ages are determined. It is determined that the Strandja Intrusives are products of compression, tension and extension which formed as result of the northwestern subduction of the Vardar Ocean, the northern branch of the Neotethys, due to the compression relationship between Africa and Eurasia during the Late Cretaceous period.

April 2021, 304 pages

Key Words: Intrusive rocks, petrology, geothermobarometry, bimodal magmatism, Strandja Massif

TEŞEKKÜR

Doktora tezi olarak yapılan bu çalışmaya 2013 yılında adım atmama ve 2013-2016 yılları arasında her türlü teşvik ve müsaadeleriyle söz konusu çalışmanın yapılmasına fırsat veren, yer bilimleri adına pek çok şeyi öğrenmeme vesile olan, ilk çalışmaya başladığım ve halen çalışanı olmaktan gurur duyduğum kurumum Maden Tetkik Arama Müdürlüğü'ne (MTA) en derin minnetlerimi sunmaktan mutluluk duyarım.

Lisans eğitimimden bu yana bilgi ve tecrübesiyle gerek mesleki olarak gerekse hayatta ilerlememe yardımcı olan, her zaman desteğini gördüğüm danışman hocam sayın Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU' na en içten şükranlarımı sunarım.

Çalışmalarımı düzenli olarak takip ederek eleştiri ve katkılarıyla tezimi zenginleştiren Tez İzleme Komitesi üyeleri değerli hocalarım sayın Prof Dr. Cüneyt ŞEN'e (Karadeniz Teknik Üniversitesi) ve Prof. Dr. Halim MUTLU'ya (Ankara Üniversitesi) teşekkür ederim. Ayrıca tez jürimde yer alan, tezimin değerlendirme sürecinde şekilsel ve bilimsel olarak son haline gelmesinde önemli katkıları bulunan değerli hocam Prof. Dr. Nilgün GÜLEÇ'e (Ortadoğu Teknik Üniversitesi) ve tez değerlendirme sürecindeki önemli katkılarının yanı sıra, çalışmamın başından itibaren analitik süreçlerinin yürütülmesindeki yardımları ve hiçbir zaman esirgemediği desteği için sayın hocam Dr. Öğretim Üyesi Kıymet DENİZ'e (Ankara Üniversitesi) teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmasının arazi programının oluşturulmasındaki desteklerinden dolayı Jeoloji Etütleri Daire Başkanı sayın Dr. M. Bahadır ŞAHİN'e (MTA), çalışma alanındaki bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşan sayın Dr. Yavuz BEDİ'ye (MTA) teşekkürü borç bilirim. Arazi çalışmalarında desteklerini gördüğüm Jeoloji Mühendisi sayın Halil KESKİN (MTA), Jeoloji Mühendisi sayın Enes Taha AYGÖREN ve Jeoloji Mühendisi sayın Onur Can KABAKÇI'ya; CBS konusundaki yardımlarından dolayı Jeoloji Mühendisi sayın Ferdane KARAKAYA'ya (MTA); jeokronoloji yorumlamalarında yardımları için sayın Doç. Dr. Ersin KORALAY'a (Dokuz Eylül Üniversitesi) teşekkürlerimi sunarım.

Bana oldukça anlamlı gelen “*İyi işler doğru insanlara yapılır*” sözünden hareketle hayatımdaki doğru kişilere; geniş vizyonu ve bakış açımı zenginleştiren Dr. Ayşegül Emine ÇETİN'e; tezimin dilsel olarak kontrolünü yapan, ayrıca her zaman tecrübe ve önerileriyle yanımda olan değerli hocam Doç. Dr. Cem YÜCEL'e (Gümüşhane Üniversitesi)'e, metin incelemeleri yanında ayrıca moral kaynağım olan Dr. Hafize AKILLI (MTA) ve İngilizce çevirilerdeki katkılarından dolayı Zehra DEVECİ ARAL'a (MTA); fikir paylaşımlarıyla manevi desteğini gördüğüm değerli arkadaşlarım Gökhan ATICI'ya (MTA), Dr. Gülnur DEMİRAY'a (MTA), Erhan KARAKUŞ'a (MTA) ve güzel günler paylaştığımız, bir sıcak tebessümle andığım tüm güzel arkadaşlarıma en içten teşekkürlerimi sunarım. Bu zorlu süreç boyunca sevgisi, desteği ve anlayışıyla her zaman yanımda olan, bana güç veren, olmasa ben olamayacağım, neşe kaynağım anneme ise nasıl teşekkür edeceğimi bilmiyorum.

Nice iyi ve kaliteli çalışmalarda, doğru insanlarla çalışmak umuduyla,

Bu tez çalışması MTA Genel Müdürlüğü 2016-30-14-21 özel kodlu “Türkiye Plütonları Veri Tabanı” projesi tarafından desteklenmiştir.

Ezgi ULUSOY
Ankara, Nisan 2021

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

TEZ ONAY SAYFASI	
ETİK.....	i
ÖZET.....	ii
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR	iv
SİMGE VE KISALTMALAR DİZİNİ	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	x
ÇİZELGELER DİZİNİ	xix
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı.....	1
1.2 Çalışma Alanının Konumu ve Coğrafi Özellikleri.....	2
1.3 Materyal ve Yöntem.....	3
1.3.1 Literatür derleme	3
1.3.2 Arazi çalışması.....	3
1.3.3 Laboratuvar çalışmaları.....	3
1.3.4 Elde edilen verilerin değerlendirilmesi	10
1.4 Bölgenin Türkiye jeolojisindeki yeri	11
2. KAYNAK ÖZETLERİ	12
2.1 Istranca Masifi ile İlgili Yapılmış Çalışmalar	12
2.2 Geç Kretase İntrüzifleri ile İlgili Yapılmış Çalışmalar	20
3. BÖLGESEL JEOLJİ	25
4. ARAZİ GÖZLEMLERİ VE PETROGRAFIK TANIMLAMALAR	32
4.1 Felsik İntrüzif Kayalar	37
4.1.1 Granitoid ailesi	37
4.1.1.1 Siyenogranit.....	37
4.1.1.2 Monzogranit	42
4.1.1.3 Granodiyorit	46
4.1.1.4 Kuvars monzonit	49
4.1.2 Siyenitoid ailesi.....	60
4.1.2.1 Siyenit.....	60
4.2 Mafik İntrüzif Kayalar	67
4.2.1 Kuvars diyorit / monzodiyorit	67
4.2.2 Gabro/Monzogabro.....	72
4.1.3. Felsik ve mafik dayklar	85
4.1.3.1 Felsik dayklar	85
4.1.3.2 Monzonit porfir dayk karmaşığı	87
4.1.3.3 Mafik dayklar	91
4.1.4 İkiztepe Granitoidi.....	94
4.1.5 Kontakt metamorfik kayalar	98
5. KONFOKAL RAMAN SPEKTROMETRESİ ÇALIŞMALARI.....	105
5.1 Ana Bileşenlere Ait KRS İncelemeleri	106
5.2 Mafik Bileşenlere Ait KRS İncelemeleri	107
5.2.1 Olivin	108
5.2.2 Piroksen.....	110
5.2.3 Amfibol.....	111
5.2.4 Biyotit	113

6. MİNERAL KİMYASI	119
6.1 Feldispat Mineral Kimyası	119
6.2 Biyotit Mineral Kimyası	121
6.3 Amfibol Mineral Kimyası.....	124
6.4 Piroksen Mineral Kimyası.....	126
7. JEOKRONOLOJİ	129
7.1 Bölgede Geç Kretase Yaşlı İntrüziflerde Yapılmış Yaşlandırmalar	131
7.2 Jeokronolojik Bulgular	133
7.2.1 ⁴⁰ Ar / ³⁹ Ar termokronolojisi	133
7.2.2 Zirkon U-Th -Pb Jeokronolojisi	141
7.2.2.1 Felsik intrüzif kayaların U-Pb jeokronolojisi.....	145
7.2.2.2 Mafik intrüzif kayaların U-Pb jeokronolojisi	153
8. JEOKİMYA.....	162
8.1 Tüm Kaya Jeokimyası	162
8.1.1 Kayalarda bozunma etkisi.....	163
8.1.2 Anaoksit element jeokimyası.....	165
8.1.2.1 Istranca İntrüziflerinin kimyasal sınıflandırılması ve magma karakteri ..	167
8.1.3 İz element jeokimyası.....	173
8.2 İzotop Jeokimyası.....	175
9. TARTIŞMA	179
9.1 Tektonik Yerleşim Ortamı	179
9.2 Magma Kökeni ve Farklılaşma Süreçleri	180
9.3 Istranca İntrüziflerinde Gözlenen Anklav Tipleri ve Kökeni.....	192
9.4 Istranca İntrüziflerinde Sıcaklık-Basınç-Derinlik Uygulamaları.....	203
9.4.1 Tüm kaya kimyasına göre sıcaklık-basınç uygulamaları.....	203
9.4.2 Mineral kimyası uygulamaları.....	205
9.5 Jeodinamik Evrim.....	211
10. SONUÇLAR	216
KAYNAKLAR	218
EKLER.....	240
EK 1 Petrografik incelemelerde kullanılan kısaltmalar	241
EK 2 Temsili örneklerin koordinatları ve petrografik İncelemesi	242
EK 3 Kaya gruplarından seçilen örneklerin modal mineraloji analizi sonuçları	252
EK 4 Kaya gruplarından seçilen minerallerin mikroprob analiz sonuçları	253
EK 5 Temsili örneklerin ana element oksit ve iz element konsantrasyonları	280
EK 6 Temsili örneklerin nadir toprak elementleri konsantrasyonları	288
EK 7 İncelenen örneklerin CIPW normatif mineralojik bileşimleri.....	292
ÖZGEÇMİŞ.....	301

SİMGE VE KISALTMALAR DİZİNİ

Al	Alüminyum
Ar	Argon
Ba	Baryum
Ca	Kalsiyum
Ce	Seryum
Dy	Disprozyum
Er	Erbiyum
Eu	Evropiyum
Fe	Demir
fO ₂	Oksijen fugasitesi
Gd	Gadolinyum
Hf	Hafniyum
Ho	Holmiyum
K	Potasyum
KB	Kuzey batı
Kbar	kilobar
Km	kilometre
La	Lantan
Lu	Lutesyum
Mg	Magnezyum
Mg#	Magnezyum numarası
Na	Sodyum
Nb	Neobiyum
Nd	Neodmiyum
O	Oksijen
OH	Hidroksil iyonu
P	Fosfor
Pb	Kurşun
Pm	Prometyum
ppb	Milyarda Bir Kısım
ppm	Milyonda Bir Kısım
Pr	Praseodim
Rb	Rubidyum
Si	Silisyum
Sm	Samaryum
Sr	Stronsiyum
Ta	Tantal
Tb	Terbiyum
Th	Toryum
Ti	Titanyum
Tm	Tulyum
U	Uranyum
X _{An}	Anortit %si
Y	İtriyum
Yb	İterbiyum

Zr	Zirkonyum
$\delta^{18}\text{O}$	Oksijen 18 izotopu

Kısaltmalar

a.p.f.u.	Formül birimi başına atom
Ab	Albit
ABTS	Apuseni Banat Timok Srednogorie
ACNK	$\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$
and	Andaluzit
af	Alkali feldispat
AFC	Asimilasyon Fraksiyonel Kristalleşme
AFM	Alkalioksitler- demiroksit - magnezyumoksit
AI	Ishikawa alterasyon indeksi
AK	Ateşte Kayıp
all	Allanit
amf	Amfibol
An	Anortit
ANE	Ağır nadir toprak elementleri
ANK	$\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$
B	Batı
bi	Biyotit
CC	Kabuksal kirlenme
CIA	Bozunmanın Kimyasal İndeksi
CIPW	Cross, Iddings, Pirsson ve Washington
cm	Santimetre
D	Doğu
Dio	Diyorit
En	Enstatit
ep	Epidot
EPMA	Elektron Prob Mikro Analiz
FC	Fraksiyonel Kristalleşme
Fs	Ferrosillit
Gb	Gabro
G	Güney
GB	Güneybatı
GD	Güneydoğu
Gra	Granit
Grd	Granodiyorit
grn	Granat
GPS	Küresel Konum Belirleme Sistemi
ICP-MS	İndüktif olarak eşleşmiş plazma kütle spektrometresi
idd	İddingsitleşme
KB	Kuzeybatı
KD	Kuzeydoğu
KK	Kıta kabuğu
KKPI	Klorit karbonat pirit indeksi

klrt	Klorit
klst	Kalsit
kpir	Klinopiroksen
KRS	Konfokal Raman Spektroskopisi
kvr	Kuvars
LIL	Geniş iyonlu litofil
LM	Litosferik manto
M	Manto uç bileşeni
Max	En büyük
MMA	Mafik mikrogranüler anklav
Min	En küçük
Mnz	Monzonit
MTA	Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü
My	Milyon yıl
NIGL	Nevada Üniversitesi İzotop Jeokronoloji Laboratuvarında
NMORB	Normal Okyanus ortası sırt bazaltları
NTE	Nadir Toprak Elementleri
ODTÜ	Ortadoğu Teknik Üniversitesi
OK	Okyanusal kabuk
ol	Olivin
opk	Opak mineral
ops	Opasitleşme
Or	Ortoklaz
ORG	Okyanus ortası Granitoyidleri
Ort	Ortalama
P	Basınç
PCIGR	Pasifik İzotop ve Jeokimyasal Araştırma Merkezinde
PEDXRF	Polarize Enerji Dispersif X Işınları Floresans Spektrometresi
PIA	Plajiyoklaz bozunma indeksi
plj	Plajiyoklaz
PPL	Tek nikol
QAP	Kuvars Alkali Feldispat Plajiyoklaz
SEM	Taramalı Elektron Mikroskobu
Sye	Siyenit
Syn-COLG	Çarpışma ile eş yaşlı granitoyidler
T	Sıcaklık
TAS	Toplam alkali silika
ti	Titanit
Ur	Uralitleşme
ÜK	Üst Kabuk uç bileşeni
VAG	Volkanik yay granitoyidi
vol	Vollastonit
vzv	Vezüvyan
WPG	Levha içi granitoyidleri
XPL	Çapraz nikol
YEBİM	Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi
YMM	Yitim ile metasomatize olmuş manto
Zr	Zirkon

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1	Çalışma alanı yer bulduru haritası	2
Şekil 1.2	Çalışma alanında örnekleme yapılan noktaların dağılımı	4
Şekil 1.3	Çalışma alanının Türkiye jeolojisindeki konumu.....	11
Şekil 3.1	Istranca Masifi jeoloji haritası	26
Şekil 3.2	Istranca Masifi'ni oluşturan birimlerin tektonostratigrafik kesiti	27
Şekil 3.3	Istranca Masifi'ne ait birimlerin stratigrafik kolon kesiti.....	30
Şekil 3.4	Srednogorie yayına ait Geç Kretase yaşlı magmatik kayaların Türkiye ve Bulgaristan'da dağılımı	31
Şekil 4.1	Çalışma alanında gözlenen intrüzif kayaların dokusal farklılıkları: a) Paleozoyik yaşlı metamorfizma etkisiyle yönlü doku kazanmış metagranit, b) bölgesel metamorfizmadan etkilenmemiş faneritik dokulu Geç Kretase yaşlı intrüzifler	33
Şekil 4.2	Çalışma alanında yer alan Geç Kretase yaşlı intrüziflerin kompozisyonel ve konumsal dağılımı.....	34
Şekil 4.3	Istranca Geç Kretase intrüziflerinden yapılan örnekleme lokasyonları dağılımı.....	35
Şekil 4.4	Kaya gruplarının QAP diyagramında modal mineralojik sınıflandırması.....	36
Şekil 4.5	Granitoyid ailesine ait kayaların yoğun gözleendiği Demirköy ilçesi dolaylarında yüzeylenen intrüzif kayaların jeoloji haritası	38
Şekil 4.6	Granitoyid ailesine ait kayaların yoğun gözleendiği Demirköy ilçesi dolaylarında alınan AA ¹ hattından alınan jeolojik kesit....	39
Şekil 4.7	Hamdibey KD'unda yüzeylenen, eklem yüzeyleri boyunca küresel ayrışma gösteren siyenogranitlerin mostra görüntüsü	40
Şekil 4.8	Hamdibey KD'unda yüzeylenen a) siyenogranit bileşimli kayanın ve içinde yer alan keskin dokanaklı, ince taneli MMA'nın yakın plan görüntüsü, b) siyenogranitin genel mikroskopik dokusu ve biyotitlerde gözlenen magmatik lineasyonun XPL görüntüsü.....	41
Şekil 4.9	Yumurta tepe güneyinde yüzeylenen günlenme etkisiyle yoğun arenalaşmış monzogranit mostrasına ait genel görünüm	43
Şekil 4.10	Demirköy GD'sunda, Talimhane tepe batısında yüzeylenen monzogranitlerin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü.....	43
Şekil 4.11	Hamdibey Sırtı güneybatısında Değirmendere içinde yüzeylenen monzogranit ve içerdği şiliren tipi anklava ait arazi görüntüsü.....	44
Şekil 4.12	Hamdibey köyü güneyi Mezar tepe dolaylarında gözlenen monzogranit içinde magma segregasyonu tipi anklav	44
Şekil 4.13	Monzogranitlerin mikroskop altında gözlenen ana bileşimi ve geneldokusunun a) PPL ve b) XPL görüntüsü.....	45
Şekil 4.14	Demirköy güneyinde Değirmen dere içinde küresel ayrışmalı olarak yüzeylenen granodiyorit mostrası	46

Şekil 4.15	Demirköy G-GD sunda yüzeylenen yüzeylenen granodiyoritlerin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü	47
Şekil 4.16	Demirköy güney doğusunda Değirmen dere içinde yüzeylenen granodiyoritlerin dokusal özellikleri ve içerdiği MMA'ın yakın plan görüntüsü	47
Şekil 4.17	Granodiyoritlerin mikroskop altında gözlenen ana bileşimi ve genel dokusunun a) PPL ve b) XPL görüntüsü	48
Şekil 4.18	Kuvars monzonit bileşimli kayaların yoğun gözleendiği Karacadağ köyü dolaylarında yüzeylenen intrüzif kayaların jeoloji haritası	50
Şekil 4.19	Kuvars monzonit bileşimli kayaların yoğun gözleendiği Karacadağ köyü dolaylarında alınan BB ¹ hattından alınan jeolojik kesit	51
Şekil 4.20	Karacadağ köyü çevresinde gözlenen iri kristalli monzonit bileşimli kayaların genel görüntüsü.....	52
Şekil 4.21	İri kristalli monzonitler içinde gözlenen poikilitik dokulu, iri kristalli, pembe renkli ortoklaz megakristalleri.....	53
Şekil 4.22	İri kristalli kuvars monzonitin mikroskop altında genel dokusu, mineral bileşimi ve bu kayalarda tipik olarak gözlenen poikilitik dokunun a) PPL ve b) XPL görüntüsü.....	54
Şekil 4.23	Kuvars monzonitin içinde yer alan pirkosenlerde gözlenen magmasal uralitleşme; merkezde kalıntı piroksen, çeperde amfibol minerali a) PPL ve b) XPL görüntüsü.....	55
Şekil 4.24	Kuvars monzonitlerde gözlenen mafik mineral segregasyonunun a) PPL ve b) XPL görüntüsü.....	56
Şekil 4.25	Şükrüpaşa köyü çevresinde gözlenen bol eklemli, sağlam ince kristalli monzonit mostrası genel görüntüsü.....	57
Şekil 4.26	Şükrüpaşa köyü yaklaşık GD'sunda gözlenen gözlenen ince kristalli monzonitin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü	58
Şekil 4.27	İnce kristalli monzonitlerin mikroskop altında mineral bileşimi ve genel dokusuna ait a) PPL ve b) XPL görüntüsü.....	59
Şekil 4.28	Kuvars siyenit bileşimli kayaların yoğun gözleendiği Dereköy nahiyesi dolaylarında yüzeylenen intrüzif kayaların jeoloji haritası	61
Şekil 4.29	Kuvars siyenit bileşimli kayaların yoğun gözleendiği Dereköy nahiyesi dolaylarında alınan CC ¹ hattından alınan jeolojik kesit	62
Şekil 4.30	Dereköy kuzeyinde, Domuzbayır tepe kuzeybatısı yüzeylenen küresel ayrışmalı siyenite ait genel arazi görünümü	63
Şekil 4.31	Dereköy kuzeyinde gözlenen porfirofaneritik dokulu siyenitin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü.....	64
Şekil 4.32	Dereköy kuzeyinde gözlenen porfirofaneritik dokulu siyenit içindeki ortoklaz megakristalinin yakın plan görüntüsü.....	64
Şekil 4.33	Kuvars siyenitler içinde gözlenen a) eliptik formu monzodiyorit bileşimli mafik magmatik anklava ait yakın plan fotoğrafı, b) MMA içinde gözlenen anakayaya ait ksenolite ait yakın plan arazi görüntüsü	65

Şekil 4.34	Kuvars siyenitlerin mikroskop altında mineral bileşimi ve genel dokusuna ait a) PPL ve b) XPL görüntüsü	66
Şekil 4.35	Demirköy GB' sında gözlenen günlenme sonucu arenalaşmış diyorit mostrası genel görüntüsü	67
Şekil 4.36	Demirköy B'sında gözlenen küresel ayrışmalı diyoritlerin genel görüntüsü	68
Şekil 4.37	Demirköy ilçesi güney batısında yer alan kuvars diyoritlerin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü.....	69
Şekil 4.38	Hamdibey kuzeyinde yüzeylenen monzodiyoritlerin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü.....	69
Şekil 4.39	Kuvars diyorit bileşimli kayaların mikroskop altında mineral bileşimi ve genel dokusunun a) PPL ve b) XPL görüntüsü.....	70
Şekil 4.40	Kuvars monzodiyorit bileşimli kayaların mikroskop altında mineral bileşimi ve genel dokusunun a) PPL ve b) XPL görüntüsü	71
Şekil 4.41	Kocakızılcık tepe batısında ince kristalli, faneritik dokulu olivinli gabroların a) genel mostra görüntüsü, b) yakın plan görüntüsü	73
Şekil 4.42	Çakmak tepe eteklerinde gözlenen faneritik dokulu gabroların a) genel mostra görüntüsü, b) yakın plan görüntüsü	74
Şekil 4.43	Çakmak tepe dolaylarında gözlenen olivin içermeyen gabroların genel dokusu ve magmasal uralitleşmenin; a) PPL ve b) XPL görüntüsü	75
Şekil 4.44	Uzuntarla tepe güneyinde gözlenen holokristalin ve subofitik dokulu, olivin içermeyen gabroların a) PPL ve b) XPL görüntüsü	76
Şekil 4.45	Kocakızılcık tepe batısında holokristalin ve ofitik dokulu, olivinli gabroların a) PPL ve b) XPL görüntüsü.....	77
Şekil 4.46	Olivinli gabrolarda gözlenen iddingsitleşmenin a) PPL ve b) XPL görüntüsü.....	78
Şekil 4.47	Gabrolar içinde gözlenen orta kristalli, yarı özşekilli a) titanit ve b) magmatik epidota ait XPL görüntüleri.....	79
Şekil 4.48	Gabrolar içinde gözlenen iri kristalli, pegmatitik piroksen kristallerinin segregasyonu	80
Şekil 4.49	Gabrolar içinde gözlenen ince-uzun prizmatik kristaller halinde gelişen mafik mineral segregasyonu.....	81
Şekil 4.50	Gabroyidler içinde gözlenen MMA'a ait XPL görüntüsü	81
Şekil 4.51	Gabrolar içinde gözlenen orbiküler doku	82
Şekil 4.52	Orbikülün iç yapısı	83
Şekil 4.53	Orbiküler gabroda matriksten çekirdeğe doğu mikroskobik dokunun değişimine ait XPL görüntüsü	83
Şekil 4.54	Gabroyidler içinde gözlenen magma karışımı a) yarı plastik gabro ile derinlerden gelen daha sıcak ve bazik magmanın karışımı ve sonucunda oluşan orbiküler doku, b) sıcaklığını kaybetmemiş yarı plastik gabro ile derinlerden sokulan daha sıcak ve bazik magmanın sinozoidal dokanaklı ilişkisi.....	84
Şekil 4.55	Hamdibey güneyinde Çatal Dere içinde monzogranitleri kesen alkali feldispat granit bileşimli aplit daykına ait arazi görüntüsü	85

Şekil 4.56	Hamdibey KD'unda yüzeylenen alkali feldispat granit bileşimli aplitik daykın mineral bileşimi ve genel dokusunu gösterir a) PPL ve b) XPL görüntüleri.....	86
Şekil 4.57	Şükrüpaşa köyü GD'sunda Türkiye-Bulgaristan sınırında gözlenen monzonit bileşimli porfirik dokulu dayk karmaşığının genel görüntüsü.....	87
Şekil 4.58	Şükrüpaşa köyü GD'sunda Türkiye-Bulgaristan sınırında gözlenen monzonit bileşimli porfirik dokulu dayk karmaşığının dokusu ve mineral bileşiminin yakın plan görüntüsü.....	88
Şekil 4.59	Holokristalen porfirik dokulu kuvars monzonit porfirlerin mikroskop altında genel doku ve mineral bileşimini gösteren a) PPL, b) XPLgörüntüleri.....	89
Şekil 4.60	Körfez dokulu kuvars fenokristali çevresinde gelişmiş yoğun implikasyon dokularından oluşan, kriptokristalen agregat şeklindeki, reaksiyon kuşağının mikroskobik görüntüsü	90
Şekil 4.61	Monzonit porfir içinde tali olarak yer alan radyoaktif allanit kristali XPL görüntüsü.....	90
Şekil 4.62	Dereköy kuzey batısında Istranca İntrüziflerine ait arenalaşmış siyenit ve kesen iri amfibol kristalli diyorit porfirin genel görüntüsü	91
Şekil 4.63	Dereköy çevresinde yoğun şekilde gözlenen, iri amfibol mineralleri içeren diyorit porfirin genel dokusunun yakın plan görüntüsü	92
Şekil 4.64	Dereköy çevresinde yoğun şekilde gözlenen, iri amfibol kristalleri diyorit porfire ait mikroskobik dokunun XPL görüntüsü	92
Şekil 4.65	Karadere köyü kuzeybatısı dolaylarında gözlenen ofitik dokulu monzodiyorit porfire ait genel dokunun ve mineral bileşiminin XPL görüntüsü.....	93
Şekil 4.66	Çalışma alanında gözlenen ofitik dokulu ince kristalli diyabazın XPL görüntüsü.....	94
Şekil 4.67	İkiztepe Granitoyidine ait kayaların QAP diyagramında modal mineralojik sınıflandırması.....	95
Şekil 4.68	İkiztepe Granitoyidi genel dokusu, porfirik ortoklaz kristalleri, epidot segregasyonlarının yakın plan görüntüsü	96
Şekil 4.69	İkiztepe Granitoyidinde poikilitik dokulu ortoklaz kristali ve kayanın genel dokusuna ait yakın plan görüntüsü.....	96
Şekil 4.70	İkiztepe Granitoyidine ait örneğin mikroskop altında genel doku ve mineral bileşimini gösteren a) PPL ve b) XPL görüntüsü	97
Şekil 4.71	Çalışma alanında intrüzif kayalar ile metapeltik kayaların dokanağında gelişen andaluzit şiste ait a) arazi görütüsü, b) XPL görüntüsü	99
Şekil 4.72	Çalışma alanında intrüzif kayalar ile kalkışist dokanağında gelişen granat felse ait a) arazide yakın plan görütüsü, b) PPL, c) XPL görüntüsü.....	100

Şekil 4.73	Şükrüpaşa köyü güneyinde metakarbonat-intrüzyon dokanağında gözlenen a) iri taneli, şeker dokulu rekristalize mermer ve b) kontakttaki metasomatik etkilere bağlı kırık ve çatlaklar boyunca yan kayada meydana gelen malahit sıvamaları	101
Şekil 4.74	Çalışma alanında intrüzif kayalar ile mermer dokanağında gelişen vollastonit mermere ait a) arazi yakın plan görüntüsü, b) PPL, c) XPL görüntüsü.....	102
Şekil 4.75	Çalışma alanında intrüzif kayalar ile mermer dokanağında kalsilikatik felse ait a) arazi yakın plan görüntüsü, b) PPL, c) XPL görüntüsü.....	103
Şekil 4.76	Dereköy nahiyesi kuzeyinde metakarbonat-intrüzyon dokanağında gözlenen ekzoskarn zonu a) ince-orta taneli, özşekilli granat, b) ışınal epidot mineralleri-kalsit-galen oluşumları, d) kalkopirit-galen cevherleşmesi.....	104
Şekil 5.1	En yaygın gözlenen mineral gruplarının ana titreşim bölgeleri...	106
Şekil 5.2	Olivin kristallerinin KRS incelemeleri sonucu belirlenen Raman spektrumlarının karşılaştırılması	109
Şekil 5.3	Olivin minerallerinin $815-825\text{ cm}^{-1}$ ve $838-857\text{ cm}^{-1}$ spektral bölgelerindeki konumlarına göre Fo-Fa kompozisyonu.....	110
Şekil 5.4	Seçili piroksen kristallerinin KRS incelemeleri sonucu belirlenen Raman spektrumlarının karşılaştırılması	112
Şekil 5.5	Seçili amfibol kristallerinin KRS incelemeleri sonucu belirlenen Raman spektrumlarının karşılaştırılması	114
Şekil 5.6	Felsik kayalardan seçilen biyotit kristallerinin karşılaştırmalı Raman spektrumları.....	116
Şekil 5.7	Mafik kayalardan seçilen biyotit kristallerinin karşılaştırmalı Raman spektrumları.....	117
Şekil 5.8	Siyenogranit içinde gözlenen ve KRS incelemesi yapılan granata ait a) BSE görüntüsü, b) Raman görüntüsü, c) Raman spektrumunun referans pik ile karşılaştırılması.....	118
Şekil 6.1	İnceleme alanında yer alan kaya gruplarına ait feldispatların An-Or-Ab diyagramında dağılımı	121
Şekil 6.2	İnceleme alanında yer alan kaya gruplarına ait biyotitlerin; a) Fe/(Fe+Mg) karşı Si (apfu) dağılımına göre sınıflama diyagramında, b) $\text{Mg}-(\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{+3}+\text{Ti})-(\text{Fe}^{+2}+\text{Mn})$ üçgen diyagramında, c) kimyasal sınıflama diyagramında dağılımı	123
Şekil 6.3	İnceleme alanında yer alan kaya gruplarına ait biyotitlerin; a) $(\text{TiO}_2*10)-(\text{FeO}_t+\text{MnO})-\text{MgO}$ üçgen diyagramında dağılımı, b) orojenik konuma göre dağılımı	124
Şekil 6.4	İnceleme alanında yer alan kaya gruplarına ait amfibollerin; a) Al^{IV} karşı Al^{VI} değişimi, b) BNa karşı BNa+BCa değişimi ve c) $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+2)$ karşı Si (apfu) diyagramında kristallerin tür adlanması	125
Şekil 6.5	Çalışma alanında incelenen kaya grupları içinden yapılan piroksen mineral kimyası sonuçlarının; a) Wo-En-Fs diyagramındaki konumu, b) Q- J diyagramındaki dağılımı.....	128

Şekil 6.6	İncelenen piroksenlerde gözlenen zayıf zonlanma ve Fe, Mg değişimi; a) BSE görüntüsü, b) çeperden çepere Mg-Fe değişim profilleri	128
Şekil 7.1	Jeokronolojik yaşlandırmalarda radyoaktif ve radyojenik izotopların evrimi	130
Şekil 7.2	Jeokronolojik yaşlandırmalarda kullanılan yöntem-materyaller ve kullanılabildiği yaş aralıkları	130
Şekil 7.3	KB Türkiye ve Bulgaristan arasında yüzeylenen Geç Kretase ve Paleozoyik yaşlı intrüzif/metaintrüziflerin zamansal ve mekansal dağılımı	132
Şekil 7.4	Ar-Ar analizlerinde: a) Aşamalı ısıtılan homojen hipotetik tane ve b) aşamalı ısıtılma sonucu kümülatif ³⁹ Ar salınımı ve oluşan yaş spektrumu	134
Şekil 7.5	İnceleme alanından alınan izotop ve jeokronolojik örnekler için lokasyonların harita üzerinde dağılımı	135
Şekil 7.6	İncelenen granit örneğinden (DM-07-42) seçilen hornblend kristaline ait ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar yaş spektrumu ve plato yaşı	136
Şekil 7.7	İncelenen gabro örneğinden (15-DE-43) seçilen hornblend kristaline ait ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar yaş spektrumu ve pseudoplato yaşı	139
Şekil 7.8	İncelenen gabro örneğinden (16-KEU-44) seçilen hornblend kristaline ait ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar yaş spektrumu ve pseudoplato yaşı	140
Şekil 7.9	İncelenen gabro örneğinden (16-KEU-53) seçilen hornblend kristaline ait ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar yaş spektrumu ve pseudoplato yaşı	140
Şekil 7.10	Pseudoplato yaşı belirlenen gabrolara ait görünür yaş diyagramları a) 15-DE-43, b) 16-KEU-44 ve c) 16-KEU-53	141
Şekil 7.11	Kristalizasyon anından itibaren zirkon kristali içinde radyoaktif ve radyojenik izotopların değişimi	142
Şekil 7.12	U-Pb jeokronolojisi örnek seçilmesinde petrografik incelemelere göre tespit edilen yarı özşekilli, prizmatik zirkon kristallerine bir örnek	143
Şekil 7.13	Farklı zirkon türleri ve bunların oluşumunun genel olarak şematize çizimi; a) yüksek sıcaklıkta bir ilksel magmadan türemiş magmatik zirkon, b) magmatik-hidrotermal geçişi sırasında değişme ve çözünme yoluyla oluşan metamikt zirkon, c) Zr-doygun hidrotermal sıvılardan yeniden kristallenmiş hidrotermal zirkon	144
Şekil 7.14	U-Pb jeokronolojisi için seçilen örneklerin zirkon popülasyonlarına ait Th/U konsantrasyonu değişimi	144
Şekil 7.15	16-KEU-79 numaralı monzogranit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü.	145
Şekil 7.16	16-KEU-79 numaralı monzogranitlere ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri	146
Şekil 7.17	17-DE-02 numaralı monzogranit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü.	147
Şekil 7.18	17-DE-02 numaralı monzogranite ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri	148

Şekil 7.19	16-KEU-102 numaralı kuvars monzonit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü.	149
Şekil 7.20	16-KEU-102 numaralı kuvars monzonitlere ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri	150
Şekil 7.21	17-DE-04 numaralı kuvars siyenit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü.	151
Şekil 7.22	17-DE-04 numaralı kuvars siyenite ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri	152
Şekil 7.23	17-DE-03 numaralı monzogabro örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü.	153
Şekil 7.24	17-DE-03 numaralı monzogabroya ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri	154
Şekil 7.25	16-KEU-125 numaralı kuvars diyorit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü.	155
Şekil 7.26	16 KEU 125 numaralı kuvars diyorit örneğinde analiz edilen zirkonlarına) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri	156
Şekil 7.27	17-DE-01 numaralı kuvars diyorit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü.	157
Şekil 7.28	17-DE-01 numaralı kuvars diyorit örneğinde analiz edilen zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri	158
Şekil 7.29	16-KEU-60 numaralı monzodiyorit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü.	159
Şekil 7.30	16-KEU-60 numaralı monzodiyorit örneğinde analiz edilen zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri	160
Şekil 7.31	İnceleme alanında elde edilen yaş bulguları ve kullanılan yöntemlerin özet grafiği.....	161
Şekil 8.1	İnceleme alanındaki kaya gruplarının CIPW normatif değerlerine göre Q-ANOR diyagramında dağılımı	162
Şekil 8.2	İnceleme alanındaki kaya gruplarının; a) plajiyoklaz ayrışma indisine karşı ateşte kayıp değerine göre değişim diyagramındaki, b) KKP indeksine karşı Ishikawa alterasyon indeksi değişim diyagramındaki konumu.....	164
Şekil 8.3	İnceleme alanındaki kaya gruplarının ana element oksit içeriklerinin değişim aralıkları	166
Şekil 8.4	İnceleme alanındaki kaya gruplarının toplam alkali-SiO ₂ değişim diyagramındaki konumları	168
Şekil 8.5	İnceleme alanındaki kaya gruplarının AFM diyagramında dağılımı.....	168
Şekil 8.6	İnceleme alanındaki kaya gruplarının SiO ₂ -K ₂ O diyagramındaki konumu	169
Şekil 8.7	İnceleme alanındaki kaya gruplarının ANK-ACNK diyagramında dağılımı	170

Şekil 8.8	İnceleme alanındaki kaya gruplarının FeO / (FeO + MgO) karşı silika değişimine göre sınıflama diyagramında dağılımı.....	171
Şekil 8.9	Istranca İntüziflerine ait kayalarının SiO ₂ 'ye karşı ana oksit element değişim diyagramları	172
Şekil 8.10	Istranca İntüziflerine ait kayaların SiO ₂ ' ye karşı iz element değişim diyagramları	174
Şekil 8.11	İnceleme alanındaki intrüzif kayaların Sr-Nd izotopik korelasyon diyagramında dağılımı	178
Şekil 9.1	İnceleme alanında yer alan felsik-ortaç kayaların a) Nb'a karşı Y, b) Ta'a karşı Yb c) Rb'a karşı (Yb+Ta) ve d) Rb'a karşı SiO ₂ , diyagramında dağılımları.....	180
Şekil 9.2	İnceleme alanında yer alan felsik ve mafik intrüziflerin çeşitli kabuksal materyallerden oluşan deneysel ergiyik alanları içinde dağılımı	181
Şekil 9.3	Istranca İntüziflerinde; a) felsik intrüzif kayaların, b) mafik intrüzif kayaları ilksel mantoya normalize edilmiş iz element değerlerinin çoklu element değişim diyagramında dağılımı, c) felsik intrüzif kayaların ve d) mafik intrüzif kayaların kondrite normalize edilmiş nadir toprak elementleri değerlerinin çoklu element değişim diyagramında dağılımı.....	183
Şekil 9.4	Istranca İntüziflerinin Th/Yb-Ta/Yb diyagramındaki dağılımı..	184
Şekil 9.5	Istranca İntüziflerinin SiO ₂ 'ye karşı Ba/Nb diyagramındaki dağılımları.....	185
Şekil 9.6	Istranca İntüziflerine ait kayaların; a) SiO ₂ 'ye karşı ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ve b) SiO ₂ 'ye karşı ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd değişimi, c) Rb/Sr karşı ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr değişim diyagramlarında dağılımı	186
Şekil 9.7	Istranca İntüziflerine ait kayaların; a) Ce/Pb' ye karşı Th/La, b) La/Yb karşı Sr/La, c) Ba/La karşı Th/Yb değişim diyagramlarındaki dağılımları	187
Şekil 9.8	Istranca İntüziflerine ait kayaların εNd ⁽ⁱ⁾ vs. ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i) diyagramında dağılımı	188
Şekil 9.9	Istranca İntüziflerinin ikili karışım model diyagramında dağılımları ve yaklaşık kabuksal kirlenme oranları.....	189
Şekil 9.10	Istranca İntüziflerinin üçlü karışım model diyagramında dağılımları.....	190
Şekil 9.11	Istranca İntüziflerine ait örneklerin; (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i karşı εNd _(i) diyagramında dağılımı ve Doğu Karadeniz intrüzifleriyle karşılaştırması	191
Şekil 9.12	Istranca İntüzifleri içinde gözlenen başlıca anklav türleri a) ksenolit tipi, b) magma segregasyonu, c) magma mingling tipi anklavlara ait yakın plan görüntüleri	194
Şekil 9.13	Istranca İntüziflerine ait granitler içinde gözlenen mafik mineral segregasyonlarının: a) XPL mikrofotografı, b) skeç görüntüsü ..	195
Şekil 9.14	Istranca İntüziflerine ait granodiyorit kompozisyonlu anakaya ile mikrokuvars diyorit kompozisyonlu mikrogranüler anklavın dokanağına ait XPL görüntüsü	196

Şekil 9.15	Istranca İnrüziflerinde magma karışım göstergeleri: a) kuvars monzonitler içinde gözlenen poikilitik dokulu ortoklaz kristali, b) granodiyoritler içinde gözlenen poikilitik kuvars kristali ve çekirdeklerinden itibaren bozunarak ters sossuritleşme gösteren plajiyoklaz kristali, c) poikilitik dokuya ait skeç görüntüsü.....	197
Şekil 9.16	Istranca İnrüziflerine ait granodiyoritler içinde gözlenen a) osellar dokulu kuvars ve zonlu plajiyoklaz kristalleri, b) osellar dokuya ait skeç görüntüsü	198
Şekil 9.17	Istranca İnrüziflerine ait kayalarda magma karışım iz sürücüleri olarak gözlenen a) prizmatik ve iğnemsî apatitlerin varlığı, b) skeç görüntüsü	198
Şekil 9.18	Istranca İnrüziflerine ait kayalarda gözlenen zonlu plajiyoklaz kristalleri.....	199
Şekil 9.19	Istranca İnrüziflerine ait granodiyoritler içinde normal zonlanma gösteren plajiyoklazlarda yapılan merkez-çeper Raman spektrumlarının karşılaştırılması	200
Şekil 9.20	Istranca İnrüziflerine ait siyenitler içinde normal zonlanma gösteren plajiyoklazlarda manto kısmında anortit zenginleşmesi: a) ölçüm alınan plajiyoklaz kristalinin BSE görüntüsü, b) kenardan kenara anortit oranı değişimi	201
Şekil 9.21	Istranca İnrüziflerine ait kayaların içerdiği iri kristalli, yarı özşekilli, zonlanma gösteren piroksen kristaline XPL görüntüsü	201
Şekil 9.22	Istranca İnrüziflerine ait siyenitler içinde zonlanma gösteren klinopiroksen kristalinin a) BSE görüntüsü ve b) kenardan kenara Mg# değeri değişimi	202
Şekil 9.23	Istranca İnrüziflerine ait kayalarda ksenolitik, magma segregasyonu ve magma mingling anklavlarının genel oluşum modeli	202
Şekil 9.24	Istranca İnrüziflerine ait kayaların tüm kaya jeokimyasına göre fosfor doygunluğunun SiO ₂ karşı değişimi ve deneysel sıcaklık eğrileri.....	204
Şekil 9.25	İnceleme alanındaki kaya gruplarının hesaplanan CIPW norm değerlerine göre belirlenen kuvars-albit-ortoklaz üçgen diyagramı	204
Şekil 9.26	Klinopiroksen kristallerinin XPT-YPT diyagramında konumu ..	205
Şekil 9.27	Amfibollerin P-T değişim diyagramında dağılımı	208
Şekil 9.28	Biyotitlerin Ti karşı Mg # değişim diyagramındaki dağılımı.....	209
Şekil 9.29	Kaya türlerine göre minerallerin kristallenme basınç-derinlik koşulları değişimi	211
Şekil 9.30	Istranca İnrüziflerine ait kayaların jeokronolojik yaş bulguları ve bunların D-B dağılımı	213
Şekil 9.31	Istranca İnrüziflerinin jeodinamik evrim modeli.....	215

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 5.1	Kayaların ana bileşenini oluşturan minerallerin Raman kaymaları özeti	107
Çizelge 5.2	Çalışma alanında yer alan kayaların ana bileşimini oluşturan minerallerin KRS özeti	108
Çizelge 5.3	Çalışma alanında yer alan olivin içeren kayaların KRS özeti	109
Çizelge 5.4	İnceleme alanında yer alan piroksen içeren kayaların KRS özeti ..	111
Çizelge 5.5	Çalışma alanında yer alan amfibol içeren kayaların KRS özeti	113
Çizelge 5.6	Çalışma alanında yer alan biyotit içeren kayaların KRS özeti	115
Çizelge 7.1	Çalışma alanında öncel çalışmalarda elde edilmiş yaş bulguları ...	131
Çizelge 7.2	DM-07-42 numaralı örnekten seçilen hornblendin basamaklı ısıtma yöntemi uygulanarak elde edilen ^{40}Ar - ^{39}Ar yaşlandırma verileri.....	136
Çizelge 7.3	15-DE-43 numaralı örnekten seçilen hornblende ait sıcaklık artışına bağlı argon salınımı ve elde edilen ^{40}Ar - ^{39}Ar yaşlandırma verileri.....	137
Çizelge 7.4	16-KEU-44 numaralı örnekten seçilen hornblende ait sıcaklık artışına bağlı argon salınımı ve elde edilen ^{40}Ar / ^{39}Ar yaşlandırma verileri.....	137
Çizelge 7.5	16-KEU-53 numaralı örnekten seçilen hornblende ait sıcaklık artışına bağlı argon salınımı ve elde edilen ^{40}Ar / ^{39}Ar yaşlandırma verileri.....	138
Çizelge 8.1	Istranca İintrüziflerine ait kayaların öncel çalışmalarda belirlenmiş Sr-Nd ve O izotop verileri	176
Çizelge 8.2	Istranca İintrüziflerine ait kayaların Sr-Rb-Sm-Nd element içerikleri, ölçülen ve hesaplanan Sr-Nd izotop oranları, ϵSr - ϵNd değerleri	177
Çizelge 9.1	Istranca İintrüzifleri içindeki klinopiroksen içeren kayalarda; klinopiroksen-tüm kaya ve klinopiroksen kimyasına göre T-P ortalama değerleri	206
Çizelge 9.2	Istranca İintrüzifleri içindeki amfibol içeren kayalarda; mineral kimyasına göre T-P ortalama değerleri	207
Çizelge 9.3	Istranca İintrüziflerine ait kayaların biyotit kristallerinde hesaplanan T-P- $f\text{O}_2$ ortalama değerleri.....	210

1. GİRİŞ

Kuzeybatı Türkiye’de, Trakya yarımadasının KB bölümünü (Yıldız Dağları) kapsayan çalışma alanı; Istranca Masifi’ne ait metamorfik kayalar, bunları kesen magmatik kayalar ve tüm birimleri örten Paleojen-Neojen yaşlı örtü birimlerinden oluşmaktadır. Türkiye’de dar bir alanda yüzeyleyen Istranca Masifi, Bulgaristan sınırlarında daha geniş alanlarda yüzeilenmektedir. Bölge, yoğun metamorfizma ve tektonizma nedeniyle jeolojik anlamda karmaşık bir yapı sergilerken, coğrafi koşulların elverişsizliği, özellikle yoğun bitki örtüsü ve ormanlık alanların varlığı nedeniyle arazi çalışmaları sırasında zaman zaman zorluklar yaşanmıştır.

Istranca Masifi’ne yönelik çoğunlukla stratigrafinin ortaya koyulması, “masif” sorununun çözülmesi ve metamorfik kayaların petrolojisi ile ilgili pek çok çalışma mevcuttur. Ancak bölgedeki magmatik evrimin aydınlatılmasına yönelik araştırmalar oldukça kısıtlı olup bunların bir kısmı güncelliğini kaybetmiştir. Trakya yarımadasında Istranca Masifi dışında kalan; sedimanter, volkanosedimanter ve volkanik birimlerden oluşan Paleojen-Neojen örtü birimleri ise ekonomik (doğalgaz, kömür ve endüstriyel hammadde) potansiyelinin yüksek olması ve coğrafi koşulların araştırmaların yürütülmesine elverişli şartlar sunması nedeniyle daha fazla araştırmaya konu olmuştur.

Bu çalışmada Istranca Masifi’ni kesen Geç Kretase yaşlı intrüziiflerin petrolojisi, tektonomagmatik gelişimi ve birbirleriyle olan petrolojik ilişkileri zamansal ve mekansal açıdan ortaya konulmaktadır.

1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

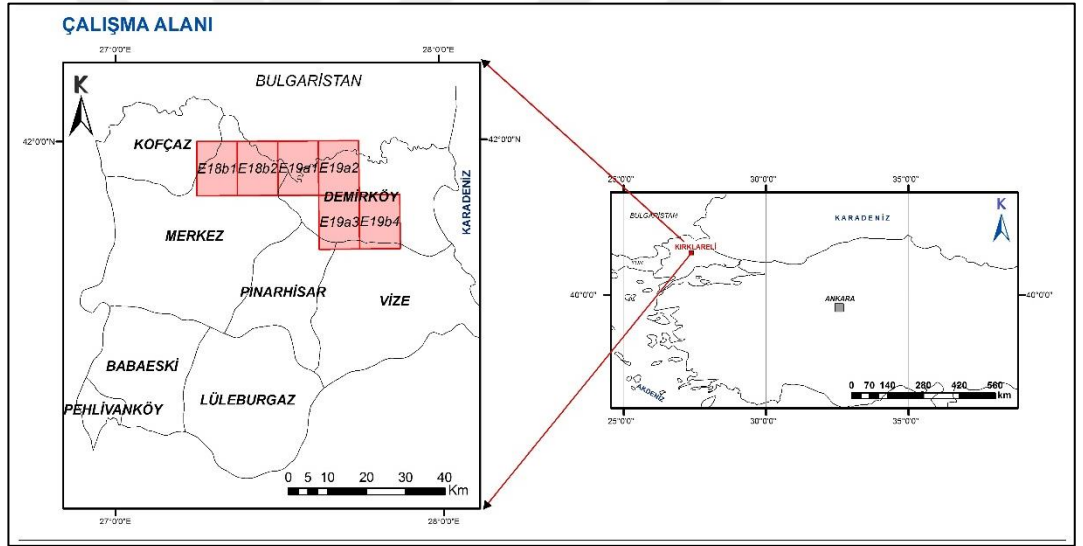
Bu çalışmayla, KB Türkiye’de yüzeilenen Istranca Masifi’ni kesen Geç Kretase magmatizmasının zamansal ve mekansal gelişimi ve bunun levha tektoniği açısından konumunun ortaya konması amaçlanmaktadır.

Istranca Masifi’ne ait metamorfitleri kesen Geç Kretase yaşlı intrüziiflere ilişkin yapılan çalışmalar, az sayıda lokasyondan yapılan örneklemelerle yürütülmüş ve elde edilen

veriler tüm Geç Kretase intrüzifleri için kabul edilmiştir. Günümüz şartlarının el verdiği ölçüde detaylandırılan arazi çalışmaları ve analitik bulgular Geç Kretase magmatizmasını daha anlaşılır hale getirmektedir. Türkiye bölümündeki verilerle Bulgaristan bölümünden elde edilmiş verilerin karşılaştırması da bütünü görmek adına önem arz etmektedir.

1.2 Çalışma Alanının Konumu ve Coğrafi Özellikleri

Çalışma alanı; KB Türkiye’de Trakya Yarımadası kuzey bölümlerinde yer alan Istranca (Yıldız) Dağları’nda yer almaktadır. Geç Kretase yaşlı intrüziflerin konumuna göre seçilen çalışma alanı Kırklareli il sınırları içinde 1/100.000 ölçekli E18 ve E19 paftalarını kapsamaktadır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 Çalışma alanı yer bulduru haritası

Orta yükseklikteki dağ zincirinin en yüksek bölümü yaklaşık 1.031 metrelik Mahya Dağı zirvesinin de bulunduğu Kırklareli ile Demirköy arasındadır.

Bölgede Trakya Yarımadası’na ait tipik iklim koşulları egemen olup, kışlar oldukça soğuk ve yağışlı yazlar ılık ve yağışlı geçmektedir. Çalışma alanındaki kayın, gürgen ve meşeden oluşan yoğun orman ve bitki örtüsü çalışma şartlarını güçleştirmektedir. Çalışma alanına ulaşım ilçe ve köylere karayolu ile sağlanırken ormanlık alan içindeki

lokalitelere orman ve patika yolları ile ulaşılmaktadır. İlçe ve köylere ulaşım rahat sağlanırken orman içinde kalan bölgelerde yolların bakımsızlığı ulaşımı güçleştirmektedir.

1.3 Materyal ve Yöntem

Bu tez çalışması; literatür derlemesi, arazi çalışması, labotuvan çalışması ve elde edilen verilerin değerlendirilmesi şeklinde dört aşamada gerçekleştirilmiştir.

1.3.1 Literatür derleme

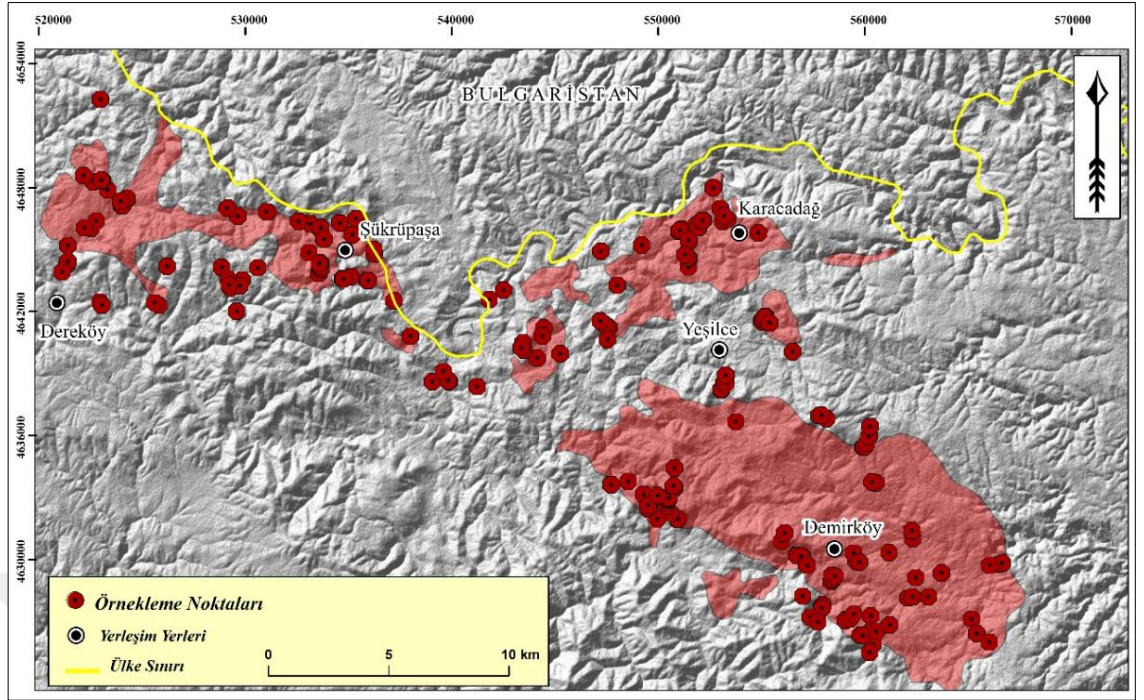
Istranca Masifi ve masifi kesen Geç Kretase yaşlı intrüzyonlarla ilgili öncel çalışmalar derlenerek kaynak özetleri çıkarılmıştır. Bunun yanında çalışma konusuyla ilgili literatür incelenerek çalışma alt yapısı hazırlanmıştır.

1.3.2 Arazi çalışması

Arazi çalışması süresince; Kırklareli 1/100.000 ölçekli E18 ve E19 paftalarına ait jeoloji haritaları içinde yüzeylenen Geç Kretase yaşlı intrüzif kayaların metamorfik birimler ve birbirleriyle olan ilişkileri belirlenerek; 1/25.000 ölçekli (E18-b1 ve b2; E19 a1-a2-a3) haritalara sınırları çizilmiş ve laboratuvar çalışmaları için sistematik örnekleme yapılmıştır (Şekil 1.2).

1.3.3 Laboratuvar çalışmaları

Saha çalışmalarında alınan örneklerin laboratuvar çalışmaları; mineraloji ve petrografi, jeokimya, mineral kimyası, radyojenik (Sr-Nd) izotop ve yaşlandırma (U-Pb ve Ar-Ar) analizlerini kapsamaktadır.



Şekil 1.2 Çalışma alanında örnekleme yapılan noktaların dağılımı (İntrüziflere ait sınırlar MTA 1:1.250.000 ölçekli jeoloji haritasından (Konak vd. 2016) alınmıştır)

Alınan örnekler üzerinde yapılan analizler sonucunda petrografi, jeokimya, izotop ve yaş verileri birleştirilerek bölgedeki magmatizmanın kökeni ve zamansal-mekansal gelişimi ortaya konulmaya çalışılmıştır.

1.3.1.1 Mineraloji-petrografi analizleri

Arazi çalışmalarında Istranca İntrüziflerini oluşturan birimlere ait taze mostralardan 344 adet çeşitli bileşimde kaya örneği alınmıştır. Söz konusu örneklerin detaylı petrografik inceleme yapılması amacıyla Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM)'nde ve Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (MTA) Jeoloji Etütleri Dairesi'nde ince kesitleri yapılmıştır. İnce kesitler Ankara Üniversitesi YEBİM'de bulunan Leica marka DMLP model polarizan mikroskop ile incelenerek kayaların mikroskobik dokusal özellikleri, mineralojik bileşimleri ve bozunma türleri belirlenmiştir.

Seçili minerallerde tür tanımlaması için yapılan yarı kalitatif Konfokal Raman Spektrometre (KRS) incelemeleri Ankara Üniversitesi YEBİM’de Thermo marka DXR model KRS ile gerçekleştirilmiştir. Ölçüm sisteminin ana bileşenleri lazer, elektrik soğutmalı şarj bağlantılı cihaz dedektörü (CCD), optik mikroskoptan oluşmaktadır. Cihaz kalibrasyonu polistiren film kullanılarak test edilmiştir. Örneklerle ait üzeri açık ince kesitler 633 cm^{-1} lazer kullanılarak analiz edilmiş, $0\text{-}1200\text{ cm}^{-1}$ aralığında 2 cm^{-1} çözünürlükte alınan Raman spektrumları Labspec 4.02 paket programı kullanılarak değerlendirilmiştir.

1.3.1.2 Jeokimya analizleri

Mineralojik-petrografik olarak incelenen ve uygun görülen 283 adet örneğin ana, iz ve nadir toprak elementler (NTE) bileşimlerini ortaya koymak amacıyla jeokimyasal analizler yapılmıştır. Ana oksit-iz element konsantrasyonları ve ateşte kayıp yüzdesi analizleri Ankara Üniversitesi YEBİM’de yapılmıştır. Ana oksit ve iz element konsantrasyonları analizi Spectro marka X-Lab 2000 model Polarize Enerji Ayrımlı X-ışını Floresans Spektroskopisi (PED-XRF) cihazında Tq-7220 metodu kullanılarak yapılmıştır. Cihazın ve metodun kalibrasyonu USGS’in plütonik kayalar (granit, granodiyorit vb.) için oluşturduğu K02-GSR-09 ve G01-GS-N-Granit standartları kullanılarak yapılmıştır. Kantitatif NTE içerikleri ise MTA Analitik Kimya Laboratuvarlarında Thermo marka XSeries II model İndüktif Eşleşmiş Plazma-Kütle Spektrometresi (ICP-MS) cihazında TS ISO 14869-1 Standardına göre gerçekleştirilmiştir.

1.3.1.3 Mineral kimyası analizleri

Petrografik özelliklerine göre inceleme alanında yer alan kaya türlerinden seçilen on iki adet örnekten mineral bileşimlerini ve oluşum (sıcaklık-basınç ve derinlik) koşullarını belirlemek üzere kantitatif mineral kimyası analizleri yapılmıştır. Örnek hazırlama ve analiz süreci Deniz (2021)’de belirtilen şekilde yürütülmüştür. Ankara Üniversitesi YEBİM laboratuvarlarında analiz edilecek örneklerle ait üzeri açık parlak kesitler

yapılmış, bunlar Quorum Q150T ES makinesi kullanılarak karbon ile kaplanmıştır. Noktasal ve çizgisel Elektron Prob Mikro analizleri (EPMA), Ankara Üniversitesi YEBİM’de beş dalga boyu dispersif spektrometre ile donatılmış JEOL marka JXA 8230 model Süper Prob ile seçili noktalardan 20 kV akım ve 20 nA hızlanma gerilimi ile ölçülmüştür. Kalibrasyon ve ölçümler için doğal oksit ve mineral referans malzemeleri kullanılmıştır. Element ölçümlerinde kullanılan standartlar ve dedeksiyon sınırları şu şekildedir: Mg (diyopsit, 150 ppm), Na (albit, 188 ppm), Si (ortoklaz, 242 ppm), Al (ortoklaz, 85 ppm), Fe (olivin, 104 ppm), K (ortokolaz, 27 ppm), Ti (titanyum oksit, 69 ppm) ve Ca (diyopsit, 39 ppm). Matris etkileri JEOL tarafından sağlanan yazılım ile düzeltilerek, atom numarası (Z), absorpsiyon (A) ve floresans (F) etkileri için düzeltmeler yapılmıştır.

1.3.1.4 Radyojenik izotop jeokimyası analizleri

Her kaya grubundan seçilen yirmi sekiz adet temsili örneğin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ radyojenik izotop jeokimyası analizleri Orta Doğu Teknik Üniversitesi (ODTÜ) Merkez Laboratuvarı Ar-Ge Eğitim ve Ölçme Merkezi, Radyojenik İzotop Laboratuvarında Köksal vd. (2017) tarafından detayları ve koşulları belirtildiği şekilde yapılmıştır. Tartım, kimyasal çözme ve kromatografi işlemleri %100 temizlik standardına uygun temiz laboratuvar koşullarında, ultrasaf su ve kimyasallar kullanılarak gerçekleştirilmiştir. 80 mg tartılarak PFA şişelere aktarılan numuneler 4 mL %52 HF içinde 4 gün süreyle $>100^{\circ}\text{C}$ 'lik ısıtıcı tabla üzerinde bekletilerek tamamen çözülmüştür. Isıtıcı tabla ile buharlaşmaya yakın kurutulan örnekler ilk olarak 4 mL 6 N HCl asite 24 saat tabii tutularak çözülmüş, daha sonra tekrar ısıtıcı tabla üzerinde buharlaştırmaya yakın kurutulduktan sonra 1 mL 2.5 N HCl asit içine konularak kromatografi uygulamalarına geçilmiştir.

Sr elementinin ayrılması 2.5 N HCl asitle 2 mL hacimde Bio Rad AG50 W-X8, 100-200 mesh reçine kullanılan teflon kolonlarda gerçekleştirilmiştir. Sonrasında 6 N HCl asitle nadir yer elementleri fraksiyonu toplanmıştır. Sr tek Re-filamenti üzerine Ta-aktivatör ve 0.005 N H_3PO_4 kullanılarak yüklenmiş ve statik durumda ölçüm alınmıştır. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

verileri $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 'e normalize edilmiştir. Ölçümler Sr NBS 987 standardına göre 0.710235 ± 10 (n=2) olarak ölçülmüştür. Neodmiyum elementinin diğer nadir yer elementlerinden ayrımı 0.22 N HCl asit kullanılarak, teflon kolonlarda, 2 mL hacimde HDEHP (bis-ethyexyl fosfat) kaplı biobeads -Bio Rad- reçineden geçirilerek yapılmıştır. Ayrılan Nd 0.005 N H_3PO_4 ile birlikte Re-filamente yüklenmiş, çift filament tekniği kullanılarak statik durumda ölçülmüştür. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ verileri $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ değerine normalize edilmiştir. Ölçümler Nd LaJolla standardına göre 0.511845 ± 5 (n=2) olarak ölçülmüştür. Stronsiyum ve Neodmiyum izotop oranı ölçüm sonuçları üzerinde herhangi bir sapma (bias) düzeltmesi yapılmamış olup ölçümler, Thermo-Fisher marka Triton model Termal İyonizasyon Kütle Spektrometresi (TIMS) kullanılarak çoklu-toplama ile yapılmıştır. Analitik belirsizlikler 2 sigma düzeyindedir.

1.3.1.5 Yaşlandırma analizleri

Çalışma alanından her litolojik kaya birimini temsil edecek şekilde örnekleme yapılmıştır. Örnek seçiminde mümkün olduğunca taze ve alterasyon zonlarından uzak örnek alınmaya özen gösterilmiştir. Analiz yöntemi seçilirken öncelikle kayanın Zr içeriği kontrol edilerek seçim yapılmış ve analiz edilmek üzere ilgili laboratuvarlara yönlendirilmiştir.

1.3.1.5.1 U-Pb yaşlandırma

Çalışma alanından alınan, yeterli Zr konsantrasyonuna sahip (Zr konsantrasyon > 50ppm) dört adet felsik ve dört adet mafik bileşimli intrüzif kayaya ait örnekler zirkon kristalizasyon yaşının belirlenmesi için Pasifik İzotop ve Jeokimyasal Araştırma Merkezi'nde (PCIGR, Kanada) ve Laserchron (ABD) laboratuvarlarında analiz edilmiştir.

İlgili örneklerden zirkonlar seçilerek elde edilen zirkonların tamamı dört birincil zirkon standardına (FC, SL-F, SL-mix ve R33) göre her birinin birden fazla parçasıyla birlikte epoksi içine gömülmüştür. Epoksi içine gömülen zirkonlar ~ 20 mikron zımparalanarak

9, 5, 3 ve 1 mikron parlatma ke eleriyle aşamalı olarak parlatılmıştır. Sonrasında Gatan Chroma CL2 dedektörü ile donatılmış Hitachi marka S-3400N model tarama elektron mikroskobu (SEM) kullanılarak katodoluminesans (CL) görüntüleri alınmıştır. Analiz sürecine geçilmeden önce epoksiye gömülmüş zirkonların yüzeyi Pb'dan arındırmak için %1 HNO₃ ve %1 HCL ultrasonik banyo ile temizlenmiştir.

Her bir zirkon kristallerinin U-Pb jeokronolojisi Lazer Aşındırmalı  oklu Toplayıcı İndüktif Kütle Spektrometresiyle (LA-MC-ICPMS) Gehrels vd. (2008) belirtildiği şekilde analiz edilmiştir. Bu analizler Analyte G2 Excimer marka Lazer Ablasyon sistemi eklenmiş Thermo marka Element 2 model tek toplayıcı ICP-MS ile gerçekleştirilmiştir. Lazer aşındırmasında delgi hızı ~1 mikron/saniye olup bu da zirkon kristali üzerinde ~15 mikronluk ablasyon çukuru derinliği oluşturmaktadır. ²⁰⁶Pb/ ²³⁸U ve ²⁰⁶Pb/ ²⁰⁴Pb sonuçlarındaki hata payı her analiz için ²⁰⁶Pb/²³⁸U yaşında ~ %1-2 (2-sigma düzeyinde) nihai ölüm hatasına neden olmaktadır (Gehrels vd. 2008). ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb ve ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb oranlarındaki hata payının 900 My'dan daha eski taneler için yaş olarak ~ %1-2 (2 sigma seviyesinde) belirsizliğe neden olduğu belirtilmektedir (Gehrels vd. 2008). Ancak ²⁰⁷Pb sinyalinin düşük yoğunluğu nedeniyle genç tanelerde hata payı önemli  l de daha büyüktür (Gehrels vd. 2008). Ortak Pb düzeltmesi, Hg düzletilmiş ²⁰⁴Pb kullanılarak ve Stacey ve Kramers (1975)'in belirttiği ilk Pb kompozisyonu varsayılarak gerçekleştirilmiştir. Modern kristal kayaçlardaki Pb izotopik bileşimindeki değişime göre bu değerlere ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴Pb için 1.5 ve ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb için 0.3 belirsizlikleri uygulanmıştır. ²⁰⁴Hg ile ²⁰⁴Pb karışımı lazer ablasyon sırasında ²⁰²Hg  l m  ve doğal ²⁰²Hg/²⁰⁴Hg 4.35 olan değerine göre ²⁰⁴Hg'nin çıkarılması için hesaba katılmıştır. Analiz sonuçlarına göre belirsizliklerin 1-sigma düzeyinde olduğu ve yalnızca ölüm hatalarını içerdiği ve %20'den fazla diskordans (²⁰⁶Pb/²³⁸U ve ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb yaşları ile karşılaştırması) veya %5'ten büyük ters diskordans olan analizlerin dikkate alınmamıştır. Ortaya çıkan yaşlar Isoplota yazılımına aktarılarak Pb*/U konkordiya diyagramları ve ağırlıklı ortalama diyagramları oluşturulmuştur (Ludwig, 2008). Ağırlıklı ortalama diyagramlar; ağırlıklı ortalamayı (i  belirsizliklerin karesine göre ağırlıklandırma), ağırlıklı ortalamanın belirsizliğini, yaşlara karşılık gelen dış (sistematik) belirsizliği, kullanılan yaşlara uygun nihai belirsizliği (ağırlıklı ortalamanın ikinci dereceden eklenmesi ve dış belirsizliklerle belirlenir) ve veri setinin ağırlıklı sapmaların ortalama karesi (MSWD)'ni göstermektedir.

1.3.1.5.2 $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma

Analiz edilmek üzere Zr konsantrasyonu düşük olan üç adet mafik bileşimli kaya (gabro) ve zirkon yaşıyla korelasyon yapmak amacıyla bir adet felsik kaya örneği seçilmiştir. Seçilen örnekler içerdiği hornblend kristallerinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemiyle soğuma yaşının belirlenmesi için Nevada Üniversitesi İzotop Jeokronoloji Laboratuvarı'nda (NIGL, ABD) analiz edilmiştir.

Analiz edilen numuneler Al folyoya sarılmış ve 6 mm iç çaplı sızdırmaz kaynaşmış silika tüpler halinde istiflenmiştir. Tek tek paketler ortalama 2 mm kalınlığına sahip olup tüp boyunca her 5-10 mm'de bir nötron fluans monitörleri (standart numune) (FC-2, Fish Kanyon Tüfüne ait sanidin) yerleştirilmiştir. Ayrıca sentetik K-cam ve optik sınıf CaF_2 , K ve Ca'dan nötron kaynaklı argon parazitlerini izlemek amacıyla bu paketlere eklenmiştir. Numune ve standart dolu tüpler iridasyon için bir Al kabına konularak, ABD Jeolojik Araştırma TRIGA Reaktörü'nde ışınlama için 1 MW reaktörün çekirdeğinde 7 saat bekletilmiştir. K ve Ca'daki nötron reaksiyonlarına müdahale etmek için düzeltme faktörleri K-cam ve CaF_2 parçalarının birçok kez tekrarlanan analizi ile belirlenmiştir. $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_K$ değerleri $1.36 (\pm \%12.80) \times 10^{-2}$ olarak ölçülmüştür. Ca düzeltme faktörleri ise $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 3.01 (\pm \%0.80) \times 10^{-4}$ ve $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 8.31 (\pm \%0.44) \times 10^{-4}$ olarak belirlenmiştir. J faktörleri, tüm standart pozisyonlarda $\%0.09$ ile $\%0.12$ arasında tekrarlanabilirliği olan nötron fluans monitörlerinin 5-6 ayrı kristalinin füzyonu ile tespit edilmiştir.

FC-2 sanidin standartlarına göre iridasyona uğratılmış CaF_2 ve K-cam parçaları yüksek vakum ekstraksiyon hattında bir Cu numune tepsisine yerleştirilmiş ve 20W CO_2 lazer kullanılarak kaynaştırılmıştır. Aşamalı ısıtma yöntemi ile analiz edilen numuneler, Staudacher vd. (1978) tasarımına benzer bir çift vakum dirençli fırın ile ısıtılmıştır. Reaktif gazlar, genişlemeyle MAP 215-50 kütle spektrometresine ulaşmadan önce üç GP-50 SAES alıcı tarafından çıkarıldı. Ekstraksiyon hattının ve kütle spektrometresinin göreceli hacimleri gazın $\%80$ 'inin lazer füzyon analizleri için kütle spektrometresine ve $\%76$ 'sının ise fırın ısıtma analizleri için kullanılabilmesine olanak vermektedir. Piklerin yoğunlukları, yedi döngü boyunca pik atlama ile bir Balzers elektron çarpanı kullanılarak

ölçülürken; ilksel pik yükseklikleri ise gaz giriş zamanının doğrusal regresyonuyla ile belirlenmiştir. Kütle spektrometresinin ayırım ve duyarlılığı, on-line pipet sisteminden atmosferik argon bölüntülerinin tekrarlanan analizi ile izlenmiştir. Bu çalışma sırasında $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ oranı 285.16 ± 0.25 olarak ölçülmüştür bu nedenle ölçülen izotop oranlarına 1.0363 (4 AMU) ayırım düzeltilmesi uygulanmıştır. Kütle spektrometresinin hassasiyeti $\sim 6 \times 10^{-17}$ mol mV^{-1} olup çarpan Faraday üzerinde 36 kazançla çalıştırılmıştır. Hat boşluklarında lazer füzyon analizleri için ^{40}Ar için 2.26 mV, ^{36}Ar için 0.01 mV; aşamalı ısıtmada ^{40}Ar için 16.60 mV, ^{36}Ar için 0.06 mV ortalama belirlenmiştir. Fish Kanyonu Tüfüne ait sanidin yaşı olan 28.02 My (Renne vd. 1998) bu numunelerin yaşlarının hesaplanmasında akışın izlenmesi için kullanılmıştır.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analizlerinde bir plato analitik olarak ayırt edilemez yaşlara sahip üç veya daha fazla bitişik gaz fraksiyonlarından oluşmakta olup salınan toplam gazın önemli bir kısmını (ortalama %50'sini) oluşturur. Toplam gaz yaşları serbest bırakılan ^{39}Ar miktarına göre ağırlıklandırılarak hesaplanırken, plato yaşları varyansın tersi ile ağırlıklandırılarak belirlenmektedir. Her bir örnek için ters izokron diyagramları kaçak (excess) argonun etkilerini kontrol etmek için incelenmektedir. Güvenilir izokronlar Wendt ve Carl'in (1991) MSWD kriterlerine dayanmakta ve platolara ait bitişik adımlar ve salınan toplam gazın önemli bir kısmını içermektedir.

1.3.4 Elde edilen verilerin değerlendirilmesi

Literatür, arazi ve laboratuvar çalışmaları neticesinde elde edilen tüm veri ve bilgiler birlikte değerlendirilerek yorumlanmıştır. Verilerin değerlendirilmesinde ve yorumlanması sürecinde Microsoft Office uygulamaları yanında ArcGIS, Adobe Photoshop, Corel Draw ve Grapher bilgisayar programları kullanılarak harita, çizelge ve diyagramlar oluşturulmuştur. Sonuç olarak mineraloji-petrografi, mineral kimya, jeokimya ve jeokronolojik bulguları birlikte yorumlanarak Istranca Masifini kesen Geç Kretase intrüzyonlarının zamansal ve mekansal gelişimi ve bunun levha tektoniği açısından konumu ortaya konulmaya çalışılmıştır.

1.4 Bölgenin Türkiye jeolojisindeki yeri

İlk zamanlar Pontid kuşağı içine dahil edilen Istranca Masifi (Ketin 1966); Okay ve Tüysüz (1999) tarafından Türkiye'nin tektonik birlikleri sınıflamasında, Doğu Avrupa'dan uzanan, KB Türkiye'de küçük bir alanda yüzlek veren Rodop-Istranca zonu olarak tanımlanmıştır. Bu zon, doğuda Batı Karadeniz fayıyla kesilerek İstanbul zonu birimlerine geçilirken, güney bölümlerde Tersiyer yaşlı Trakya Havzası birimleriyle örtülmektedir (Şekil 1.3).

Istranca Masifi'ne ait tüm birimler, Geç Kretase yaşlı intüziyonlarla kesilmektedir. Geç Kretase yaşlı magmatik birimler; Avrasya kıtasal sınırı boyunca uzanan, en uzun magmatik yaylardan biri olan Apuseni-Banat-Timok-Srednogorie (ABTS) kuşağına aittir (Stampfli ve Mosar 1999; Kamenov vd. 2007; Richards vd. 2012; Richards 2015). Bu kuşak, Romanya'da Apuseni dağlarından başlayarak, Sırbistan, Yunanistan kuzeyi, Bulgaristan ve nihayetinde Türkiye'de Karadeniz kıyıları boyunca uzanmaktadır (Okay vd. 1994).



Şekil 1.3 Çalışma alanının Türkiye jeolojisindeki konumu (Catto vd. 2018; Candan vd. 2016'dan değiştirilmiştir)

2. KAYNAK ÖZETLERİ

2.1 Istranca Masifi ile İlgili Yapılmış Çalışmalar

Türkiye'nin KB'sı ve Bulgaristan'ın GD'da yer alan Istranca Masifi'nin Türkiye bölümünde kaydedilmiş ilk çalışma, Pamir ve Baykal (1947) tarafından yapılmış, bölge metamorfik ve sedimanter formasyonlar olarak iki grupta incelenmiş ve bu ayrım bölgede yapılan günümüz çalışmalarına temel oluşturmuştur. Çalışmalarında ayrıca, masifin güney bölümünde yüksek dereceli metamorfik kayaların yer aldığını, kuzeyde ise metamorfizma derecesinin daha düşük olduğunu belirtmişlerdir.

Holmes (1961) "Trakya'nın stratigrafik incelemesi" konulu çalışmasında; Trakya yarımadasında yer alan temel kayaları, Paleozoyik yaşlı metamorfikler olarak tanımlamış ve bunları kesen olasılıkla Paleozoyik yaşlı granitik intrüzyonların gözlemlendiğini belirtmiş ve tüm bunları da "Istranca Grubu" olarak tanımlamıştır.

Aydın (1974), Kırklareli-Dereköy bölgesini petrografik ve stratigrafik olarak metamorfik ve magmatik birimler olmak üzere iki başlık altında incelemiştir.

Aral (1976), Dereköy-Karadere dolaylarındaki incelemesiyle elde ettiği verileri Bulgar verileriyle karşılaştırarak; magmatik birimlerin sınırın iki yanında da gözlemlendiği ancak diğer metamorfik ve sedimanter birimlerde sınırın iki bölümünde tanımsal uyumsuzluklar olduğunu belirtmiştir. Istranca Masifi'nin Balkan yarımadasının en doğusunun çekirdeği ve Rodop Masifi'nin eşleniği olduğunu belirtmiştir. Yaşları Proterozoyik'ten Paleozoyik'e değişen gnaysları Istranca Masifi'nin en yaşlı birimi olarak kabul etmiştir. Bunun üzerine farklı kompozisyonlarda gözlenen Triyas şistlerinin uyumsuzlukla geldiğini; bu şistlerinde üzerine Jura yaşlı yarı metamorfik kireçtaşlarının geldiğini belirtmiştir.

Öztunalı ve Üşümezsoy (1979, 1981), Istranca Masifi'nin güney kesimlerinde yer alan granitik kökenli porfiroblastik kayalarda görülen çok iri K-feldispat megablastlarını,

çekirdeklenme ve büyümesini milonitleşmiş eski kayalara ve dışarıdan madde getirimine bağlı gelişen metasomatizmayla açıklamışlardır. Bölge yazarlar tarafından “masif” olarak tanımlanmıştır.

Chatalov (1980), Istranca Masifi'nin Bulgaristan bölümünde, Balkanid (otokton), Istranca (allokton) ve Sakar tipi (allokton) olmak üzere üç tip Triyas isitifinin varlığını belirtmiştir.

Üşümezsoy (1982) Istranca Masifi'nin Kırklareli Grubu (kıtasal temel), Istranca Grubu (kıta kenarı metamorfik kuşağı) ve Istranca Batolitinden oluştuğunu belirtmiştir.

Aydın (1982), Istranca bölgesindeki metamorfik ve asidik sokulum kayalarını; yaşlıdan gence doğru şu şekilde tanımlamıştır: Hersiniyen öncesine ait olduğu düşünülen sedimanter kökenli amfibolşistlerden oluşan Koruköy formasyonu, 244 ± 11 My yaşlı Kırklareli metagraniti, amfibol şistler üzerine uyumsuz olarak gelen transgresif özellikli metaklastikler ve rekristalize kireçtaşıdan oluşan Fatmakaya formasyonu, Fatmakaya formasyonu ile yanal ve düşey geçişli mermer-kalkşist-arduvaz ve kuvarsfillit araldanmasından oluşan Kapaklı formasyonu olarak tanımlamıştır. Tüm bu birimler ise Demirköy Plütunu ile kesilmektedir. Demirköy Plütunu ve Kapaklı formasyonu üzerine açılal uyumsuzlukla sedimanter, volkanik ve volkanotortul birimlerden oluşan İğneada formasyonunun geldiğini belirterek, bölgenin altı formasyona ayrıldığını ifade etmektedir.

Taner ve Çağatay (1983), Doğu Rodop ve Srednogorie yapısal metalojenik kuşaklarının devamı olduğunu düşündükleri Istranca Masifi'nin; temelindeki kristalen kayaların, yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış gnays ve amfibolitten oluştuğunu, örtü kayalarının ise uyumsuz olarak temel üzerine gelmekte olduğunu belirtmişlerdir.

Gocev (1985), Istranca tektonik birliklerinin Jura sonu Erken Kretase'de meydana geldiğini, Geç Kretase'de hareket ettiğini ifade etmiştir. Istranca tektonik birliklerini Kuzey Istrancalar ve Paleozoyik-Erken Triyas yaşlı epimetamorfik, volkanik kökenli

sedimanter karmaşıktan oluşan Güney Istrancalar olarak iki grupta incelemiştir. Araştırmacı Kuzey Istranca tektonik birliğini; Sakar ve Dervent napları olarak iki alt grupta incelemiştir. Sakar napı amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmişken, Dervent napı Sakar napından oldukça farklı olup Triyas ve Jura yaşlı kayalardan oluştuğunu belirtmiştir.

Aydın (1988), metamorfizma koşullarının yeşilşist fasiyesinde gerçekleştiği bölgedeki kayaları orojenik hareketlere bağlı olarak sınıflamış, buna göre; magmatik ve metamorfik kayalardan oluşan temel birimlerinin Hersiniyen; üzerine gelen metatortul örtü birimlerinin Kimmeriden, genç plütonik ve volkanik faaliyetlerin ise Alpin orojenik hareketlerine bağlı geliştiğini belirtmiştir.

Okay (1989), Istranca Zonu, İstanbul Zonu, İntra-Pontid Zonu, Sakar Zonu ve İzmir-Ankara-Erzincan Süturu'nun Pontidleri oluşturduğunu belirtmiştir.

Üşümezsoy (1990), Pre-Kambriyen ve Hersiniyen yaşlı granit ve yüksek dereceli metamorfik gnaysların Kırklareli Kompleksini oluşturduğu ve bunların Istranca metamorfik kuşağını oluşturan Triyas-Jura yaşlı meta kırıntılı ve metakarbonatların üzerinde kuzeydoğuya doğru bindirmesi sonucu KB-GD uzanımlı bir zon şeklinde Geç Kretase yaşlı Istranca Batolitinin geliştiğini belirtmiştir.

Yurtsever vd. (1993), “Yıldız Dağları (Istranca Masifinin) Jeolojisi” konulu MTA projesi kapsamında yaptıkları çalışmalarda masifin bugün kabul edilen temellerini kurmuşlardır. Çalışma kapsamında bölgede detaylı haritalama, detaylı stratigrafi çalışmaları ve birçok formasyon adlaması yapılmıştır.

Okay vd. (1994), bir otokton ve bir allohton diziden oluştuğunu ifade ettiği Istranca Zonu'nun Rodop Masifi'nin bir uzantısı olduğunu belirtmişlerdir. Istranca Zonunu oluşturan otokton ve allohton dizilerinin, Geç Triyas-Erken Kretase aralığında metamorfizma ve deformasyon etkisine maruz kaldığını ifade etmişlerdir.

Çağlayan (1996), Jura'da açılmaya başlayan Trakya havzasının Geç Eosen-Geç Tersiyer'de transgressif olarak kuzeyde yer alan Istranca Masifi üzerine doğru ilerlediğini belirtmiştir.

Okay vd. (1996), Istranca Masifi'nin temelini amfibolit ve üst yeşilşist fasiyesine ait metamorfik kayalar ve bunları kesen Hersiniyen granitlerinin oluşturduğunu ve bu temel üzerine uyumsuz olarak Alt-Orta Triyas karasal, sığ denizel kırıntılı karbonatlarının geldiğini belirtmişlerdir. Orta Jura süresince bu otokton ve allokton dizilerinin yeşilşist fasiyesinde deformasyon-metamorfizmaya uğradığını belirtmişlerdir.

Çağlayan ve Yurtsever (1998), detaylı stratigrafik çalışmalar yapmışlar ve masifin ekay dilimleriyle birbiri üzerine ve K-KD'ya doğru itilmiş bir çekirdek (Triyas öncesi temel) ve bunun üzerine gelen metamorfik örtü birimlerinden (Triyas-Jura metasedimanları) oluştuğunu belirtmişlerdir.

Sapunov (1999) çalışmasında, Istranca Masifi'nin Bulgaristan bölümünde, detaylı olarak Jura stratigrafisini ortaya koymuştur.

Okay vd. (2001), Istranca Masifi'nin amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş yoğun deformasyona uğramış Variskan temelden ve bunları kesen Variskan genişlemeli granitoidlerinden oluştuğunu belirtmişlerdir. Metagranitlerin Rb-Sr biyotit ve tüm kaya yaşlarının yaklaşık 155 My (Geç Jura) olup bunun son bölgesel metamorfizma yaşını ifade ettiğini belirtmişlerdir. Senoniyen'de açılan Srednogorie magmatik yayı ve yay içi baseni sonucu masifin kuzey bölümünde Geç Kretase yaşlı volkano-sedimanter kayaların ve plütonların oluştuğunu belirtmişlerdir.

Lilov vd. (2004), Istranca Masifi'nin Bulgaristan bölümüne ait metamorfik kayaları Erken Devoniyen-Orta Jura arası yaş sunan, albit+klorit+serisit+epidot+kalsit mineral parajenezleriyle tipik yeşilşist fasiyesi birimlerini Istranca Diyabaz-Fillitoyid Kompleksi olarak tanımlamışlardır. Metadiyabazlardan 246-309 My tüm kaya K-Ar yaşı belirlenmiştir.

Okay ve Yurtsever (2006), Istranca Masifi'ni oluşturan kristalen kayaları: temele ait orta-yüksek dereceli metamorfik kayalar, temele ait plütonik kayalar ve örtü serisini oluşturan Triyas ve Jura metasedimanları olarak üç grupta ve bunları kesen Üst Kretase yaşlı intrüzyonlar olarak incelemişlerdir.

Natalin vd. (2005), Kırklareli tipi plütonlarla kesilen metamorfik çekirdek ve Triyas yaşlı metasedimanlar örtü birimlerinden oluşan Istranca Masifi'nin Avrupa'daki orojenik kuşaklarla Pontidler arasında önemli bir bağlantı olduğunu vurgulamışlardır. Ayrıca temelde yer alan sedimanter kökenli mika şist, gnays ve amfibolitlerin kalkalkalen, metaluminalı karakterde bir magma ürünü olduğu belirtilen ortognaysların varlığını olgun kıtasal bir havza üzerinde gelişen And tipi magmatik yaya bağlı geliştiğini belirtmişlerdir.

Carrigan vd. (2006), Bulgaristan'da Sredna Gora Zonunu oluşturan Neoproterozoyik magmatizması ve Karbonifer yüksek dereceli metamorfizmasının, Kuzey Amerika ve Avrupa boyunca Gondwana'dan türemiş temel kayalarla benzerliğini irdelemişlerdir.

Sunal vd. (2006), Istranca Masifi temelindeki Karbonifer plütonlarında yer alan hornblend-biyotit, biyotit-muskovit ve lökokratik ortognaysları; modal mineralojik bileşime göre kuvars diyorit, granodiyorit ve tonalit kompozisyonlu olduğunu ve jeokimyasal olarak ilksel magmanın kalkalkalen, metaluminalı karakterli olduğunu belirtmişlerdir. Ortognayslarda zirkon evaporasyon yöntemiyle alınan yaşların 312 ± 2 ile 315 ± 5 My arasında değiştiğini belirlemişlerdir. Karbonifer gnayslarından elde edilen yaş verisi bu kayaların yaşlı kıtasal temel üzerinde gelişen magmatik yayda oluştuğu görüşünü desteklemektedir.

Okay vd. (2008), Rodop, Serbo-Makedonya ve Peri-Rodop Zonlarını kapsayan Istranca Masifi'nin; Triyas-Orta Jura epikarasal sedimanlarının tektonik olarak Erken-Geç Triyas yaşlı hızlı deforme siliklastik türbiditler, karbonatlar, mafik-felsik volkanik kayalardan oluşan volkanosedimanter kompleks ile üzerlenmesini; Istranca alloktonlarının yığılma kompleksi olmasıyla açıklamakta ancak alloktonlardaki okyanusal bileşenin yokluğuna dikkat çekmektedirler.

Topuz vd. (2008), Trakya Yarımadası güneyinde Miyosen klastikleri içinde yüzeyleyen mavişist fasiyesinden ibaret bir tektonik dilimin varlığını belirtmişlerdir. Mavişist kayaları iki tipte gözlendiğini belirtmişlerdir: (1) metadiyabaz ve serpantinit, (2) iyi folyasyonlu rekristalize mermer, mavişist ve metaçört. Güney Trakya ve Biga Yarımadası'nda yer alan yüksek P/T metamorfik kayalarının Circum Rodop Kuşağı güneyinde yer aldığını ve bunun da Geç Kretase'de kuzeydeki kıta altına yitim ve yığılmasını işaret ettiğini belirtmişlerdir.

Moix vd. (2008), Geç Jura-Erken Kretase'de masifte belirlenen deformasyonun kuzey yönlü bir bindirme ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Senoniyen konglomeraları ile sığ denizel kireçtaşlarını ve yay ilişkili magmatizmanında bunun bir göstergesi olduğunu vurgulamışlardır. Jura Vardar Okyanusu'nun Rodop sınırı altına yitimi ve Geç Kretase'de kapanmasıyla ilişkili olarak Senoniyen magmatik yayının meydana geldiğini belirtmişlerdir.

Okay vd. (2008), temele ait ortognaysların zirkon-Pb yöntemiyle intrüzyon yaşını yaklaşık olarak 313 My olarak belirlemişlerdir. Buna göre bölgedeki deformasyonun ve metamorfizmanın geç Karbonifer-Erken Permian'de meydana geldiğini ifade etmişlerdir. Triyas alloktonlarının yerleşimine bağlı olarak Jura-Kretase aralığında deformasyon ve metamorfizmanın ikinci fazının geliştiğini belirtmişlerdir.

Şahin vd. (2009), temel kayaları için çalışmaların büyük bölümünde elde edilen Karbonifer-Permian yaşının yanında jeokronoloji bulgular ışığında bölgede Pre-Kambriyen kayalarının varlığını belirtmişlerdir.

Elmas vd. (2011), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırmasına göre Rodop-Istranca Masifi için Geç Jura-Erken Kretase'de genişlemeli çekirdek kompleks varlığı ifade etmişlerdir.

Natalin vd. (2011), Istranca Masifi ile Avrasyanın güney kenarında bulunan, Geç Paleozoyik-Erken Mesozoyik döneminde Paleo-Tetis'in kuzey yönlü dalma-batması sonucu gelişen İpek yolu yayının benzerliğini irdelemişlerdir.

Sunal vd. (2011), bölgede soğuma ile metamorfizmanın birlikte geliştiğini ve metagranitlerdeki muskovitlerin Rb-Sr yaşlarının güneyden kuzeye doğru azaldığını belirlemişlerdir.

Bedi vd. (2011), bölgenin naplı ve ekaylı yapıya sahip olduğunu belirtmiş ve bölgeyi “Istranca Masifi” yerine “Istranca Kristalen Kompleksi” olarak tanımlamışlardır.

Natalin vd. (2012) Istranca Masifi’nin Paleo-Tetis’in kuzey yönlü dalma-batmasıyla Avrasya’nın güney kenarında gelişen Geç Paleozoyik-Erken Mesozoyik yaşlı uzun dönemli İpek Yolu yayının bir parçası olduğunu ifade etmektedirler. Çalışmalarında, Istranca Masifi’nin Orta Avrupa’daki Variskan Orojeni ve Kimmeriden yapılarının en çok göze çarptığı Pontidlerle denştirildiğini ve bölgenin monzonit bileşimli metagranitlerin sokulum yaptığı gnays-şistlerden oluşan Ordovisiyen (443 ± 27 ve 446 My), Karbonifer (305 My) bir temel ve Triyas yaşlı metasedimanter örtüden oluştuğu belirtmişlerdir.

Okay vd. (2014), Tepecik metagranitinden 256 ± 7 My, Çatalca metagranitinden ise 531 ± 13 My U-Pb zirkon yaşı belirlemişlerdir.

Şahin vd. (2014), Çatalca ve İhsaniye meta-intrüziflerinin; subalkalin, yüksek K kalkalkalin ve peralüminal karakterde olduğunu; LIL elementlerden HFS elementlere doğru bir azalmanın söz konusu olduğunu belirtmişlerdir. Yitim ilişkili bu granitlerden Çatalca metagranitleri için SHRIMP-II U-Pb zirkon yaşını 534.5 ± 3.9 My; İhsaniye metagranitleri için LA-ICP-MS U-Pb yaşını ise 535.5 ± 3.6 My olarak belirlemişlerdir.

Marchev vd. (2015), Balkan Zonu arasında önemli bağlantı olan, Orta Avrupa’da Variskan orojenezi ve Türkiye’de Batı Pontidlerle denştirilen Istranca Masifi’nin Bulgaristan bölümünde; Prekambriyen yaşlı metamorfik temelden (çeşitli granit gnayslar, paragnayslar ve şistler), Triyas-Jura yaşlı metasedimanter örtüden ve Üst Kretase yaşlı volkanosedimanter birimlerden oluştuğunu vurgulamaktadırlar. Variskan yaşlı temeli kesen ve çoğunlukla Türkiye bölümünde gözlenen büyük granitik kütlelere ait LA-ICP-

MS verilerinin Prekambriyen kayalarının varlığı ile tutarlı olmadığı Variskan metamorfizma ve deformasyon sürecinde iki aşamalı magmatizmanın varlığının söz konusu olduğu belirtilmiştir. Magmatizmanın birinci seviyesi 301.9 ± 1.1 My yaşlı ve yoğun deforme olmuş sintektonik metagranitler ile temsil edilirken, ikinci seviyesinin daha genç yaşlı (293 ± 1.7 My) postmetamorfik kayalarla temsil edildiği ifade edilmiştir.

Natalin vd. (2016), Istranca Masifi'ndeki çalışmalarında masifin Prekambriyen-Jura yaşlı olduğunu, Bulgaristan'ın Balkan Zonu ile bağlantılı olarak şekillendiğini, Avrupa'daki Variskan orojeni ve Pontidler ile korele edildiğini ve Kimmeriyen yapılarının önemli olduğunu vurgulamaktadırlar.

Bonev vd. (2019), Paleozoyik granitoid ve metagranitlerinin, Sakar-Istranca Zonu'nda; Sakar biriminin metamorfik temelinde baskın olduğunu, metamorfik temelin yüksek dereceli metamorfik olduğunu ve bunların Triyas yaşlı metasedimanter örtü ile üzerlendiğini belirtmektedirler. Sakar birimine ait asidik magmatik kayaların peraluminalı, yüksek kalkalkalen S-tipi, kıtasal yay granitleri olduğunu belirtmişlerdir. Kırklareli ve Sakar metagranitlerinin Paleotetis okyanusunun dalması ile Lavrasya aktif kenarının gelişimi sırasında kıtasal yay magmatizması ile oluştuklarını belirtmektedirler.

Catto vd. (2018), GD Bulgaristan ve KB Türkiye'de, Istranca Masifi'ndeki; Permian, Triyas ve Kretase kaya örneklerinin apatit fizyon izi analizine dayalı olarak Istranca Masifi için ilk düşük sıcaklık termokronoloji sonuçlarını belirlemişlerdir. Termal evrimi güneyde Senozoyik çökellerden oluşan Trakya Havzası; kuzeyde Geç Kretase yaşlı Srednogie bölgesinin volkanik/volkaniklastiklerinden oluşan enine kesit boyunca incelemişlerdir. Termokronometrik çalışmalar Istranca Masifi'nde Geç Kretase'den Erken Eosen'e kadar tektonik bir durağanlık olduğunu Orta Eosen'de (50-40 My arasında) bölgede ani yükselimin başladığını ifade etmişlerdir.

2.2 Geç Kretase İntrüzifleri ile İlgili Yapılmış Çalışmalar

Bölgede “Dereköy-Demirköy Sokulumu” olarak adlandırılmış Geç Kretase intrüzifleri; özellikle metalojenik potansiyeli açısından ilgi çekici olması nedeniyle; bölgede MTA tarafından yürütülen pek çok proje yapılmıştır.

Birim ilk kez Ksiazkiewicz (1930) tarafından "diyoritik intrüzyonlar" olarak tanımlanmıştır.

Bölgedeki intrüzifler Pamir ve Baykal (1947) tarafından "Demirköy manyetitli granit lakoliti" olarak adlandırılmıştır.

Bakanyıldız ve Atılğan (1977), çalışmalarında Demirköy-Dereköy bölgesini ekonomik jeoloji açısından irdelemişlerdir. Çalışmalarında, Demirköy demir zuhurunun düşük tenörlü, bol silisli yatak olduğunu, faylara bağlı damarlarda devamlılığın sıkça kesildiğini, görünür muhtemel rezervin 15 milyon/ton olduğunu belirtmişlerdir.

Kamitani (1978), Triyas ve Jura birimlerinin masif çekirdeği üzerine uyumsuzlukla geldiğini ve Kimmeriyen süresince, düşük dereceli metamorfizmaya uğradığını belirtmiştir. Demirköy-İkiztepe ve Koru Tepe dolaylarındaki bakır(Cu), molibden (Mo), tungsten (W) cevherleşmeleri açısından ele aldığı çalışmada bölgenin Triyas birimleri ve Tersiyer granitinden oluştuğunu belirtmiştir. Triyas birimleri diyabaz, siyah şistler, grafit şistler, iki mikalı şistler ve kireçtaşlarından oluşurken; Tersiyer granitine ait birimler ise kuvars diyorit ve granodiyoritten oluşmakta olup, Triyas kireçtaşları ile intrüzif dokanaklı olduğu ve buna bağlı olarak İkiztepe-Korutepe Dolapdere doğusunda gelişen skarn zonunda Cu, Mo, W cevherleşmelerinin geliştiği ifade edilmektedir. KD-GB uzanımlı, Demirköy Plütunun kenar kısımlarında hızlı soğuma fayları ve şistoziteye benzer yapraklanma yapısı gözlemiştir. KB-GD yönünde uzanmış bu granitik kayalarının KD’da yaygın olmasını bu birimleri Rodop kütesinin yapısal metalojenik zonu içinde yer almasına bağlamıştır. Jeokronolojik veri olmamasından dolayı Istranca kütesini ve

Triyas birimlerini kesen genç granitlerin yaşının, Rodop Masifi'nden alınan K-Ar yaşlarına göre, Üst Kretase-Eosen arasında olabileceğini belirtmiştir.

Iğdır ve Acar (1978), Demirköy-Sivrililer bölgesinde en altta yer alan beyaz, pembe, sarı Triyas yaşlı kuvarsitler üzerine Jura yaşlı killi şist, fillatların ve bunlarla yanal ve düşey geçişli mermerleşmiş kireçtaşlarının geldiğini belirtmişlerdir. Tersiyer yaşlı Demirköy batolitine ait kuvars diyorit ve granodiyoritlerin bu mermerleri kestiğini gözlemlemişlerdir. İntrüzyonun mermerlerle dokanağında; granatfels, kuvars epidot şistler; pelitik şistler ile dokanağında ise hornfelslerin meydana geldiğini belirtmişlerdir. Ayrıca, bölgede kontakt pnömatolitik ve hidrotermal kökenli cevherleşmenin meydana geldiğini ifade etmişlerdir.

Moore vd. (1980) jeokronolojik çalışmalarla Demirköy sokulumu için K-Ar yöntemiyle 80 my yaşını; Demirköy sokulumu için 78-81 My yaş aralığı belirlemişlerdir.

Iğdır (1981), Demirköy bölgesindeki kayaları iki ana grup altında incelemiştir. Birinci grup metakırıntılı ve metakarbonatlardan oluşurken, ikinci grup ise bunları kesen; Demirköy batolitini oluşturan, genellikle asidik yer yer ortaç karakterli; iri taneli asidik intrüzif kayalardan oluşmaktadır. Bu kayalar beyaz, gri renkli, iri kristalli ve bol anklavlı olup bunların dokanağında skarn (granat, epidot ve diyopsit mineralleri ve pirit-kalkopirit gözlenmektedir) ve silisifiye tabaka kompozisyonları korunmuş hornfelsler gelişmiştir. Bölgede skarn tipi, dissemine ve kuvars damarına bağlı filoniyen tip cevherleşmelerin varlığı belirtilmektedir.

Yücelay (1981), İkiztepe (Demirköy) Cu, Mo, W sahasındaki birimleri; bölgesel metamorfizmadan etkilenmiş sedimanter kayalar (rekristalize kireçtaşları, fillitler, metakumtaşları, yarı metamorfik dolomitik kireçtaşları), magmatik-kontakt metamorfik kayalar (kataklastik kesimlerde potasyum feldispatça zenginleşmiş ve silisleşmiş iri kristalli asidik intrüzifler), orta-ince kristalli porfirik dokulu asidik intrüzif damar kayaları ve kontakt metamorfik granat-diyopsit-epidotlu skarnlar olarak gruplandırmıştır.

Isirtman ve Çengel (1982), Demirköy-Karacadağ-Yiğitbaşı civarındaki birimleri; düşük metamorfik birimler, magmatik kayalar ve başta speksularit ve az manyetit içeren skarnlar olmak üzere kontakt metamorfik kayalar ve içinde bazen çatlak dolgusu şeklinde pirit gözlenen hornfelsler olarak incelemişlerdir. Bölgede iri taneli asidik intrüzyonların fillit ve skarn kayalarıyla dokanak bölümlerinde metasomatizma etkisiyle magma, hibrid bileşim kazanmış olup bu özümsemeye bağlı diyopsit, granat, skapolit gibi minerallerin oluşumunu gözlemlemişlerdir. Bu minerallerin varlığının dokanaktan uzaklaştıkça yok olduğunu belirtmişlerdir.

Aydın (1988) çalışmasında Dereköy civarında gözlenen intrüzyon kayalarda Rb-Sr yöntemiyle 83 My yaşı tespit etmiş ve bu intrüzyon etkisinde gelişen kontakt metamorfizmanın ise amfibol-piroksen hornfels fasiyesi koşullarında olduğunu belirtmiştir.

Ohta vd. (1988), Dereköy-Demirköy civarında gözlenen Kretase yaşlı intrüzyon kayalarda porfiri Cu-Mo ve Cu-Mo-W cevherleşmeleri üzerine çalışmışlardır. Magnetit serisi, I tipi magmadan türemiş bu intrüzyon kayalarda Dereköy porfirlerinde K-Ar yaşlandırması yaparak potasik alterasyon zonundaki tonalit porfirlerden amfibol yaşı olarak 76 My ve daha taze monzonit porfirlerdeki amfibollerden 70 My yaş verisi elde etmişlerdir. Ayrıca Dereköy-Demirköy bölgelerinde alkalice doymun olmayan magmanın egemen olmasına rağmen tungsten bolluşmasını ise temeldeki alkalice zengin gnayslarla etkileşime bağlamışlardır.

Aykol ve Tokel (1991), Demirköy sokulumunun jeokimyasal karakteristikleri incelemişler ve bunların dalma batma zonu üzerindeki granitlerle örtüştüğünü belirtmişlerdir.

Kamenov vd. (2000), Doğu Srednogorie bölgesindeki Üst Kretase yaşlı plütonlardan; Turoniyen (Prohorovo), Santoniyen-Geç Kampaniyen (Granitovo ve Zidarovo), Kampaniyen (MalkoTurnovo) ve Erken Maastrihtiyen (Oman-Fakya ve Polskigradetz) tüm kaya ve mineralden K-Ar yaşı elde etmişlerdir. Plütonlardan elde edilen Rb-Sr

verilerinin az oranda kabuksal kirlenmenin gözlemlendiği yitim ilişkili manto magmatizmasını işaret ettiğini ve U/Pb ve Th/Pb oranlarındaki tüketilmişlikle de bu görüşün doğrulandığını belirtmişlerdir.

Von Quadt vd. (2005), Alpin-Himalaya orojenezinde, Geç Kretase süresince Tetis okyanusunun Avrupa kıtası altına yitimiyle ilişkili olarak gelişen kalkalkalen magmatizma ve Cu-Au cevherleşmeleriyle tipik ABTS kuşağının bir bölümü olan Panagyurishte bölgesindeki magmatik ve hidrotermal etkinliklerin jeolojisi, jeokimyası ve jeokronolojisini incelemişlerdir.

Peytcheva vd. (2008) çalışmalarında Bulgaristan'da Üst Kretase Srednogorie Zonu içindeki kompleks kalkalkalin magma odacıklarını iz element kompozisyonları, zirkonlarda U-Pb jeokronolojisi ve Hf izotopları ile açıklamaya çalışmışlardır.

Karacık ve Tüysüz (2010), bölgede gözlenen magmatik birimleri Demirköy Magmatik Kompleksi olarak tanımlamışlar, jeokimyasal ve izotopik karakteristiklerine göre bunların yitimle ilişkili zenginleşmiş litosferik manto ile alt kabuk kökenli oluştuğunu ifade etmişlerdir.

Marchev vd. (2009) çalışmalarında Üst Kretase yaşlı Doğu Srednogorie kıtasal yayının Yambol-Burgas bölümünün mafik şoşonitik, ultra K'lu magmatik ürünler sunduğunu belirtmişlerdir. Bu ankaramitik ürünlerin, alt kabuk kümülatlarının ergimesinden ziyade granatsız-metasomatik mantonun ergimesiyle oluştuğunu ifade etmişlerdir.

Nedialkov vd. (2009) çalışmalarında GD Bulgaristan'da yer alan Malko Tarnovo plütonunun dört evreden oluştuğunu; ilk üç fazın monzonit bileşimli magmanın evrimiyle, izometrik bir intrüzif kütle şeklinde, 710-930°C sıcaklık, 4-7 kbar basınç altında oluştuğunu ve dördüncü fazın porfiritik faz olduğunu; sıkı derinlikte yaklaşık 700-810°C sıcaklıkta kristalleştiğini belirtmişlerdir. Monzonit bileşimli magma kaynağının suya doygun olmayan ortamda zenginleşmiş mantonun düşük-orta dereceli ergimesi ile

oluşturduğunu; porfiritik fazın ise sıcak mantodan türemiş magma ile etkileşmiş derin kabuğun ergimesi sonucu geliştiğini belirtmişlerdir.

Georgiev vd. (2012), Büyük bölümü Bulgaristan'da yer alan Doğu Srednogie yayını; Afrika ve Avrupa'nın Mesozoyik'ten itibaren yaklaşmasıyla oluşan genişlemeli magmatik yayın en geniş segmenti olarak tanımlamışlardır. Doğu Srednogie içinde kuzeyden güneye üç tektonomagmatik bölge ayırmışlardır: Doğu Balkan, Yambol-Burgas ve Istraanca bölgeleri. Magmatik aktivitenin Doğu Balkan bölümünde, en kuzeyde, 92 My önce başladığını belirttikleri çalışmalarında magmatik zirkonlardan ID-TIMS ve LA-ICP-MS ile zamansal evrimi açıklamaya çalışmışlardır.

Georgiev vd. (2014), Bulgaristan bölümünde Srednogie zonuna ait Üst Kretase yaşlı küçük bir sokulum olan Plana plütonunun yapısal evrimini, yerleşim ve fabrik oluşturan koşulları yapısal ve manyetik fabrik analizler ile irdelemişlerdir.

Ulusoy ve Kadioğlu (2018), Demirköy İntrüzif Kütlesi içinde yer alan gabrolardaki orbiküler doku gösteren zonu KRS yöntemiyle irdeleyerek gabro ve orbiküler zonun mineralojik-petrografik açıdan farklılıklarını ortaya koymuşlardır.

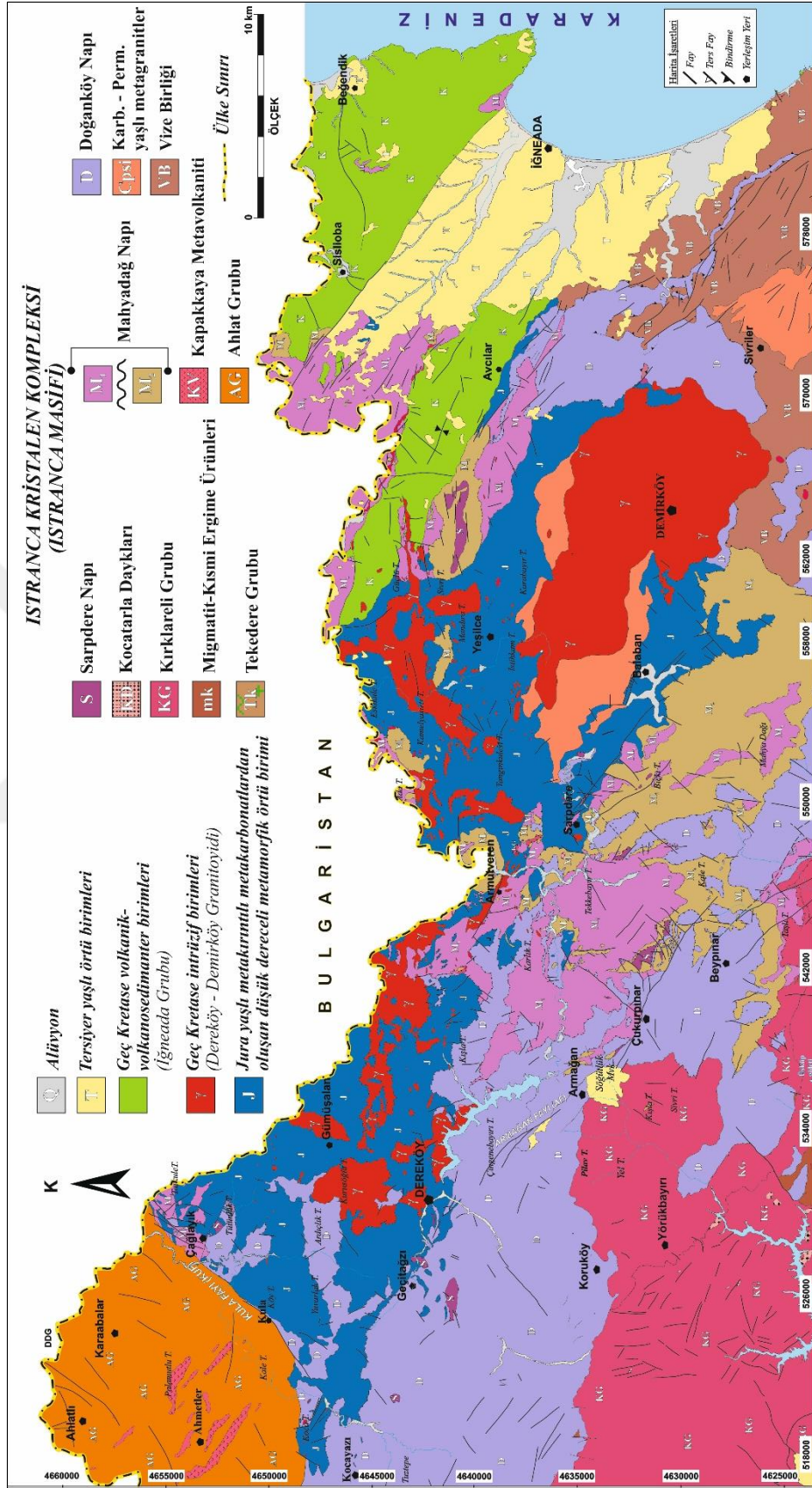
Ulusoy ve Kadioğlu (2021), Demirköy İntrüzif Kütlesi genelinde gözlenen yoğun günlenmeyi iki profil üzerinden örnekleyerek irdelemişlerdir.

3. BÖLGESEL JEOLJİ

Istranca Masifi'nin Türkiye bölümünde yer alan çalışma alanı bugüne değin yapılan birçok araştırmada (Şahin vd. 2014; Natal'in vd. 2012), Pontid tektonik kuşağının batı bölümü içinde değerlendirilmiştir. Ancak son olarak Bedi vd. (2013, 2019, 2021) tarafından Bulgaristan bölümü kayalarını da gözlemleyerek yapılan, detaylı stratigrafi çalışmaları sonucunda; bu birimlerin, Pontid kuşağı içindeki Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimlerle benzerlik göstermediği, Balkan istifleri ile benzerlik gösterdiği ifade edilmiştir.

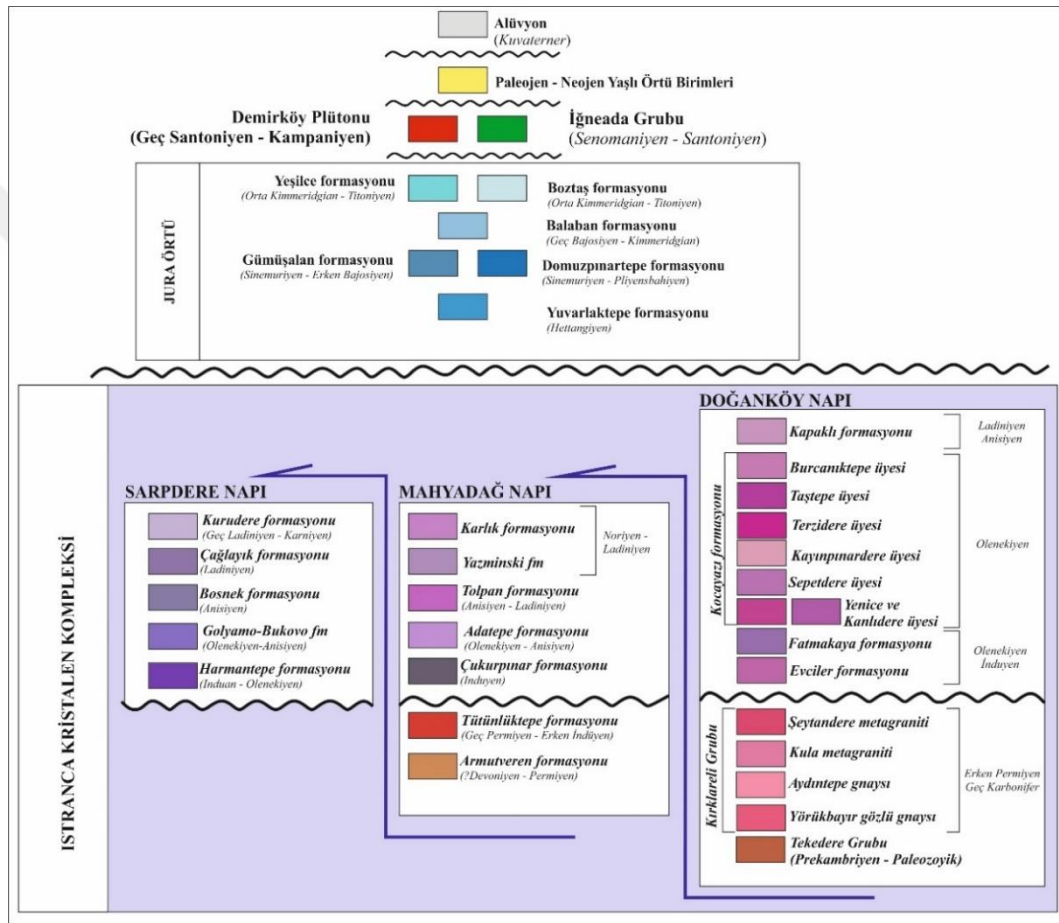
Türkiye bölümünde, Istranca Masifi'ne ait pek çok çalışmada; masifin granit ve gnayslardan oluşan Geç Variskian kristalen temel üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Erken Mesozoyik yaşlı metasedimanter örtü birimlerinden oluştuğu kabul edilmektedir (Pamir ve Baykal 1947, Aydın 1974, 1982, Üşümezsoy 1982, Yurtsever vd. 1993, Okay vd. 1994, 2001, Çağlayan ve Yurtsever 1998, Okay ve Yurtsever 2006, Şahin vd. 2014, Catto vd. 2018). Bulgaristan bölümünde ise; otoktonun, Sakar, Istranca ve Subbalkanid istifleri olarak farklı Triyas allokonları tarafından tektonik olarak üzerlendiği belirtilmektedir (Chatalov 1988, Dabovski vd. 1991, Gocev 1991, Gerdjikov 2005). Istranca Masifi'nin Türkiye bölümünde yürütölen son çalışmalar ışığında; masifte yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Subbalkanid (Sarpdere), Istranca (Mahyadağ) ve Sakar (Doğanköy) tip Triyas birimlerinin varlığı tespit edilmiştir (Şekil 3.1) (Bedi vd. 2019, 2021).

Istranca Masifi'ni oluşturan istifler içinde; en alt yapısal birimi oluşturan ve en düşük dereceli metamorfizma etkisinin (alt yeşilist fasiyesi) gözlendiği, Devoniyen-Noriyen yaşlı, Triyas istifi Subbalkanid (Sarpdere) napı olarak tanımlanmaktadır. Bu istif genel olarak; metasedimanter (metakonglomera, metakumtaşı, metasilttaşı, fillit, mermer vb.), metavolkanik ve metapiroklastik (asidik metavolkanitler, metatuf vb) kayalardan oluşmaktadır (Şekil 3.2) (Bedi vd. 2019, 2021)



Şekil 3.1 Istranca Masifi jeoloji haritası (Bedi vd. 2021'den alınmıştır)

Mahyadağ (Istranca) napı alt nap Sarpdere, üst nap Doğanköy ile tektonik ilişkili olup tabanda; Devoniyen?-Geç Permiyen yaşlı kalkışist ve mermer araseviyeli kuvarsışist, metasilttaşı, kuvarsit ardalanımıyla başlamaktadır (Şekil 3.1, bakınız M1). Üst seviyelere doğru; metakırıntılı (metakonglomera, metakumtaşı, metasilttaşı) ve metakarbonat (kalkışist, mermer, rekristalize kireçtaşı) ardalanımından oluşmaktadır (Şekil 3.1, bakınız M2). Açısal uyumsuzlukla Jura birimlerine örtülmektedir (Bedi vd. 2021).



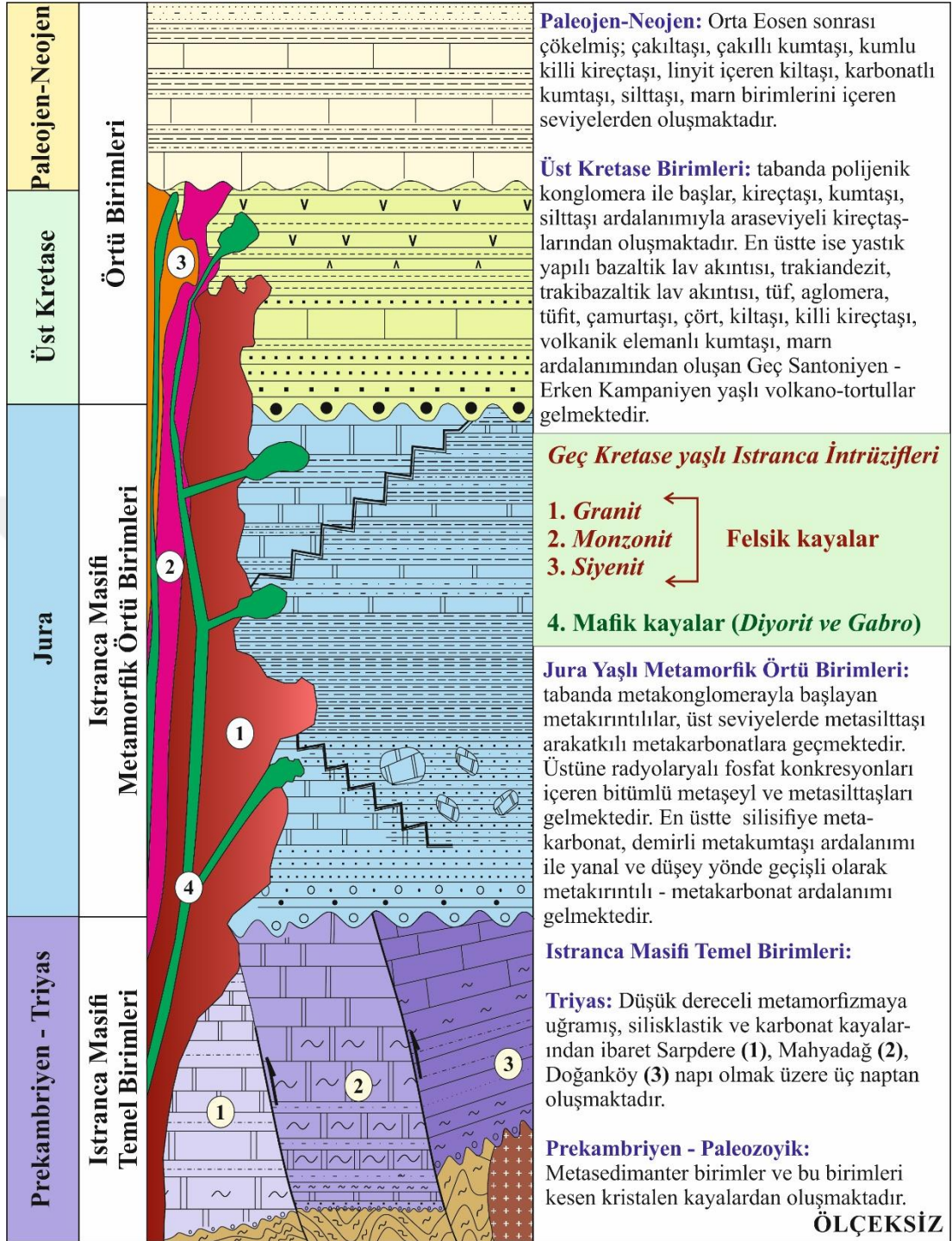
Şekil 3.2 Istranca Masifi'ni oluşturan birimlerin tektonostratigrafik kesiti (Bedi vd. 2021'den alınmıştır)

Istranca naplarının en üst yapısal birimini oluşturan Sakar (Doğanköy) napı (Okay vd. (1996) tarafından Istranca otoktonu olarak tanımlanmıştır), Türkiye bölümünde en yaygın gözlenen istifdir. Söz konusu istifin, bölgeye yerleşiminden önce (Triyas öncesi) amfibolit fasiyesinde ve yerleşiminden sonra olasılıkla Orta Jura-Erken Kretase döneminde diğer yapısal birimler ile beraber yeşilışist fasiyesinde iki farklı metamorfizma

geçirmiştir. İstif alttan üste doğru; olasılıkla Prekambriyen-Erken Paleozoyik yaşlı amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, granatlı mikaşist, kuvarsit, amfibolit ve kalkışist ar dalanmasından oluşan Tekedere Grubu ile başlamaktadır. Orta-Üst Ordovisiyen'den Karbonifer'e değ in bu metasedimanter kayaçların kısmi ergimesiyle; migmatitler, gnayslar, kısmi ergime metagranitleri ve lökokratik metagranitler oluşmuştur. Temele ait tüm birimler, Variskan granitoidleri ile kesilmektedir. Variskan granitoidleri; Geç Karbonifer-Geç Permiyen yaşlı Ahlatlı (Hamzabeyli metagraniti, Tatlıpınar metagraniti, Karaabalar metagraniti ve Kula metagraniti) ve Geç Karbonifer-En Erken Triyas yaşlı Kırklareli (Yörükbayır gözlü gnaysı, Aydın tepe gnaysı ve Şeytandere metagraniti) grupları olarak ikiye ayrılmaktadır (Şekil 3.2). Doğ anköy istifinin tabanını oluşturan Paleozoyik bölümünde, en üst seviyede olasılıkla Geç Permiyen-Erken Triyas yaşlı metadasitlerden oluşan Kapakkaya metavolkaniti yer almaktadır. Temele ait tüm kristalen ve metamorfik kayalar metagranit porfir, metadiyabaz bileşimli aplitik ve pegmatitik dayklardan oluşan Kocatarla daykalarıyla kesilmektedir. Üzerlerine aç ısal uyumsuzlukla gelen Erken Triyas yaşlı örtü birimleri; taban konglomerası ile başlayarak tabanda çak ıltaş ı, gnays, metakumtaş ı ve metasilttaş ından ibaret metakırıntılılar, metakırıntılı-metakarbonat ar dalanımı, üst seviyelerde ise metakarbonatların yoğunlaşt ığı bir istiftten oluşmaktadır (Bedi vd. 2021).

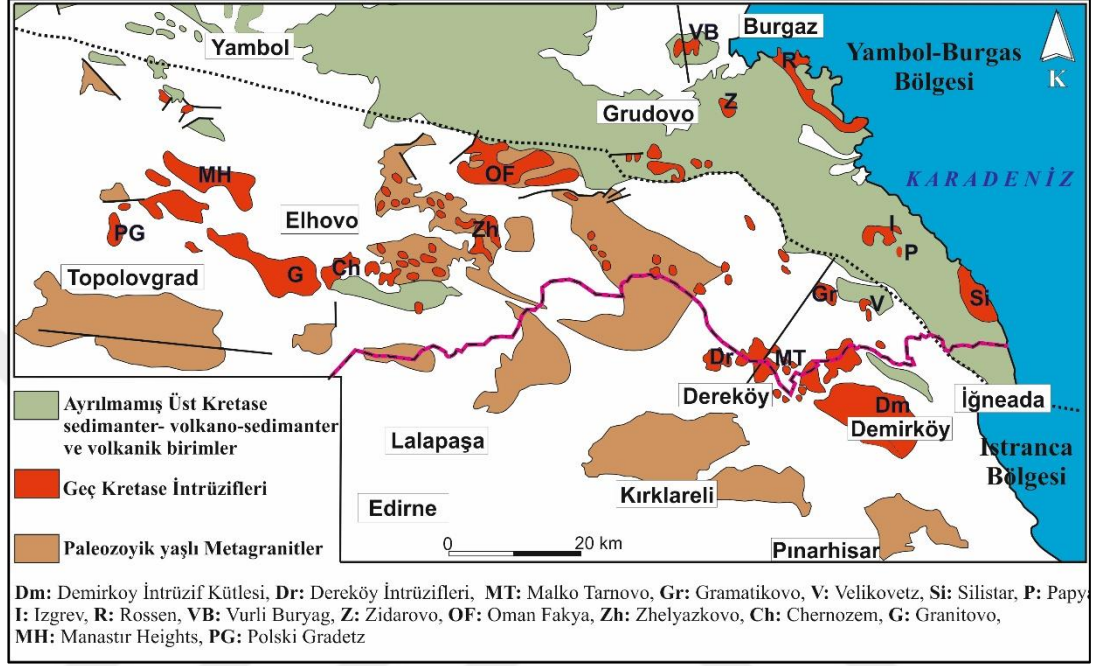
Vize tektonik birliğı, Istranca naplarından farklı litolojik, yaş, metamorfizma, tektonik ve çök elim ortamlarına sahip olup, Istranca naplarına ait kaya birimleri ile tektonik ilişkilidir. Istranca Masifi birimlerine benzer olarak; Triyas öncesi amfibolit fasiyesinde ve Geç Titoniyen-Senomaniyen öncesi dönemde yeş ilş ist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Vize tektonik birliğı; altta Prekambriyen-Erken Kambriyen yaşlı metamorfik temelden oluşmaktadır. Temele ait birimlerin; Geç Prekambriyen-Erken Kambriyen yaşlı Kızılağ aç metagraniti, Geç Karbonifer-Geç Permiyen yaşlı Sivrilere metagraniti ve Karbonifer-Geç Permiyen yaşlı İkiztepe metagraniti tarafından kesilmektedir (Bedi vd. 2021).

Jura yaşlı birimler alttan üste doğru; metasilttaş ı araseviyeli metakonglomera, metamikrokonglomera, kuvarsitik metakumtaş ı ar dalanımından oluşan Hettanjiyen yaşlı kaba taneli metakırıntılılarla başlamakta üst seviyelere doğru metakırıntılı-



Şekil 3.3 Istranca Masifi'ne ait birimlerin stratigrafik kolon kesiti (Istranca masifi temel ve metamorfik örtü birimleri Bedi vd. (2021)' den, genç örtü birimlerine ait veriler Okay ve Yurtsever (2006)'den alınarak kesite işlenmiştir)

Çalışma alanında yüzeylenen Geç Kretase magmatik birimleri granit, monzonit, siyenit ve gabro bileşimli derinlik ve çeşitli bileşimlerde yarı derinlik kayaları olarak bölgede yaygın olarak gözlenmektedir (Ulusoy ve Kadioğlu 2017) (Şekil 3.3 ve 3.4).



Şekil 3.4 Srednogoire yayına ait Geç Kretase yaşlı magmatik kayaların Türkiye ve Bulgaristan'da dağılımı (Georgiev vd. (2012)' den revize edilmiştir)

4. ARAZİ GÖZLEMLERİ VE PETROGRAFİK TANIMLAMALAR

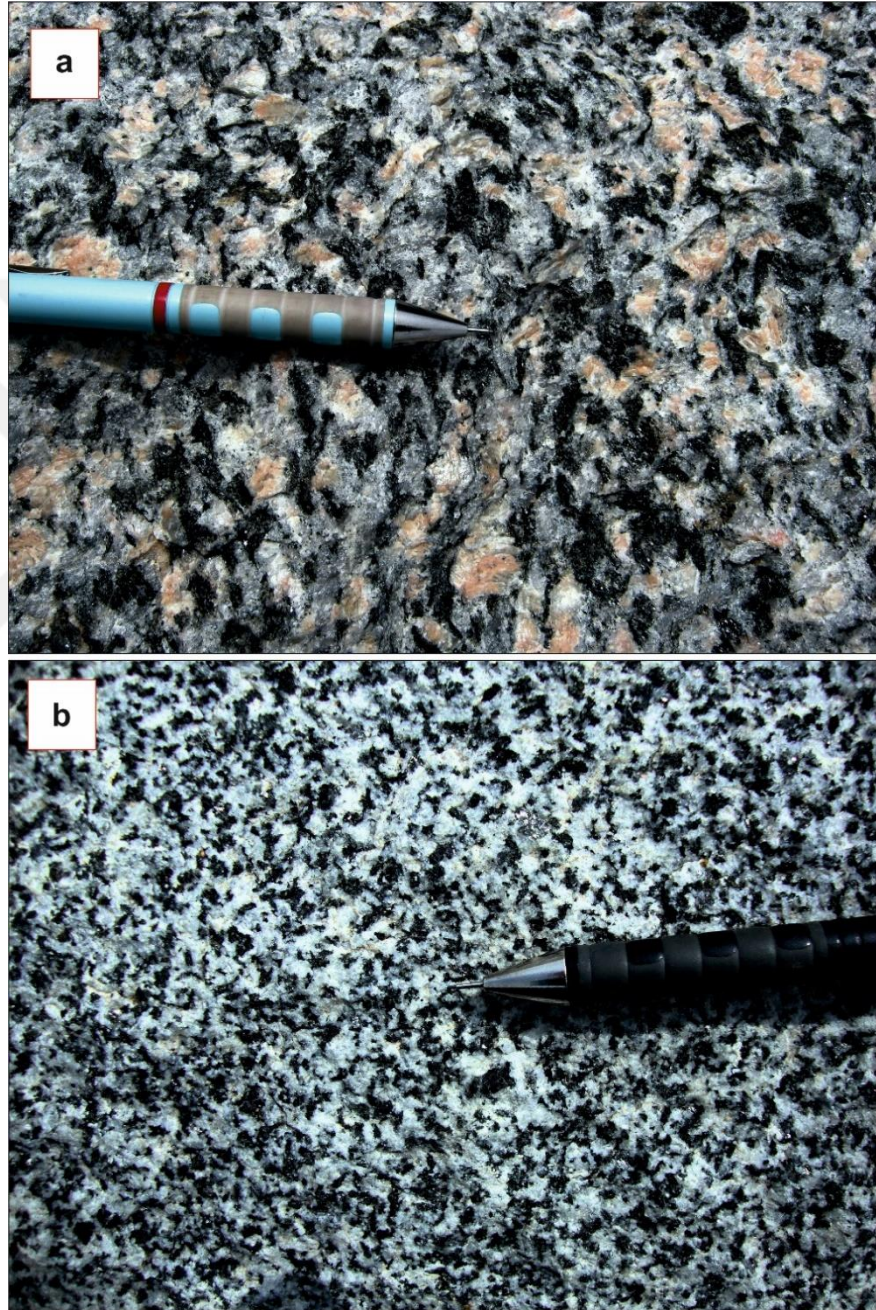
İnceleme alanı; Istranca Masifi'ne ait düşük dereceli metamorfik temel ve örtü birimleri ve bunları kesen intrüziflerden oluşmaktadır. İnceleme alanında yer alan intrüzif kayalar; temeli kesen Paleozoyik intrüzifleri ve tüm masifi kesen Geç Kretase intrüzifleri olarak iki gruba ayrılmaktadır. Paleozoyik intrüziflerinde metamorfizma etkisiyle belirgin yönlü doku gözlenirken, bölgesel metamorfizma etkisinin gözlenmediği Geç Kretase yaşlı Istranca İntrüziflerinde ise faneritik doku homojen olarak gözlenmektedir (Şekil 4.1).

Geç Kretase yaşlı Istranca İntrüzifleri Prekamriyen-Triyas yaşlı Istranca Masifi'ne ait temel birimlerini ve daha yoğun şekilde Jura yaşlı düşük dereceli metamorfik örtüye ait birimleri intrüzif dokanakla keserek bir metamorfik hale oluşturmaktadır. Üst Kretase-Paleojen-Neojen yaşlı genç örtü birimleriyle uyumsuz olarak örtülmektedir. Istranca Masifi birimlerinin, genç örtünün ve Geç Kretase yaşlı Istranca İntrüziflerinin harita üzerindeki dağılımı Şekil 4.2'de gösterilmiştir.

Istranca İntrüzifleri çeşitli bileşimlerdeki derinlik ve yarı derinlik kayalarından oluşmaktadır. Derinlik kayaları felsik intrüzif kayalar ve mafik intrüzif kayalar olarak iki ana gruba ayrılmaktadır. Bunlarla benzer bileşimde felsik ve mafik yarı derinlik kayaları da yoğun şekilde inceleme alanında gözlenmektedir.

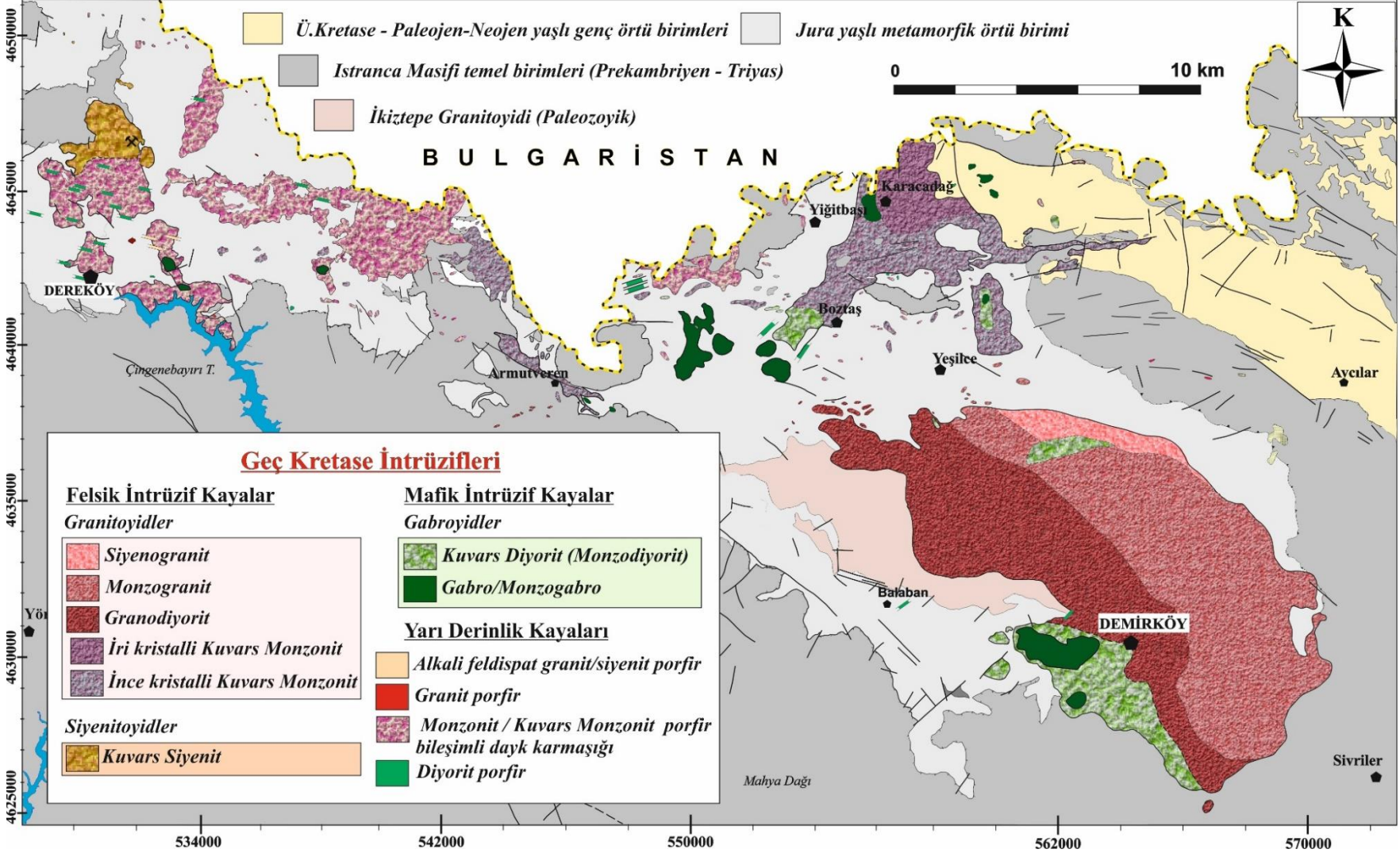
Felsik intrüzif kayalar genel olarak granitoyidler ve siyenitoyidler olarak iki grupta incelenmiştir. Çalışma alanının doğu bölümünde yoğun mostra veren granitoyid ailesi; siyenogranit, monzogranit, granodiyorit kayaları yanında geçiş ürünü özelliğindeki kuvars monzonit kayalarından oluşmaktadır. Monzonit bileşimli kayaların kuvars içeriği olması sebebiyle sınıflamada ayrı bir grupta değil granitoyid ailesi içinde değerlendirilmiştir. Çalışma alanının batı bölümünde yüzeyleyen siyenitoyid ailesi ise kuvars siyenit ve bazı bölümlerde monzosiyenit bileşiminde gözlenmektedir. Dar alanlarda yayılım sergileyen ve felsik intrüzif kayaları kesen mafik intrüzif kayalar ise gabroyidler olarak gruplanmış, gabro ve diyorit bileşimli kayalardan oluştukları belirlenmiştir.

Çalışma alanının yoğun ormanlık alanlara sahip olması ve bol yağış alan bir bölge olması sebebiyle nem oranı oldukça yüksektir. Bu nedenle bölgede kristalen kayalardaki ayrışmaya bağlı geniş kumul (grus) oluşumları söz konusudur. Haritalama sırasında bu kumullar ait olduğu intrüzif kaya içine dahil edilmiştir.

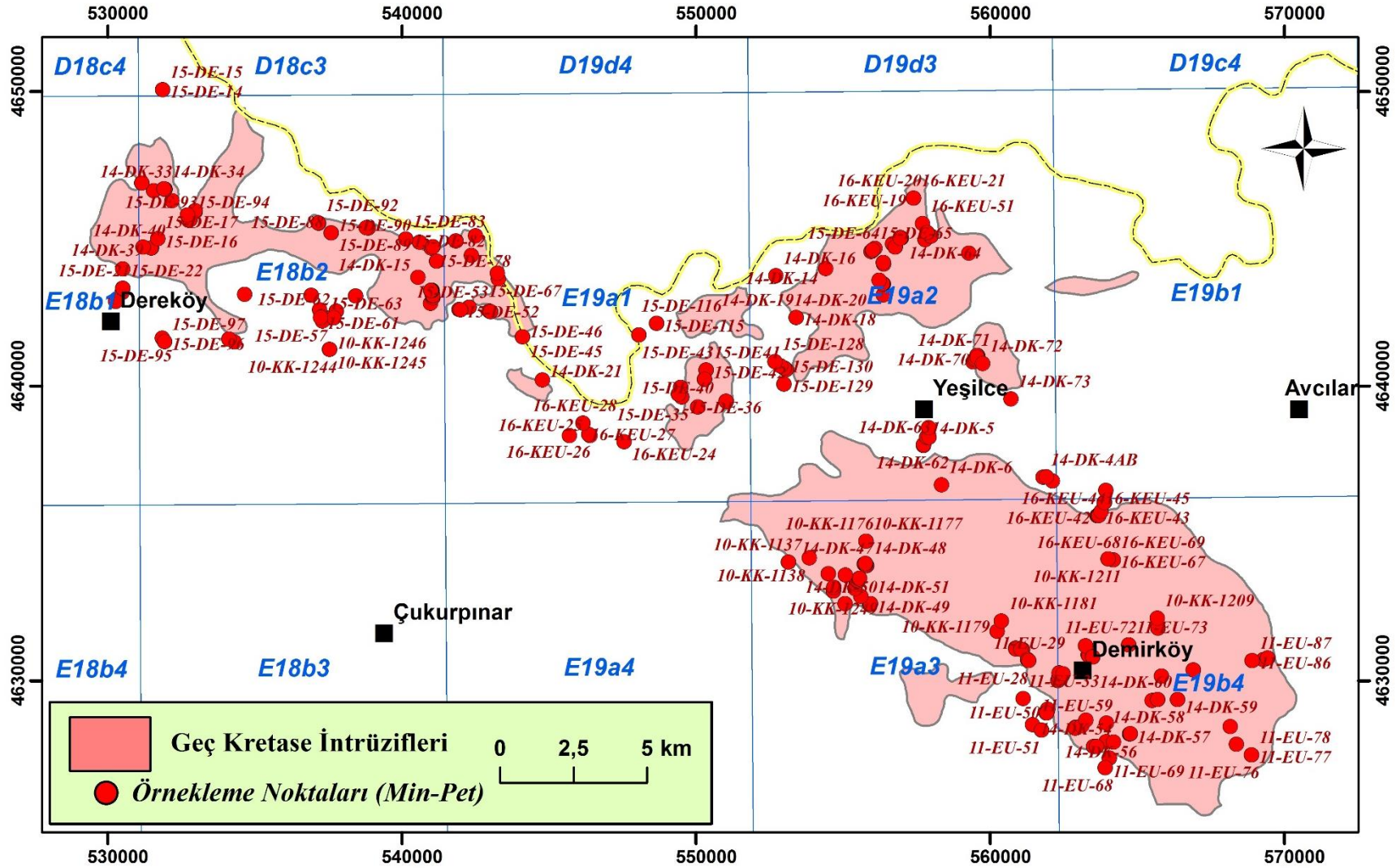


Şekil 4.1 Çalışma alanında gözlenen intrüzif kayaların dokusal farklılıkları: a) Paleozoyik yaşlı metamorfizma etkisiyle yönlü doku kazanmış metagranit, b) bölgesel metamorfizmadan etkilenmemiş faneritik dokulu Geç Kretase yaşlı intrüzifler

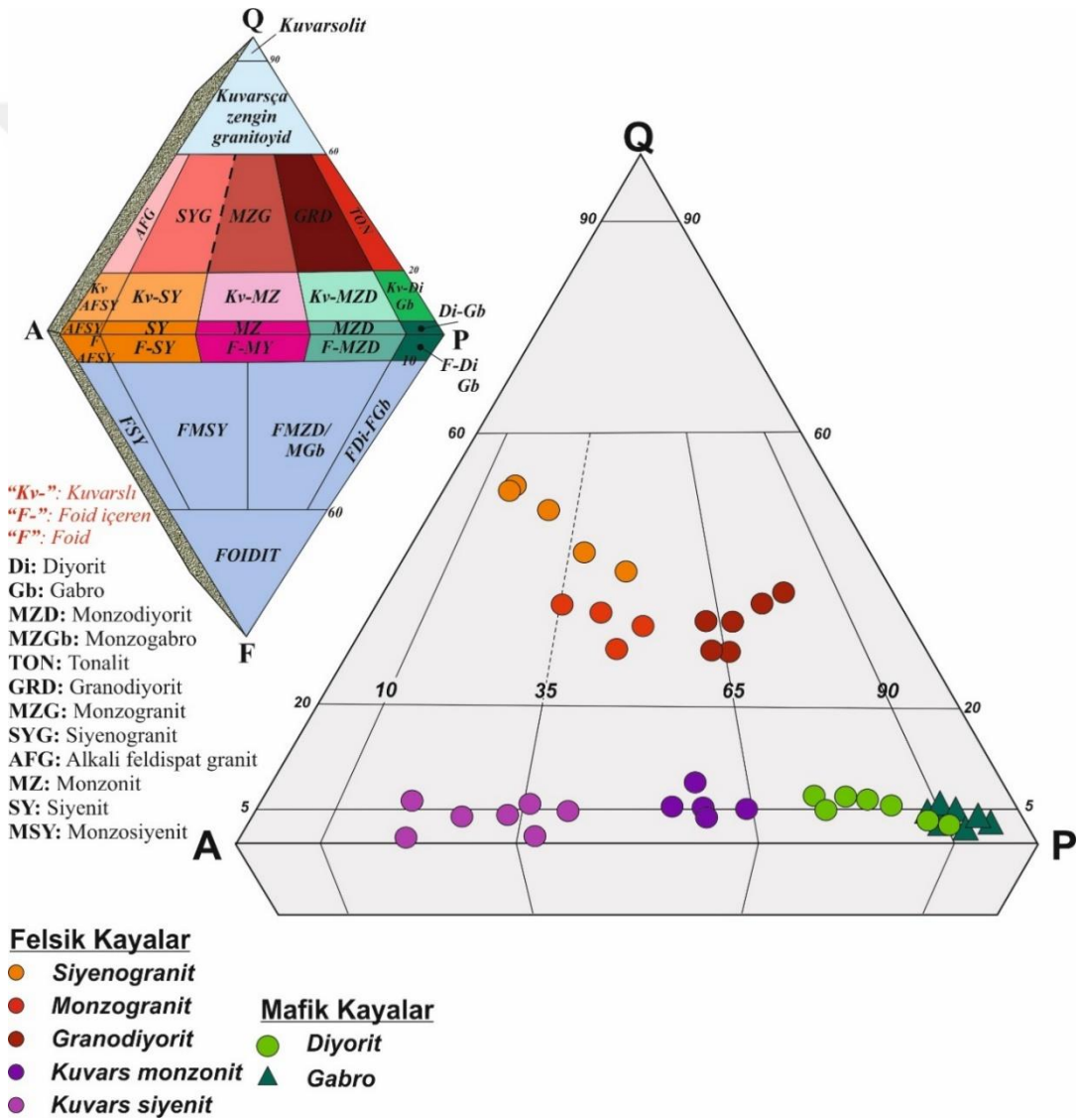
Şekil 4.2 Çalışma alanında yer alan Geç Kretase yaşlı intrüzyiflerin kompozisyonel ve konumsal dağılımı (çalışma konusu dışında kalan birimler ve tektonik yapılar Bedi vd. (2021) 'den değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 4.3 Istranca Intrüziiflerinde örnekleme yapılan lokasyonları dağılımı



Istranca İntüziflerini oluşturan birimlere ait derlene 344 adet örneğin lokasyon dağılımı Şekil 4.3' te gösterilmektedir. Kaya gruplarının tanımlanması; bu örneklerin petrografik karakteristikleri ve modal mineraloji çalışmalarına göre yapılmıştır. Örneklerin petrografik tanımlamalarında kullanılan kısaltmalar EK-1'de detay petrografik tanımlamalar EK-2'de ve modal mineralojik analiz sonuçları EK-3' te verilmiştir. Mineraloji-Petrografi incelemeleri sonucu her bir kaya grubuna ait örnekler kuvars (Q)-alkali feldispat (A)-plajiyoklaz (P) uç bileşenli üçgen diyagrama (Streckeisen, 1976, 1979) aktarılarak adlandırılmış ve gruplandırılmıştır (Şekil 4.4).



Şekil 4.4 Kaya gruplarının QAP diyagramında modal mineralojik sınıflandırması (Streckeisen, 1976, 1979)

4.1 Felsik İntrüzif Kayalar

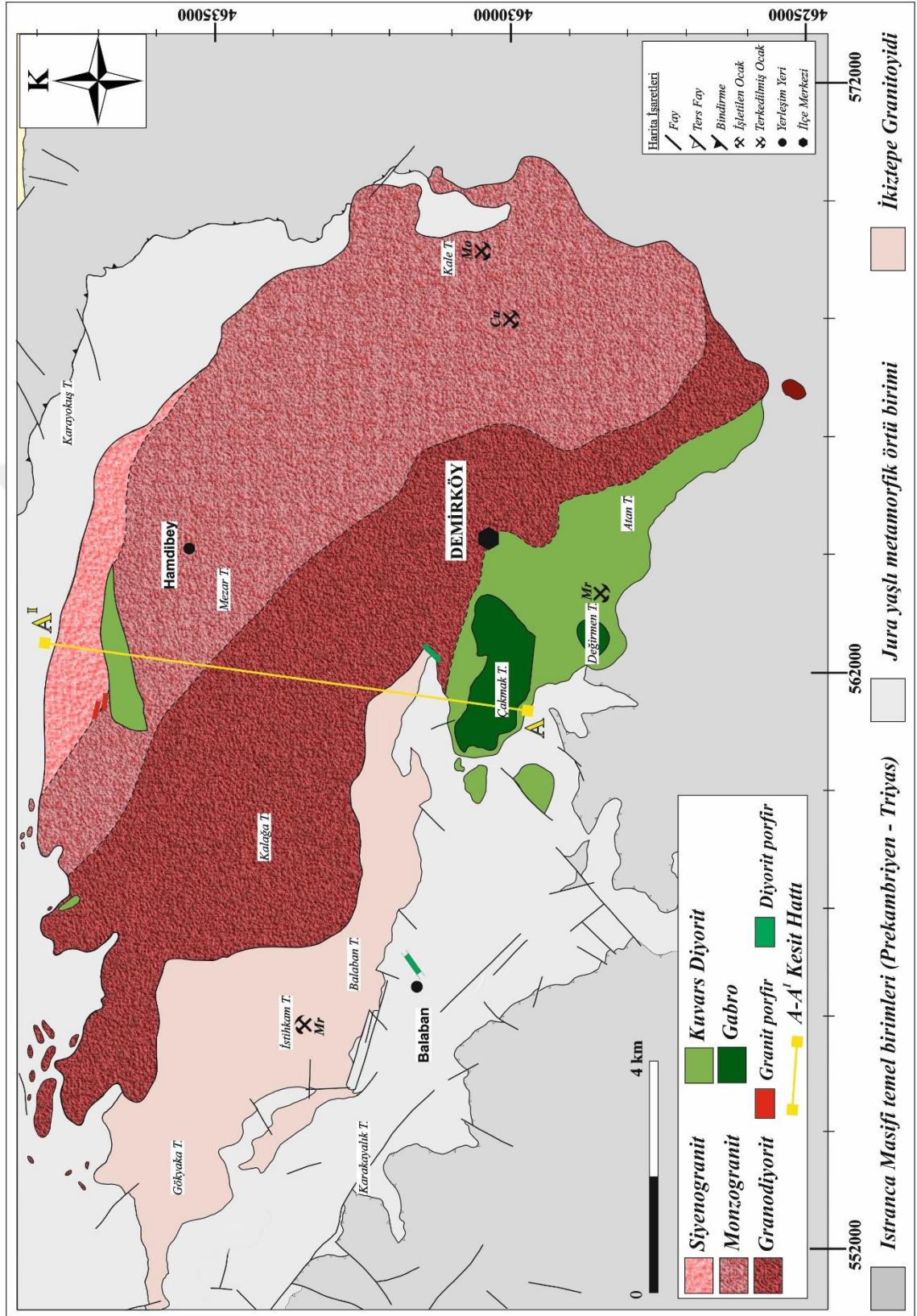
4.1.1 Granitoyid ailesi

Granitoyid ailesine ait en geniş yayılımlı kütle; Demirköy ilçesi-Hamdibey-Sivriler ve Balaban köyleri arasında magmatik diferansiyasyon sonucu gelişmiş Demirköy İntrüzif Kütlesidir (Şekil 4.5) (Aykol ve Tokel 1991, Ulusoy 2012). Kütle siyenogranit, monzogranit ve granodiyoritten oluşmakta olup baskın litolojiyi granodiyorit bileşimli kayalar oluşturmaktadır. Kütlenin güneybatısı ve kuzeyinde felsik birimleri kesen mafik intrüzifler gözlenmektedir (Şekil 4.5 ve 4.6). Ayrıca Karacadağ-İncesirt köyleri arasında yüzeylenen kuvars monzonit bileşimli kayalarda bu grup içinde yer almaktadır.

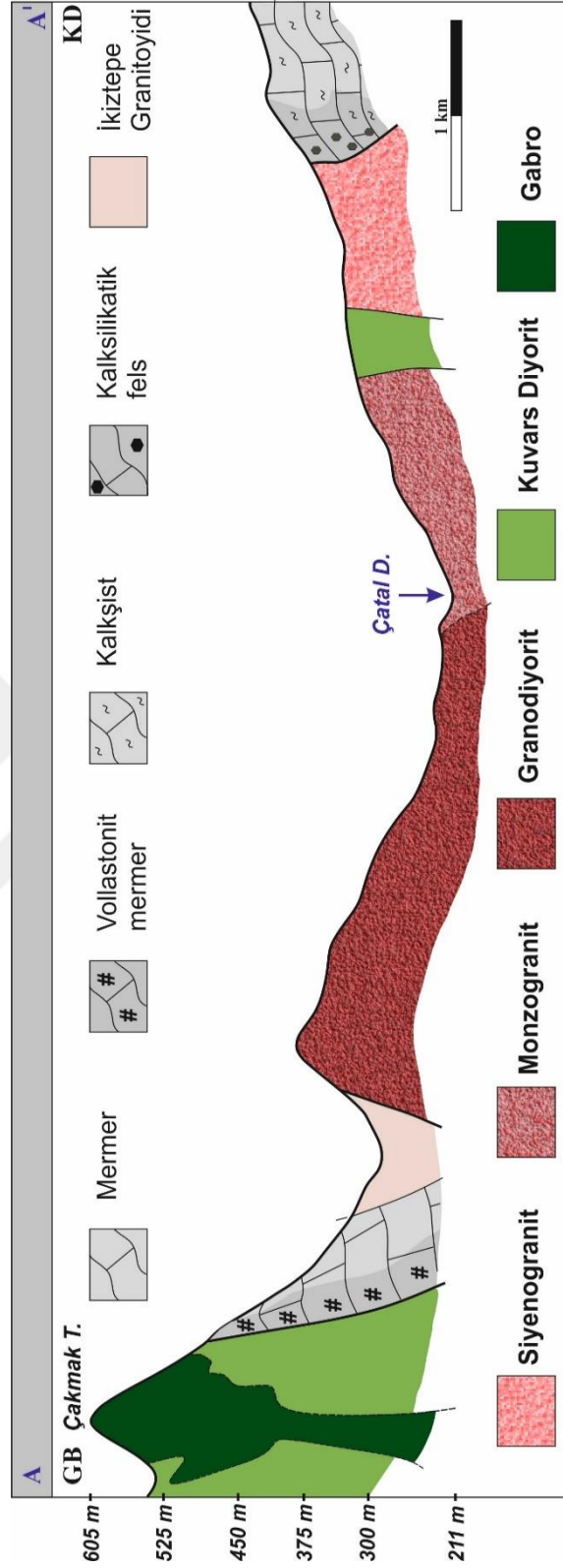
4.1.1.1 Siyenogranit

Birim Hamdibey köyü kuzeyinde, Manastır eteği sırtı ile Karayokuş Tepe güneyinde yaklaşık KB-GD uzanımlı olarak, Demirköy İntrüzif Kütlesi kuzeydoğu çeperinde yüzeylenmektedir. Birimin yüzeylendiği alanlarda topografya çok yüksek olmayıp (~350m) genel anlamda sırtlardan, sulu ve kuru derelerden oluşan vadilerden oluşmaktadır. Çatal Dere'ye ait yan kollar ve Telgraf Dere içinde siyenogranit arenalaşmış mostralalar şeklinde yüzlek vermektedir (Şekil 4.7).

Sağlam mostralarda taze yüzeyi açık pembemsi gri renklerde gözlenmektedir. Kaya ince kristalli, faneritik dokulu olup açık renkli mineral oranı (feldispat) fazladır (Şekil 4.8a). Ortoklaz, kuvars, plajiyoklaz ve biyotit kristalleri gözlenmektedir. Bazı bölümlerde; mafik minerallerde, magmatik lineasyon izlenmektedir. Kaya içinde birkaç cm'den 30 cm'ye varan boyutta eliptik formu, ince kristalli, magmatik dokulu, koyu renkli mafik mikrogranüler anklavlar (MMA) gözlenmektedir (Şekil 4.8a).



Şekil 4.5 Granitoyid ailesine ait kayaların yoğun gözlemlendiği Demirköy ilçesi dolaylarında yüzeylenen intrüzif kayaların jeoloji haritası



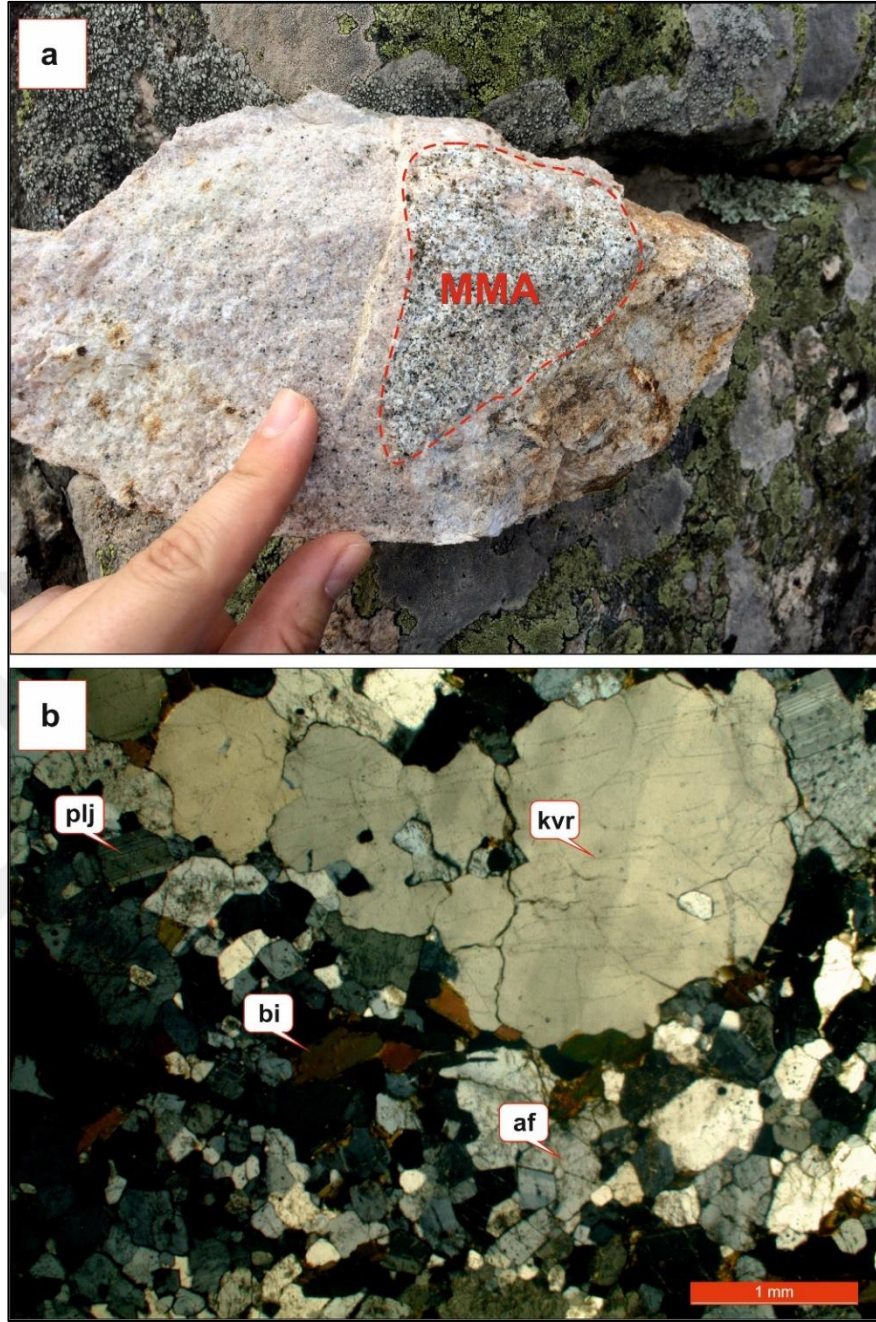
Şekil 4.6 Granitoyid ailesine ait kayaların yoğun gözlemlendiği Demirköy ilçesi dolaylarında AA¹ hattından alınan jeolojik kesit (Düşey ölçek abartılmıştır.)



Şekil 4.7 Hamdibey KD’unda yüzeylenen, eklem yüzeyleri boyunca küresel ayrışma gösteren siyenogranitlerin mostra görüntüsü

Birim K45D doğrultulu verev ve düşey eklem sistemleri gözlenmektedir. Birimi kesen alkali feldispat granit aplit bileşimli dayklar mevcut eklemlerin eğim ve doğrultularıyla uyumlu olarak gözlenmektedir.

Siyenogranitler orta taneli, holokristalen dokuya sahiptir (Şekil 4.8b). Kayanın ana bileşimini; ortoklaz, kuvars, plajiyoklaz, biyotit oluşturmaktadır. Ortoklaz kristalleri genel olarak 2-4 mm arasında, yarı özşekilli kristaller halindedir. Bazı kristallerinde basit ikizlenme gözlenmekte olup iri kristallerinde poikilitik doku ve kısmen pertit oluşumları izlenmektedir. Ortoklazlar yer yer yoğun şekilde killeşmiştir. Ayrıca ortoklaz minerali kristal sınırlarında çok ince grafik doku gelişimleri söz konusudur. Kaya içinde kuvars kristalleri, özşekilsiz ve dalgalı sönmeli olarak gözlenmektedir. Birim gevrek yapısı gereği kırıklı yüzey göstermekte olup bu kırık yüzeyleri boyunca demir boyamaları gözlenir. Plajiyoklaz kristalleri, prizmatik, irili ufaklı, yarı özşekilli kristaller halinde oligoklaz-andezin kompozisyonundadır. Kayanın mafik mineral bileşimini yeşilimsi kahverenkli biyotit oluşturmakta olup bunlar yer yer yönlenmeli olarak gözlenmektedir. Tali olarak; ince kristalli muskovit, granat ve çok ince kristalli turmalin, apatit, zirkon içermektedir.



Şekil 4.8 Hamdibey KD’unda yüzeylenen a) siyenogranit bileşimli kayanın ve içinde yer alan keskin dokanaklı, ince taneli MMA’nın yakın plan görüntüsü, b) siyenogranitin genel mikroskobik dokusu ve biyotitlerde gözlenen magmatik lineasyonun XPL görüntüsü (af: alkali feldispat, bi: biyotit, kv: kuvars, plj: plajiyoklaz, MMA: mafik mikrogranüler anklav)

4.1.1.2 Monzogranit

Birim Hamdibey köyünden başlayarak Sivrililer köyü yönüne doğru yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı olarak yüzeylenmektedir (Şekil 4.5). Çatal Dere, Değirmen Dere, Bulanık Dere, Bıçkı Dere ve bu derelerin yan kolları içinde taze tip lokaliteler su kaidesinde gözlenmektedir. Topografik yükseltinin düşük olduğu (~350m) bölgede; Koca Sırt, Manastır Sırtı, Geniş Sırt ve Talimhane Tepe, Yumurta Tepe, Mezar Tepe’de günlenmeye bağlı yer yer yoğun arenalaşmış küresel ayrışmalı mostralara gözlenmektedir (Şekil 4.9).

Sağlam mostralarda birimin taze yüzeyi grimsi renklerde gözlenir, orta kristalli, faneritik dokuya sahiptir. Yer yer iri kristalli mafik mineraller porfirik doku meydana getirmektedir. Açık renkli mineral oranı (feldispat) mafik minerallerden fazladır. Kayanın, makroskobik olarak, ana bileşenleri kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, biyotit, amfibol kristallerinden oluşmaktadır (Şekil 4.10). Magma segregasyonu ve boyutları birkaç cm’den 30 cm’ye varan boyutta eliptik ve şiliren formlu, ince taneli, koyu renkli MMA’lar gözlenmektedir (Şekil 4.11, 12). Birim içinde K45D doğrultulu, verev ve düşey eklemler ve bu eklemlerin eğim ve doğrultularıyla uyumlu olarak birimi kesen alkali feldispat granit aplit bileşimli dayklar mevcuttur.

Monzogranitler orta kristalli, holokristalen taneli dokuya sahiptir. Monzogranitlerin ana bileşimini; plajiyoklaz, kuvars, ortoklaz oluşturmaktadır. Genel olarak ortoklaz kristalleri iri kristalli olup, poikilitik dokulu olarak gözlenmektedir (Şekil 4.13). Plajiyoklazlar oligoklaz-andezin kompozisyonlu olup bazı plajiyoklaz kristallerinde merkezden itibaren serisit ve epidot dönüşüm söz konusudur. Yer yer zonlu plajiyoklazlar gözlenmektedir. Kuvarslar özşekilsiz ve dalgalı sönmelidir. Bazı bölümlerde kuvars kristallerinde poikilitik doku ve kuvars kristallerinin çevresinin ince kristalli mafik minerallerce sarılması sonucu gelişen oseller doku gözlenmektedir. Ana mafik mineral bileşimini; yarı özşekilli yer yer 4 mm ulaşan çapta yeşil renkli hornblend oluşturmaktadır. Daha az oranda, ince kristalli, yarı özşekilli, kısmen kamamsı formda gelişmiş, kahverenkli biyotit içermektedir. Amfibol ve biyotilerde kısmen kloritleşme gözlenmektedir. Tali olarak; çok ince kristalli, yarı özşekilli iğnemsiz apatit ve prizmatik zirkon içermektedir.



Şekil 4.9 Yumurta Tepe güneyinde yüzeyleyen günlenme etkisiyle yoğun arenalaşmış monzogranit mostrasına ait genel görünüm



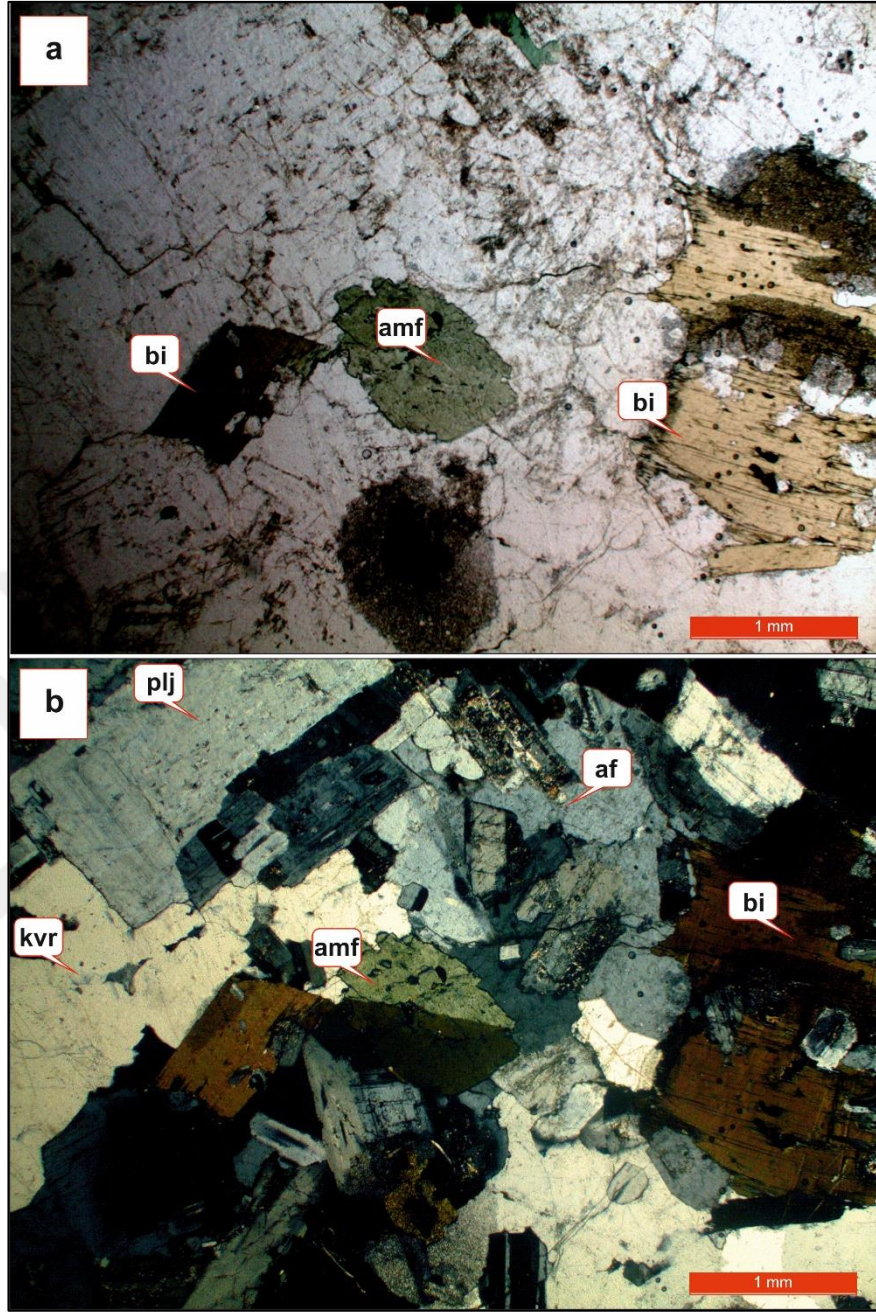
Şekil 4.10 Demirköy GD' sunda, Talimhane Tepe batısında yüzeyleyen monzogranitlerin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü



Şekil 4.11 Hamdibey Sırtı güneybatısında Değirmendere içinde yüzeylenen monzogranit ve içerdiği şiliren tipi anklava ait arazi görüntüsü



Şekil 4.12 Hamdibey köyü güneyi Mezar Tepe dolaylarında gözlenen monzogranit içinde magma segregasyonu tipi anklav



Şekil 4.13 Monzogranitlerin mikroskop altında gözlenen ana bileşimi ve genel dokusunun a)PPL ve b) XPL görüntüsü (af: alkali feldispat, amf: amfibol, bi: biyotit, kvr: kuvars, plj: plajiyoklaz)

4.1.1.3 Granodiyorit

Birim Hamdibey köyü kuzey batısında bulunan Kuru Tepe güneyinden başlayarak, Demirköy ilçesi güneyinde yer alan Kurtçardağı mevkiğine doğru yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı olarak yüzeilenmektedir (Şekil 4.5). Bıçkı Dere, Sarp Dere, Değirmen Dere, Dolap Dere, Zindan Dere, Bıçkı Dere ve bu derelerin yan kolları içinde taze tip lokaliteler gözlenmektedir. Topografik yükseltinin kısmen arttığı bölgede; Yusufunmeşe Tepe, Topmeşe Tepe, Taşlı Tepe, Alan Tepe’de günlenmeye bağlı küresel ayrışmalı yer yer arenalaşmış mostralar gözlenmektedir (Şekil 4.14).

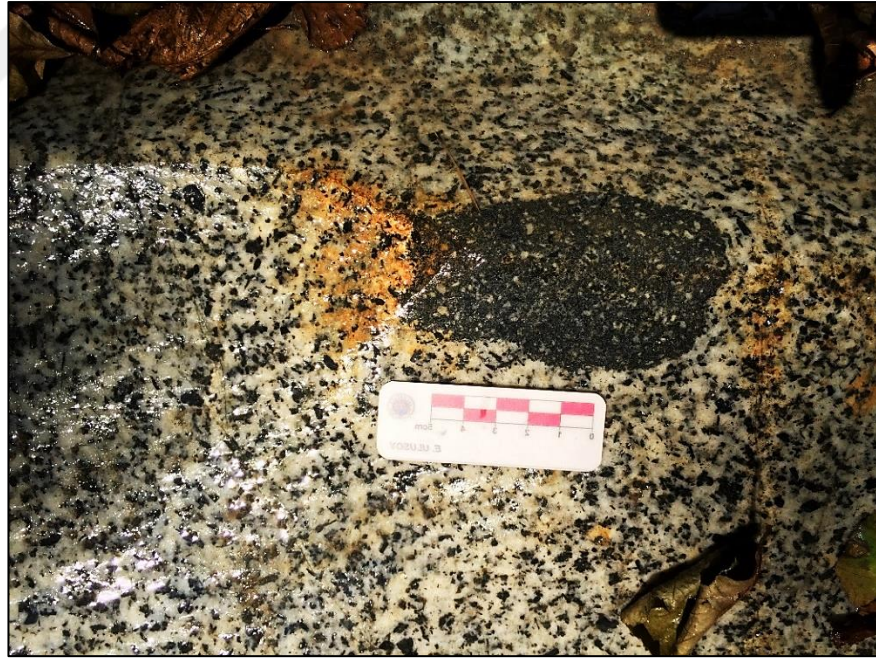


Şekil 4.14 Demirköy güneyinde Değirmen Dere içinde, küresel ayrışmalı olarak yüzeilen granodiyorit mostrası

Genellikle derelerde yüzeilen sağlam mostraların taze yüzeyi grimsi renklerde ve orta kristalli faneritik dokuludur. Açık renkli mineral oranı (feldispat) mafik minerallerden fazladır. Makroskobik olarak plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, amfibol, biyotit kristallerinin kayanın bileşimde yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.15). Birkaç cm’den 40 cm’ye varan boyutta eliptik formlu, ince kristalli, koyu renkli MMA’lar gözlenmektedir (Şekil 4.16). K45D doğrultulu, verrev ve düşey eklem sistemleri gözlenmektedir.



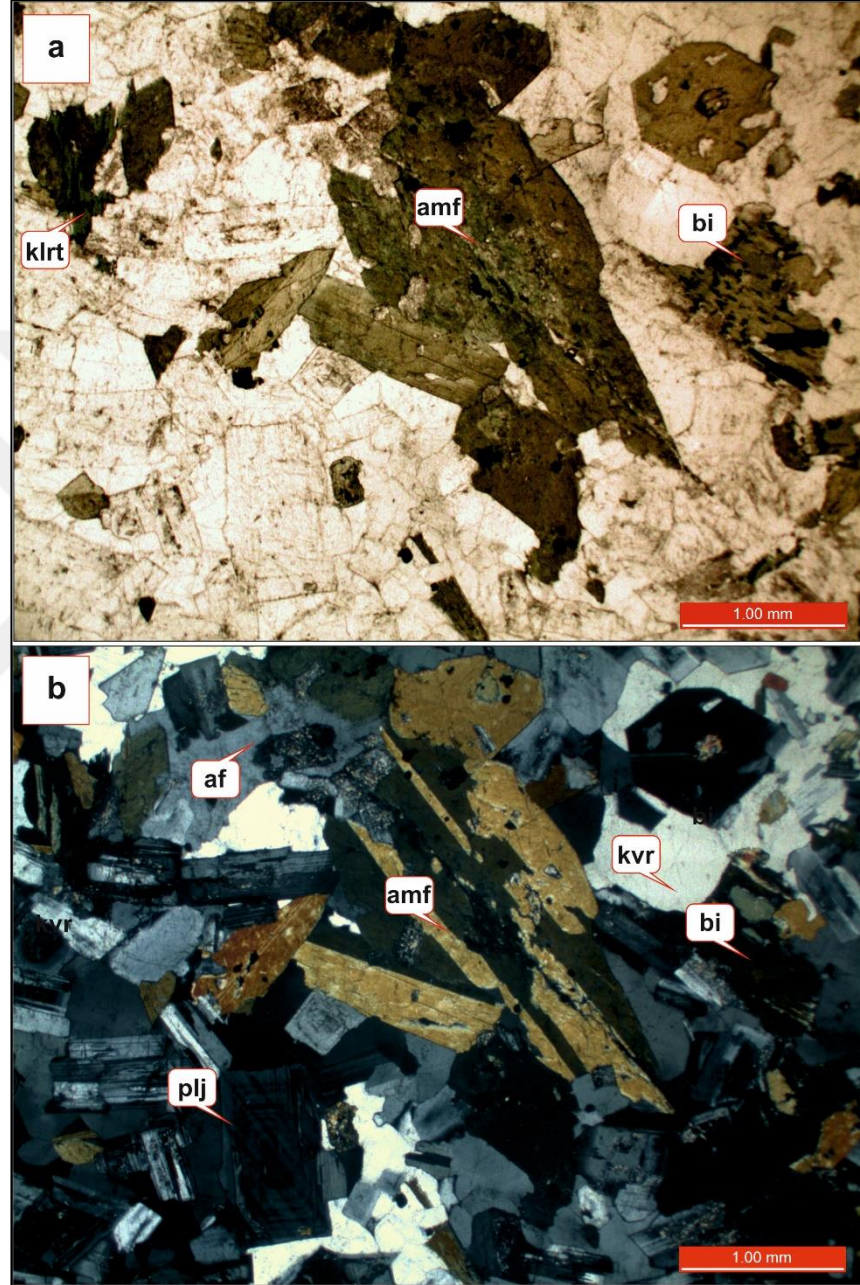
Şekil 4.15 Demirköy G-GD sunda yüzeylenen granodiyoritlerin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü



Şekil 4.16 Demirköy güney doğusunda Değirmen dere içinde yüzeylenen granodiyoritlerin dokusal özellikleri ve içerdiği MMA'nın yakın plan görüntüsü

Granodiyoritler, orta kristalli, holokristalen tanesal dokuya sahiptir. Granodiyoritlerin ana bileşimini; plajiyoklaz, kuvars, daha az oranda ortoklaz oluşturmaktadır (Şekil 4.17).

Plajiyoklaz kristalleri genel olarak oligoklaz, andezin ve labrador bileşimlidir. Uzun prizmatik kristal formunda ve polisentetik ikizlenmeli plajiyoklazlar merkezlerinden itibaren kısmen serisitleşmiş, epidotlaşmış ve killeşmiştir.



Şekil 4.17 Granodiyoritlerin mikroskop altında gözlenen ana bileşimi ve genel dokusunun a) PPL ve b) XPL görüntüsü (af: alkali feldspat, amf: amfibol, bi: biyotit, kv: kuvars, plj: plajiyoklaz)

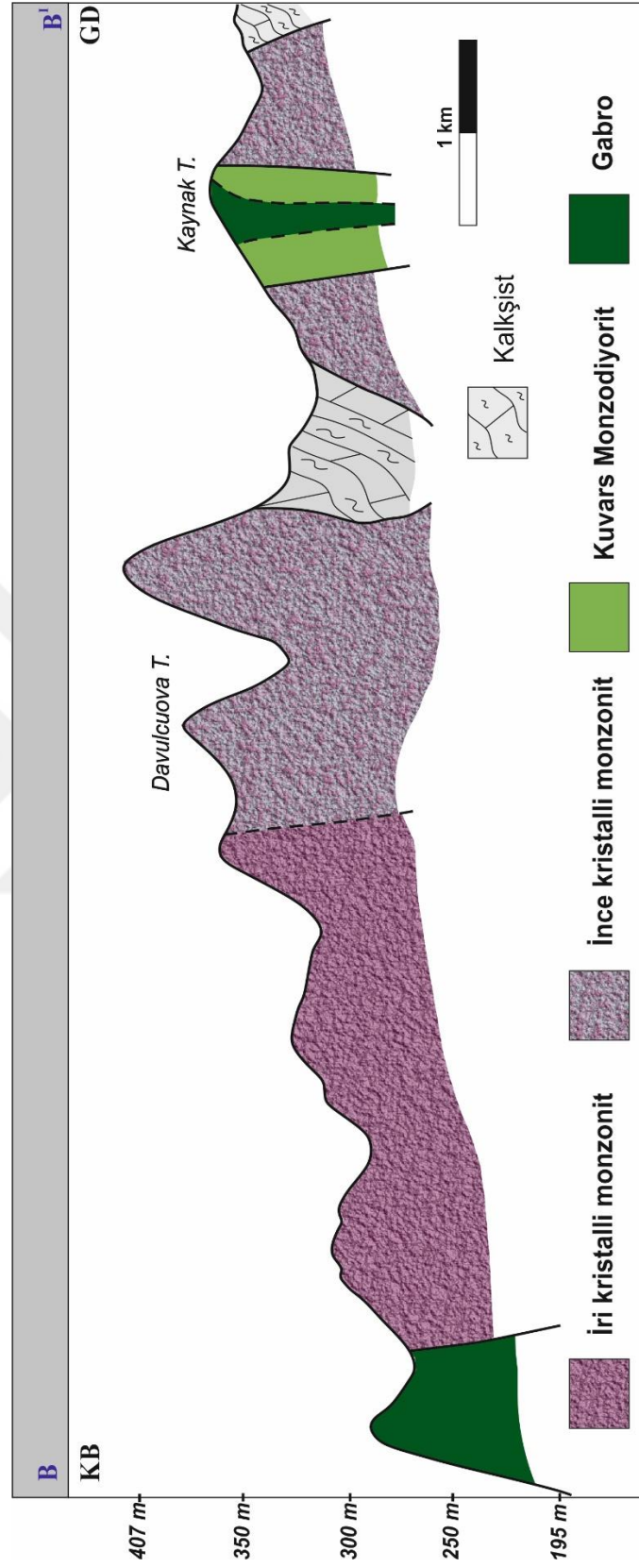
Bazı plajiyoklaz kristallerinde normal zonlanma gözlenmektedir. Ortoklaz kristali, az oranda, yarı özşekilli ve poikilitik dokulu olarak gözlenmektedir. Feldispatlarda killeşme olağandır. Kuvarlar, dalgalı sönmeli ve özşekilsiz olup yer yer poikilitik dokuludur. Kayanın ana mafik mineral bileşimini; yarı özşekilli, yer yer 4mm ulaşan çapta irili-ufaklı, yeşil renkli hornblend oluşturmaktadır (Şekil 4.17). Daha az oranda, orta taneli, yarı özşekilli, kahverenkli biyotit içermektedir. Amfibol ve biyotitlerde kısmen kloritleşme gözlenmektedir. Tali olarak; çok ince kristalli, yarı özşekilli iğnemsî apatit ve prizmatik zirkon içermektedir. Kaya genelinde yaklaşık %1 oranında, kristalli taneli, yarı özşekilli, opak mineral kristalleri (manyetit) saçınımlı olarak gözlenmektedir.

4.1.1.4 Kuvars monzonit

Karacadağ-Yiğitbaşı-Boztaş-İncesirt ve Şükrüpaşa köyleri çevresinde kuvars monzonit bileşimli kayalar gözlenmektedir (Şekil 4.18). Kuvars monzonitler arazi gözlemlerinde benzer bileşimli olup farklı dokusal özelliklere sahip oluşu göz önünde tutularak ince ve iri kristalli monzonitler olarak iki gruba ayrılmıştır.

4.1.1.4.1 İri taneli kuvars monzonit

Karacadağ köyü ve çevresinde monzonit bileşimli kayaların en iri kristalli olarak gözlemlendiği alandır (Şekil 4.18 ve 4.19). Karacadağ köyünden Kamelya Sırtı boyunca yaklaşık güneybatı yönüne doğru, Yiğitbaşı köyüne doğru gidildikçe kristal boyutunun küçüldüğü ve kısmen porfirik dokulu kayaların ortaya çıktığı gözlenmektedir. Topoğrafik rölyefin düşük olduğu (~300 m) bölgede kayalarda üst kotlara doğru günlenmeye bağlı gelişen ayrışma artmaktadır. Taze tip lokalitelere Mutlu Dereye bağlanan yan kollarda ulaşılabilir (Şekil 4.20)



Şekil 4.19 Kuvvars monzonit bileşimli kayaların yoğun gözlendiği Karacadağ köyü dolaylarında BB¹ hattından alınan jeolojik kesit (Düşey ölçek abartılmıştır)



Şekil 4.20 Karacadağ köyü çevresinde gözlenen iri kristalli monzonit bileşimli kayaların genel arazi görüntüsü

Taze mostralarda ayrışma yüzeyi pembemsi grimsi renklerde gözlenmektedir. Genel anlamda orta-iri kristalli faneritik dokuya sahip kaya içerdiği ortoklaz megakristalleri nedeniyle porfirik doku özelliği kazanmıştır (Şekil 4.21). Açık renkli mineral oranı (feldispat) mafik mineraller oranından fazladır. Makroskobik olarak ortoklaz, plajiyoklaz, amfibol, biyotit kristallerinin kayanın bileşimde yer aldığı görülmektedir. Birkaç cm'den 40 cm'ye varan boyutta eliptik formlu, ince taneli, koyu renkli MMA'lar gözlenmektedir. K45D doğrultulu verev ve düşey eklem sistemleri gözlenmektedir.

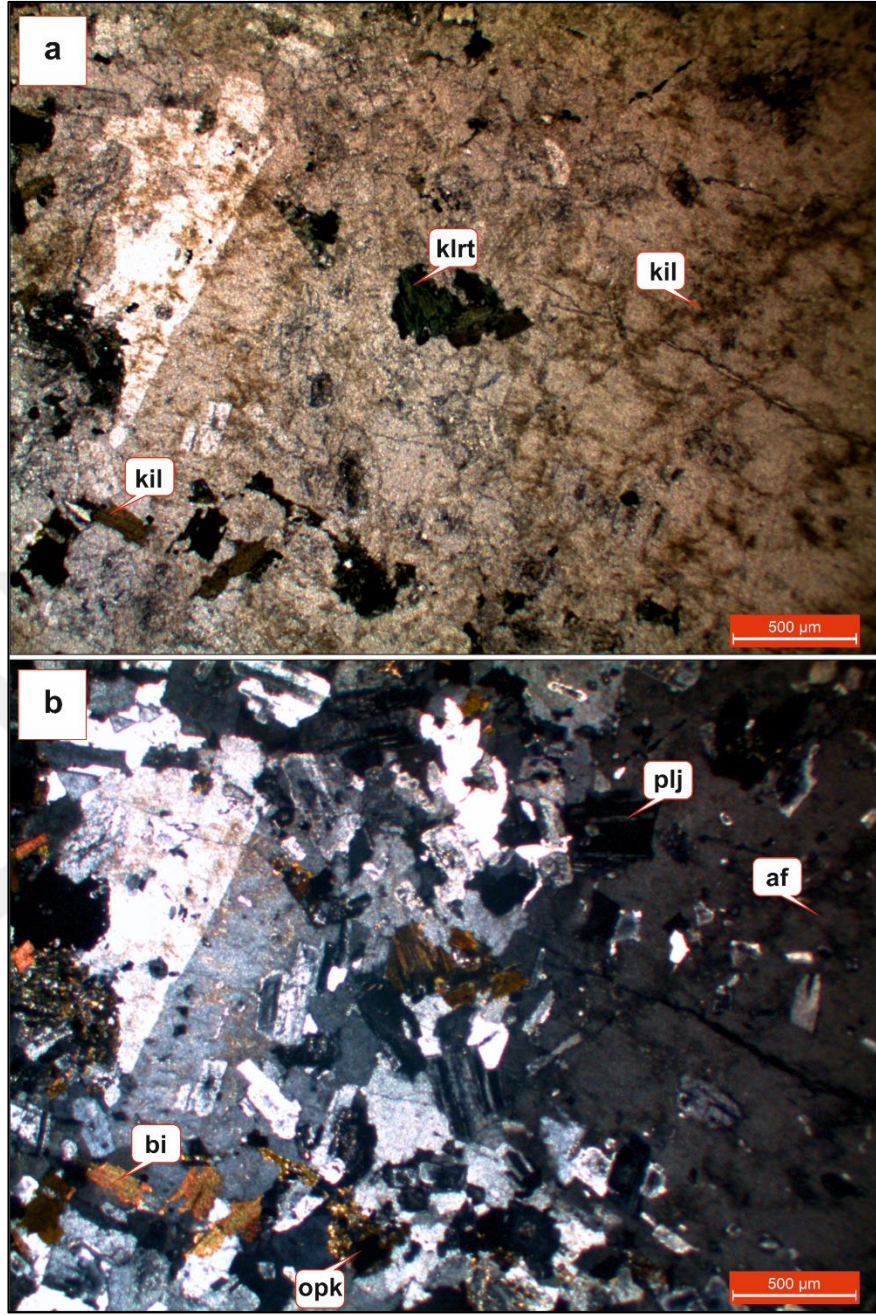
Kaya iri kristalli ve holokristalen tanesal dokuya sahip olup yoğun şekilde poikilitik doku göstermektedir (Şekil 4.22). Ana mineral bileşimini yakın oranlarda alkali feldispat ve plajiyoklaz kristalleri oluşturmaktadır. Oligoklaz-andezin bileşimli plajiyoklaz kristalleri; yarı özşekilli, prizmatik formlarda olup polisentetik ikizlenme göstermektedir. Bazı plajiyoklaz kristallerinde ise normal ve ters zonlanma belirlenmiştir. İnce kristalli ve kalsik bileşimli plajiyoklazlarda rodonjitleşme söz konusudur. Ayrıca, karbonatlaşma, serisitleşme, sossoritleşme ve kısmen killeşme feldispatlarda gözlenen bozunma türleridir. Kayanın bileşimde yer yer plajiyoklaz oranının artmasıyla monzogabro bileşimine doğru değişim gözlenmektedir. Ortoklaz kristalleri; yarı özşekilli-özşekilsiz

olarak, iri kristalli olarak gelişmiştir. Ortoklaz kristalleri poikilitik doku göstermekte olup daha ince kristalli plajiyoklaz ve biyotit kristalleri içermektedir. Pertit oluşumları kısmen belirgin olup bazı ortoklaz kristalleri basit ikizlenmelidir. Kaya yaklaşık %25-30 oranında, orta taneli (> 2 mm), mafik mineral kristalleri içermekte olup bunlar oransal bolluğuna göre amfibol (hornblend) $\pm$ klinopiroksen $\pm$ biyotitten oluşmaktadır. Yarı özşekilli-özşekilli amfibol kristalleri genel olarak irili ufaklı olarak gözlenebilmektedir. İri kristalli amfibollerde poikilitik doku sergilemektedir. Biyotit kristalleri yarı özşekilli, karemsi ($a/b \approx 1$) formda, irili-ufaklı boyutlarda ve kahverenkli pleokroizmalı olarak gözlenmektedir. Biyotitlerde kloritleşme ve opasitleşme gözlenen bozuşma türleridir. Piroksen içeriği; monzonit kompozisyonundan monzogabroya bileşimine doğru artmaktadır. Yarı özşekilli, orta kristalli olarak gözlenen klinopiroksen minerali kısmen uralitleşmiş olarak gözlenmektedir (Şekil 4.23).

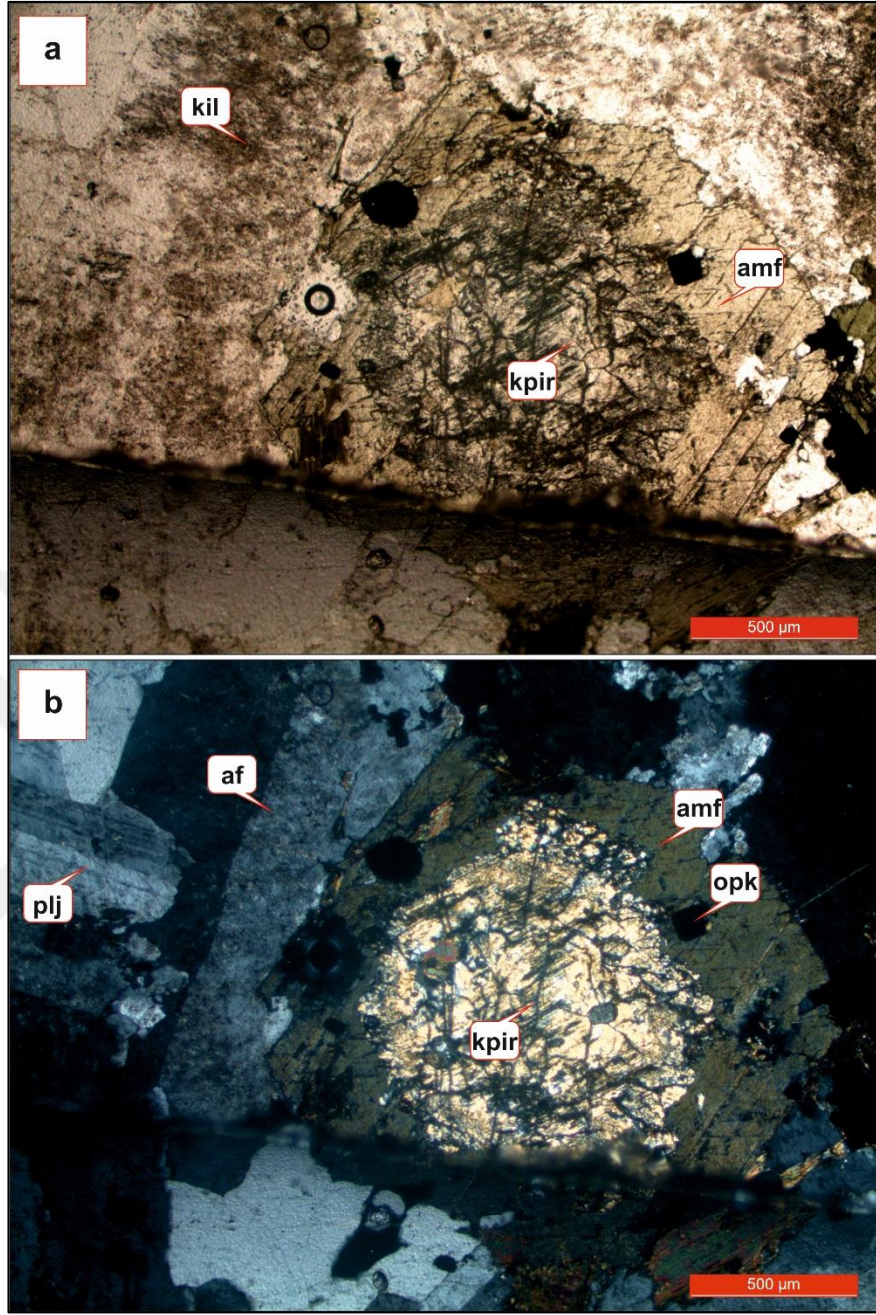


Şekil 4.21 İri kristalli monzonitler içinde gözlenen poikilitik dokulu, iri taneli, pembe renkli ortoklaz megakristalleri

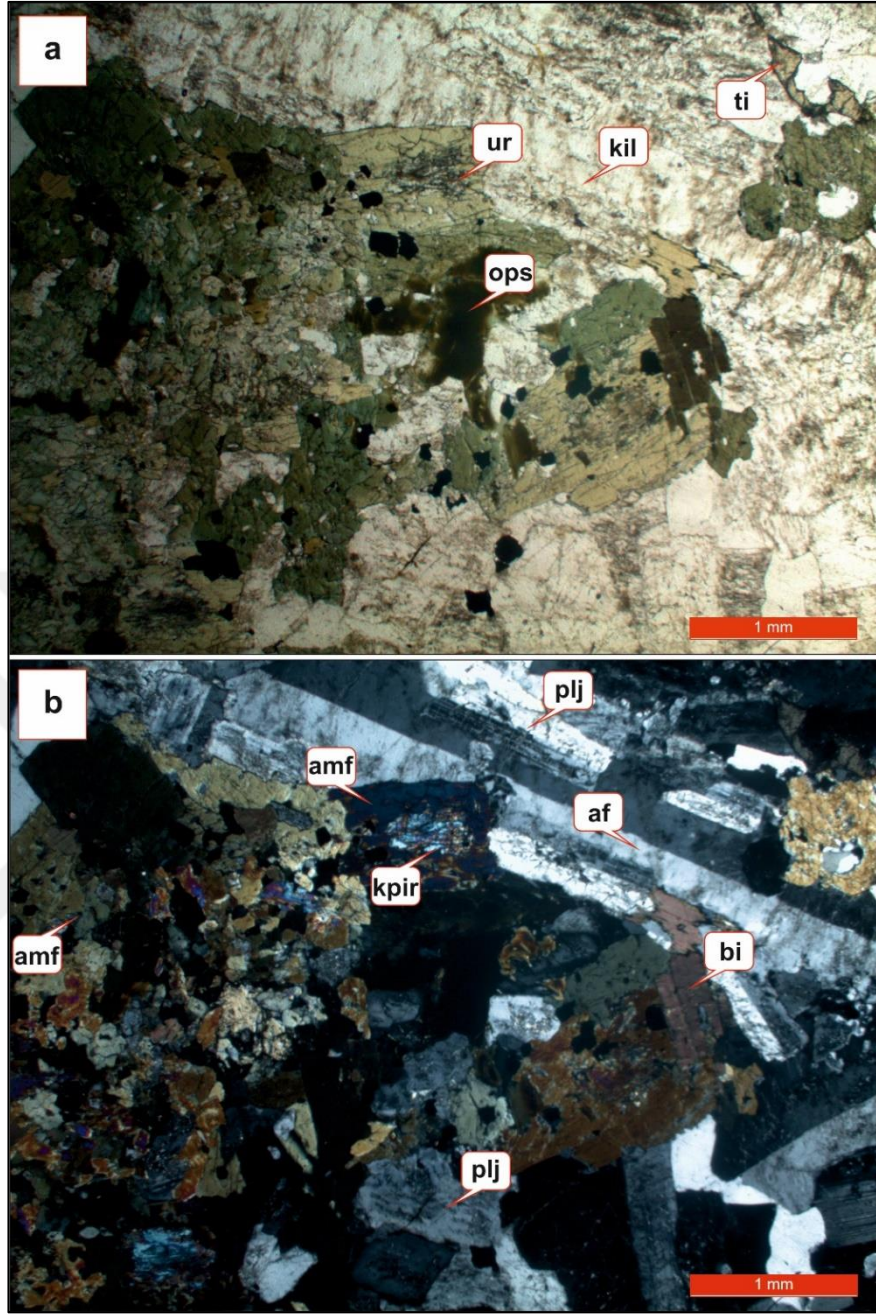
Tali olarak titanit, apatit, rutil içermektedir. Bir miktar, ince kristalli, yarı özşekilli-özşekilli opak mineral kristalleri (manyetit ve pirit) içermektedir. Mafik mineral segregasyonları yer yer yoğun olarak gözlenmektedir (Şekil 4.24).



Şekil 4.22 İri kristalli kuvars monzonitin mikroskop altında genel dokusu, mineral bileşimi ve bu kayalarda tipik olarak gözlenen poikilitik dokunun a) PPL ve b) XPL görüntüsü (af: alkali feldispat, bi: biyotit, plj: plajiyoklaz, opk: opak mineral kristalleri)



Şekil 4.23 Kuvars monzonitin içinde yer alan pirkosenlerde gözlenen magmasal uralitleşme; merkezde kalıntı piroksen, çeperde amfibol minerali a) PPL ve b) XPL görüntüsü (af: alkali feldispat, amf: amfibol, kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz, opk: opak mineral)



Şekil 4.24 Kuvars monzonitlerde gözlenen mafik mineral segregasyonunun (klinopiroksen, biyotit amfibol mineralleri) a) PPL ve b) XPL görüntüsü (ur: uralitleşme, ops: opasitleşme, kil: killeşme, af: alkali feldispat, amf: amfibol, kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz, ti: titanit, opak: opak mineral)

4.1.1.4.2 İnce kristalli monzonit

İri kristalli monzonitlere göre daha geniş alanda yüzeylenmektedir. Karacadağ köyü doğusunda Kuru Tepe, Uzuntarla Tepe, Uludağ Tepe, Bayramın Tepe, Güçlü Tepe dolaylarında yoğun arenalaşmış mostralar olarak yüzeylenir. Karacadağ-Yiğitbaşı-Boztaş köyleri arasında; Dedika Tepe, Eskikule Tepe, Kamelyasırtı Tepe, Çeşme Tepe ve Boztaş Tepe dolaylarında; Yeşilce Köyü doğusunda Bekir Tepe dolaylarında; Karanlıkköy kuzey batısında; İncesirt köyü kuzey doğusunda Hasanpehlivan Tepe dolaylarında; Şükrüpaşa köyü kuzeyinde Çatal Tepe, doğusunda Mutlu Dere ve bağlanan yan derelerde mostraları gözlenmektedir (Şekil 4.25).

Taze mostralar ayrışma yüzeyi kıvrıl-kahvemsî renkli, ince kristalli ve yer yer yoğun arenalaşmış oldukça bozuşmuş şekilde gözlenmektedir. Birim ince-orta kristalli, faneritik dokulu olarak gözlenmektedir. İri kristalli monzonitlere göre açık renkli mineral oranı (feldispat) mafik mineral oranından fazladır. Makroskobik olarak plajiyoklaz, ortoklaz, amfibol, biyotit kristallerinin kayanın bileşimde yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.26).



Şekil 4.25 Şükrüpaşa köyü çevresinde gözlenen bol eklemli, sağlam ince kristalli monzonit mostrasının genel görüntüsü

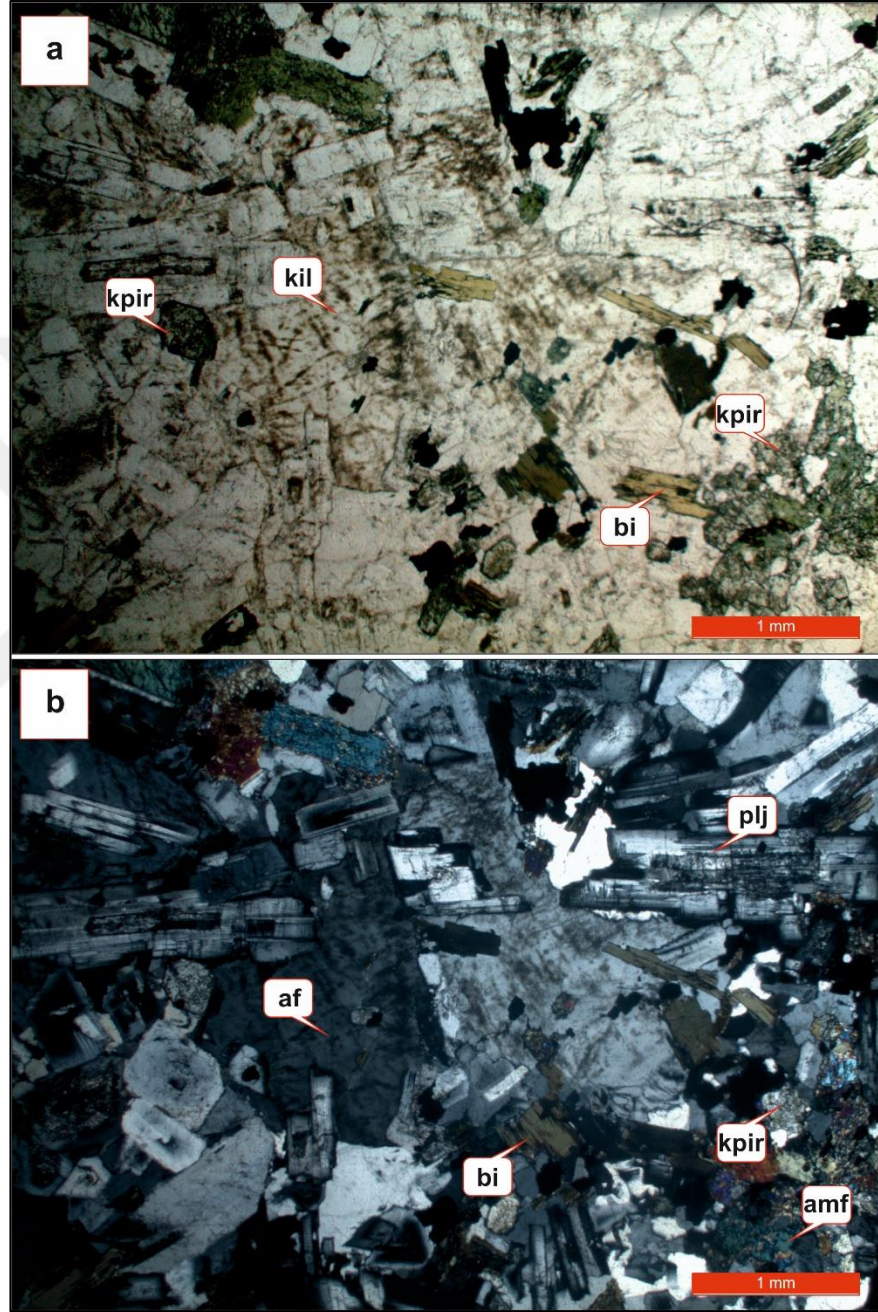
Birkaç cm'den 20 cm'ye varan boyutta eliptik formlu, ince kristalli koyu renkli mafik magmatik anklavlar gözlenmektedir. K45D doğrultulu verev ve düşey eklem sistemleri gözlenmektedir. Ayrıca Şükrüpaşa köyü çevresinde metakarbonatlarla dokanağında skarn gelişimine bağlı malahit sıvamaları gözlenmektedir.



Şekil 4.26 Şükrüpaşa köyü yaklaşık GD'sunda gözlenen ince kristalli monzonitin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü

Kaya ince-orta kristalli ve holokristalen taneli dokulu olup poikilitik doku belirgindir (Şekil 4.27). Ana mineral bileşimini yakın oranlarda alkali feldispat ve plajiyoklaz kristalleri oluşturmaktadır. Oligoklaz-andezin bileşimli plajiyoklaz kristalleri; yarı özşekilli, prizmatik formda olup polisentetik ikizlenme göstermektedir. Bazı plajiyoklaz kristallerinde normal ve ters zonlanma belirlenmiştir. Ayrıca serisitleşme, sosoritleşme ve kısmen killeşme feldispatlarda gözlenen bozuşma türleridir. Ortoklaz kristalleri; yarı özşekilli-özşekilsiz olarak, iri kristalli olarak gelişmiştir. Poikilitik doku göstermekte olup daha ince kristalli plajiyoklaz ve biyotit kristalleri içermektedir. Pertit oluşumları kısmen belirgin olup bazı ortoklaz kristalleri basit ikizlenmelidir. Kaya yaklaşık %10-15 oranında, ince taneli ($0 < \text{tane boyu} < 4 \text{ mm}$), mafik mineral kristalleri içermekte olup bunlar oransal bolluğuna göre amfibol (hornblend) $\pm$ klinopiroksen $\pm$ biyotitten

oluşmaktadır. Yarı özşekilli-özşekilli amfibol kristalleri genel olarak irili ufaklı kristaller olarak gözlenmektedir. Biyotitler yarı özşekilli, prizmatik, irili-ufaklı değişen boyutlardaki kristaller halinde ve kahverenkli pleokroizmalıdır (Şekil 4.27).



Şekil 4.27 İnce kristalli monzonitlerin mikroskop altında mineral bileşimi ve genel dokusuna ait a) PPL ve b) XPL görüntüsü (af: alkali feldispat, amf: amfibol, kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz)

Biyotitlerde kloritleşme ve opasitleşme gözlenen bozuşma türleridir. Kaya az oranda ince kristalli, yarı özşekilli, yer yer uralitleşmiş klinopiroksen içermektedir. Tali olarak titanit, apatit, rutil ve az oranda, ince kristalli, yarı özşekilli-özşekilli opak mineral (manyetit ve pirit) kaya genelinde gözlenmiştir.

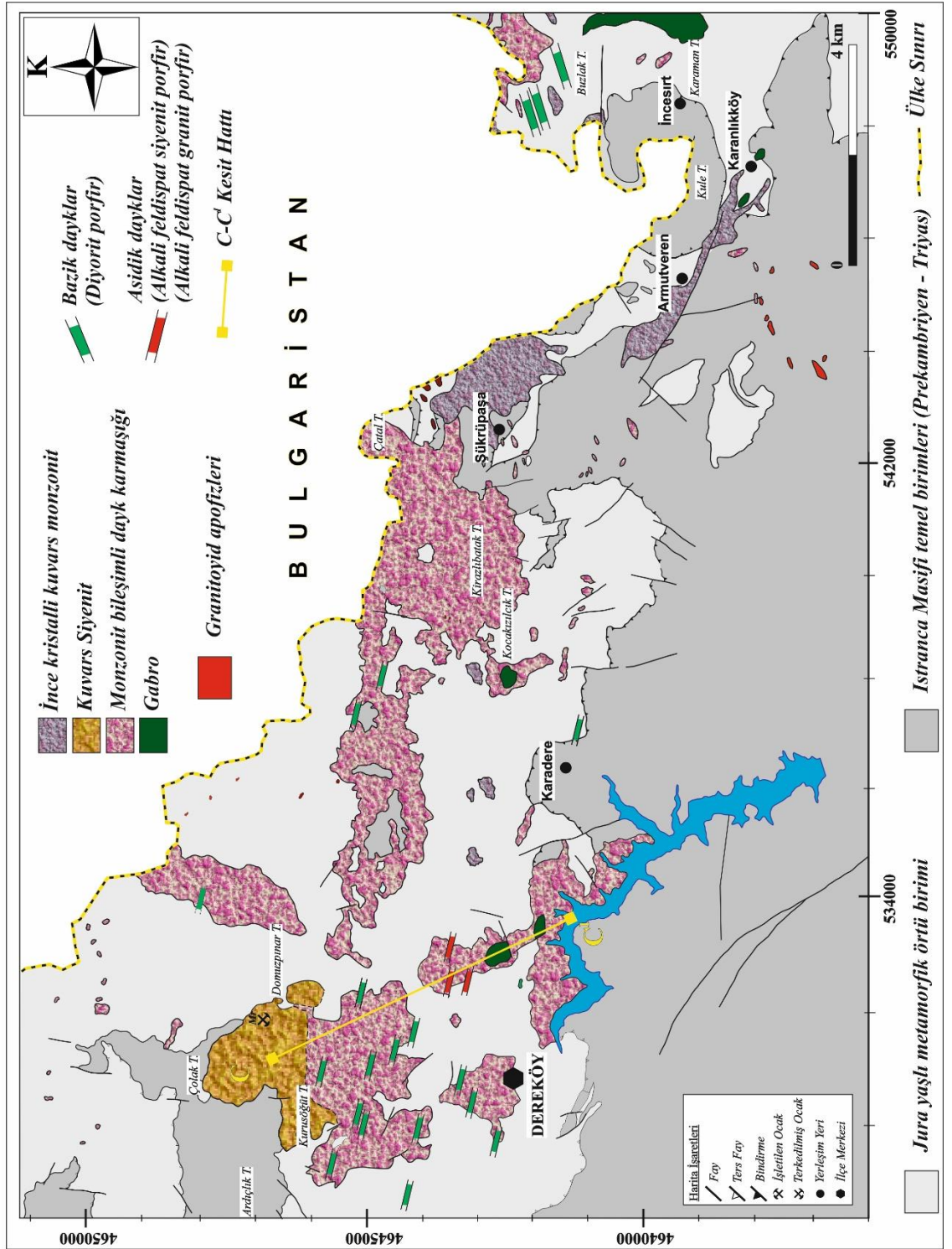
4.1.2 Siyenitoyid ailesi

Genel anlamda yoğun günlenme etkisiyle arenalaşmış, yoğun orman ve toprak örtüsüyle kaplanmış siyenit bileşimli birimde taze mostra bulmak oldukça güçtür. Dereköy nahiyesi kuzeyinde taze kuvars siyenit mostraları yüzeylenmektedir (Şekil 4.28,29).

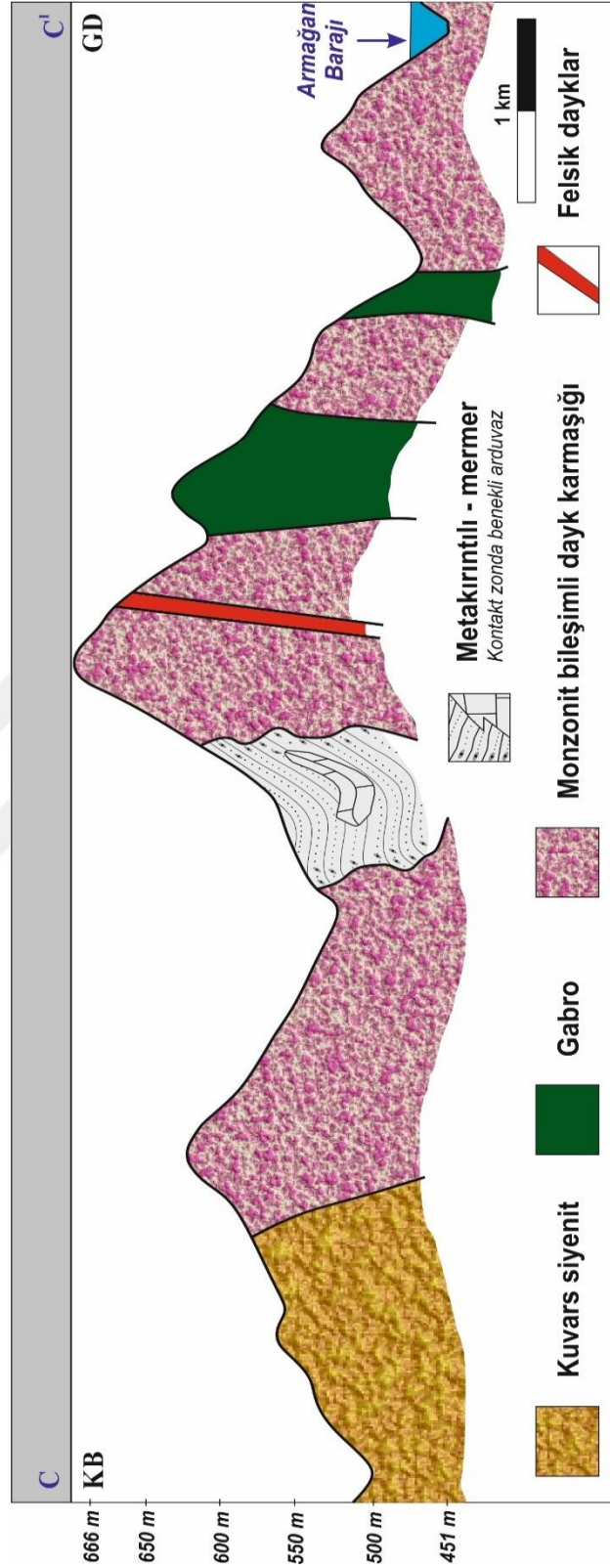
4.1.2.1 Siyenit

Birimin tip lokalitesi Domuzbayır Tepe kuzey batısında gözlenmektedir (Şekil 4.30). Bu lokalitede yüzeylenen kayalar kısmen taze, iri kristalli, faneritik/porfirofaneritik dokulu olarak gözlenmektedir (Şekil 4.31 ve 4.32). Harita üzerinde yer alan siyenit alanının batı ve kuzey batı bölümlerine doğru birimin; tane boyunun kısmen küçülerek dokusal anlamda homojen özellik sergileyen faneritik dokuya geçtiği gözlenmektedir. Ömerin Tepe batısı, Patapat Tepe kuzeyi ve Çolak Tepe güney doğusu dolaylarında faneritik dokulu ve günlenmeye bağlı yoğun arenalaşmanın gözleendiği kuvars siyenitler gözlenmektedir.

Taze mostralar ayrışma yüzeyi pembemsi gri renkli ve yer yer küresel ayrışmalı olarak gözlenmektedir. Açık renkli mineral oranı (feldispat) mafik mineral oranından fazladır. Makroskobik olarak plajiyoklaz, ortoklaz, piroksen, amfibol, biyotit kristallerinin kayanın bileşimde yer aldığı görülmektedir. Az oranda, birkaç cm'den 30 cm'ye varan çaplarda eliptik formlu, mikro kuvars monzodiyorit-mikro kuvars diyorit bileşimli MMA'lar içermektedir (Şekil 4.33). K20D doğrultulu verev ve düşey eklem sistemleri gözlenmektedir. Birim birçok bölgede, birkaç cm'den birkaç m'ye varan çaplarda kuvars damarları ve değişen kalınlıklarda yaklaşık kuzey batı güney doğu doğrultulu felsik ve mafik dayklarca yoğun olarak kesilmektedir.



Şekil 4.28 Kuvars siyenit bileşimli kayaların yoğun gözlemlendiği Dereköy nahiyesi dolaylarında yüzeylenen intrüzif kayaların jeoloji haritası



Şekil 4.29 Kuvvars siyenit bileşimli kayaların yoğun görüldüğü Dereköy nahiyesi dolaylarında CC¹ hattından alınan jeolojik kesit (Düşey ölçek abartılmıştır.)



Şekil 4.30 Dereköy kuzeyinde, Domuzbayır tepe kuzeybatısı yüzeylenen, küresel ayrışmalı siyenite ait genel arazi görünümü

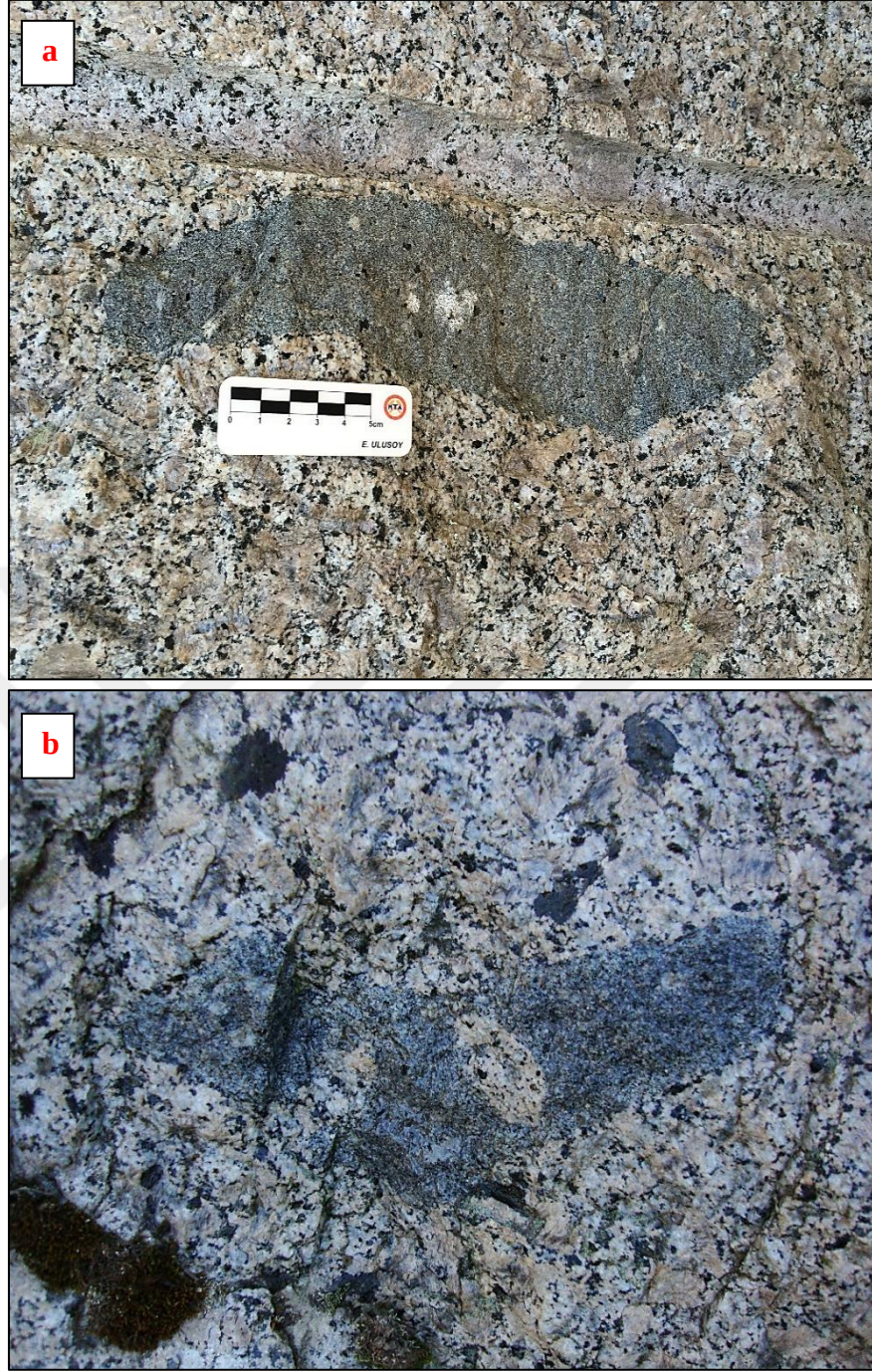
Holokristalen dokulu kaya grubunun ana mineralojik bileşimi başlıca; ortoklaz, plajiyoklaz $\pm$ nefelin $\pm$ kuvarstan oluşmaktadır (Şekil 4.34). İri kristalli feldispatlar poikilitik dokulu olarak gözlenmektedir. İri ortoklaz kristallerinde pertit oluşumları ve kısmen killeşme söz konusudur. Plajiyoklazlar kısmen ince, prizmatik kristaller halinde ve oligoklaz-andezin bileşimindedir. Lokal olarak, orta kristalli, yarı özşekilli prizmatik nefelin olduğu düşünülen kristaller içermektedir. Kayacın mafik mineral bileşimi; kahverenkli biyotit, yeşil renkli amfibol ve soluk yeşil renkli piroksenden oluşmaktadır. Biyotit ve amfibollerde kloritleşme gözlenen bozunma türleridir. Değişen oran ve formlarda demiroksit ve opak mineral (manyetit) kristali saçınımlı olarak örnekler içinde gözlenmiştir. Tali olarak bir miktar yarı özşekilli-özşekilli titanit kristali içermektedir. Kaya içinde az oranda ikincil gelişmiş kuvarslar gözlenmektedir.



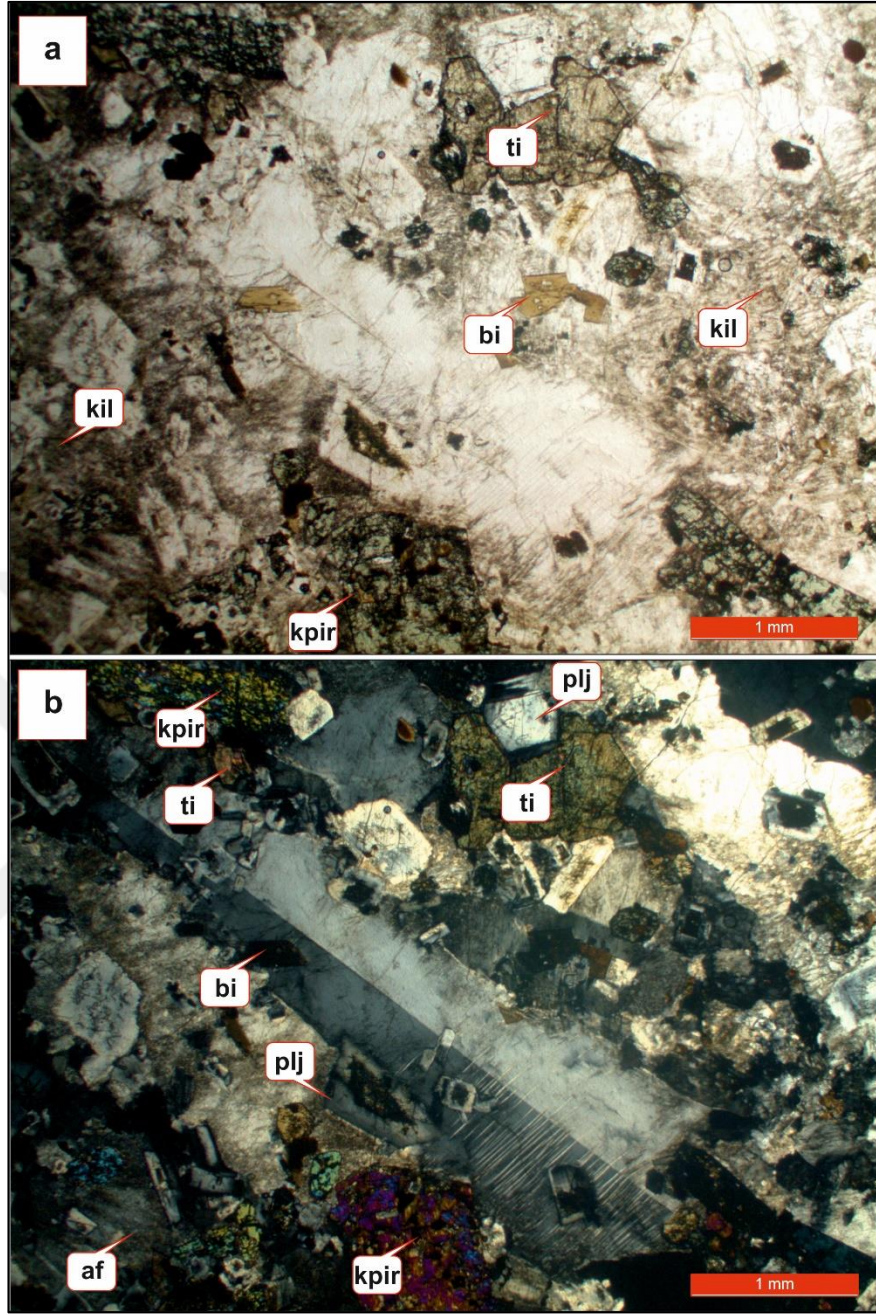
Şekil 4.31 Dereköy kuzeyinde gözlenen porfirofaneritik dokulu siyenitin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü



Şekil 4.32 Dereköy kuzeyinde gözlenen porfirofaneritik dokulu siyenit içindeki ortoklaz megakristalinin yakın plan görüntüsü



Şekil 4.33 Kuvars siyenitler içinde gözlenen a) eliptik formlu monzodiyorit bileşimli mafik magmatik anklava ait yakın plan fotoğrafı, b) MMA içinde gözlenen anakayaya ait ksenolite ait yakın plan arazi görüntüsü



Şekil 4.34 Kuvars siyenitlerin mikroskop altında mineral bileşimi ve genel dokusuna ait a) PPL ve b) XPL görüntüsü (af: alkali feldispat, amf: amfibol, plj: plajiyoklaz)

4.2 Mafik İnrüzif Kayalar

4.2.1 Kuvars diyorit / monzodiyorit

Diyorit bileşimli kayalar Demirköy ilçesi güney batısı ve Boztaş köyü batısındaki gibi yüzeylenen kısmen geniş ölçekli mostralar sergilemesi yanında, gabroların çeper kısımlarında haritalanamayacak ölçekte ve apofizler halinde de gözlenebilmektedir. Çalışma alanındaki önemli diyorit lokaliteleri; Çadır Tepe batısı, Değirmen Tepe etekleri ve Zindan Dere içi, Hamdibey köyü kuzeyi, Kaynak Tepe etekleri ve Yemişlik Dere içi, Batallın Tepe doğusunda Tepetarla mevki ve Bahçeler Dere, Kule Tepe kuzeyinde yüzeylenen gabroların çeper kısımlarında ve çeşitli boyutlardaki apofizler halinde, Kocakızılcık Tepe batısında yer alan gabroyidlerin çeper kısımlarında gözlenmektedir. Birim birliktelik sergilediği eş yaşlı intrüzif kayalarla tedrici ilişki sunmaktadır. Diğer intrüziflere benzer şekilde yoğun günlenme etkisiyle küresel ayrışmalı ve yer yer yoğun arenalaşmıştır (Şekil 4.35 ve 4.36).



Şekil 4.35 Demirköy GB'sında gözlenen günlenme sonucu arenalaşmış diyorit mostrası genel görüntüsü



Şekil 4.36 Demirköy B’ında gözlenen küresel ayrışmalı diyoritlerin genel görüntüsü

Taze yüzeyleri açık-koyu gri renklerde olan kaya oldukça sert ve dayanımlıdır. Kaya orta kristalli ve faneritik dokuludur. Genel anlamda açık renkli mineral oranı (feldispat), mafik minerallere yakın, yer yer ise açık renkli minerallerce zengin olup lökokratik karakterlidir. Holokristalen taneseli dokulu diyoritlerin ana bileşimi plajiyoklaz, kuvars, ortoklaztan oluşmaktadır. Dioritler petrografik incelemelerde içerdiği kuvars ve ortoklaz miktarına göre monzodiyorit ve kuvars diyorit olarak; iki gruba ayrılmıştır (Şekil 4.37 ve 4.38). Kuvars diyoritler içinde en bol gözlenen plajiyoklaz kristalleri genel olarak andezin ve labrador bileşimindedir (Şekil 4.39). Uzun prizmatik kristal formunda olup, polisentetik ikizlenmeli plajiyoklazlar merkezlerinden itibaren kısmen sosoritleşmiş, serisitleşmiş, epidotlaşmış ve killeşmiştir. Bazı plajiyoklaz kristallerinde normal ve ters zonlanma gözlenmektedir. Feldispatlarda killeşme olağandır. Yer yer %5-10 arası oranlarda gözlenen kuvarslar dalgalı sönmeli ve özşekilsizdir.

Monzodiyorit kompozisyonlu kayaların makroskopik olarak ana bileşimini; plajiyoklaz, amfibol, biyotit $\pm$ kuvars $\pm$ ortoklaz $\pm$ piroksen kristalleri oluşturmaktadır (Şekil 4.40).

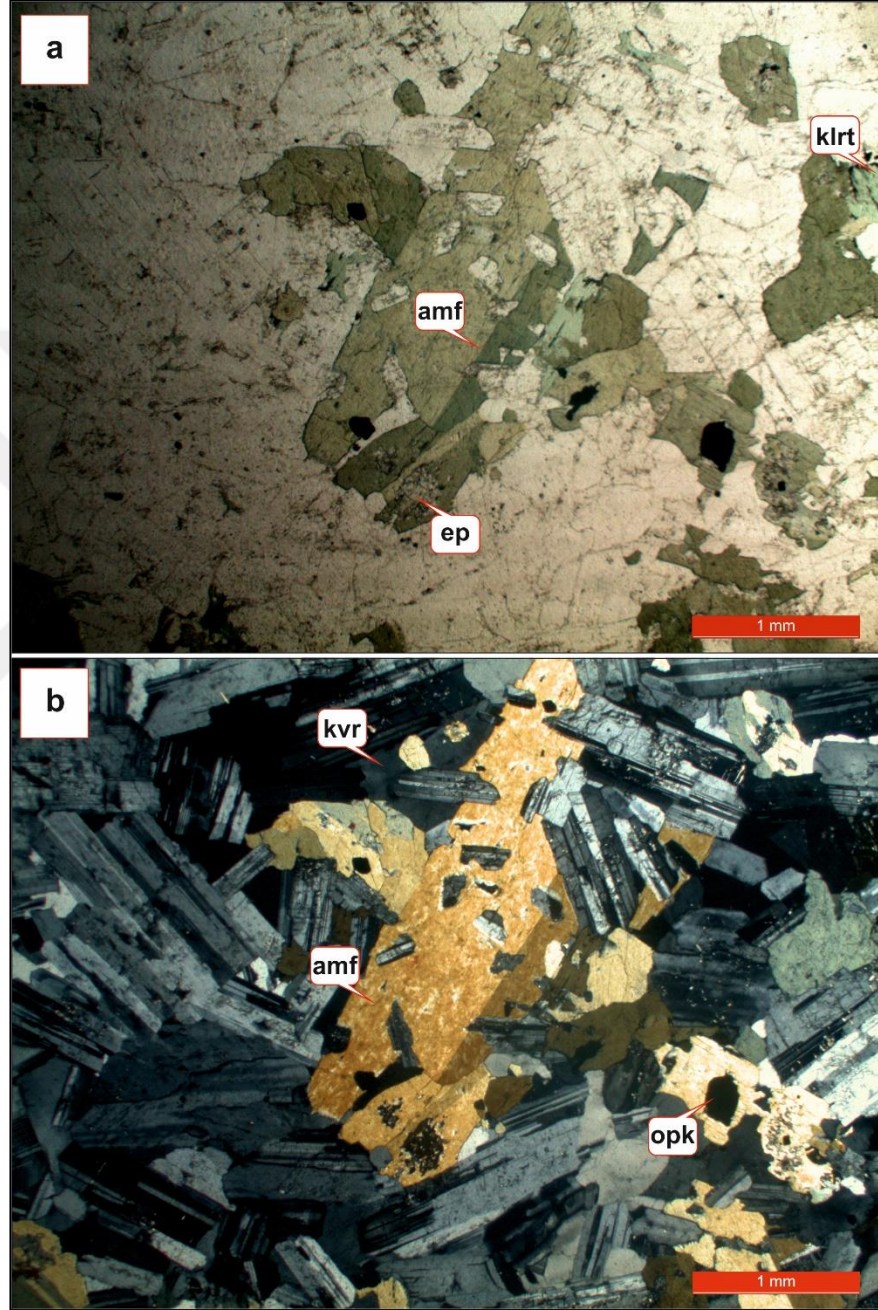


Şekil 4.37 Demirköy ilçesi güney batısında yer alan faneritik dokulu kuvars diyoritlerin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü

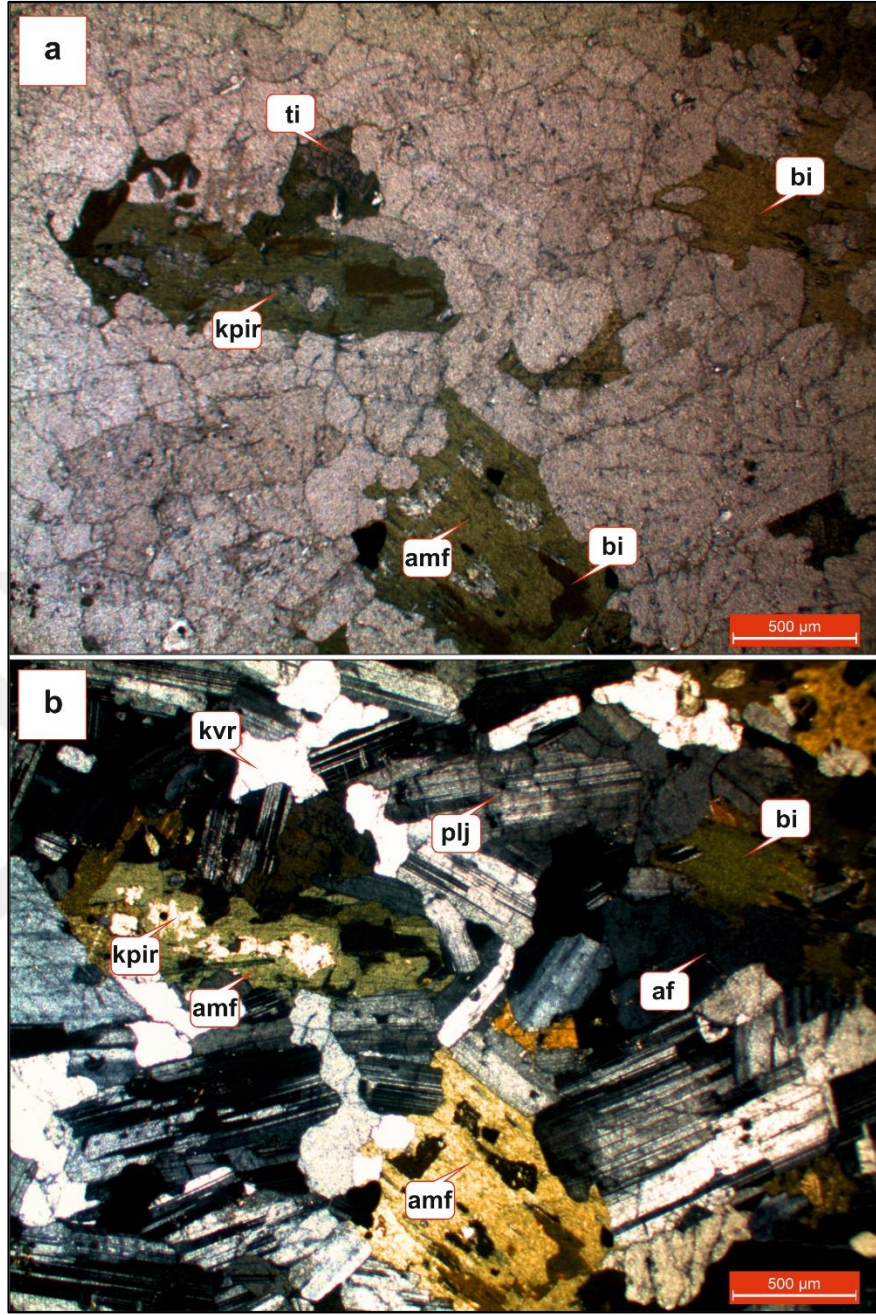


Şekil 4.38 Hamdibey kuzeyinde yüzeylenen monzodioritlerin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin yakın plan görüntüsü

Ana mafik mineral bileşiminin büyük bölümünü; yer yer 4mm ulaşan çapta, yarı özşekli, yeşil renkli hornblend oluşturmaktadır. Amfibol mineralleri yer yer poikilitik doku göstermektedir.



Şekil 4.39 Kuvars diyorit bileşimli kayaların mikroskop altında mineral bileşimi ve genel dokusunun a) PPL ve b) XPL görüntüsü (amf: amfibol, kvr: kuvars, plj: plajiyoklaz, opk: opak mineral)



Şekil 4.40 Kuvars monzodiyorit bileşimli kayaların mikroskop altında mineral bileşimi ve genel dokusunun a) PPL ve b) XPL görüntüsü (af: alkali feldispat, amf: amfibol, bi: biyotit, kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz, opk: opak mineral, ti: titanit)

Kaya genelinde magmasal uralitleşme sonucu amfibole dönüşmüş ikincil amfiboller ve kalıntı klinopiroksenlerde mevcuttur. Az oranda, orta taneli, yarı özşekilli, kahverenkli biyotit içermektedir. Bir miktar yarı özşekilli opak mineral (manyetit) içermektedir.

4.2.2 Gabro/Monzogabro

Gabro bileşimli kayalar; Demirköy G-GB s1, İncesirt doğusunda kısmen geniş yayılım sergilerken; Yeşilce KD'su, Karacadağ çevresi ve Dereköy-Karadere köyü arasında küçük apofizler şeklinde gözlenmektedir. Demirköy ilçesi güney batısında Çadır Tepe, Çakmak Tepe ve Değirmen Tepede çevresinde üst kotlarda, Uzuntarla Tepe güneyinde, Karacadağ köyü batısında, Yeşilce köyü doğusunda yer alan Kaynak Tepe çevresinde üst kotlarda, Davulcuova Tepe güney doğusunda, Boztaş köyü Tepetarla mevkiinde, Yukarılafya-Ortalafya Tepeleri dolaylarında, İncesirt köyü doğusunda, Karanlık köy kuzey batısında, Kocakızılcık Tepe batısı ve Korubaşı Tepe batısında bulunan Dokuztepler Sırtı çevresinde yüzeylemektedir. Istranca Masifi'ne ait temel ve örtü birimlerini intrüzif dokanakla kesmekte olup, birliktelik sergilediği eş yaşlı intrüzif kayalarla keskin dokanak ilişkisi sergilemektedir. Metakarbonatlarla dokanak bölümlerinde kontakt metasomatizma etkisiyle gelişen malahit-azurit-pirit oluşumları gözlenebilmektedir. Yer yer günlenme etkileri gözlenirse de incelenen kaya grupları içinde günlenmeden en az etkilenen gruptur.

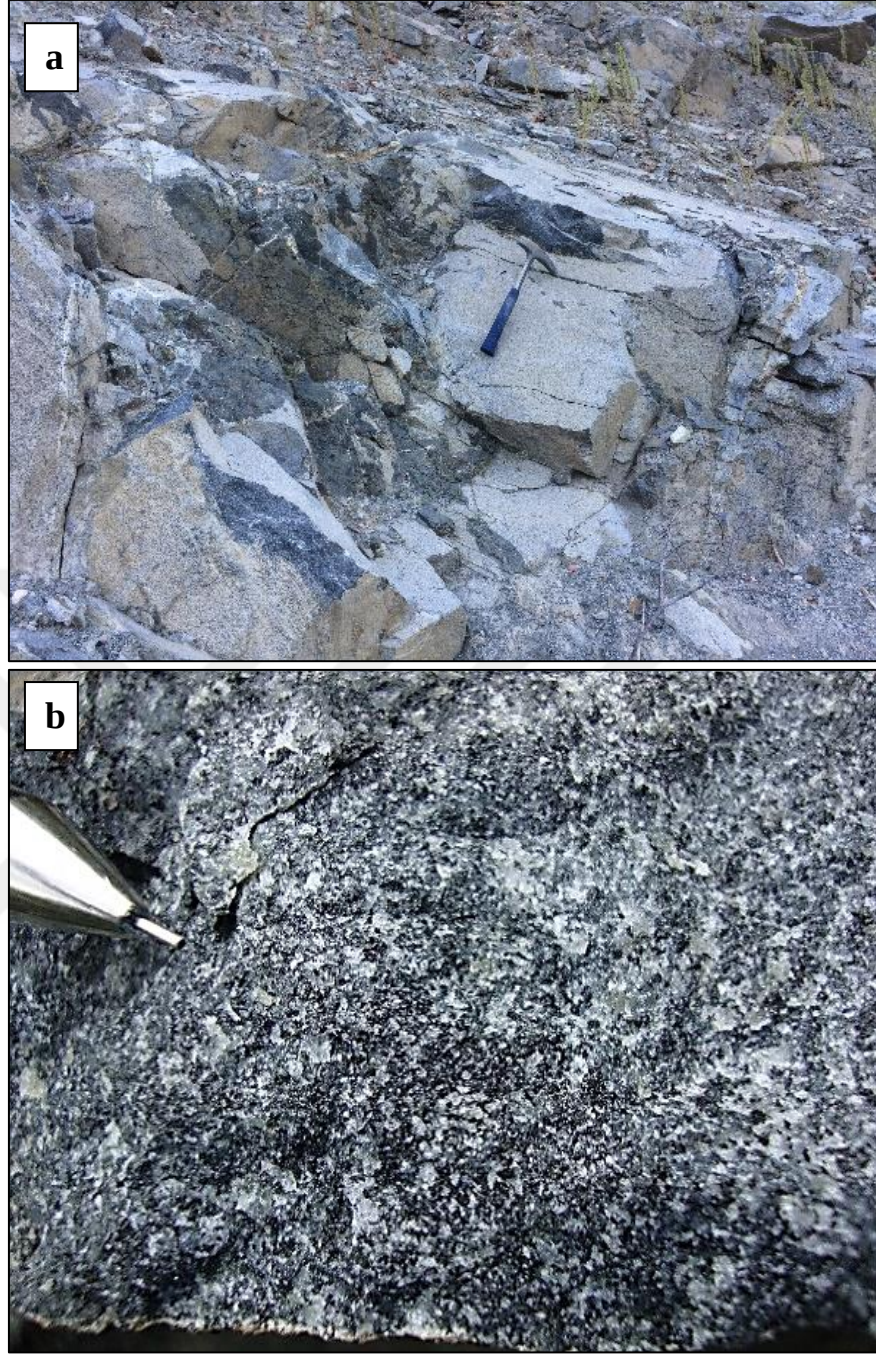
Gabrolar, oldukça sert dayanımlı, taze yüzeyi koyu yeşilimsi gri renklerde gözlenmektedir. Birim genel anlamda orta kristalli, faneritik dokuludur. Bunun yanında özellikle Demirköy ilçesi güney batısı ve İncesirt köyü doğusunda yüzeyleyen gabro bileşimli kayalarda yer yer pegmatitik doku, glomeroporfirik doku, bazı bölümlerde ise özel olarak orbiküler ve tarak (comb layer) doku gözlenmektedir. Gabro bileşimli kayaların makroskopik olarak amfibol, piroksen, plajiyoklaz $\pm$ biyotit $\pm$ olivin kristallerinden oluştuğu gözlenmiştir.

Mineralojik açıdan gabroları; olivin içeren ve olivin içermeyen olarak iki grupta incelemek mümkündür. Olivin içeren gabrolar çalışma alanının batı bölümlerinde Dereköy çevresinde dar alanda yüzeylenmekte olup koyu gri renkli ve ince kristalli olarak gözlenmektedir (Şekil 4.41). Dereköy çevresindeki lokaliteler dışında kalan gabrolar genel olarak olivin içermeyen kısmen daha açık renk indisine sahip, orta-iri kristalli kayalardır (Şekil 4.42). Olivin içermeyen gabrolar holokristalen taneli ve subofitik

dokulu olarak gözlenirken çeper bölümlerinde ise kısmen daha ince taneli, ofitik doku gözlenmektedir (Şekil 4.43 ve 4.44).

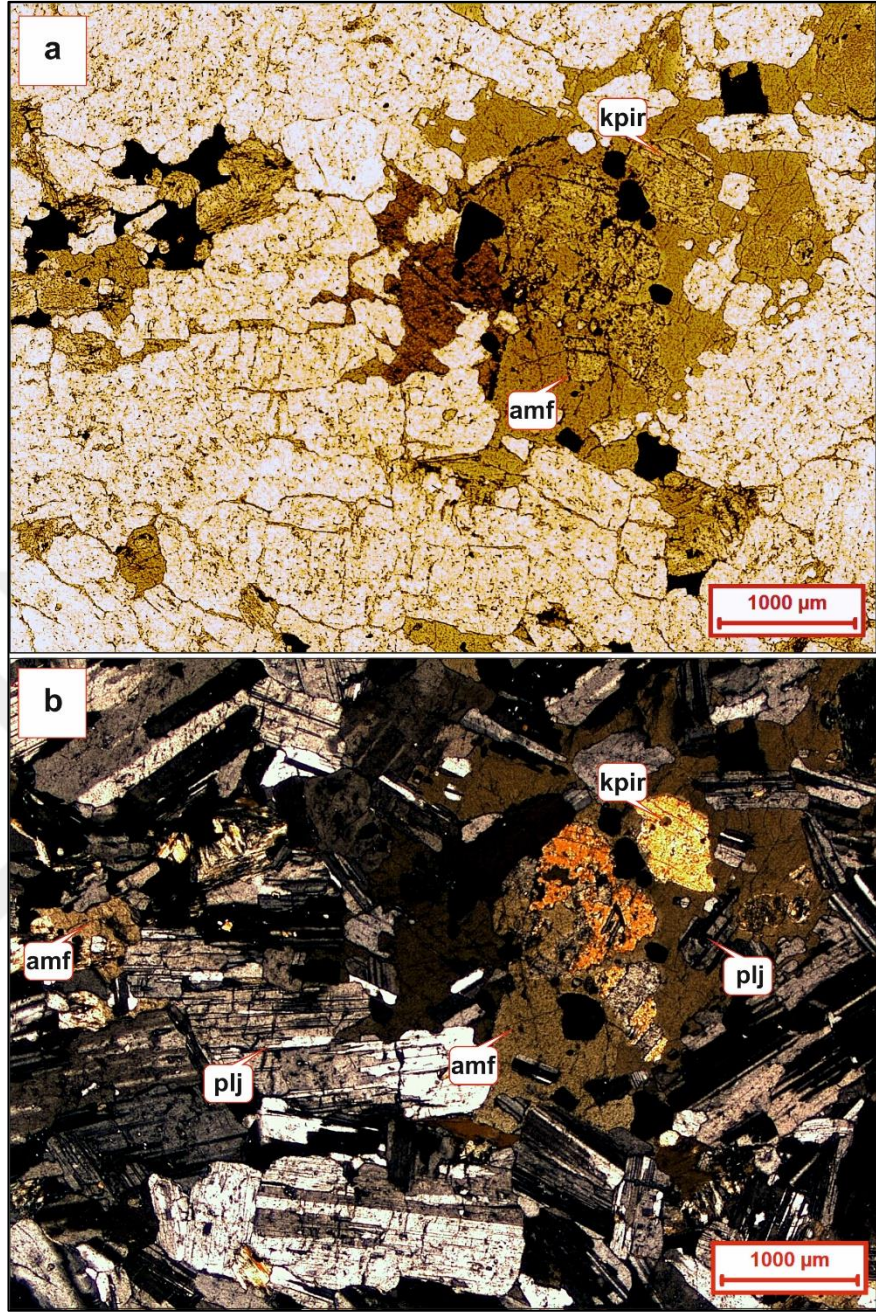


Şekil 4.41 Kocakızılcık tepe batısında ince taneli, faneritik dokulu olivinli gabroların a) genel mostra görüntüsü, b) yakın plan görüntüsü



Şekil 4.42 Çakmak tepe eteklerinde gözlenen faneritik dokulu gabroların a) genel mostra görüntüsü, b) yakın plan görüntüsü

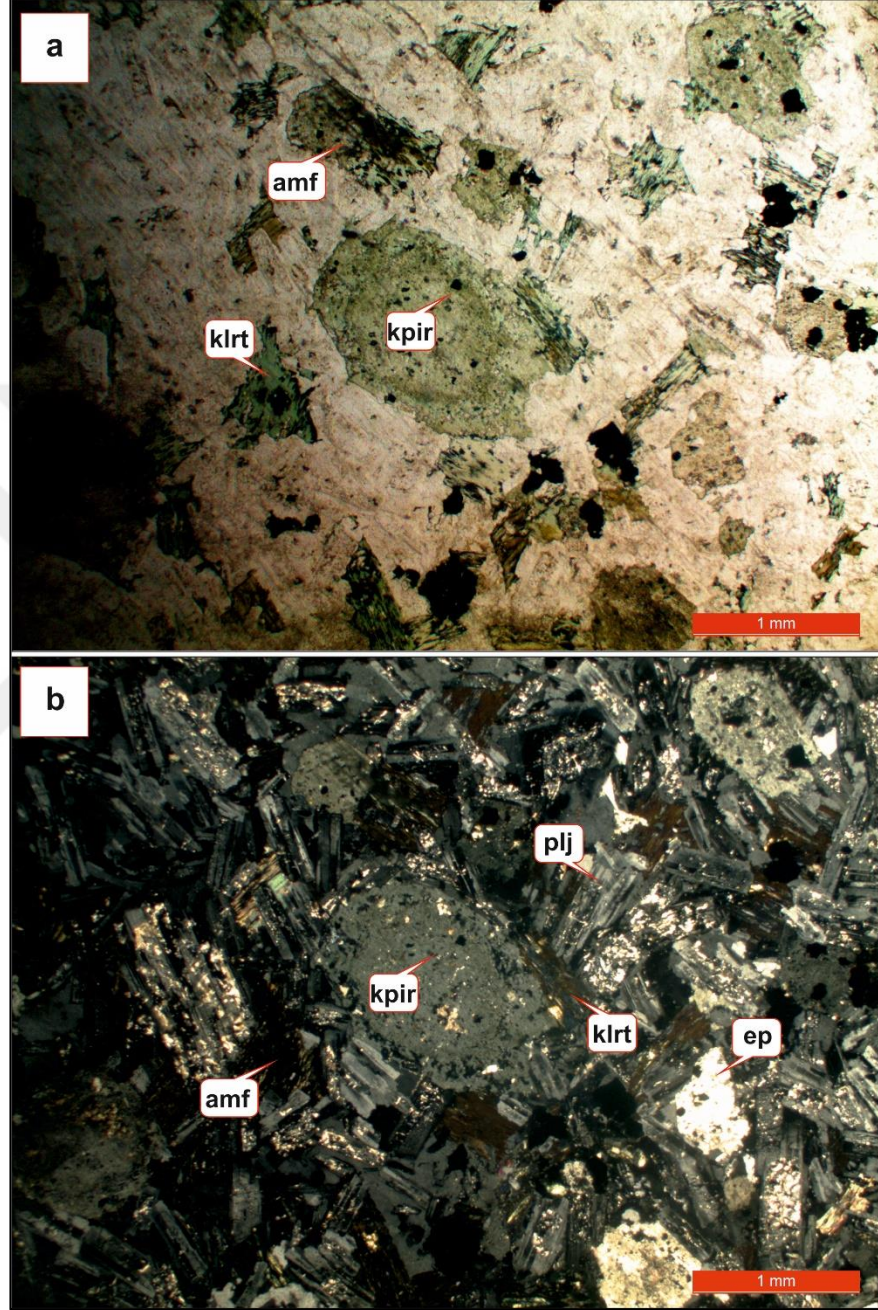
Genel olarak orta kristalli kayanın ana bileşimini plajiyoklaz, klinopiroksen, amfibol, az oranda alkali feldispat $\pm$ kuvars $\pm$ titanit ve opak mineraller oluşturmaktadır. Orta kristalli, yarı özşekilli, prizmatik plajiyoklazlar labrador-bitovnit bileşimlidir. Az oranda, özşekilsiz ortoklaz kristali gözlenmektedir.



Şekil 4.43 Çakmak tepe dolaylarında gözlenen olivin içermeyen gabroların genel dokusu (subofitik doku) ve magmasal uralitleşmenin; a) PPL ve b) XPL görüntüsü (amf: amfibol, kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz)

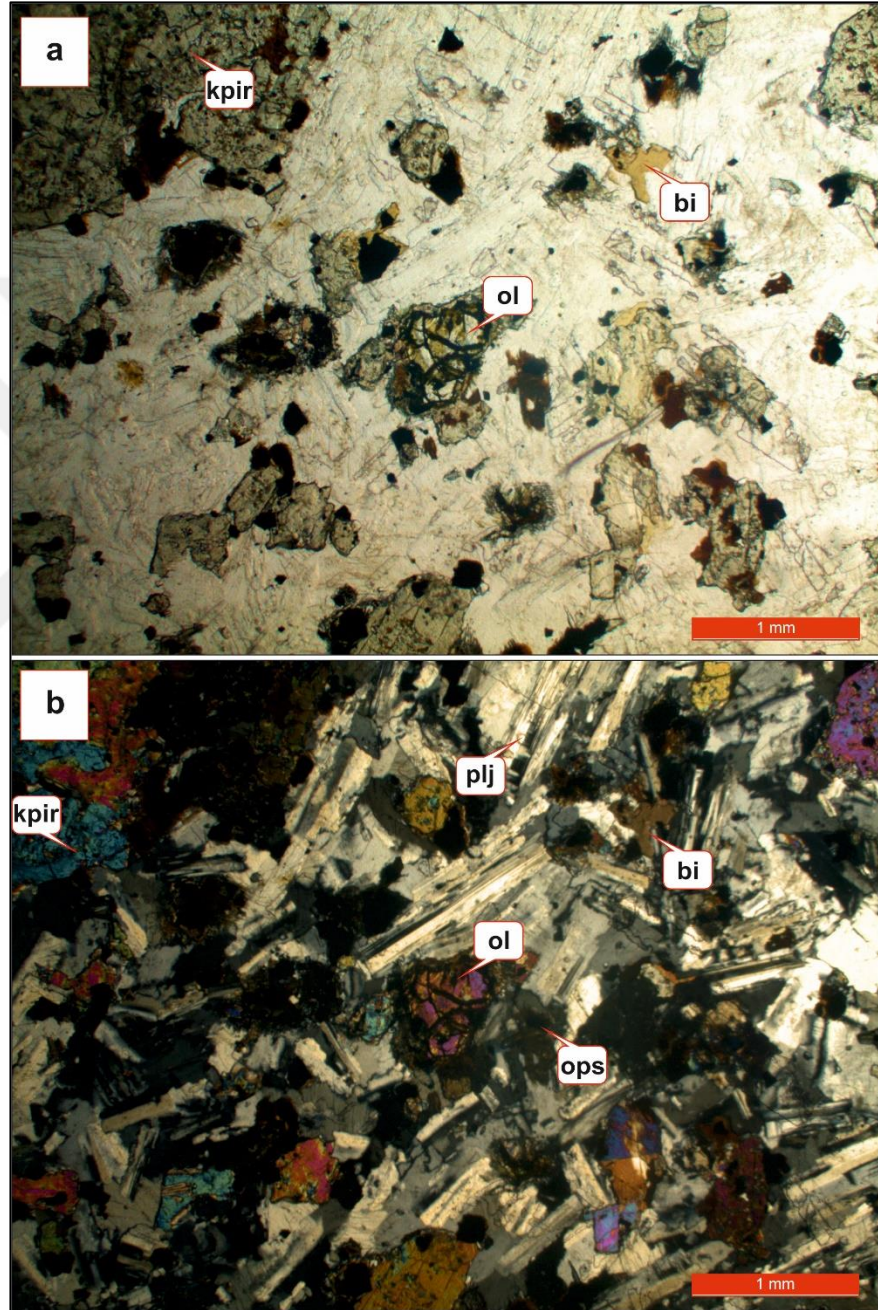
Plajiyoklazlarda gözlenen belirgin rodonjitleşme ile birlikte feldispatlarda; karbonatlaşma (plajiyoklaz), epidotlaşma (plajiyoklaz), serisitleşme ve killeşme belirlenen bozuşma türleridir. Kayacın ana mafik mineral bileşimini; klinopiroksen ve hornblend oluşturmaktadır. Yarı özşekli değişen boyutlardaki piroksenlerde magmasal

uralitleşme yoğun şekilde izlenmektedir (Şekil 4.43). İri kristalli, yarı özşekilli gözlenen amfibol mineralleri poikilitik dokulu olarak gözlenmektedir.



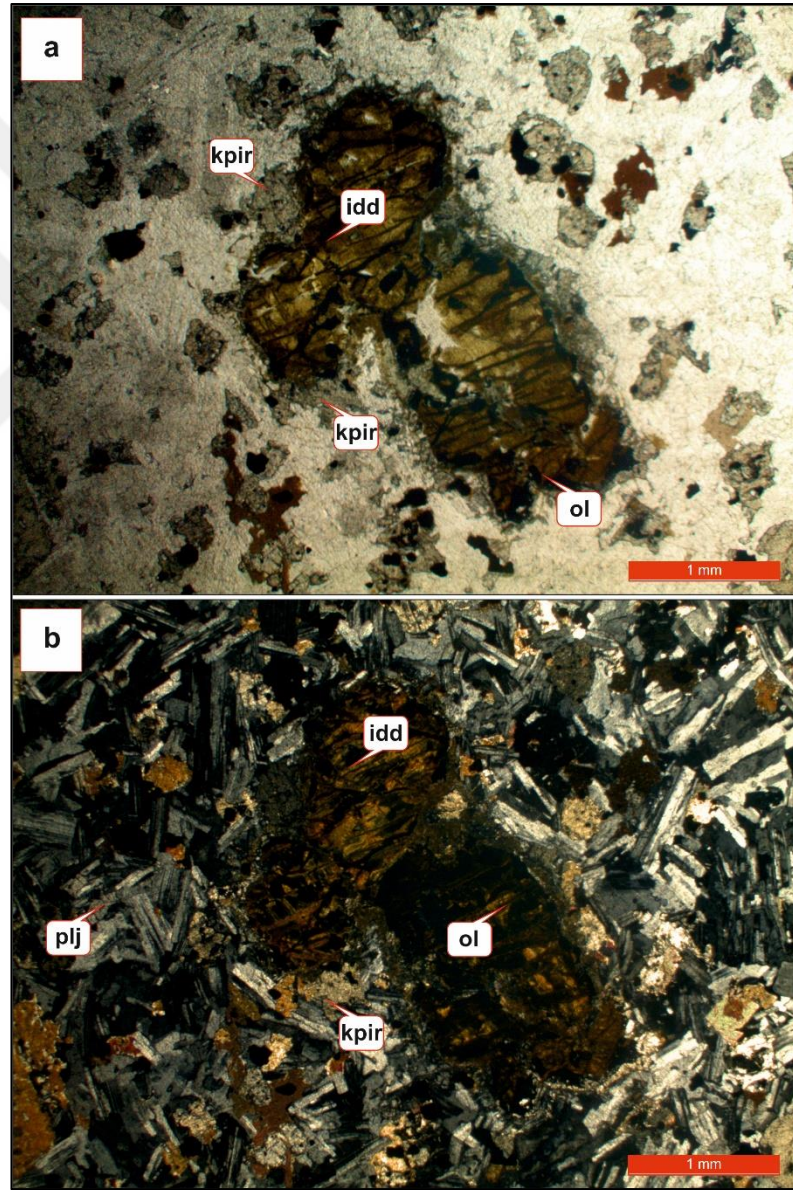
Şekil 4.44 Uzuntarla tepe güneyinde gözlenen holokristalin ve subofitik dokulu, olivin içermeyen gabroların a) PPL ve b) XPL görüntüsü (amf: amfibol, ep: epidot, klrt: klorit, kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz)

Olivinli gabrolar holokristalen taneler ve ofitik/subofitik dokulu olarak gözlenmektedir (Şekil 4.45). Genel olarak ince taneli kristallere sahip kayanın ana bileşimini plajiyoklaz, olivin, klinopiroksen, amfibol $\pm$ ortoklaz $\pm$ kuvars ve opak mineral kristalleri oluşturmaktadır.



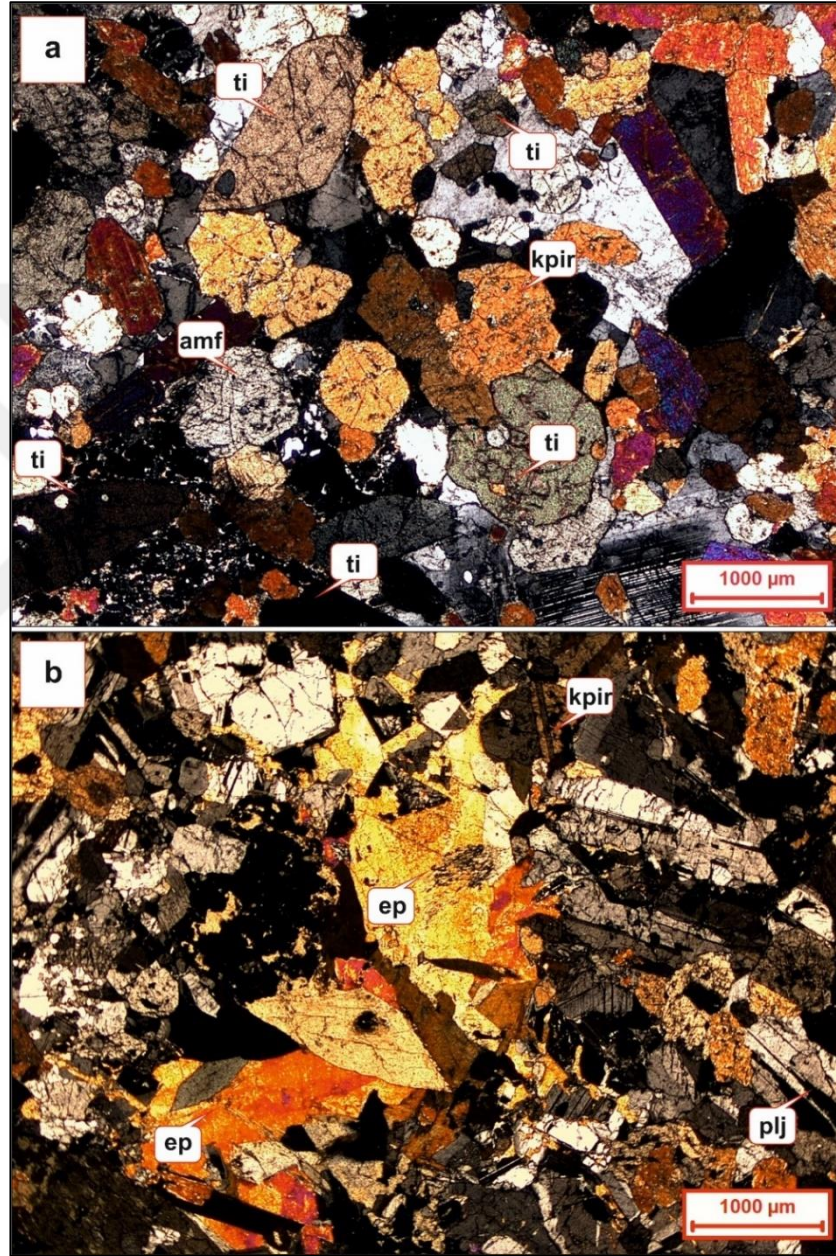
Şekil 4.45 Kocakızılcık tepe batısında holokristalin ve ofitik dokulu, olivinli gabroların a) PPL ve b) XPL görüntüsü (bi: biyotit, kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz, ol: olivin, ops: opasitleşme)

İnce-orta taneli, yarı özşekilli, prizmatik plajiyoklaz kristalleri labrador-bitovnit bileşimlidir. Bazı örneklerde az oranda (<%5), özşekilsiz ve poikilitik dokulu ortoklaz kristali gözlenmektedir. Bazı bölümlerde az oranda (<%5), ince taneli, özşekilsiz kuvars içermektedir. Kayacın ana mafik minerallerini; klinopiroksen, olivin ve biyotit oluşturmaktadır. Klinopiroksenler irili-ufaklı, yarı özşekilli, renksiz-soluk yeşil renkli kristaller halinde gözlenmektedir. Olivin kristalleri ince-orta taneli, yarı özşekilli kristaller halinde olup, kırık-çatlaklarından itibaren iddingsitleşmiştir. (Şekil 4.46).



Şekil 4.46 Olivinli gabrolarda gözlenen iddingsitleşmenin a) PPL ve b) XPL görüntüsü (kpir: klinopiroksen, ol: olivin, plj: plajiyoklaz, idd: iddingsitleşme)

Tali olarak; yarı özşekilli-özşekilli titanit (Şekil 4.47a) ve yarı özşekilli epidot grubu mineralleri gözlenmektedir (Şekil 4.47b). Yer yer kübik pirit oluşumları izlenmektedir. Değişen oran ve formlarda demiroksit ve opak mineral kristali saçınımlı olarak örnekler içinde gözlenmiştir.



Şekil 4.47 Gabrolar içinde gözlenen orta taneli, yarı özşekilli a) titanit ve b) magmatik epidota ait XPL görüntüleri (amf: amfibol, kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz, ti: titanit, ep: epidot)

Gabrolarda magma karışımı ve soğuma koşulları bir takım dokusal çeşitlilik meydana getirmiştir. Soğuma koşullarına bağlı olarak pegmatitik doku ve mafik minerallerde kümelenmeler meydana gelmiştir. Pegmatitik doku genellikle soğuma koşulları ve magmanın oksijen fugasitesine (fO_2) bağlı olarak granitik kayalarda gözlenmektedir (Nabelek vd. 2010). Çalışma alanında İncesirt köyü doğusunda yer alan gabrolarda pegmatitik doku belirgin şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.48). Bölgede mafik mineral kristallerinin (amfibol ve piroksen) boyutunun 5 cm ulaştığı gözlenmektedir. Demirköy ilçesi güney batısında gözlenen gabrolar içinde amfibol kristalleri makroskobik olarak 1-2 cm ulaşarak porfirofaneritik dokulu olarak gözlenmektedir. Pegmatitik dokunun gözleendiği alanda yapılan petrografik incelemelerde boyutu 4mm aşan amfibol kristalleri poikilitik dokulu olarak gözlenmektedir.



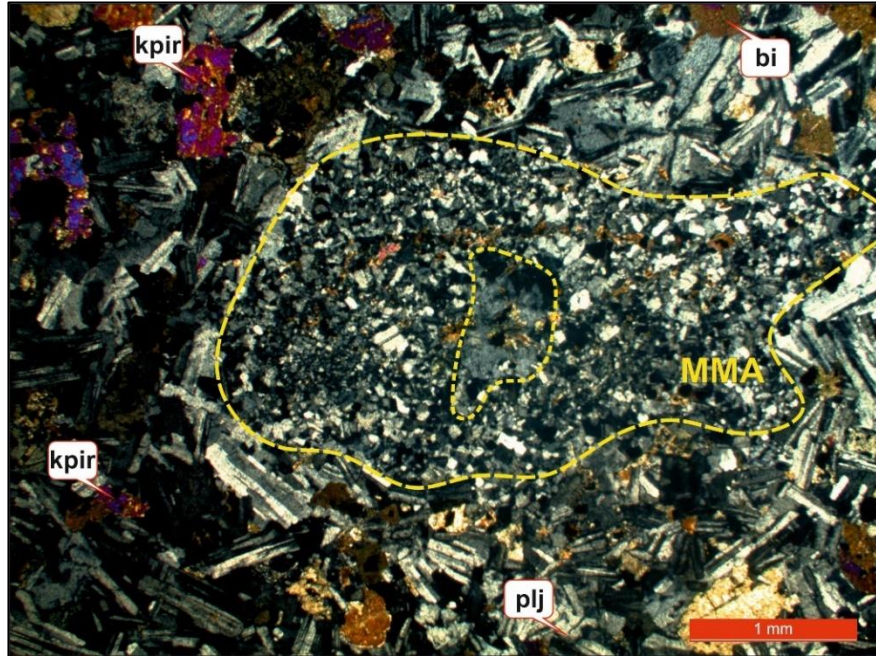
Şekil 4.48 Gabrolar içinde gözlenen iri taneli, pegmatitik piroksen kristallerinin segregasyonu

Hızlı soğuma koşullarının egemen olduğu dokanak kısımlarında ise hızlı kristallenmeye bağlı ince ve kümeler halinde mafik kristal oluşumları söz konusudur (Şekil 4.49).

Istranca İnrüziflerini oluşturan magmada karışım ürünleri genel olarak anklavlar olarak gözlenmektedir. Gabrolar içinde anklavlar yanında orbiküler dokunun varlığı da iki mafik magmanın karışımından oluşan hibrit kayayı işaret etmektedir (Şekil 4.50).



Şekil 4.49 Gabrolar içinde gözlenen ince-uzun prizmatik kristaller halinde gelişen mafik mineral segregasyonu



Şekil 4.50 Gabroyidler içinde gözlenen MMA'a ait XPL görüntüsü (kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz, MMA: Mafik magmatik anklav)

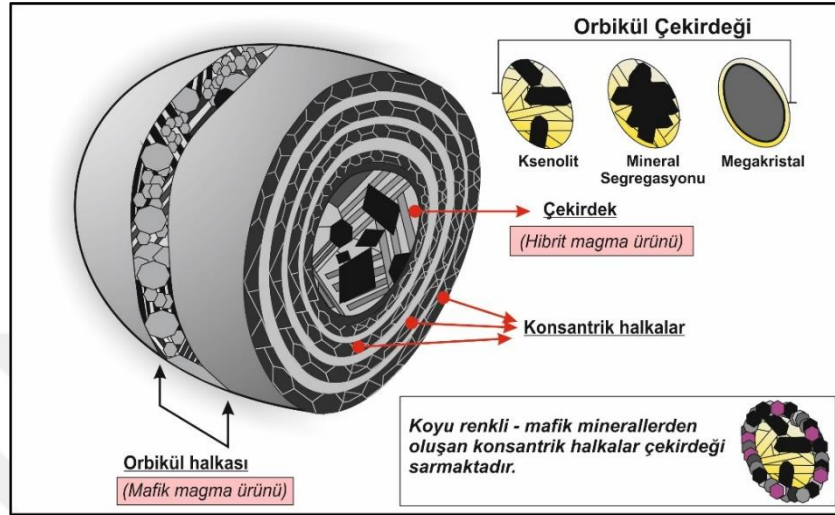
Orbiküler gabrolar, Demirköy ilçesi güneybatısında, Çakmak tepe dolaylarında, yuvarlağımsı-elipsoidal şekillerde ve 1cm'den 30 cm'ye varan boyutlarda gözlenmektedir (Şekil 4.5 ve 4.51).



Şekil 4.51 Gabrolar içinde gözlenen orbiküler doku

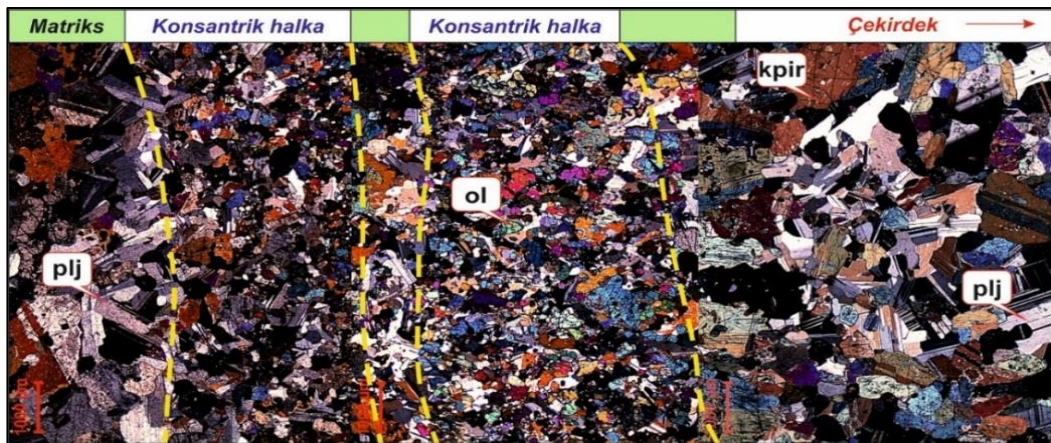
Magmatik dokulu gelişmiş her bir orbikül bir çekirdek ve onu çevreleyen ince-iri kristallerin tekrarlanmasıyla gelişmiş konsantrik halkalardan (hale) meydana gelmektedir (Şekil 4.52 ve 4.53) (Leveson 1966, Lahti 2005; Slyvester 2011). Mevcut orbiküller, keskin dokanakla genel anlamda iri kristalli gabro matriksi içinde yer alır. Matriks ile aynı kökenli hibrit magmadan oluşan çekirdek; bir kaya parçası, mineral segragasyonu veya tek bir megakristalden oluşabilir (Lahti 2005). Çalışma alanında gözlenen orbiküler zonda çekirdeklerin hibrit magmadan oluşan ana kayaya ait ksenolitlerden oluştuğu gözlenmiştir (Şekil 4.51). Derinlerden gelen daha bazik ve daha sıcak magmadan oluşan ve çekirdeği saran konsantrik halkaların kalınlıkları değişken olup makroskobik olarak 1-30 cm ulaşan kalınlıklarda olup 5-40 arasında halka içermektedir (Ulusoy ve Kadioğlu 2015).

Kaya, oldukça taze olup altere değildir. İnce kesitte orbiküler bölümün ana bileşimini; olivin, piroksen, plajiyoklaz, az oranda amfibol, biyotit ve opak mineraller oluşturmaktadır (Şekil 4.53).



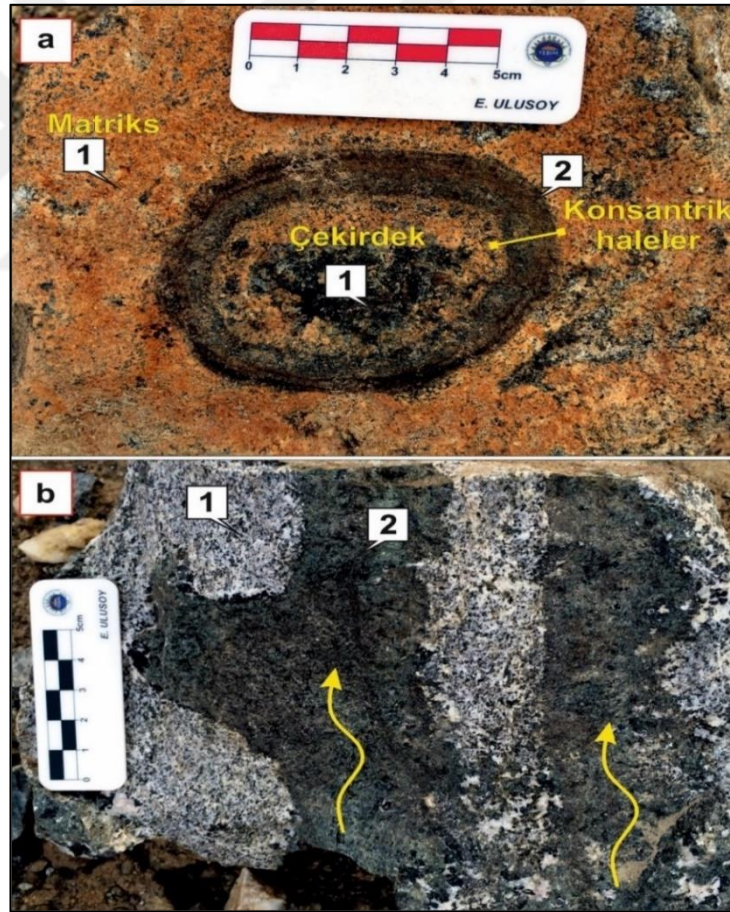
Şekil 4.52 Orbikülün iç yapısı

İçeriğindeki plajiyoklaz mineralleri, tüysü formu ve polisentetik ikizlenmeli olup uzun eksenleri boyunca kısmen yarı engellemeli şekilde gelişmiştir. Orbiküllerin çekirdeğini, kısmen daha iri taneli, subofitik dokulu kristallerden oluşmuş, matriks ile benzer kompozisyona sahip kaya parçası oluşturmaktadır.



Şekil 4.53 Orbiküler gabroda matriksten çekirdeğe doğru mikroskobik dokunun değişimine ait XPL görüntüsü

Çekirdeği saran orbikül halkaları daha ince taneli ve mafik bileşenlerce daha zengindir. Ana kaya (gabro) ve ana kaya parçası olan çekirdekte gözlenmeyen olivin kristalleri ince taneli kristaller halinde orbikül halkalarında gözlenmektedir. Olivinle beraber dallanmalı (branching) piroksenler, opak mineraller ve az oranda ince taneli tüysü (feather) plajiyoklaz kristali konsantrik halkaları oluşturmaktadır. Mesokrat karakterli gabrodan oluşan matriks içinde gözlenen orbiküllerde konsantrik haleler mafik minerallerden oluşurken haleler arasında matriksle benzer bileşimde kaya yer almaktadır (Şekil 4.54a). Kayanın içerdiği her bir orbikül, hibrid magma ürünü bir çekirdekten ve yarı plastik magma odasına daha derinlerden gelen sıcak ve bazik magma ile yeniden beslenmesi sonucu konveksiyon akımının etkisiyle çekirdeği saran bazik karakterli halelerden oluşmaktadır (Şekil 4.54b) (Ulusoy ve Kadioğlu 2018).



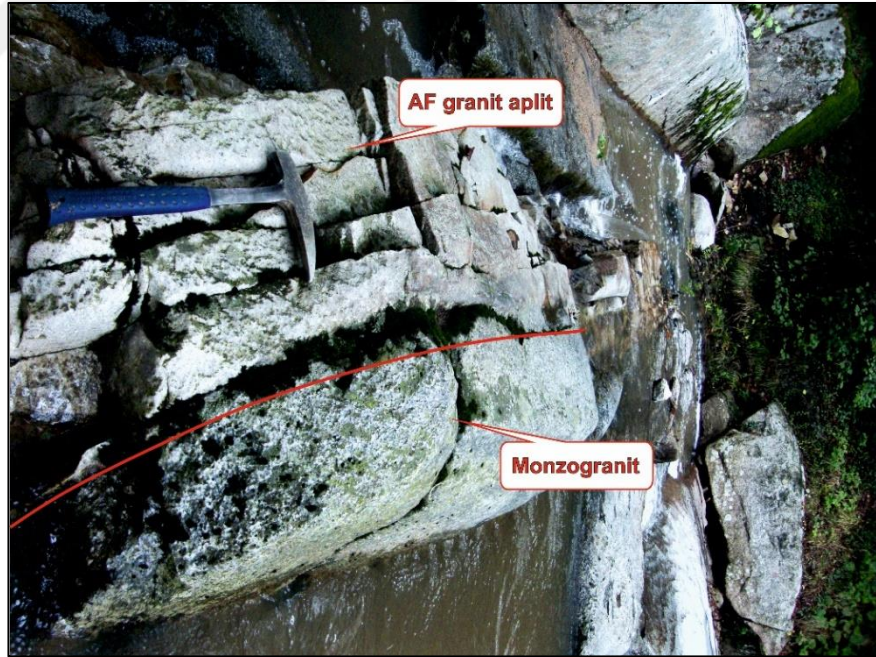
Şekil 4.54 Gabroyidler içinde gözlenen magma karışımı a) yarı plastik gabro ile (1) derinlerden gelen daha sıcak ve bazik magmanın (2) karışımı ve sonucunda oluşan orbiküler doku, b) sıcaklığını kaybetmemiş yarı plastik gabro (1) ile derinlerden sokulan daha sıcak ve bazik magmanın (2) sinozoidal dokanaklı ilişkisi

4.1.3. Felsik ve mafik dayklar

Istranca Masifine ait metamorfik kayalar ve intrüzif kayalar, birkaç cm'den birkaç m'ye varan çaplarda, çeşitli bileşimlerdeki damar kayalarıyla kesilmektedir (Şekil 4.21). Dayklar, tipik damar kayaları olan felsik ve mafik dayklar yanında bölgede yoğun ve karmaşık ilişkili olarak gözlenen kuvars monzonit porfir bileşimli kayalar olmak üzere üç alt başlıkta incelenmiştir.

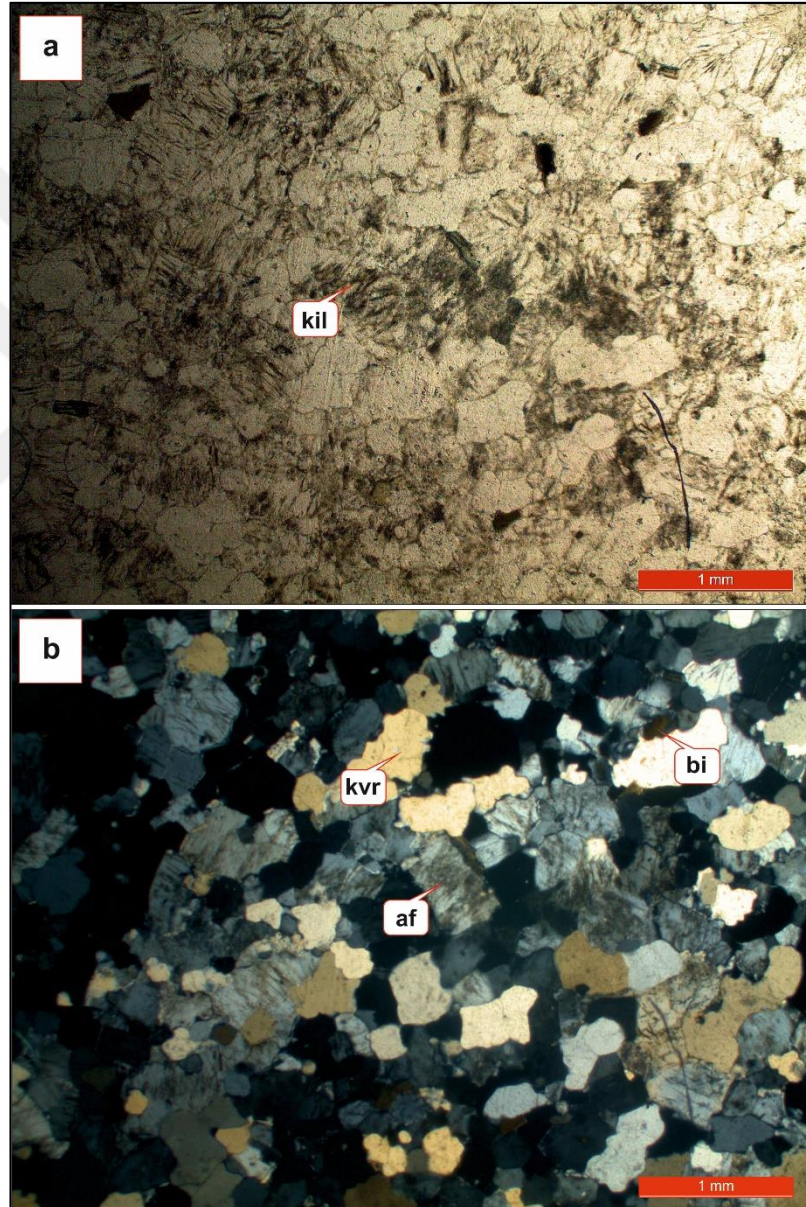
4.1.3.1 Felsik dayklar

Felsik dayklar başlıca alkali feldispat granit aplit, granit aplit bileşiminde ince taneli, holokristalen taneler dokulu kayaları kapsamaktadır (Şekil 4.55). Felsik kütleleri kesen aplitler, kayaların belirlenen eklem yüzeylerine uyumlu şekilde yerleşen artık magma ürünleri olup kuvars ve alkali feldispatça zenginlik göstermektedir.



Şekil 4.55 Hamdibey güneyinde Çatal Dere içinde monzogranitleri kesen alkali feldispat granit bileşimli aplit daykına ait arazi görüntüsü

Kuvars, ortoklaz yanında az oranda plajiyoklaz kristali kayanın ana bileşimini oluşturmaktadır (Şekil 4.56). Feldispatlarda killeşme belirgin olup alkali feldispat kristal sınırları boyunca reaksiyon kuşağı gelişimleri söz konusudur. Kaya genel anlamda lökokratik karakterli olup az oranda, ince taneli biyotit içermektedir. Tali olarak çok ince taneli, prizmatik zirkon kristalleri gözlenmiş olup az oranda yarı özşekilli opak mineral kristali saçınımlı olarak kaya içinde yer almaktadır.



Şekil 4.56 Hamdibey KD' unda yüzeylenen alkali feldispat granit bileşimli aplitik daykın mineral bileşimi ve genel dokusunu gösterir a) PPL, b) XPL görüntüleri (af: alkali feldispat, bi: biyotit, kv: kuvars)

4.1.3.2 Monzonit porfir dayk karmaşığı

Karacadağ monzonitlerinin G-GB doğru çeperinden itibaren, Yiğitbaşı köyü ve Dereköy nahiyesine kadar uzanan yaklaşık D-B doğrultulu hat boyunca, kristal boyutunun ufaldığı, yankayalarla ilişkisi karmaşık olan ve monzonit bileşimli porfirik dokulu kayalar yüzeylenmektedir (Şekil 4.57 ve 4.58). Monzonit porfir bileşimli dayklar masife ait metamorfik birimleri, Istranca İntrüziflerini yoğun şekilde kesmesi ve birbirleriyle grift ilişki sergilemelerinden dolayı alansal olarak haritaya aktarılmış ve dayk karmaşığı olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4.57 Şükrüpaşa köyü GD'sunda Türkiye-Bulgaristan sınırında gözlenen monzonit bileşimli porfirik dokulu dayk karmaşığının genel görüntüsü

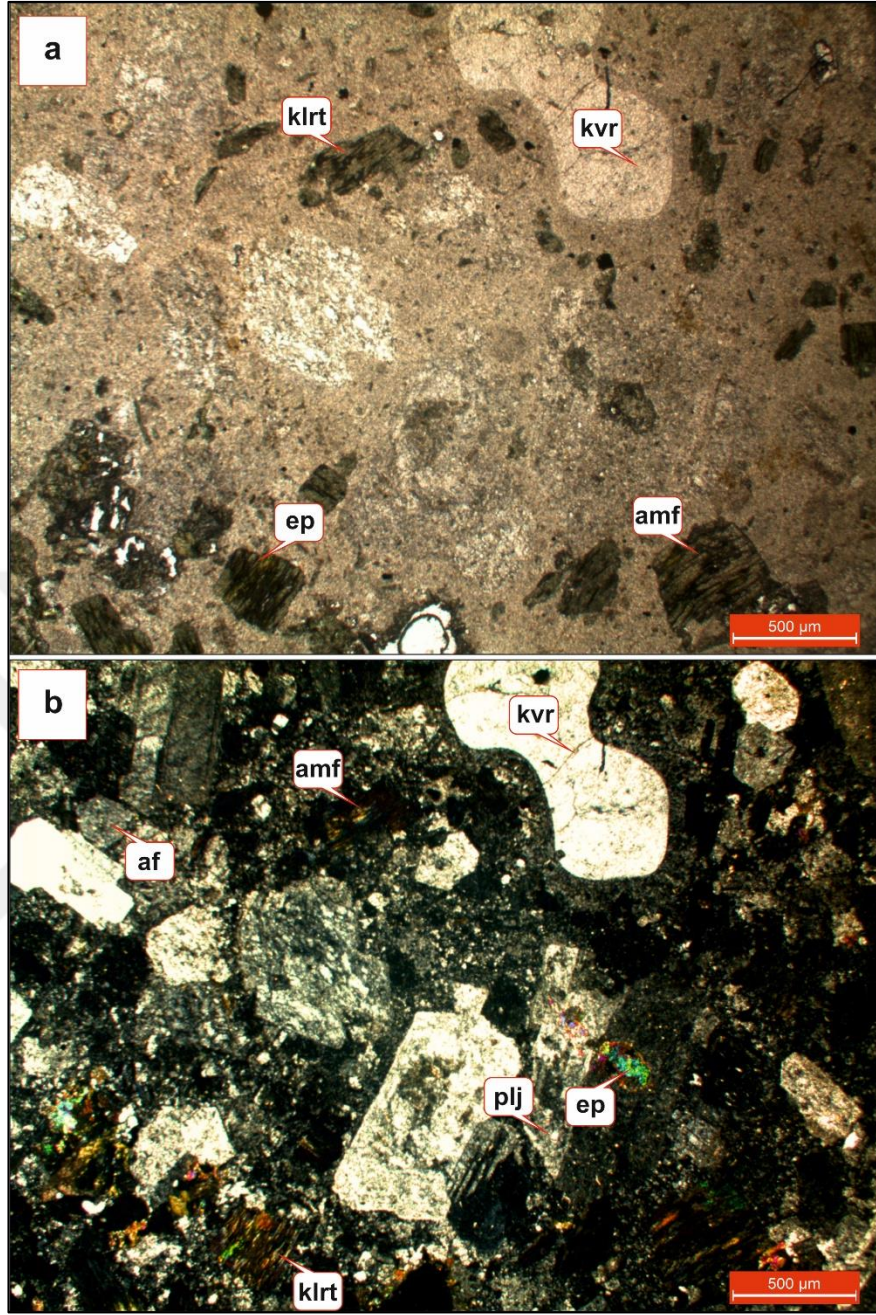
Bu kayalar holokristalen porfirik doku sergilemektedir (Şekil 4.59). Bileşimleri genel olarak kuvars monzonitlerle uyumludur. Ana bileşimi plajiyoklaz ve daha az oranda ortoklaztan oluşmaktadır. Mafik mineral bileşimi ise amfibol ve biyotitten oluşmaktadır. Plajiyoklaz mineralleri; irili-ufaklı, yarı özşekilli, polisentetik ikizlenmeli olup, zonlu doku gösteren kristallerde olağandır. Bazı plajiyoklaz kristallerinde ters sossuritleşme gözlenmektedir. Daha az oranda gözlenen ortoklaz mineralleri; yarı özşekilli, ince taneli kristaller halinde pertit oluşumları ve yer yer basit ikizlenmeli kristaller gözlenmektedir.

Feldispatlarda; serisitleşme, epidotlaşma, killeşme gözlenen bozunma tipleridir. Porfirik dokulu gözlenen örneklerde fenokristaller kısmen ince kristalli bir hamur içinde gözlenmektedir. Bu hamurda silisleşme, serisitleşme, killeşme gözlenen bozuşma türleridir. Kaya grubunun kuvars içeriği yer yer %20 civarında gözlenmede genel anlamda ~%10 oranındadır. Tanesel doku gösteren örneklerde kuvarslar özşekilsiz kristaller halinde gözlenirken porfirik dokulu örneklerde yarı özşekilli-yuvarlağımsı formda, körfez dokulu ve dalgalı sönmeli gözlenmektedir (Şekil 4.59 ve 4.60). Özellikle porfirik dokulu gözlenen kuvars fenokristalleri, yoğun implikasyon dokularından oluşan bir reaksiyon kuşağı ile çevrelenmiştir (Şekil 4.60).

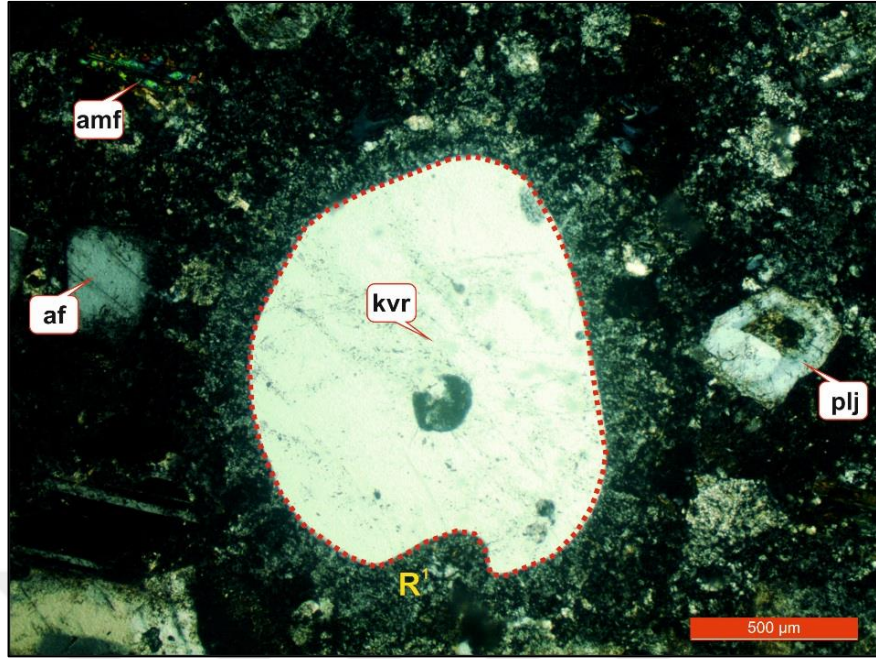


Şekil 4.58 Şükrüpaşa köyü GD'sunda Türkiye-Bulgaristan sınırında gözlenen monzonit bileşimli porfirik dokulu dayk karmaşığının dokusu ve mineral bileşiminin yakın plan görüntüsü

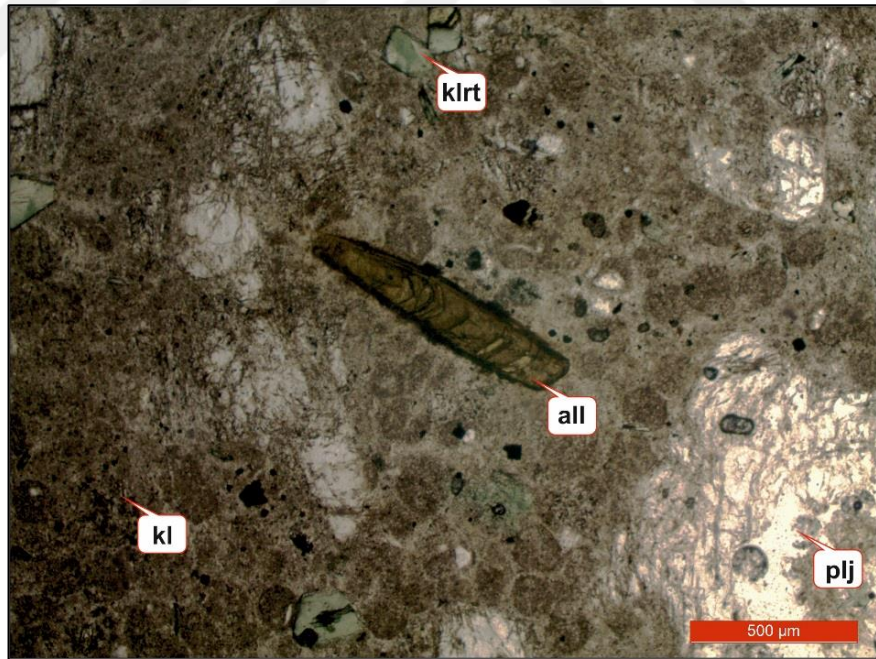
Mafik mineral bileşimi yoğunlukla, irili-ufaklı, yarı özşekilli amfibol ve bir miktar kahverenkli biyotitten oluşmaktadır. Karbonatlaşma (amfibol), epidotlaşma (amfibol) ve kloritleşme (biyotit) mafik minerallerde gözlenen bozuşma türleridir. Gruba ait örnekler saçınımlı olarak, değişen formlarda ve oranlarda, ince kristalli opak mineralleri ihtiva etmektedir. Bazı lokasyonlarda yarı özşekilli allanit kristalleri belirginleşmekte olup bazı lokasyonlarda ise yoğun demiroksitleşmenin kayacın tamamını etkilediği gözlenmiştir (Şekil 4.61).



Şekil 4.59 Holokristalen porfirik dokulu kuvars monzonit porfirlerin mikroskop altında genel doku ve mineral bileşimini gösteren a) PPL, b) XPL görüntüleri (af: alkali feldispat, amf: amfibol, kvr: kuvars, plj: plajiyoklaz, klrt: klorit, ep: epidot)



Şekil 4.60 Körfez dokulu kuvars fenokristali (kvr) çevresinde gelişmiş yoğun implikasyon dokularından oluşan, kriptokristalen agregat şeklindeki, reaksiyon kuşağının(R¹) mikroskobik görüntüsü (amf: amfibol, plj: plajiyoklaz, af: alkali feldispat)



Şekil 4.61 Monzonit porfir içinde tali olarak yer alan radyoaktif allanit kristalinin XPL görüntüsü (plj: plajiyoklaz, all: allanit, klrt: klorit, kl: killeşme,)

4.1.3.3 Mafik dayklar

Istranca İnrüziflerine ait intrüzif ve subvolkanik kayalar, birkaç cm'den birkaç m'ye varan çaplarda damar kayalarıyla kesilmektedir (Şekil 4.62). Başlıca diyorit porfir (Şekil 4.63), monzodiyorit porfir ve diyabaz gibi çeşitli kompozisyonlarda gözlenen dayklar makroskobik olarak ince kristalli faneritik ve afanitik porfirik dokulu olarak gözlenmektedir.

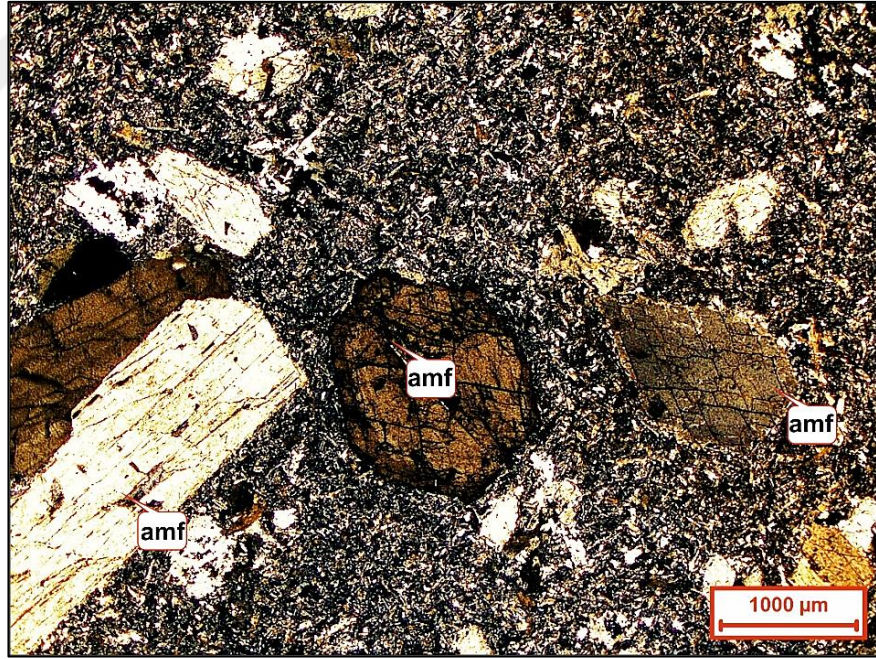


Şekil 4.62 Dereköy kuzey batısında Istranca İnrüziflerine ait arenalaşmış siyenit ve kesen iri amfibol kristalli diyorit porfirin genel görüntüsü

Mafik dayklardan yapılan incelemelere göre melanokratik renk indisine sahip bu kayalar holokristalen porfirik ve ofitik dokulu olup ana bileşimi plajiyoklaz ve az oranda alkali feldispattan oluşmaktadır (Şekil 4.64, 4.65 ve 4.66).



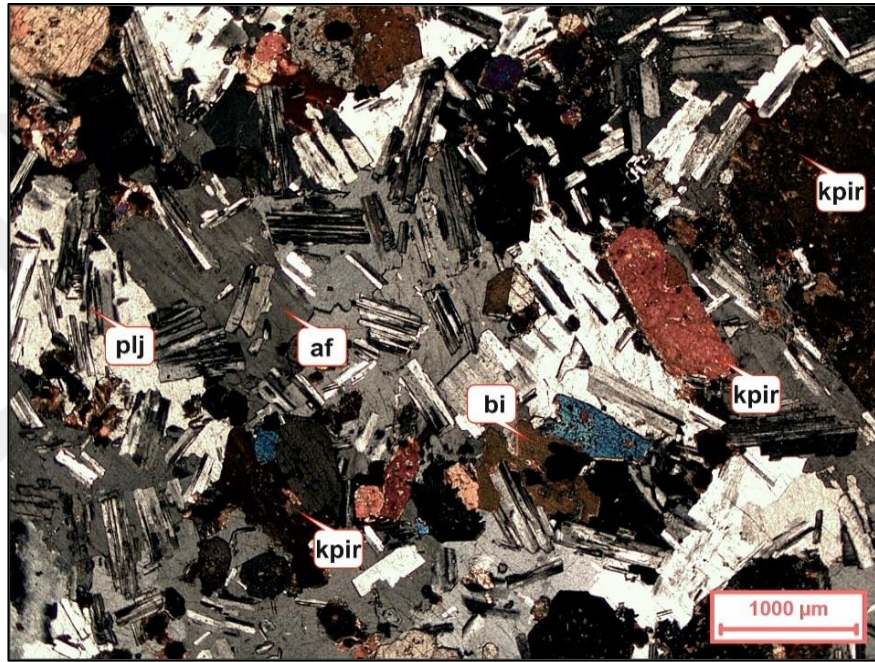
Şekil 4.63 Dereköy çevresinde yoğun şekilde gözlenen, iri amfibol mineralleri içeren diyorit porfirin genel dokusunun yakın plan görüntüsü



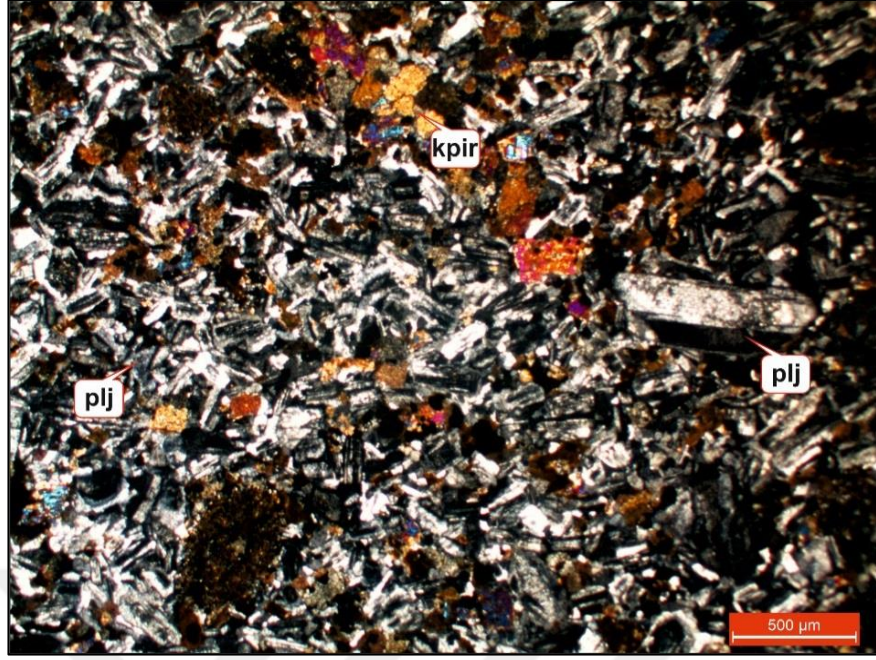
Şekil 4.64 Dereköy çevresinde yoğun şekilde gözlenen, iri amfibol kristalleri içeren diyorit porfire ait mikroskopik dokunun XPL görüntüsü (amf: amfibol)

Mafik mineral oranı %50' nin üzerinde olan diyabaz ve diyorit porfir bileşimli kayaların mafik mineral içeriği sırasıyla; orta kristalli yarı özşekilli-özşekilli klinopiroksen, yarı

özşekilli-özşekilli amfibol fenokristallerinden oluşmaktadır. Az oranda kısmen ince kristalli, yarı özşekilli biyotit içeriği de söz konusudur. Feldispatlarda; serisitleşme, epidotlaşma, karbonatlaşma ve killeşme; piroksenlerde uralitleşme; amfibollerde kloritleşme, karbonatlaşma ve epidotlaşma gözlenen bozunma tipleridir. İleri derecede bozuşmuş alanlarda yoğun kaolenleşme ve mafik minerallerde yoğun şekilde opaklaşma söz konusudur. Değişen oranlarda, değişen formlarda saçınımlı olarak opak mineral içermektedir.



Şekil 4.65 Karadere köyü kuzeybatısı dolaylarında gözlenen ofitik dokulu monzodiyorit porfire ait genel dokunun ve mineral bileşiminin XPL görüntüsü (af: alkali feldispat, bi: biyotit, kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz)



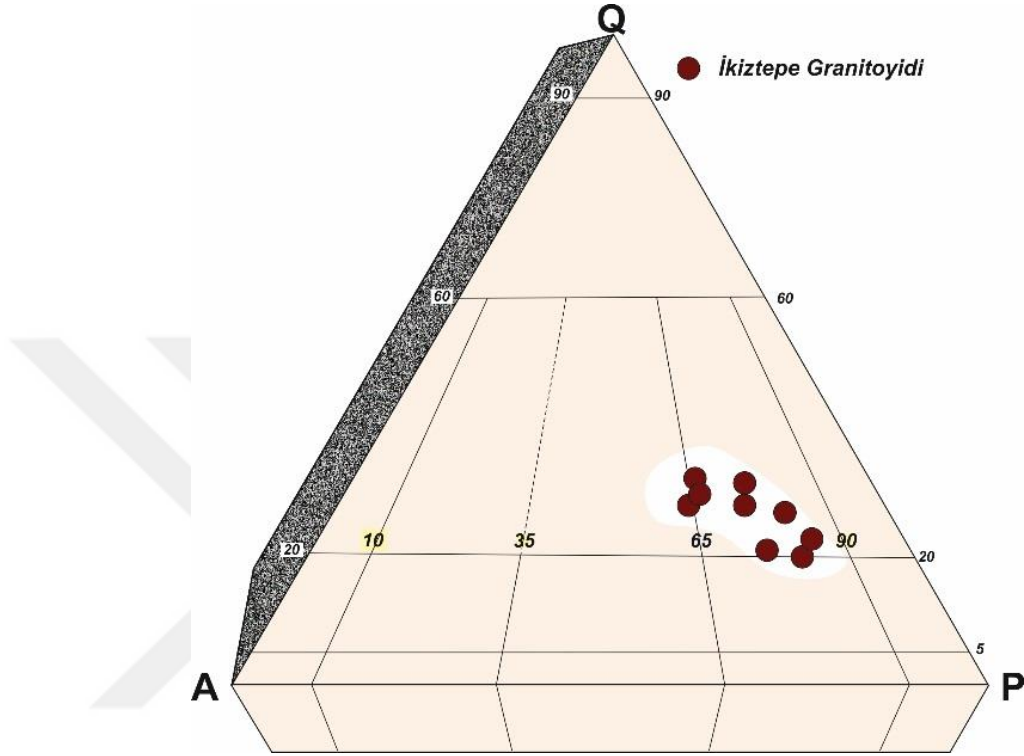
Şekil 4.66 Çalışma alanında gözlenen ofitik dokulu ince kristalli diyabazın XPL görüntüsü (Balaban Köyü kuzeyi) (kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz)

4.1.4 İkiztepe Granitoyidi

Demirköy çevresinde gözlenen Geç Kretase yaşlı intrüziflerin K-KB bölümlerinde yoğun yoğun kataklastik etkinin egemen olduğu düşük dereceli metamorfik İkiztepe Granitoyidi gözlenmektedir (Şekil 4.2). Genel olarak granodiyorit bileşimli birim öncel çalışmalarda Geç Kretase intrüzifleri içinde değerlendirilmiştir (Şekil 4.67) (Çağlayan ve Yurtsever 1998). Ancak İkiztepe granitik kütlelerinin gerek jeolojik konumu gerekse jeokronolojik bulguları Geç Kretase intrüziflerinden farklı olduğunu ortaya koymaktadır. İkiztepe granitoyidine ait tip lokaliteler; Balaban köyü kuzeyinde, İstihkam tepe, Alan Tepe ve adını aldığı İkiz Tepe’de sıklıkla gözlenmektedir.

Arazi gözleminde ayrışma yüzeyi grimsi boz renkli taze yüzeyi yeşilimsi açık gri renkli; düzensiz kırık-çatlak sistemleri içeren; levhamsı minerallerde hafif bir yönlenmenin gözlemlendiği kaya genel olarak kuvars, plajiyoklaz, alkali feldispat, biyotit, amfibol, epidottan oluşmaktadır (Şekil 4.68). Kaya genelinde osellar doku belirgin olarak gözlenmektedir (Şekil 4.69). Birim, 1 cm’den 1 m’ye varabilen boyutlarda kuvars ve

alkali feldispatça zengin, ince kristalli aplitik dayklarca keskin dokanaklı olarak kesilmektedir. Kayanın zayıf eklem yüzeyleri boyunca epidot segregasyonlar şeklinde ikincil olarak kaya içinde gözlenmektedir.

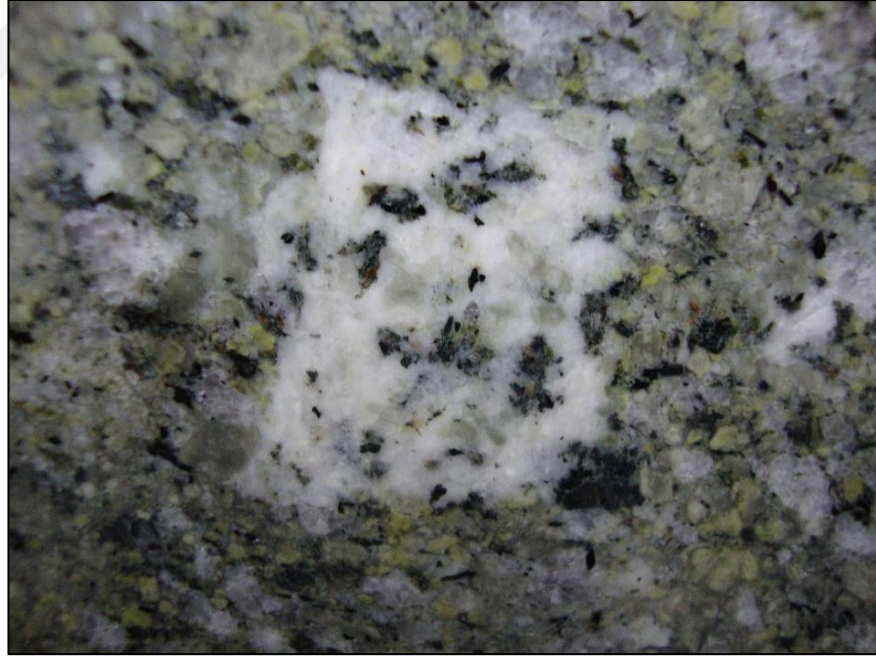


Şekil 4.67 İkiztepe Granitoidine ait kayaların QAPF diyagramında modal mineralojik sınıflandırması (Streckeisen, 1976, 1979)

Mikroskobik olarak incelendiğinde metamorfik emareler gözlenmesine rağmen granitik ana kayanın dokusunun korunduğu gözlenmiş ve blastoholokristalen dokulu olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.70). Bazı bölümlerde yoğun kataklastik doku hakimdir. Kayanın ana bileşimini kuvars, plajiyoklaz, ortoklas, mikroklin, amfibol, biyotit, muskovit, epidot ve titanit oluşturmaktadır. Kuvarslar irili-ufaklı, özşekilsiz kristaller halinde, kırıklı-çatlaklı ve dalgalı sönmelidir. Orta kristalli plajiyoklazlar polisentetik ikizlenmeli ve yer yer zonlu dokulu olup oligoklas-andezin bileşimlidir. Plajiyoklazlarda genel olarak killeşme ve serisitleşme, ayrıca kristal sınırlarından itibaren albitleşme yoğun olarak gözlenmektedir. Orta kristalli ortoklaz kristallerinde ipliksi ve yama pertit oluşumları ve kısmen iri taneli kristallerde poikilitik doku gözlenmektedir.

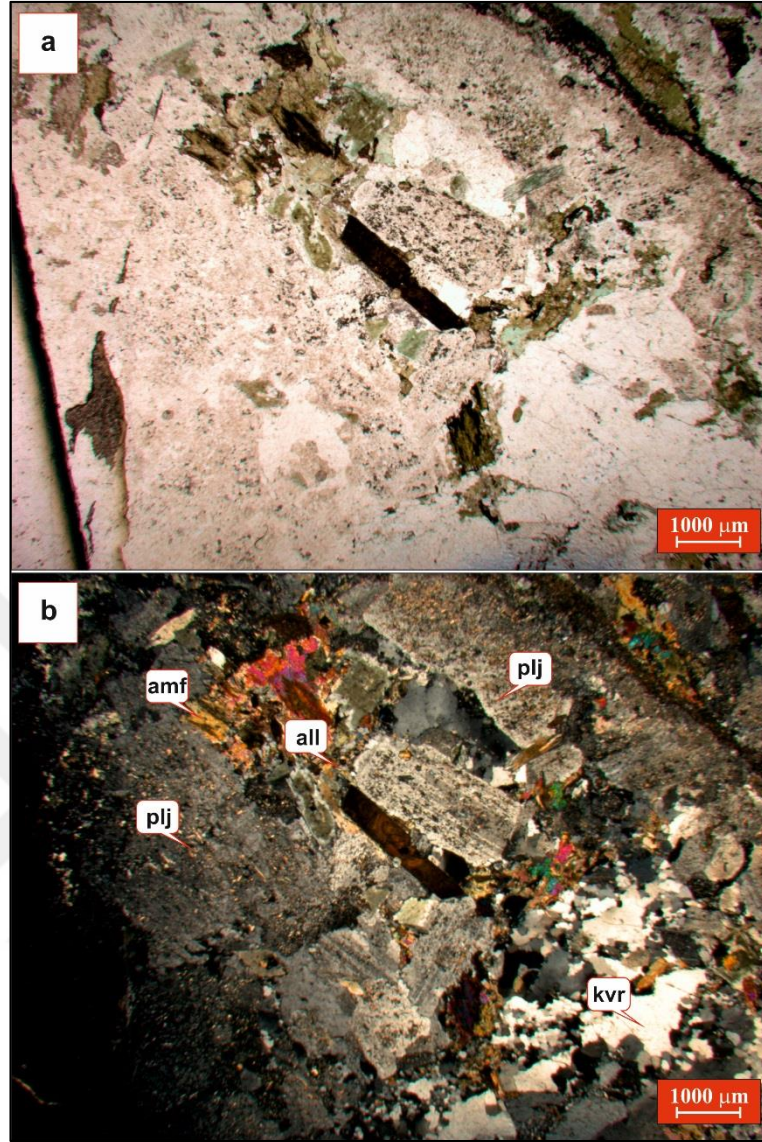


Şekil 4.68 İkiztepe Granitoyidi genel dokusu, porfirik ortoklaz kristalleri, epidot segregasyonlarının yakın plan görüntüsü (İstihkam Tepe)



Şekil 4.69 İkiztepe Granitoyidinde poikilitik dokulu ortoklaz mineralinin yakın plan görüntüsü (İstihkam Tepe)

Ortoklazlarda serisitleşme ve killeşme yaygın gözlenen bozunmalardır. Kaya genelinde az oranda ikincil, yarı özşekilli ve kafes ikizlenmesiyle tipik mikroklin gözlenmektedir.



Şekil 4.70 İkiztepe Granitoidine ait örneğin mikroskop altında genel doku ve mineral bileşimini gösteren a) PPL ve b) XPL görüntüsü (all: allanit, amf: amfibol, kvr: kuvars, plj: plajiyoklaz)

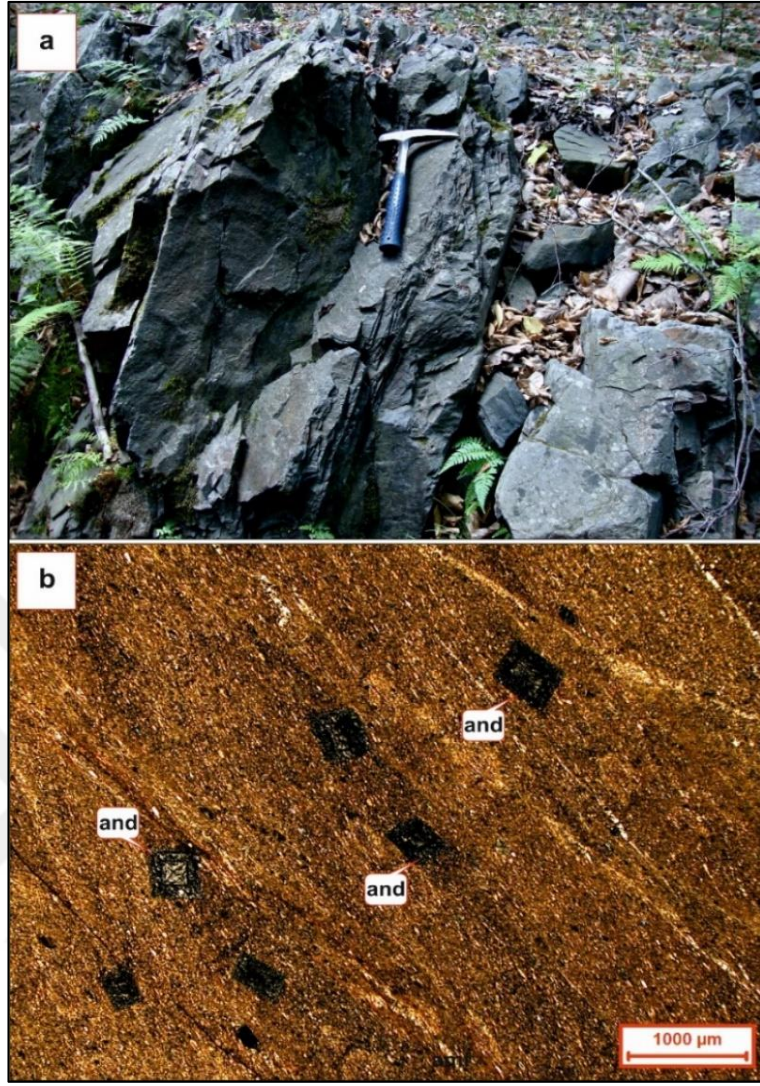
Yarı özşekilli, özşekilli kristaller halinde kahvemsî yeşil renkli amfibol kristalleri kristal çeperlerinden itibaren prizmatik saçaklar halinde tremolit- aktinolite dönüşmüştür. Ayrıca amfibol kristallerinde yaygın olarak epidotlaşma gözlenmektedir. Yarı özşekilli kahverenkli biyotitlerin mineral sınırları ve dilinim yüzeyleri boyunca lökoksene ve klorite dönüştüğü gözlenmiştir. Az miktarda yarı özşekilli muskovit, pistazit, titanit ve allanit kristalleri gözlenmiştir. Tali olarak; çok ince taneli, özşekilli zirkon kristalleri belirlenmiştir.

4.1.5 Kontakt metamorfik kayalar

Geç Kretase yaşlı intrüzif kayaların büyük bölümü Istranca Masifi'ne ait Mesozoyik yaşlı düşük dereceli metamorfizmaya uğramış metakırıntılı ve metakarbonatları intrüzif (keskin) dokanakla kesmektedir. Buna bağlı olarak çeşitli kontakt metamorfik kayalar gelişmiştir.

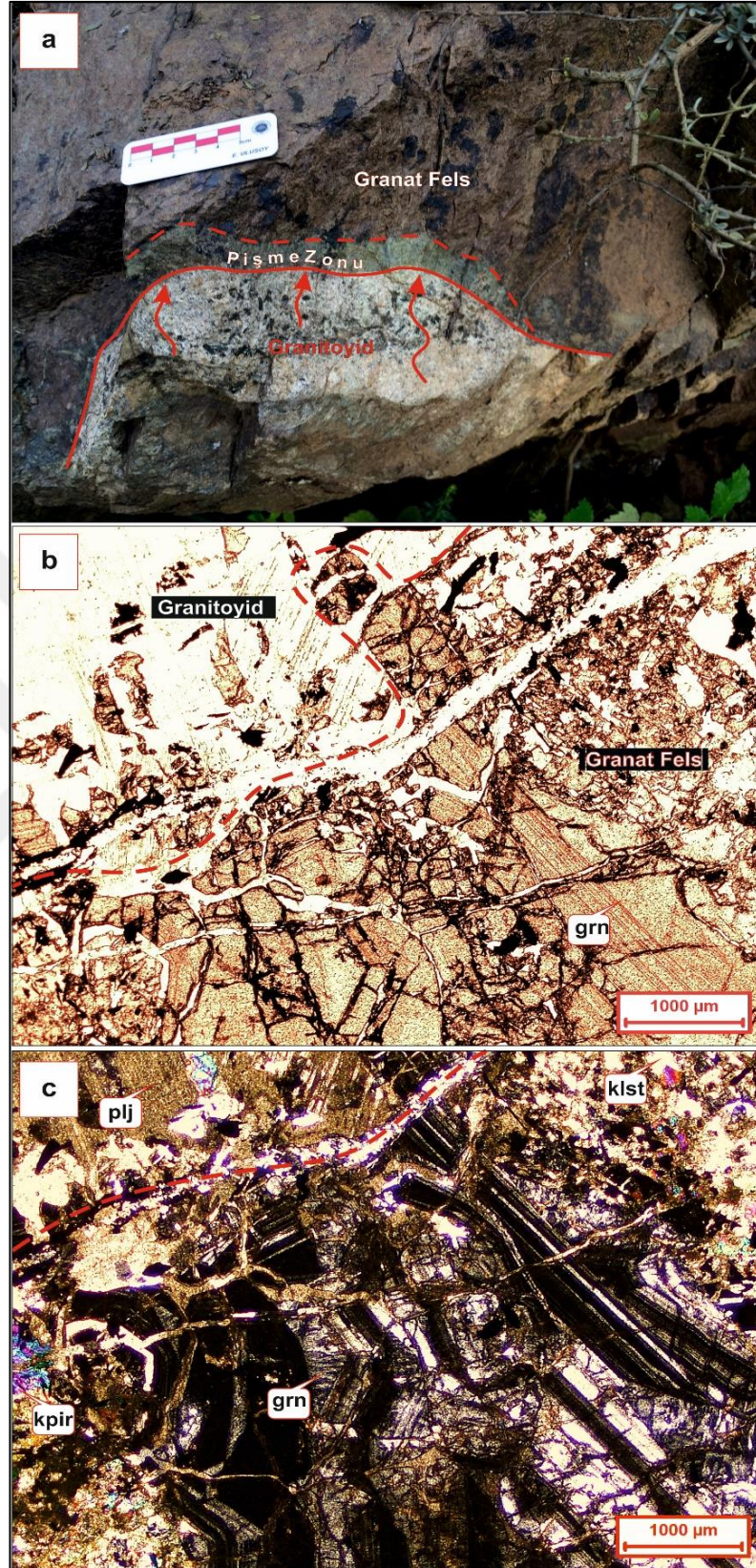
Bölgede pelitik kökenli kayaların (metasilttaşı ve metaşeyl) kontak metamorfizmasına bağlı olarak koyu gri renkli, ince taneli, tıkız yapıda benekli arduvaz ve andalusit şistler meydana gelmiştir (Şekil 4.71). Açık renkli, ince kristalli bir matriks ve içinde kısmen iri taneli, yarı özşekilli andalusit porfiroblastlar gözlenmektedir. Ayrıca ince-çok ince kristalli, yarı özşekilli-özşekilsiz opak mineraller gözlenmiştir.

Killi karbonat kayaları ile kontakta kayanın bileşimine bağlı olarak kalsilikatik felsler meydana gelmektedir. Tıkız yapı ve oldukça sert olan bu kayalarda fels dokusu gözlenmektedir. İnce-orta kristalli kayalar, değişen oranlarda granat, piroksen, epidot, kalsit, kuvars, klorit, titanit, opak mineral kristallerinden oluşmaktadır. Silisyumca zengin metakarbonatların dokanağında/dokanağa oldukça yakın kısımlarında, kıvrıl kahverenkli, tıkız yapıda, yoğunluğu oldukça fazla olan fels türü kayalar gözlenmektedir (Şekil 4.72). Mikroskobik olarak fels dokusuna sahip bu kayaların; orta- iri kristalli granat, daha az oranda daha ince taneli klinopiroksen, kuvars ve manyetitten oluştuğu gözlenmiş ve granat fels olarak tanımlanmıştır. Ana kayanın bileşimine göre bölgede granat fels yanında epidot fels, diyopsit fels, kalsilikatik fels türü kontakt metamorfik kayalar yoğun şekilde izlenmektedir. Kontakt zonda yer alan metakarbonatlarda rekristalize, iri kristalli, şeker dokulu mermerler (Şekil 4.73a) ve bazı bölümlerde kontakta metasomatik etkilere bağlı olarak yan kayanın kırık ve çatlaklar boyunca meydana gelen malahit sıvımaları gelişmiştir (Şekil 4.73b). Karbonat dokanaklarında bazı bölümlerde ise metasomatik etkileşime bağlı olarak olivinli, vollastonitli mermer oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.74).

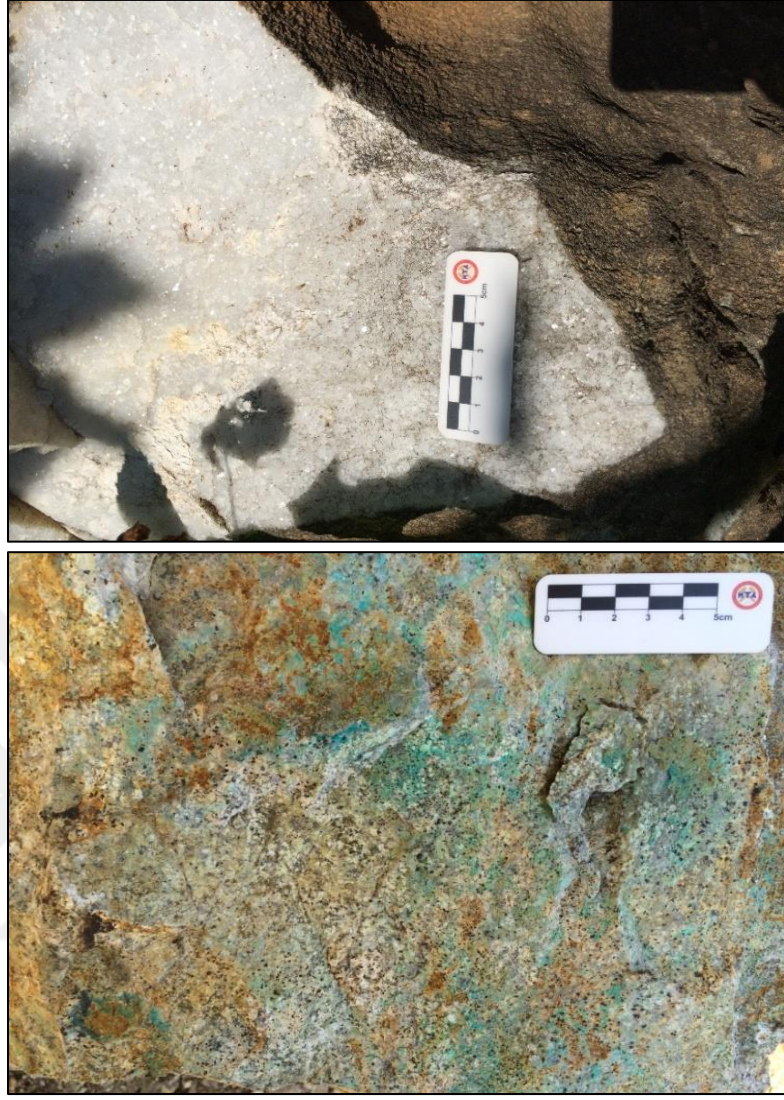


Şekil 4.71 Çalışma alanında intrüzif kayalar ile metapelitik kayaların dokanağında gelişen andaluzit şiste ait a) arazi görüntüsü, b) XPL görüntüsü (Karayokuş tepe güneyi) (and: andaluzit)

Dereköy kuzeyinde intrüzyona bağlı kontakt metasomatik etkilerle yan kayada kontakt metamorfizma ve ekzokarn gelişimi gözlenmektedir. Geç Kretase yaşlı intrüziflerin kalkışist ve yoğunlukla mermerleri kestiği dokanakta yeşil-kahve renkli, tıkız yapılı kalksilikatik felsin geliştiği gözlenmektedir. Ekzokarn zonu içinde yer alan kalksilikatik kayalar, fels dokusuna sahip olup, yoğunlukla granat, daha az oranda vezüvyan, epidot, klorit, klinopiroksen kristallerinden oluşmaktadır (Şekil 4.75). Az oranda ince kristalli, özşekilsiz kuvars içermektedir.

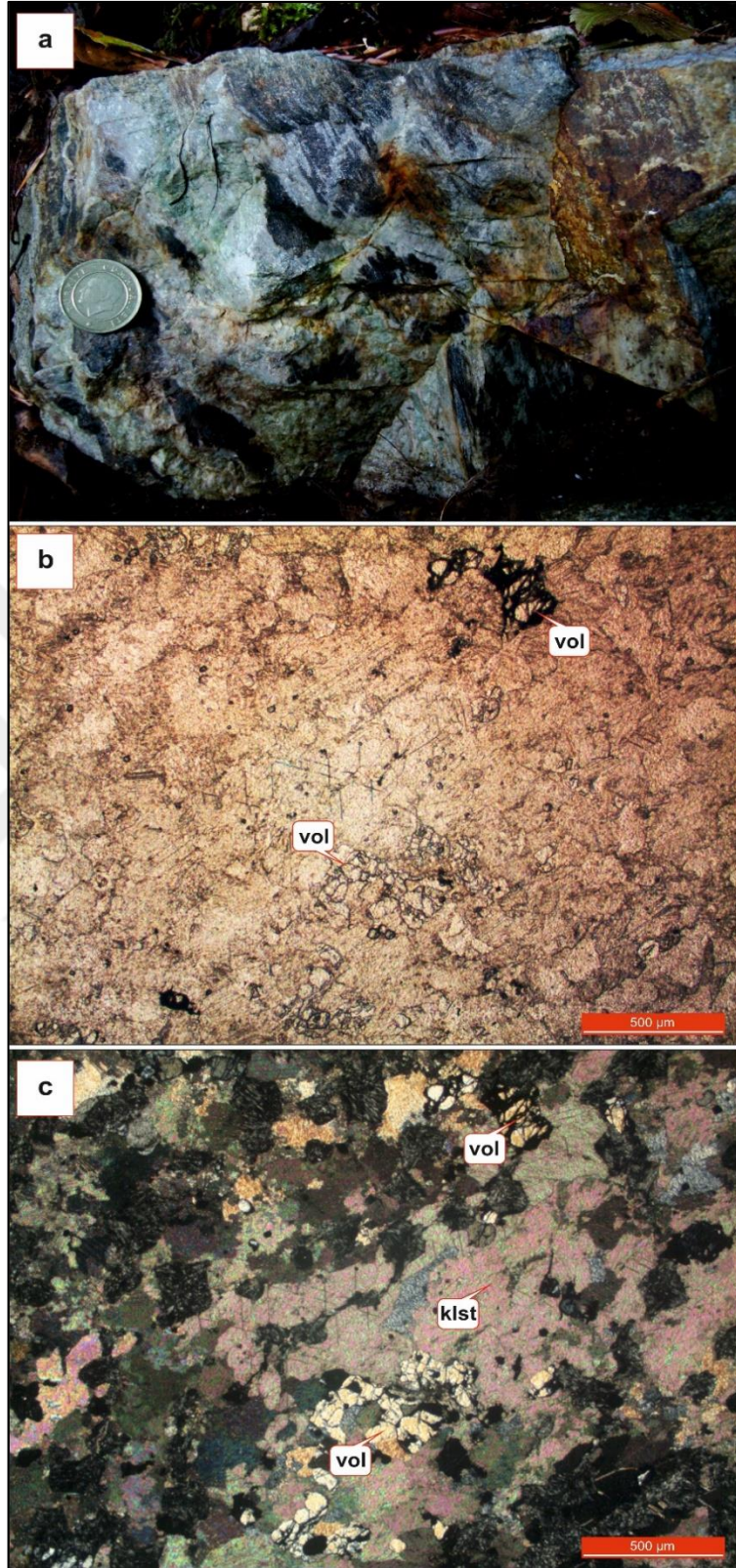


Şekil 4.72 Çalışma alanında intrüzif kayalar ile kalkşist dokanağında gelişen granat felse ait a) arazide yakın plan görüntüsü, b) PPL, c) XPL görüntüsü (Manastır eteği mevkii kuzeyi) (grn: grant, klst: kalsit, kpir: klinopiroksen, plj: plajiyoklaz)

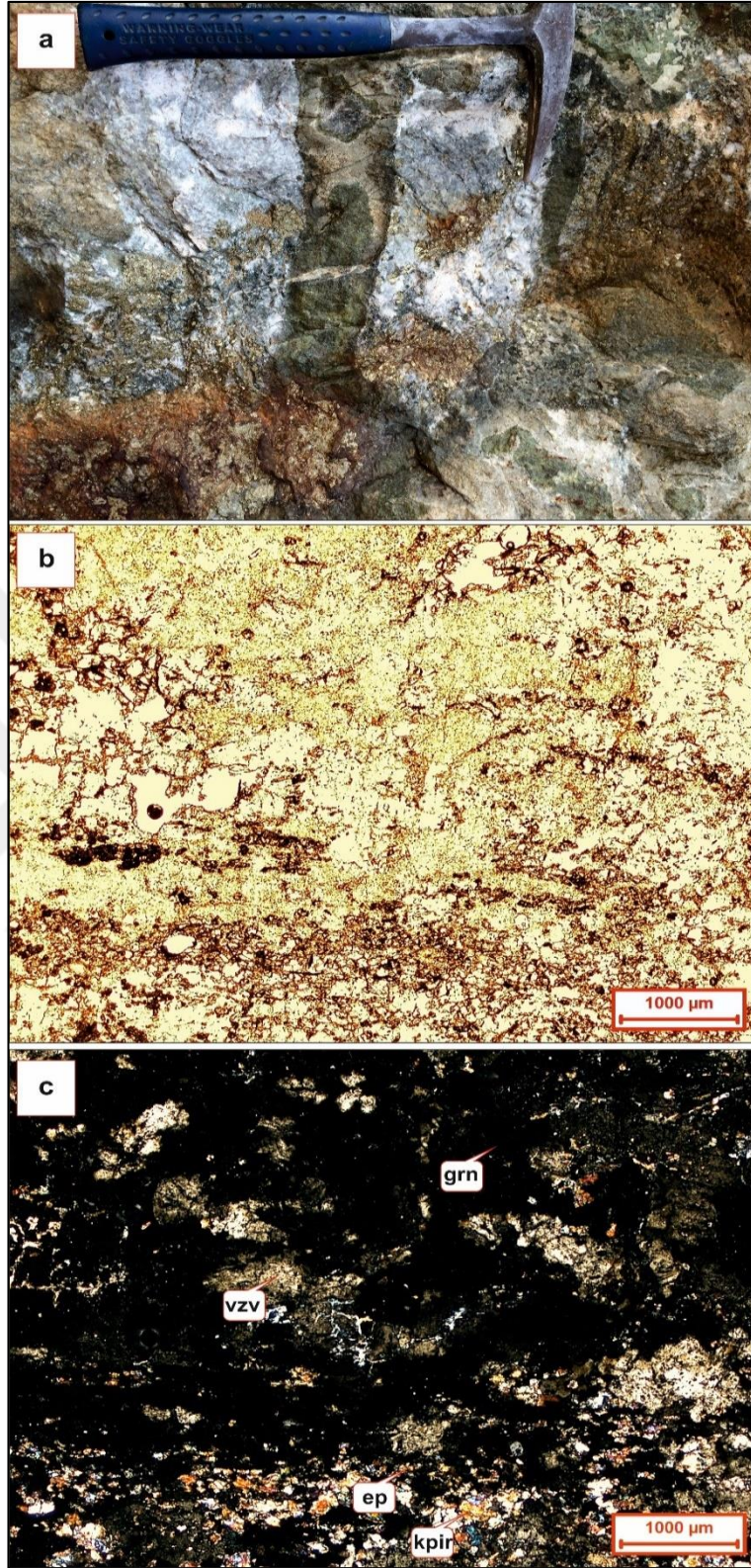


Şekil 4.73 Şükrüpaşa köyü güneyinde metakarbonat-intrüzyon dokanağında gözlenen a) iri taneli, şeker dokulu rekristalize mermer ve b) kontakttaki metasomatik etkilere bağlı kırık ve çatlaklar boyunca yan kayada meydana gelen malahit sıvamaları

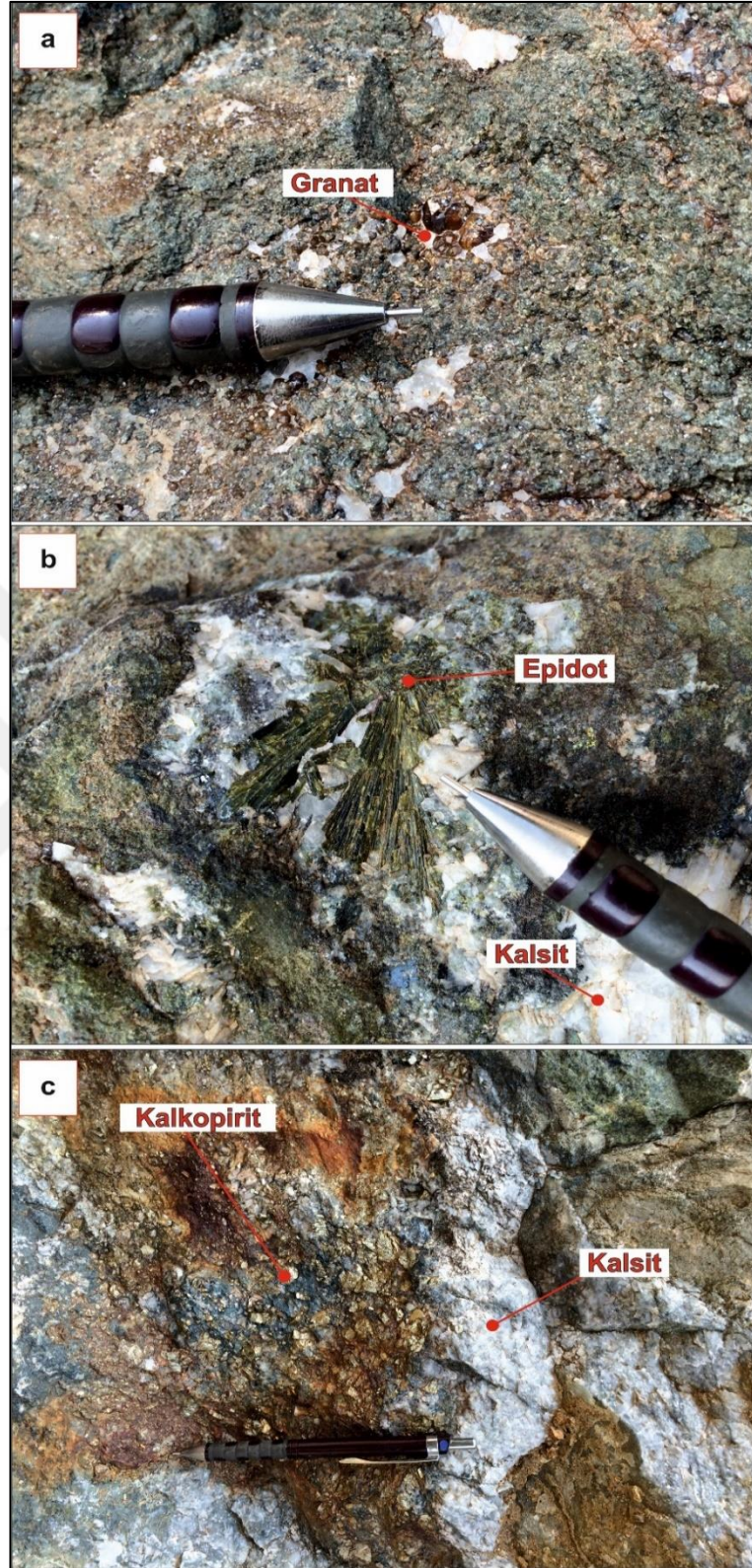
Ekzoskarn zonunda; yer yer gözle görülebilen özşekilli, kahverenkli granat (Şekil 4.76a), prizmatik ışınal formlu, yeşil renkli epidot (Şekil 4.76b) ve özşekilli, beyaz renkli rekristalize karbonat mineralleri (Şekil 4.76c) gelişimi söz konusudur. Ayrıca saçınımlı kalkopirit, pirit ve galen cevher mineralleri de bu zon içinde yer yer yoğun şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.76).



Şekil 4.74 Çalışma alanında intrüzif kayalar ile mermer dokanağında gelişen vollastonit mermere ait a) arazi yakın plan görüntüsü, b) PPL, c) XPL görüntüsü (Çakmak tepe doğusu)
(grn: grant, klst: kalsit, Wo: vollastonit)



Şekil 4.75 Çalışma alanında intrüzif kayalar ile mermer dokanağında kalsilikatik felse ait a) arazi yakın plan görüntüsü, b) PPL, c) XPL görüntüsü (Dereköy kuzeyi) (ep: epidot, grn: grant, kpir: klinopiroksen, vzv: vezüvyan)



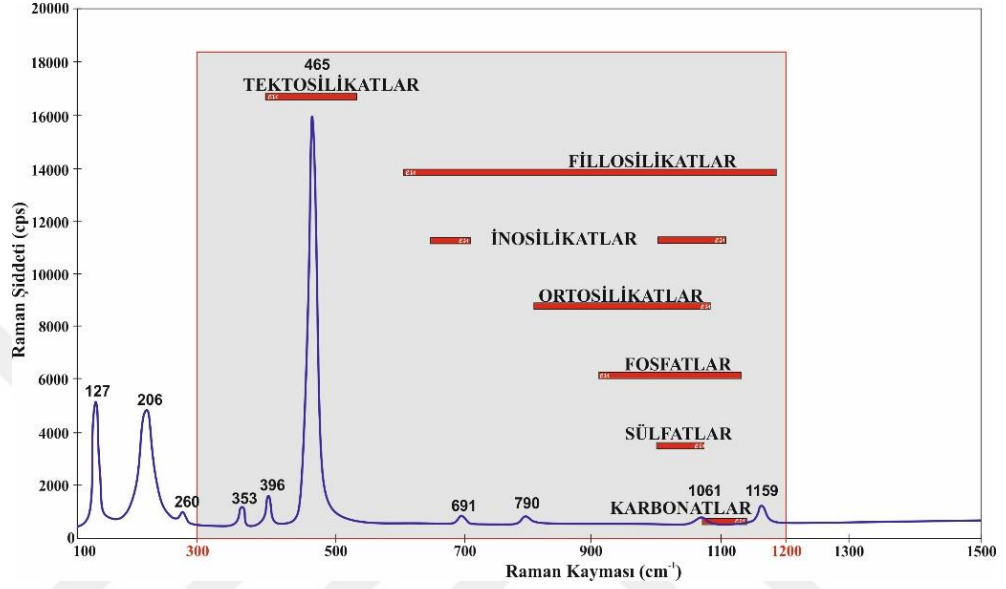
Şekil 4.76 Dereköy nahiyesi kuzeyinde metakarbonat-intrüzyon dokanağında gözlenen ekzoskarn zonu a) ince-orta taneli, özşekilli granat, b) ışınal epidot mineralleri-kalsit-galen oluşumları, c) kalkopirit-galen cevherleşmesi

5. KONFOKAL RAMAN SPEKTROMETRESİ ÇALIŞMALARI

Bir materyal üzerine gönderilen ışının saçınımı elastik (Rayleigh) ve elastikiyetsiz (Raman) saçınımlar olmak üzere iki şekilde gerçekleşmektedir. Konfokal Raman Spektrometresi (KRS) araştırmalarının temelini 1928 yılında Hint fizikçi Sir Chandrasekhara Venkata Raman tarafından keşfedilen elastikiyetsiz ışın saçınımı (Raman saçınımı) oluşturmaktadır. Raman saçınımında ışının gönderildiği katı-sıvı-gaz molekül/bileşimde yansıtılan ışının dalga boyu ile geri yansıyan ışınların dalga boyu arasında bir farklılık söz konusudur. Bu farklılıklar Raman kayması (Raman shift) olarak tanımlanmakta olup molekülün kimyasal yapısı hakkında bilgiler içermektedir (McMillan ve Hofmeister 1988, Ferraro vd. 2003, Akçe ve Kadioğlu 2020). Diğer analitik yöntemlerle karşılaştırıldığında nanotahribatlı analiz imkanı sağlaması, gerek örnek hazırlama gerekse analiz sürecinin hızlı ve kolay olması, daha ucuz bir yöntem olması KRS uygulamalarını tercih edilir kılmaktadır (Pasteris ve Beyssac 2020). KRS analizleri yer bilimlerinde; mineralojik, kristallografik, jeokimyasal, gemolojik ve bunlarla ilişkili alt dallarda kalitatif faz tanımlaması ve/veya kantitatif faz karakteristikleri hakkında faydalı veriler sunmaktadır (Şekil 5.1) (Nasdala ve Schmidt 2020, Ferrando 2018).

Raman çalışmalarıyla tek tek sıvı ve katı fazlar tanımlanabilir, birçok fazın kristallik derecesi tahmin edilebilir, sıcaklık ve yoğunluk için bir belirteç olarak kullanılabilir, her bir sıvı bileşenin bolluğu tahmin edilebilir, karakteristik spektrumlara dayalı olarak bir numunenin moleküler yapısını belirleme yeteneği sayesinde polimerizasyon (türleşme) tahmin edilebilir (Bodnar ve Frezzotti 2020). Ayrıca KRS çalışmaları özel katı solüsyonuna sahip minerallerin (Ca-Mg karbonatlar, olivinler, piroksenler ve turmalinler vb.) kimyasal kompozisyonları hakkında da bilgiler sunmaktadır (Watenphul vd. 2016). KRS çalışmaları ergiyik/sıvı kapanımlarda kullanılan yaygın bir yöntem olup hem katı hem sıvı fazda kristallenme derecesi, sıcaklık, yoğunluk ve her bir sıvı bileşeni karakteristik spektrumlarına göre tanımlamaktadır (Bodnar ve Frezzotti 2020). Raman spektroskopisi, orojenik süreçleri, metamorfik petrojenezi, makaslama zonu gelişimini ve tektonik kontrollü gelişen sedimanter sistemlerin araştırılmasında katkı sağlamaktadır (Korsakov vd. 2020).

KRS yöntemi ülkemizde yerbilimleri alanında, intrüzif kayaların mineral bileşimine uygulanarak magmanın kristalleşme süreçleri üzerine birçok çalışma yapılmıştır (Zoroğlu ve Kadioğlu 2007, Deniz 2010, Ulusoy 2012, Güllü vd. 2019, Akçe ve Kadioğlu 2020, Deniz 2021).



Şekil 5.1 En yaygın gözlenen mineral gruplarının ana titreşim bölgeleri (Frezzotti vd. 2012; Ferrando 2018)

Bu çalışma kapsamında; Istanca İntrüziflerini oluşturan kaya gruplarını temsil eden 18 örnek seçilerek, içerdiği feldispat, olivin, piroksen, amfibol, biyotit ve granat kristallerinden mineral türlerinin belirlenmesi amacıyla KRS ile yarı kantitatif mineral analizleri yapılmıştır. KRS incelemeleri sonucu minerallerin Raman karakteristik pikleri belirlenmiş, bu piklere göre minerallerin tür tespiti yapılmıştır.

5.1 Ana Bileşenlere Ait KRS İncelemeleri

Istanca İntrüziflerine ait kayaların ana bileşenleri değişen oranlarda kuvars, alkali feldispat ve plajiyoklaztan oluşmaktadır. Kaya oluşturan tektosilikat grubu minerallerin Raman kaymalarının özeti Çizelge 5.1’de verilmiştir.

Granitoyidler ve siyenitlerde değişen oranlarda yer alan alkali feldispat minerallerine ait Raman kaymaları izelge 5.2’ de sunulmuş olup, bu kristallerin ortoklaz kompozisyonuna sahip olduğu belirlenmiştir.

Çizelge 5.1 Kayaların ana bileşenini oluşturan minerallerin Raman kaymaları zeti (Chukanov ve Vigasina (2020)’den derlenmiştir) (s: gl band, w: zayıf band, sh: spektral eğrinin bükülme noktası)

	Mineral	Raman kayma değerleri (cm ⁻¹)	Referans
Tektosilikatlar	Kuvars <i>SiO₂</i>	1231w, 1160w, 1083w, 808w, 697w, 463s, 401w, 354, 263w, 205, 128.	Jasinevicius (2009)
	Ortoklaz <i>KAlSi₃O₈</i>	~1125, ~750w, ~650, ~640, ~590, 515s, 475s, 453, ~403, 282.	Ciobot vd. (2012)
	Albit <i>Na(AlSi₃O₈)</i>	1115w, 100w, 1034w, 1006w, 976w, 816w, 764w, 726w, 646w, 579w, 508s, 479, 458w, 408w, 329w, 291s, 270sh, 251w, 209w, 185w, 171w, 162w, 148w, 113w.	Makreski vd. (2009)
	Plajiyoklaz <i>(Na,Ca)(Si,Al)₄O₈</i>	Anortit <i>Ca(Al₂Si₂O₈)</i> 1124w, 1072s, 1044sh, 998sh, 974, 949sh, 908sh, 756w, 741sh, 681, 620w, 590w, 553, 503s, 484sh, 427w, 400w, 369w, 316w, 281, 273, 253, 200sh, 182, 139, 88, 63.	Matson vd. (1986)

Plajiyoklaz mineralleri kaya türlerine gre değişen kompozisyonlarda gzlenmektedir. Granitoyidler ve siyenitlere ait plajiyoklazların merkezinden yapılan KRS analizleri sonucu oligoklaz-andezin türü plajiyoklaz içerdikleri gözlenmiştir (izelge 5.2). Mafik kayaların içeriğindeki plajiyoklazların merkezinden yapılan KRS incelemeleri sonucu diyoritlerin plajiyoklaz içeriğinin andezin-labrador türü, gabroların içerdiği plajiyoklaz kristallerinin ise daha anortite zengin bitovnit-anortit türleri olduğu belirlenmiştir (izelge 5.2).

5.2 Mafik Bileşenlere Ait KRS İncelemeleri

Istranca İnrüzifleri içindeki gruplarını temsil eden örneklerin içerdiği olivin, piroksen, amfibol ve biyotit minerallerinin ayrıntılı KRS incelemeleri yapılmıştır. KRS incelemeleri sonucu minerallerin karakteristik pikleri belirlenerek bunlara göre minerallerde tür tespiti yapılmıştır.

Çizelge 5.2 Çalışma alanında yer alan kayaların ana bileşimini oluşturan minerallerin Raman kaymalarının özeti (Gra: granitoid, Mnz: monzonit, Dio: diyorit, Gbr: gabro)

Mineral	Raman kayma değerleri (cm ⁻¹)
Ortoklaz	510.21 - 473.06 - 404.95 - 282.37 - 152.35 (Mnz) / 809.86 - 759.71 - 508.97 - 475.53 - 281.13 - 203.12 - 156.68 - 154.21 - 107.77 (Mnz)
Plajiyoklaz	Albit 1100.347-980.177-764.796-508.743-480.087-292.438-222.185 (Gra)
	Oligoklaz 1108.90 - 837.11 - 506.49 - 478.63 - 408.05 - 342.42 - 282.37 (Mnz)
	Andezin 505.87 - 478.01 - 411.76 - 288.56 - 178.35 (Mnz) / 507.11 - 479.25 - 338.09 - 200.64 (Dio) / 561.77-504.81-476.95-403.27-279.44-196.48 (Gra)
	Labrador 506.49 - 478.63 - 399.95 - 177.73 (Dio)
	Bitovnit 564.69 - 505.87 - 478.63 - 405.57 - 342.42 - 279.27 - 174.02 (Gbr)
	Anortit 560.001 - 507.330 - 485.904 - 444.393 (Gbr)

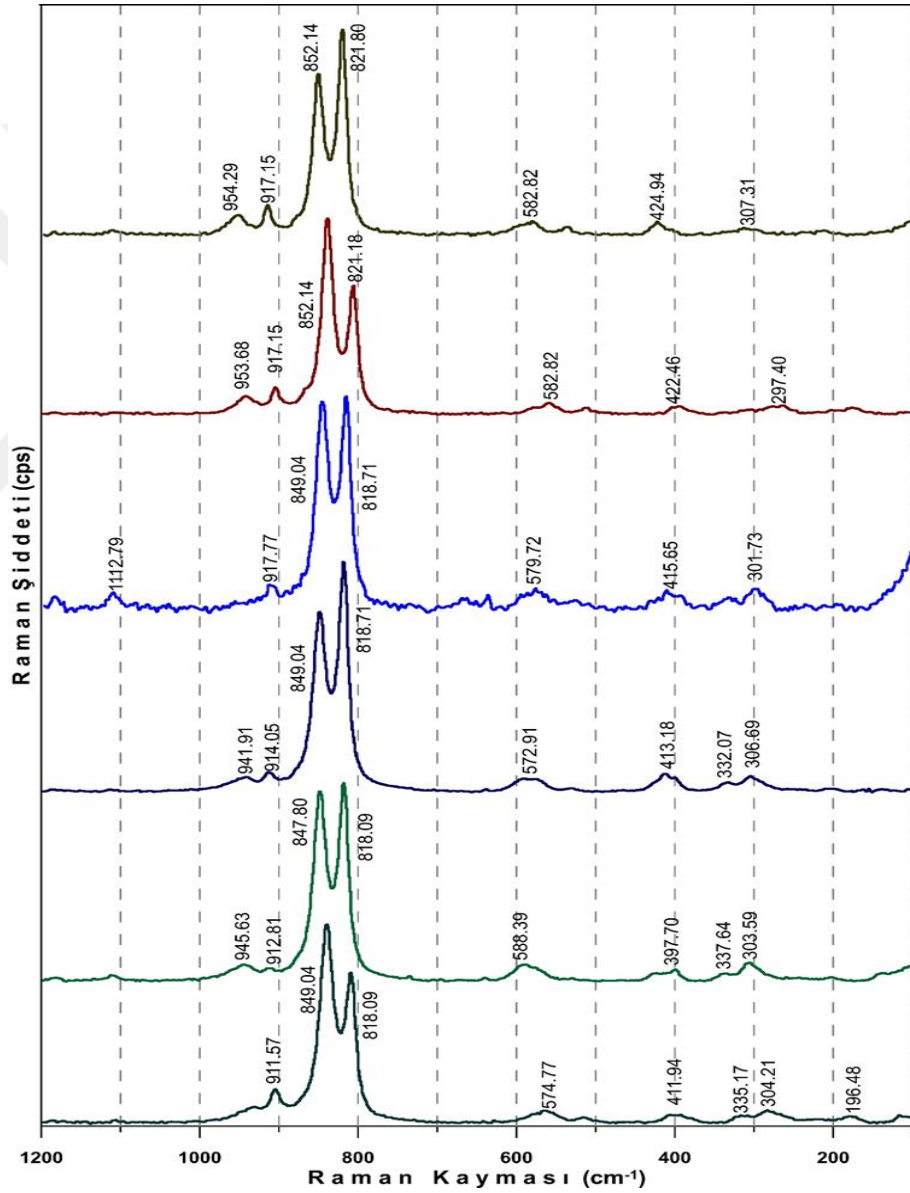
5.2.1 Olivin

KRS çalışmalarında gabrolarda gözlenen olivin kristallerinin forsterit türü olduğu belirlenmiştir (Şekil 5.2). Olivin kristallerinden analiz edilen örneklerle ait Raman karakteristiklerinin sayısal değerleri Çizelge 5.3'te, karşılaştırmalı raman kaymalarına ait spektrumlar Şekil 5.2'de verilmiştir. Karakteristik Raman kaymalarına göre forsterit türünün belirlendiği pikler genel olarak birbirleriyle benzerdir. 800-850 cm⁻¹ aralığında gözlenen iki şiddetli pikte farklılıklar gözlenmektedir (Şekil 5.2). Bu farklılıklar mineralin içerdiği Fe, Mg miktarı ile ilişkilidir.

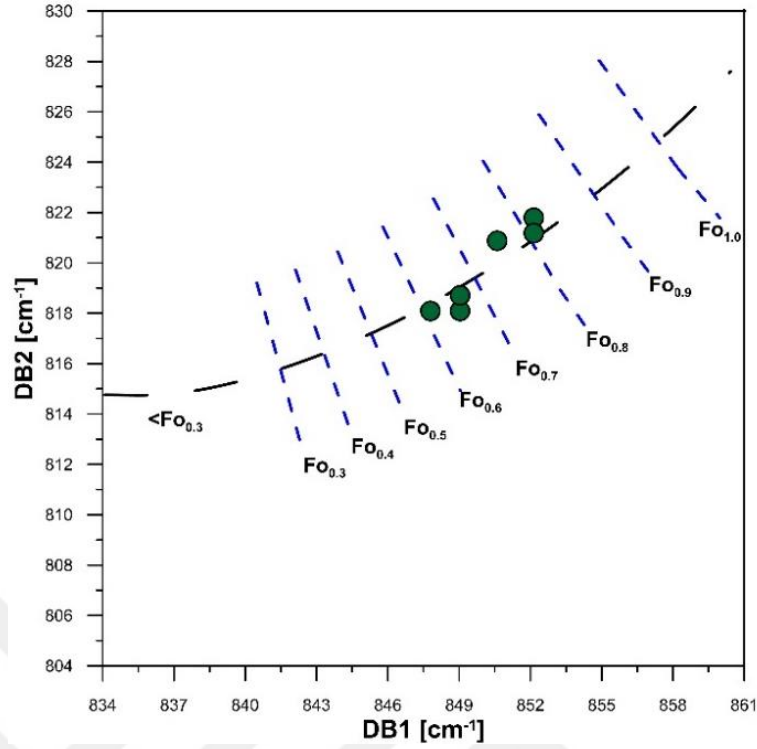
Olivin kristallerinin karakteristik pikleri kullanılarak, mineralleri oluşturan uç üyeleri bağlı yarı kantitatif olarak mineral kimyasına yaklaşımlarda bulunulmuştur. Her bir olivin kristaline ait Raman spektrumlarının DB1 (815-825 cm⁻¹) ve DB2 (838-857 cm⁻¹) spektral bölgelerindeki konumlarına göre (Fo-Fa) kompozisyonu Fo₈₃Fa₁₇ ile Fo₆₀Fa₄₀ aralığında belirlenmiştir (Şekil 5.3). Kaya grubu içindeki gözlenen forsterit oranındaki düşüş kristalizasyon differansiyon sürecine uyumlu olarak gelişmektedir.

Çizelge 5.3 KRS incelemeleri sonucu olivinlerin Raman kayma değerleri özeti

	Lokasyon	Raman kayma değerleri [cm ⁻¹]								
15-DE-131	Karadere	1112.79	917.77	849.04	818.71	579.72	415.65	301.73		
17-DE-09	İncesirt	954.29	917.15	852.14	821.80	582.82	424.94	307.31		
		953.68	917.15	852.14	821.18	582.82	422.46	297.40	212.58	
15-DE-55		911.57	-	849.04	818.09	574.77	411.94	335.17	304.21	196.48
		945.63	912.81	847.80	818.09	588.39	397.70	337.64	303.59	
		941.91	914.05	849.04	818.71	572.91	413.18	332.07	306.69	
17-DE-11	Demirköy	949.66	-	850.60	820.88	249.61	203.38			



Şekil 5.2 Olivin kristallerinin KRS incelemeleri sonucu belirlenen Raman spektrumlarının karşılaştırılması



Şekil 5.3 Olivin minerallerinin 815-825 cm^{-1} (DB1) ve 838-857 cm^{-1} (DB2) spektral bölgelerindeki konumlarına göre Fo-Fa kompozisyonu (Kuebler vd. 2006)

5.2.2 Piroksen

İnceleme alanından alınan örneklerde monoklinik sistemde kristalenen piroksenler siyenit ve gabrolarda gözlenmektedir (Çizelge 5.4). Siyenitlerde gözlenen klinopiroksenlerin 1005.68 - 825.52 - 665.16 - 527.72 - 391.51 - 348.17 - 324.64 cm^{-1} raman kaymalarıyla diyopsit türü olduğu belirlenmiştir. Gabrolarda ise 1180.28 - 1107.84 - 1039.73 - 1008.78 - 817.47 - 660.21 - 634.82 - 554.34 - 522.14 - 499.85 - 384.70 - 350.03 - 317.21 - 229.91 - 186.58 - 172.95 - 132.71 cm^{-1} raman kaymaları ile diyopsit ve 1113.41 - 1010.64 - 916.53 - 824.28 - 665.78 - 637.92 - 558.67 - 530.19 - 390.89 - 357.46 - 325.88 - 227.44 - 190.29 - 135.19 cm^{-1} raman kaymaları ile ojit türleri belirlenmiştir. Analiz edilen örneklerle ait karşılaştırmalı Raman kaymalarına ait spektrumlar Şekil 5.4' te verilmiştir.

Gabrolarda ojit ve diyopsit türü, siyenitlerde ise diyopsit türü klinopiroksenler belirlenmiş olup, raman kaymaları genel olarak benzerdir. I spektral bölge SiO_4 rotasyonu ve metal-oksijen dönüşümü için karakteristiktir (Wang vd. 2001).

Çizelge 5.4 KRS incelemeleri sonucu piroksenlerin Raman kayma değerleri özeti

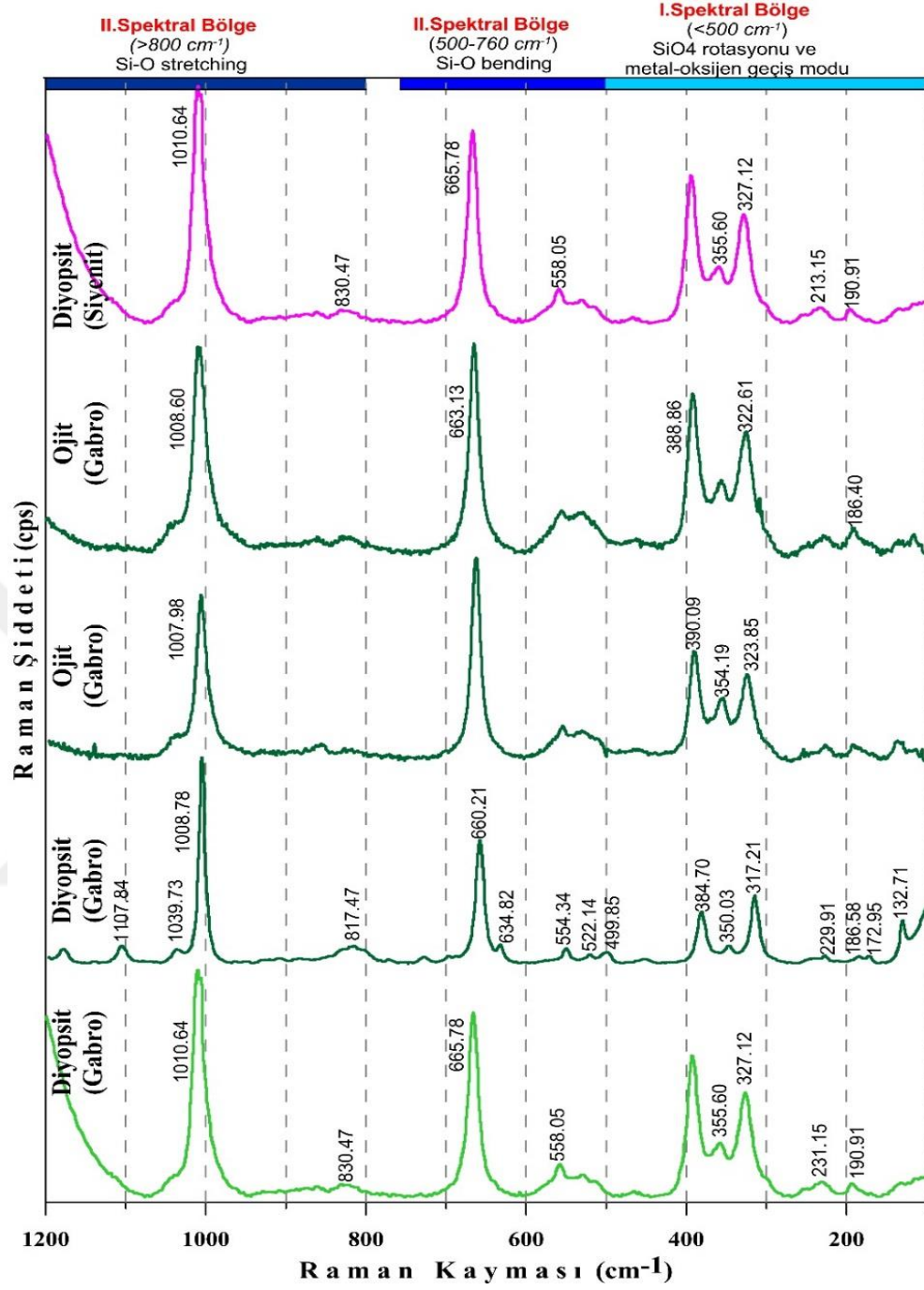
		Raman kayma değerleri [cm ⁻¹]															
15-DE-103	Siyenit	1005.68	825.52	665.16	527.72	391.51	348.17	324.64									
16-KEU-55	Gabro (Karacadağ)	1008.6	663.13	388.86	322.61	186.40											
		821.18	665.16	559.29	506.05	393.98	324.64	244.15	192.77	128.38							
		1113.41	1010.64	916.53	824.28	665.78	637.92	558.67	530.19	390.89	357.46	325.88	227.44	190.29	135.19		
17-DE-09	Gabro	1006.30	939.44	680.02	658.97	534.53	436.08	397.70	337.02	231.15	129.00						
15-DE-43	(İncesirt)	1180.28	1107.84	1039.73	1008.78	817.47	660.21	634.82	554.34	522.14	499.85	384.70	350.03	317.21	229.91	186.58	172.95
15-DE-131	Gabro (Karadere)	1010.64	830.47	665.78	558.05		335.60	327.12	231.15	190.91							
17-DE-11	Gabro (Demirköy)	1010.20	662.38	488.47	390.50	324.46	247.41										

II spektral bölge olan 500 ve 760 cm⁻¹ kaymaları arası piroksenlerin yapısındaki Si-O bükülme alanını temsil etmektedir (Wang vd. 2001). İncelenen minerallerin II. spektral bölge de kayma değerlerinde hafif artış ve azalmalar söz konusudur. III. Spektral bölge olan 1200-1600 cm⁻¹ arası Si-O gerilme alanını temsil etmekte olup OH bağları ve piroksenin alterasyon derecesini yansıtmaktadır (Ural vd. 2019). Bu bölgede gözlenen kayma ve yeni pik oluşumları, petrografik incelemelerinde de tanımlanan magmasal uralitleşme kaynaklıdır.

5.2.3 Amfibol

İnceleme alanından alınan örneklerde amfibol mineralleri; granitoyidler, siyenitler ve gabroya kadar değişen tüm kaya türlerinde mafik bileşenler içinde değişen oranlarda yer almaktadır. Optik yöntemlerle amfibol olarak tanımlanan kristallerinin KRS incelemeleri sonucu aktinolit türünde oldukları tespit edilmiştir. KRS incelemeleri yapılan örneklerle ait Raman kaymalarının sayısal değerleri Çizelge 5.5'te, raman kaymalarına ait spektrumlar karşılaştırmalı olarak Şekil 5.5'te verilmiştir.

Amfibol spektrumundaki spektral aralıklar; katyon ve oksijen arasındaki etkileşimlerden gelen titreşimlerin bölgesi (M-O), içsel Si₄O₁₁ band titreşimleri ve OH molekül titreşimlerinden oluşmaktadır (Apopei ve Buzgar 2010). 625cm⁻¹ altında kalan spektral alanlar çift zincir silikatın bükülme (deformasyon) alanı ve katyon içeren çeşitli M bölgelerindeki titreşimlerden oluşmaktadır (Kloprogge vd. 2001, Rinaudo vd. 2004, Petry vd. 2006). 300-420 cm⁻¹ arası spektral bölge T (M-OH), 420-610 cm⁻¹ arası spektral bölge ise Si-O-Si bükülme titreşimlerinden oluşmaktadır (Makreski vd. 2006). Burada T geçiş



Şekil 5.4 Seçili piroksen kristallerinin KRS incelemeleri sonucu belirlenen Raman spektrumlarının karşılaştırılması

modunu, M ise Fe-Mg katyonlarını ifade etmektedir. $625-1130 \text{ cm}^{-1}$ arası spektral bölge kristalin içsel titreşimlerinden kaynaklı olup kristali oluşturan Si-O-Si ve O-Si-O bağlarının simetrik (Vs) ve asimetrik (Vas) titreşimlerinden oluşmaktadır (Kloprogge vd. 2001, Rinaudo vd. 2004).

İnceleme alanında yer alan farklı kompozisyonlardaki kayaların içerdiği aktinolit türü amfibollere ait spektrumlar incelendiğinde genel anlamda spektrumların birbirleriyle örtüştüğü gözlenmektedir (Şekil 5.5). Na-amfibol (ribekit) ve MgCa amfibol (Mg-hornblend) referans üyeleriyle karşılaştırıldığında aktinolit spektrumlarının Mg-hornblend ile kısmen benzerlik sergilediği gözlenmektedir. OH serbestlenmesi ve kafes geçişini ifade eden $420-610\text{ cm}^{-1}$ arasında gözlenen raman kayma pikleri felsik kayalardan mafik kayalara değişim sergilemektedir. OH serbestlenmesi ve kafes geçişine ait piklerin magmatizmanın erken evresinde düşük genlik sergilerken, daha sonraki evrelerde ise yükselmesi (Güllü vd. 2019); granitlerdeki amfibollerde en düşük, gabrolardaki amfibollerde ise en yüksek genliğe sahip olması magmanın diferansiyasyonu süreciyle ilişkilendirilebilir.

Çizelge 5.5 KRS incelemeleri sonucu amfibollerin Raman kayma değerleri özeti

		Raman kayma değerleri [cm ⁻¹]																		
Örnek No	Kaya türü	>1200	1100	1050	1000	900	800	700	600	500	400	300	200	100						
17-DE-02	Monzogranit				1045.31	927.67			668.88	528.33		388.41	366.12	220.63	176.67	155.00	116.61			
17-DE-06	Granodiyorit				1014.35	917.15		728.31	663.92	527.72		383.46	362.41	289.97	217.53	174.19	153.14			
					1045.93	923.96			666.40	530.19			366.12	292.45	217.53	174.81	152.52			
DK-29	Siyenit			1054.59	1038.50	924.58		731.41	664.54	530.81		384.70		291.21	218.15	174.19	155.00			
DK-31					1027.35	926.43		737.60	668.88	527.72		389.03	365.50	220.01	174.19	155.00	114.76			
15-DE-103					1021.16	922.72		735.74	665.78	564.86	524.00	406.99	383.46	359.93	291.21	216.91	171.10	150.05	134.57	112.28
DK-9B						1049.64	923.96			667.64	525.86		385.93		220.01	176.05	151.90			
				1110.31	1054.59	1023.64	924.58	816.85	730.79	666.40	560.53	524.00	385.93	363.03	217.53	173.57	151.90		111.66	
DK-9C	Monzonit								666.21	528.42		385.84		218.38	171.49	153.31				
					1050.89				666.21	528.42			366.70		220.29	174.36	151.40			
		1451.83						668.13	525.55			387.75	360.96	216.47	173.41	150.44		113.12		
16-KEU-103									667.02	532.05		386.55	360.55	293.68	218.77	174.81	153.76	114.14		
				1049.02		921.48			667.02	532.05			385.93	363.65	292.45	217.53	173.57	151.90	115.38	
15-DE-94	Kuvars Monzonit Prf				1052.63		931.13		669.06	530.49		386.90	363.81	294.52	220.22	176.04	153.95	116.79		
15-DE-63	Diyorit		1085.55	1051.50			821.18		669.50	525.86	463.33	391.51	363.65	219.39	179.05	151.90		123.42		
DK-10B									667.17	526.50			383.93	358.09	218.38	173.41	152.35			
16-KEU-62	Gabro (Karacadağ)				1020.27			818.36	661.43	535.12			366.70		219.34		155.22			
						921.93			667.46	529.40	409.91		361.00		217.98	175.26	151.35		111.49	
				1049.64		923.96			665.78	524.00			384.70		216.29	172.34	151.29			
15-DE-43	Gabro (İncesirt)				1034.78		923.96	815.61	726.46	663.92	525.24	427.42	410.08	382.84	361.79	292.45	216.91	174.19	152.52	111.66

5.2.4 Biotit

Oktahedral yapıda (Fe, Mg) alüminyum fillosilikat minerali olan biyotitler inceleme alanında yer alan felsik kaya gruplarında ve mafik kayaların bir kısmında mafik mineral olarak yer almaktadır. Optik yöntemlerle biyotit olarak tanımlanan kristallerinin KRS incelemeleri sonucu biyotit ve flogopit türleri tespit edilmiştir. KRS incelemeleri yapılan örneklere ait karakteristik kayma değerleri Çizelge 5.6’da, raman kaymalarına ait spektrumlar karşılaştırmalı olarak Şekil 5.6 ve 5.7’de verilmiştir.

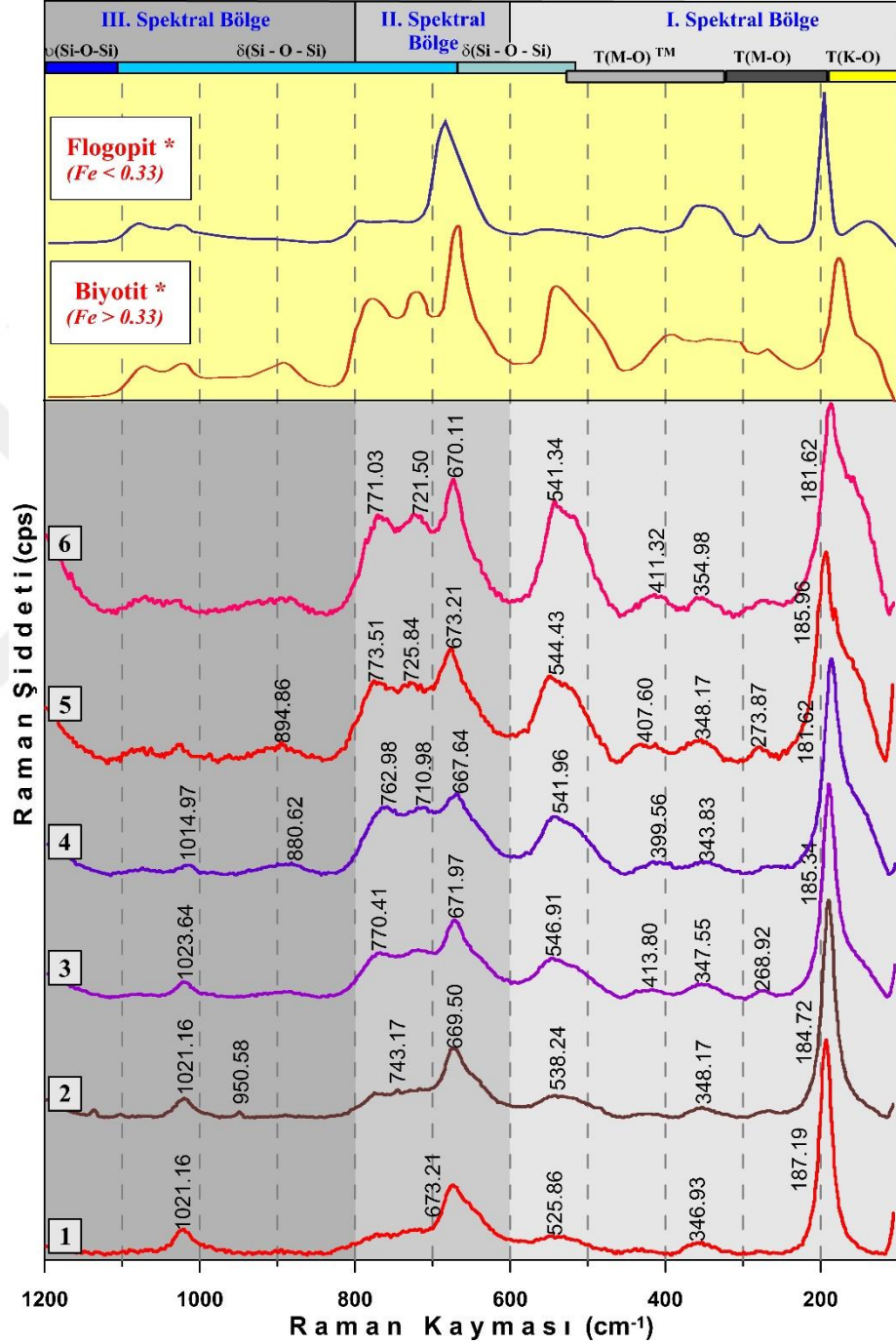
Çizelge 5.6 KRS incelemeleri sonucu biyotitlerin Raman kayma değerleri özeti

		Raman kayma değerleri [cm ⁻¹]											
		>1200	1100	1000	900	800	700	600	500	400	300	200	100
17-DE-02	Monzogranit			1021.16				673.21	525.86		346.93		187.19
17-DE-06	Granodiyorit			1021.16	950.58		743.17	669.50	538.24		348.17		184.72
DK-31	Siyenit						771.03	721.50	670.11	541.34	411.32	354.98	181.62
DK-29						894.86	773.51	725.84	673.21	544.43	407.60	348.17	273.87
DK-9C	Monzonit						775.30			522.68	415.50	345.65	183.93
DK-9B				1014.97		880.62	762.98	710.98	667.64	541.96		399.56	343.83
16-KEU-103				1023.64			770.41		671.97	546.91	413.80	347.55	268.92
15-DE-94	Kuvars Monzonit Prf						775.81		671.18	521.97	410.53		182.07
15-DE-63	Diyorit			1081.22	1026.11	888.67	725.22			550.00	408.84	346.31	272.02
				1089.88		889.29	722.27	725.84	671.35	548.15	413.18	347	
				1023.64			774.75	728.31	671.35	546.91	420.61	346.31	274.49
			1109.08				779.70	729.55	668.88	548.77		344.45	191.53
16-KEU-55	Gabro (Karacadağ)	1574.32					760.95		669.08	528.42			184.89
15-DE-131	Gabro (Karadere)			1083.07		886.61	779.70		676.31	550.00	419.37	333.93	278.83
				1086.79		886.81	772.27	720.88	670.11	550.62	413.80	358.07	277.59

Biyotitlerin 0-1200 cm⁻¹ arasındaki spektrumu 1150-800cm⁻¹, 800-600cm⁻¹ ve <600cm⁻¹ olmak üzere üç spektral bölgede değerlendirilmektedir (Wang vd. 2002). 1150-800 cm⁻¹ spektral bölgesindeki Raman pikleri SiO₄ tetrahedrasında Si-O bağının gerilme moduna bağlı olarak ortaya çıkarken 800-600 cm⁻¹ spektral bölgedeki Raman pikleri SiO₄ tetrahedrayı bağlayan Si-O-Si bağlarının titreşimiyle ortaya çıkmaktadır (Wang vd. 2002). <600cm⁻¹ spektral bölgesindeki Raman pikleri oktahedral yüzeylerdeki ve yüzeyler arasındaki katyonların, oksijenleri ve OH molekülünün ötelenme hareketlerinden (geçiş ve serbestlenme hareketleri) oluşan karmaşık bir dizi özellik etkisinde ortaya çıkmaktadır (McKeown vd. 1999, Loh 1973).

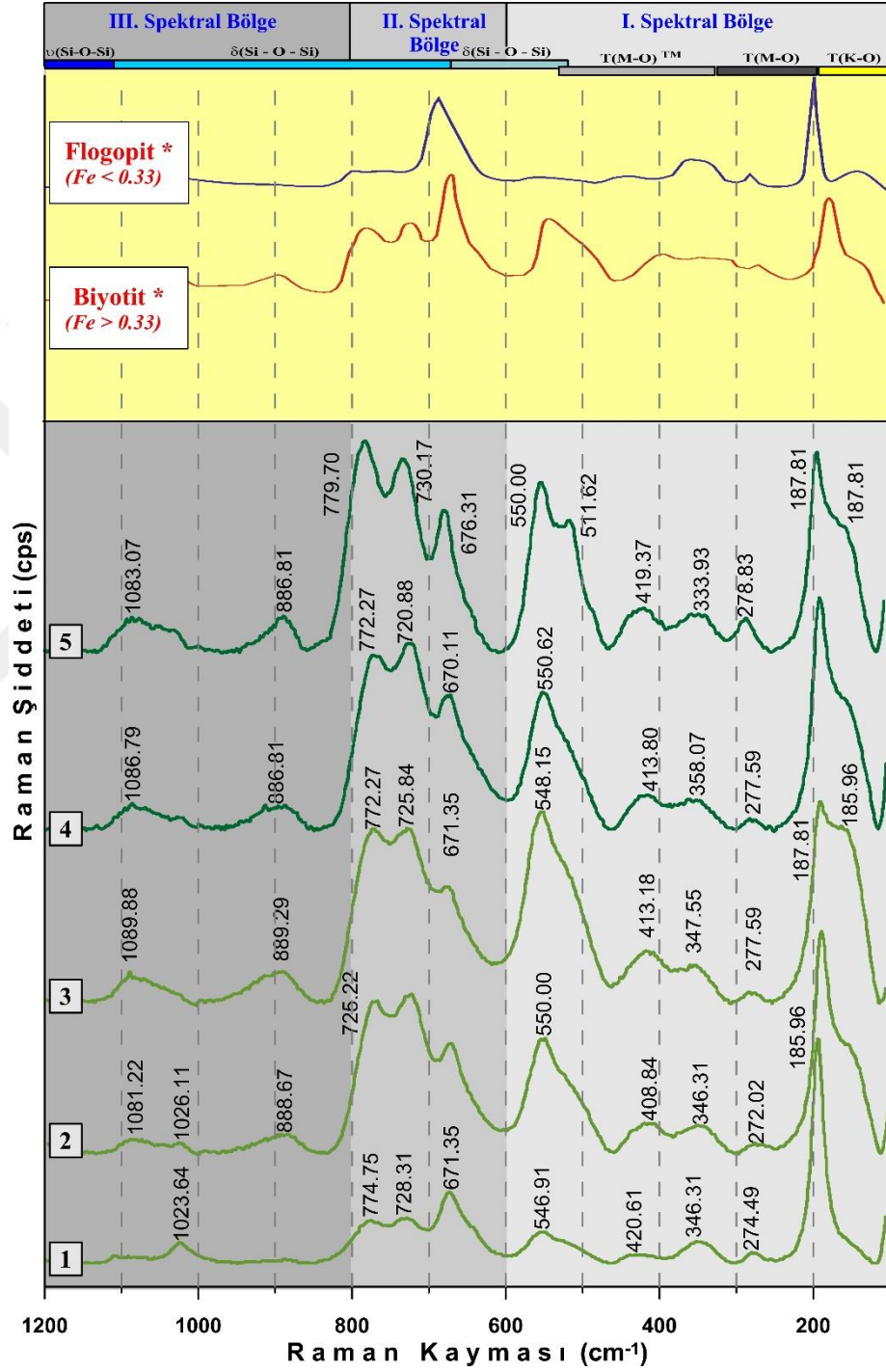
Biyotit kristallerinin KRS incelemeleri sonucu flogopit ve biyotit türü oldukları belirlenmiştir. Filogopit-biyotit serisinin Raman spektralları Fe içeriğindeki artışa göre değişmektedir (Wang vd. 2002). Kaya türüne göre biyotitlerin Raman kayma spektrumlarında ~ 550cm⁻¹'de varolan pikin şiddetinin felsik grupta granitten siyenite arttığı, mafik kayalarda ise genel olarak benzer şiddete olduğu gözlenmektedir. ~ 550cm⁻¹ de belirlenen bu pik kristalin Fe içeriği ile ilişkilendirilmiş olup granitten siyenite biyotit minerallerinin Fe içeriğinin arttığı şeklinde yorumlanabilir. Benzer şekilde ~ 350 cm⁻¹'de granitten siyenite doğru belirginleşen bir pikin gözlenmekte olup söz konusu pikte kristalin Mg içeriğiyle ilişkilidir. Şiddeti çok yüksek olmamakla beraber granitten siyenite biyotitlerin Mg içeriğinde nispi bir artış olduğu söylenebilmektedir. Buna göre incelenen felsik kayalarda granit ve granodiyorit bileşimli kayaların filogopit (Fe <0.33);

kuvars monzonit ve siyenitlerin ise biyotit ($Fe > 0.33$) içerdiği belirlenmiştir (Şekil 5.6). Tespit edilen iki mika türü, bu minerallerin farklı kökenlerden gelme ihtimalini işaret etmektedir.



Şekil 5.6 Felsik kayalardan seçilen biyotit kristallerinin karşılaştırmalı Raman spektrumları (Flogopit ve biyotite ait referans pikler Wang (2020)'den alınmıştır)

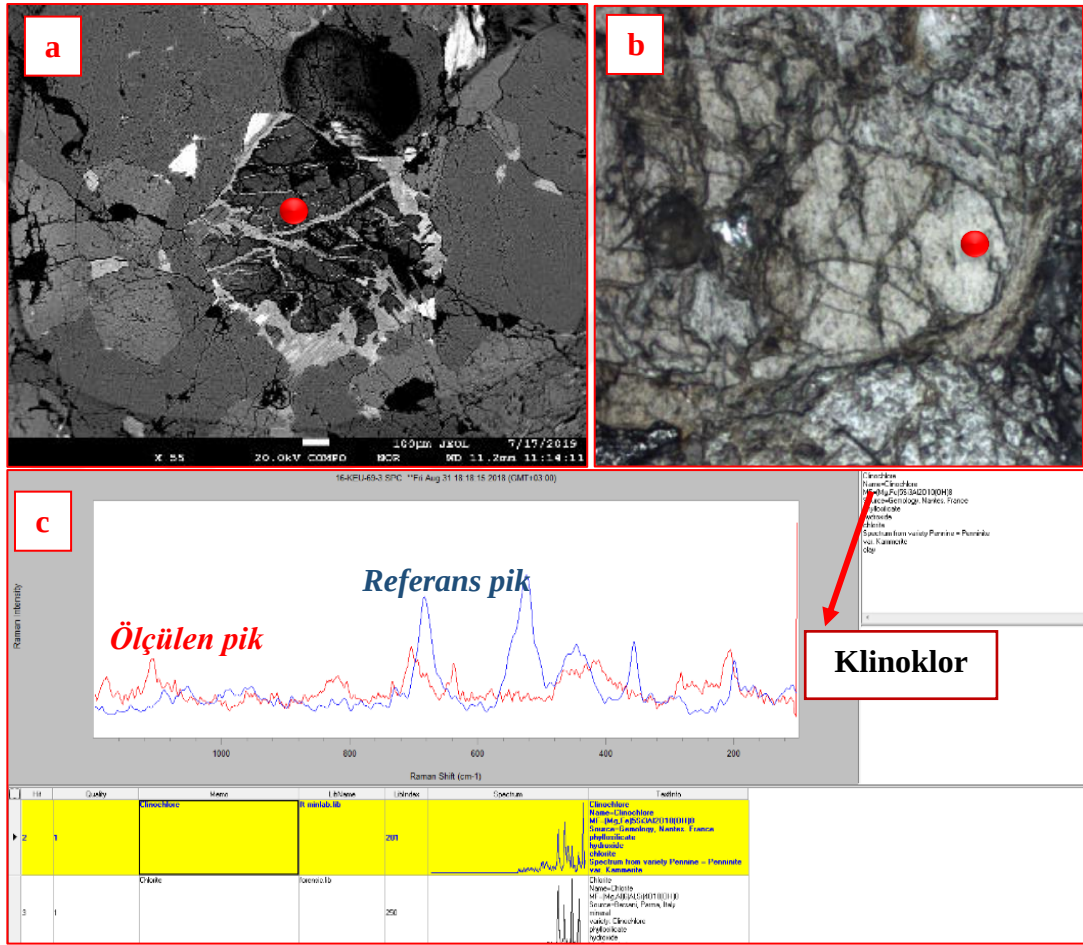
İncelemelerde mafik kayaların sadece biyotit ($Fe > 0.33$) içerdiği belirlenmiştir (Şekil 5.7). Aynı tür kristallerin farklı örneklerdeki raman kaymalarında farklılıklar söz konusu olup bunlarında magmanın diferansiyasyonundan kaynaklı olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 5.7 Mafik kayalardan seçilen biyotit kristallerinin karşılaştırmalı Raman spektrumları (Flogopit ve biyotite ait referans pikler Wang (2020)'den alınmıştır)

5.3 Granat

Siyenogranitler içinde gözlenen granatlar ince taneli, yarı özşekilli, yuvarlağımsı, izotrop gözlenmekte olup bol kırık ve çatlaklıdır (Şekil 5.8a ve b). Belirgin şekilden bozunma gözlenmektedir. Söz konusu kristallerden tür tespiti için KRS incelemeleri yapılmış, sadece mevcut bozunma sonucu gelişen klorit (klinoklor) tayini yapılabilmektedir (Şekil 5.8c).



Şekil 5.8 Siyenogranit içinde gözlenen ve KRS incelemesi yapılan granata ait a) BSE görüntüsü, b) Raman görüntüsü, c) Raman spektrumunun referans pik ile karşılaştırılması

6. MİNERAL KİMYASI

Petrografik özelliklerine göre inceleme alanında yer alan Geç Kretase yaşlı intrüzif kaya türlerinden seçilen 12 adet örnekten kantitatif mineral kimyası analizleri yapılmıştır. Kayacı oluşturan minerallerin kimyasına göre tür tayini ve sıcaklık-basınç hesaplamaları için granit (iki adet), granodiyorit (iki adet), monzonit (iki adet), siyenit (iki adet) ve mafik kaya (dört adet) örneklerinden EPMA ile detaylı mineral kimyası analizleri yapılmıştır. Analizler yürütülürken; mümkün olduğunca özşekilli-yarı özşekilli, temiz yüzeyle mineraller seçilmeye çalışılmış ve kristal içeriğindeki kapanımlar mümkün olduğunca analiz hattı dışında tutulmaya çalışılmıştır. Seçili kristallerde çeperden çepere çok sayıda noktasal analiz yapılmış ve analiz sonuçları EK-4’de verilmiştir.

6.1 Feldispat Mineral Kimyası

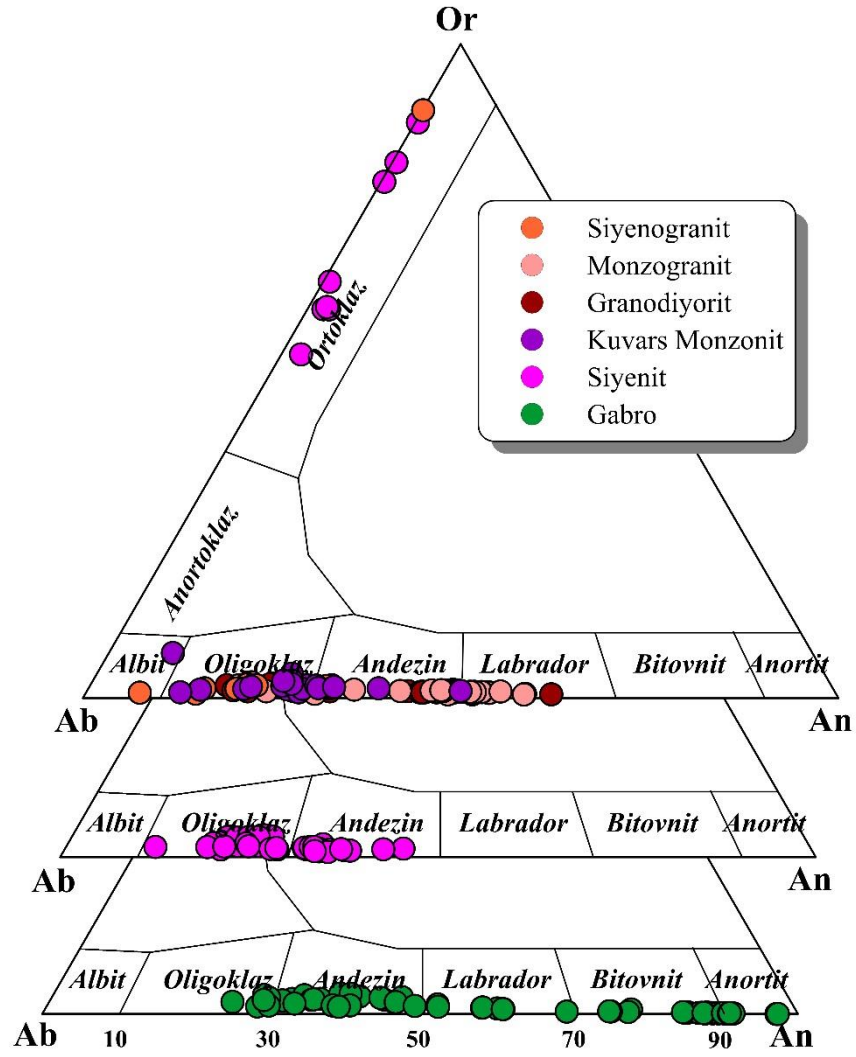
İnceleme alanında yer alan kayalarda feldispat mineralleri kendi içinde değişen oranlarda tüm kaya türleri içinde bulunmaktadır. Plajiyoklaz kristalleri; yarı özşekilli kristaller halinde, yer yer belirgin zonlu dokulu olarak gözlenmektedir. Ortoklaz kristalleri genel olarak özşekilsiz, yer yer yarı özşekilli olarak izlenmektedir. İri-orta kristalli feldispatlarda poikilitik doku ve ince kristalli mineral kapanımlar gözlenmektedir.

Çeperden çepere doğrusal hat boyunca yapılan seri ölçümlerde veri kontrolü yapılarak ana oksit toplamı 100 ± 1 olan örnekler seçilmiştir. Buna göre felsik intrüzif kayalarda gözlenen plajiyoklazların SiO_2 içeriği; siyenogranitlerde %52.14-63.40, monzogranitlerde %52-60.37, granodiyoritlerde %50.67-62.48, kuvars monzonitlerde %54.37-64.81, siyenitlerde %59.74-62.22 aralığında; Al_2O_3 içeriği siyenogranitlerde %22.90-30.65, monzogranitlerde %23.57-31.52, granodiyoritlerde %22.45-32.12, kuvars monzonitlerde %20.63-28.18, siyenitlerde %22.07-24.09 aralığında, CaO içeriği siyenogranitlerde %3.34-12.24, monzogranitlerde %5.32-12.28, granodiyoritlerde %4.11-12.75, kuvars monzonitlerde %1.90-10.51, siyenitlerde %4.38-6.05 aralığında; Na_2O içeriği siyenogranitlerde %4.78-10.70, monzogranitlerde %4.83-9.31, granodiyoritlerde %4.30-10.08, kuvars monzonitlerde %5.81-11.67, siyenitlerde %8.67 - 9.89 aralığında; K_2O içeriği siyenogranitlerde %0.12-0.45, monzogranitlerde %0.09-

0.24, granodiyoritlerde %0.10-0.41, kuvars monzonitlerde %0.16-1.30, siyenitlerde %0.15-0.63 aralığında değişim sergilemektedir. Mafik intrüzif kayalarda gözlenen plajiyoklazların SiO_2 içeriği; %46.77-61.22 aralığında, Al_2O_3 içeriği %23.13-34.56, CaO içeriği %5.45-15.49 aralığında; Na_2O içeriği %4.40-9.18 arasında ve K_2O içeriği ise %0.05-0.56 aralığında değişim sergilemektedir (EK-4A).

Ana oksit değerleri anyon sayısı 32 alınarak stokiyometrik hesaplamalar yapılmış, her bir noktanın içerdiği katyon sayıları (apfu) ve minerali oluşturan Anortit (An)-Albit (Ab)-Ortoklaz (Or) uç üyeleri hesaplanmıştır. Elde edilen uç üyeler An-Or-Ab üçgen diyagramına aktarılmıştır (Şekil 6.1). Felsik intrüzif kayalarda; siyenogranitin $\text{An}_{31-7}\text{Ab}_{92-66}\text{Or}_{2.4-0.7}$ monzogranitin $\text{An}_{58-19}\text{Ab}_{78-41}\text{Or}_{2-0.5}$, granodiyoritin ise $\text{An}_{62-18}\text{Ab}_{80-38}\text{Or}_{2.20-0.6}$ kompozisyonlarıyla oligoklaz-labrador bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Kuvars monzonit bileşimli kayaların plajiyoklaz kompozisyonları; $\text{An}_{49-8}\text{Ab}_{87-49}\text{Or}_{7-1}$ bileşimiyle oligoklaz-andezin türü belirlenmiştir. Ayrıca bazı kristallerde olası Na metasomatizması etkisiyle Ab uç üyesinde nispi artışa bağlı gelişmiş albit türü plajiyoklazlar gözlenmiştir. Siyenitlerin içeriğindeki plajiyoklaz kompozisyonları; $\text{An}_{26-19}\text{Ab}_{78-70}\text{Or}_{1-3}$ bileşimiyle oligoklaz-labrador türlerinde gözlenmektedir. Mafik intrüzif kayaların içerdiği plajiyoklazların $\text{An}_{60-24}\text{Ab}_{74-38}\text{Or}_{2-0.7}$ (15-DE-129) ve $\text{An}_{52-28}\text{Ab}_{69-47}\text{Or}_{1-3}$ (15-DE-133) kompozisyonlarının labrador-bitovnit aralığında dağıldığı gözlenmektedir. Gabroların bir kısmında ise $\text{An}_{97-84}\text{Ab}_{15-3}\text{Or}_{0.2-1}$ (15-DE-125) kompozisyonuyla genel olarak bitovnit-anortit türü plajiyoklazlar gözlenirken olasılıkla magma karışımına bağlı olarak nispi Ab artışları söz konusu olup mafik kayalardaki bir kısım plajiyoklaz kristallerini oligoklaz, andezin türünde görmek mümkündür.

İnceleme alanında yer alan kuvars monzonit ve siyenit türü kayalarda gözlenen K'lu feldispatların ortoklaz bileşimli olduğu belirlenmiştir.



Şekil 6.1 İnceleme alanında yer alan kaya gruplarına ait feldispatların An-Or-Ab diyagramında dağılımı (Deer vd. 1963)

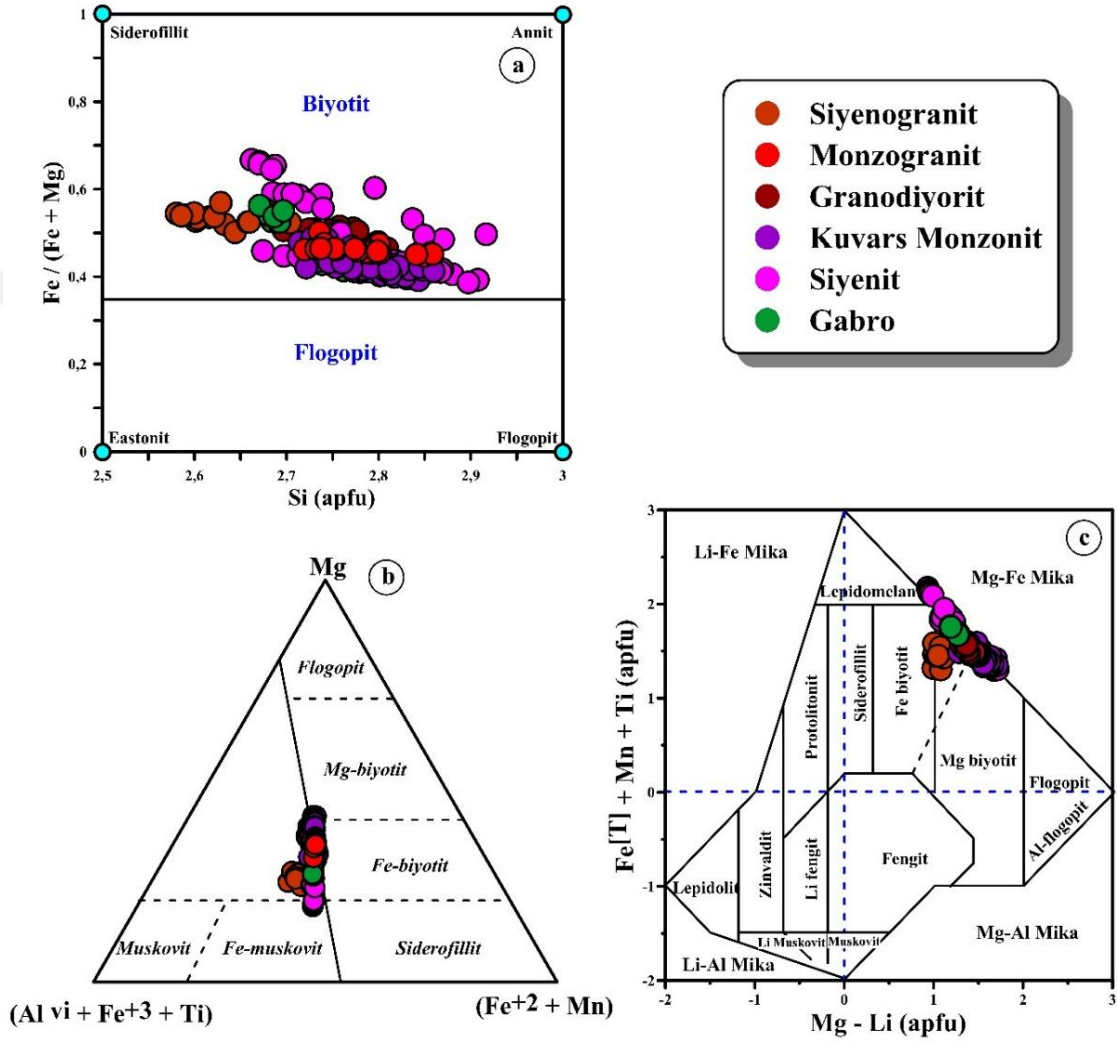
6.2 Biyotit Mineral Kimyası

Biyotitler; inceleme alanındaki tüm gruplar içinde yaygın olarak gözlenen sulu ferromagnezyen minerallerdir. Değişen kristal boyundaki biyotit mineralleri; yarı özşekilli-özşekilli formlarda gözlenmektedir. Felsik kaya grupları ve gabrolardan seçilen biyotit kristallerinden çeperden çepere doğrusal hat boyunca seri ölçüm yapılmıştır. Elde edilen verilerin kontrolü yapılarak ana oksit toplamı %95-97 arasında olan örnekler seçilmiştir.

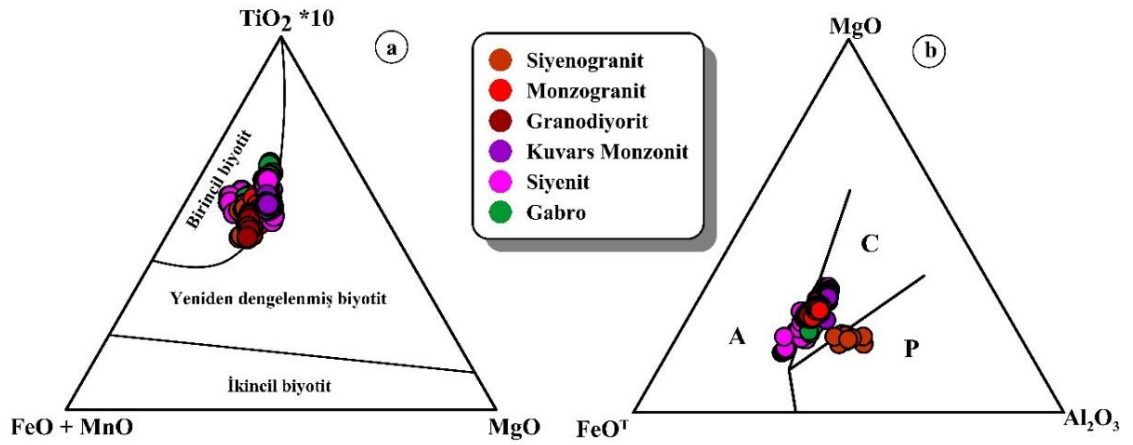
İnceleme alanındaki kaya türlerine göre biyotitlerin SiO₂ içeriği siyenogranitlerde %34.25-46.96, monzogranitlerde %36.10-37.95; granodiyoritlerde %35.79-37.16, kuvars monzonitlerde %35.33-37.96, siyenitlerde %33.16-38.60, gabrolarda ise %34.66-37.60 arasındadır. TiO₂ içeriği siyenogranitlerde %0-3.68, monzogranitlerde %3.32-4.30; granodiyoritlerde %2.91-3.75, kuvars monzonitlerde %3.69-4.38, siyenitlerde %3.33-5.34, gabrolarda %3.92-6.12 arasında değişmektedir. Al₂O₃ içeriği siyenogranitlerde %17.25-34.94, monzogranitlerde %12.53-13.65, granodiyoritlerde %12.25-13.99, kuvars monzonitlerde %12.88-15.11, siyenitlerde %11.30-14.66, gabrolarda ise %12.70-14.91 arasındadır. FeO içeriği granitlerde %3-21.02, monzogranitlerde %19.40-20.81, granodiyoritlerde %20.48-22.11; kuvars monzonitlerde %17.16-20.80, siyenitlerde %16.94-27.94, gabrolarda %17.42-23.72 arasında değişim göstermektedir. MgO içeriği granitlerde %2.11-10.05, monzogranitlerde %11.57-13.44, granodiyoritlerde %11.58-12.48; kuvars monzonitlerde %11.56-15.21, siyenitlerde %7.79-15.27, gabrolarda ise %10.34-14.13 arasındadır. Na₂O içeriği granitlerde %0.11-0.46, monzogranitlerde %0.09-0.27, granodiyoritlerde %0.13-0.29, kuvars monzonitlerde %0.09-0.18, siyenitlerde %0.07-0.30, gabrolarda %0.17-0.49 arasında değişim sergilemektedir. K₂O içeriği granitlerde %7.53- 9.89, monzogranitlerde 8.54-9.71, granodiyoritlerde %6.03-9.47, kuvars monzonitlerde %8.40-9.70, siyenitlerde %8.53-9.67, gabrolarda %8.88-9.65 arasında değişim göstermektedir. MnO içeriği granitlerde %0.05-1.01, monzogranitlerde %0.37-0.49, granodiyoritlerde %0.32-0.46; kuvars monzonitlerde %0.37-0.56, siyenitlerde %0.16-0.46, gabrolarda ise %0.05-0.24 arasında değişim göstermektedir (EK-4B).

Elde edilen anaoksit değerleri ve anyon sayısı 22 alınarak stokiyometrik hesaplamalar yapılmış, her bir noktanın içerdiği katyon sayıları (apfu) belirlenerek çeşitli kimyasal sınıflama diyagramlarına aktarılmıştır (Şekil 6.2). İncelenen örnekler Rieder vd. (1998) tarafından kahverenkli mikalar için önerilen sınıflama diyagramında biyotit alanına düşmektedir (Şekil 6.2a). Söz konusu biyotitler Mg-(Al^{VI}+Fe⁺³+Ti)-(Fe⁺²+Mn) üçgen diyagramında arasında Mg-Fe biyotit alanında (Foster, 1960), Tichendorf vd. (1997) tarafından önerilen sınıflama diyagramında da benzer şekilde Mg-biyotit ile Fe-biyotit arasında dağılım sergilemektedir (Şekil 6.2 b-c).

Si (apfu)= 3.53-2.58, Mg/(Mg+Fe) = 0.61-0.33, Al^T=3.10-1.02 arasında değişim gösteren biyotit kristalleri oluşum olarak birincil biyotit alanında (Şekil 6.3a) yer alan biyotitlerin büyük bölümü Speer (1987) tarafından önerilen “kalkalkalen orojenik bölgeler” de oluşan biyotitler alanına düşmektedir (Şekil 6.3b).



Şekil 6.2 İnceleme alanında yer alan kaya gruplarına ait biyotitlerin; a) Rieder vd. (1998) tarafından önerilen Fe/(Fe+Mg) karşı Si (apfu) sınıflama diyagramında, b) Mg-(Al^{VI}+Fe³⁺+Ti)-(Fe²⁺+Mn) üçgen diyagramında (Foster 1960), c) Biyotitlerin Mg-Li karşı FeT+Mn+Ti (apfu) sınıflama diyagramında (Tischendorf vd. 1997) dağılımı



Şekil 6.3 İnceleme alanında yer alan kaya gruplarına ait biyotitlerin; a) $(\text{TiO}_2 \cdot 10)$ -($\text{FeO} + \text{MnO}$)- MgO üçgen diyagramında (Nachit vd. 2005) dağılımı, b) orojenik konuma göre dağılımı (Speer 1987) (A: anorjenik alkalin bölgeler, C: kalkalkalin orojenik bölgeler, P: peralüminalı (S tipi) bölgeler)

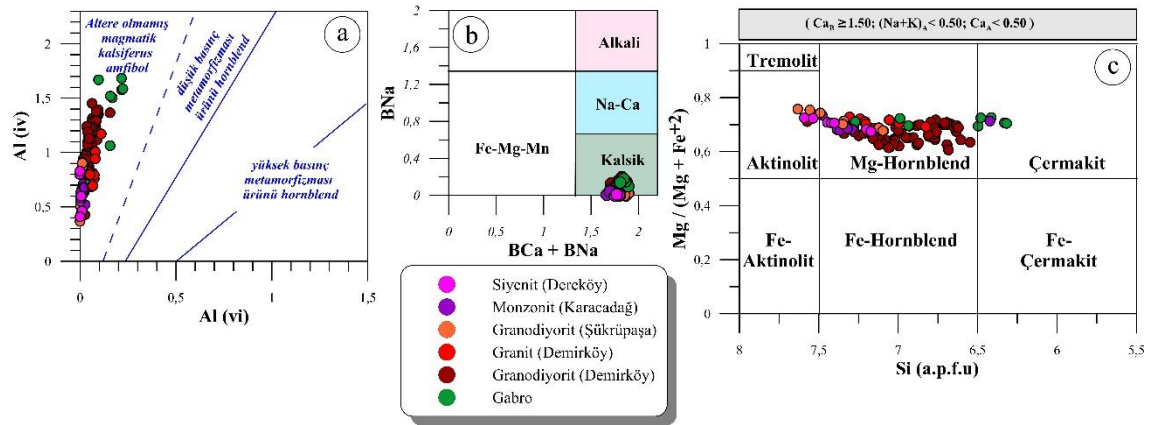
6.3 Amfibol Mineral Kimyası

Derinlerde kristalleşen, sulu, çift zincir silikat minerali olan amfiboller; inceleme alanındaki tüm gruplar içinde en yaygın gözlenen mafik mineraldir. Değişen kristal boyundaki amfibol mineralleri; yarı özşekilli-özşekilli olup kısmen iri kristalli olanları poikilitik dokulu olarak gözlenmektedir. Genel anlamda homojen yapı sergilemektedir. Felsik kaya grupları ve gabrolardan seçilen amfibol kristallerinden çeperden çepere doğrusal hat boyunca seri ölçüm yapılmıştır. Elde edilen verilerin kontrolü yapılarak ana oksit toplamı %97-98 arasında olan örnekler seçilmiştir.

Bu amfibollerin SiO_2 içeriği monzogranitlerde %46.84-50.97, granodiyoritlerde %43.59-52.39, kuvars monzonitlerde %48.24-53.17, siyenitlerde %48.49-52.86, gabrolarda %43.41-50.70; TiO_2 içeriği monzogranitlerde %0.55-1.35, granodiyoritlerde %0.24-1.86, kuvars monzonitlerde %0.18- 0.94, siyenitlerde %0.28-1.09, gabrolarda %0.19-2.18; Al_2O_3 içeriği monzogranitlerde %4.41-7.47, granodiyoritlerde %2.66-8.89 kuvars monzonitlerde %2.20-5.32, siyenitlerde %1.67-4.84, gabrolarda %1.27-11.07; FeO^T içeriği monzogranitlerde %14.26-15.97, granodiyoritlerde %13.84-18.97, kuvars monzonitlerde %11.48-14.82, siyenitlerde %9.25-14.18, gabrolarda %10.77-16.42; MnO içeriği monzogranitlerde %0.69-0.83, granodiyoritlerde %0.28-0.82, kuvars

monzonitlerde %0.53-1.25, siyenitlerde %0.28-0.68, gabrolarda 0.30-0.43; MgO içeriği monzogranitlerde %13.17-15.35, granodiyoritlerde %11.72-15.72, kuvars monzonitlerde %14.54-17.34, siyenitlerde %10.46-16.85, gabrolarda %12.84-14.56; CaO içeriği monzogranitlerde %10.51-10.99, granodiyoritlerde %10.11-11.41, kuvars monzonitlerde %10.54-12.04, siyenitlerde %11.28-22.19, gabrolarda %10.87-19.25; Na₂O içeriği monzogranitlerde %0.74-1.42, granodiyoritlerde %0.43-1.70, kuvars monzonitlerde %0.53-1.29, siyenitlerde %0.66-1.49, gabrolarda %0.48-1.84; K₂O içeriği monzogranitlerde %0.29-0.44, granodiyoritlerde %0.14-0.64, kuvars monzonitlerde %0.12- 0.53, siyenitlerde %0.01-0.51, gabrolarda %0-0.65 aralığında değişim göstermektedir (EK-4C).

Elde edilen anaoksit değerlerine göre anyon sayısı 23 alınarak stokiometrik hesaplamalar yapılarak her bir noktanın içerdiği katyon sayıları (apfu) belirlenmiştir. Analiz sonuçları Leake (1997) göre hesaplanarak uç üyeler belirlenmiştir. Al^{vi} karşı Al^{iv} değişim diyagramında tüm değerler; altere olmamış kalsiferous magmatik amfibol alanına düşmektedir (Şekil 6.4a).



Şekil 6.4 İnceleme alanında yer alan kaya gruplarına ait amfibollerin; a) Al^{iv} karşı Al^{vi} değişimi (Fleet ve Barnett 1978), b) BNa karşı BNa + BCa değişimi ve c) Mg/(Mg+Fe⁺²) karşı Si (apfu) diyagramında kristallerin tür adlaması (Leake vd. 1997)

(Ca + Na)_B değerlerinin 1'den büyük olduğu noktaların BCa+BNa karşı BNa değişim diyagramındaki dağılımına göre örneklerin tamamı kalsik bileşimlidir (Şekil 6.4b). Ca_B'nin 1.50 büyük, (Na+K)_A ve Ca_A değerlerinin 0.50'den küçük olan noktaların

Mg/(Mg+Fe⁺²) karşı Si (a.p.f.u) değişim diyagramında dağılımı bunların büyük bölümünün Mg-hornblend alanına düştüğünü göstermektedir (Şekil 6.4c). Söz konusu diyagramda az oranda noktanın aktinolit ve çermakit sınırında yer almaktadır.

6.4 Piroksen Mineral Kimyası

Piroksen grubu mineraller; felsik grup içinde kuvars monzonit ve siyenitlerde mafik grup içinde diyorit ve gabro bileşimli kayalar içinde gözlenmektedir. Genellikle orta taneli, yarı özşekilli kristaller halinde gözlenmekte olup bazı kristalleri zonlu dokuya sahiptir. Kısmen iri kristalli bazı piroksenler poikilitik dokulu olup, çok ince-ince kristalli Fe-Ti oksit kapanımlarının yanı sıra bazı bölümlerde yamalar halinde amfibole dönüşümler (magmasal uralitleşme) gözlenmektedir.

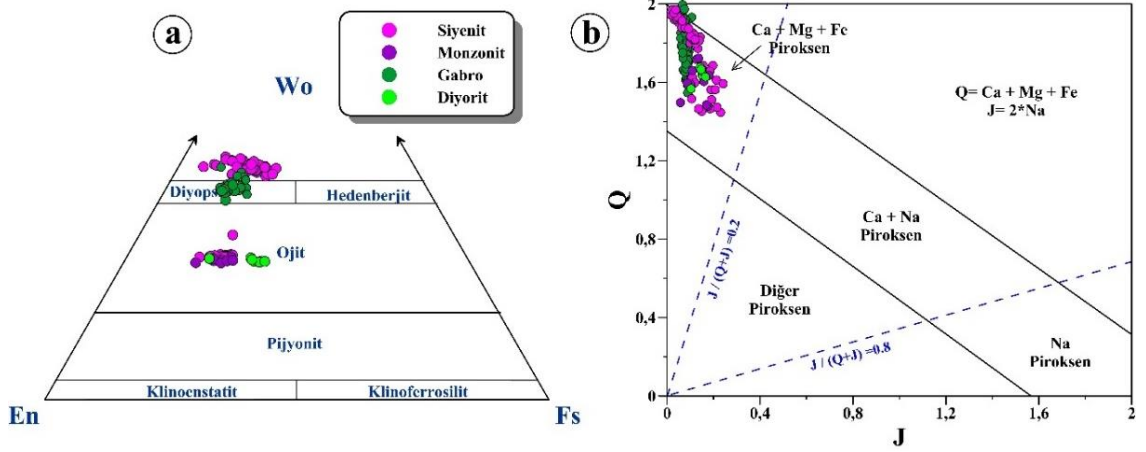
Felsik ve mafik kaya gruplarından seçilen piroksen kristallerinden çeperden çepere doğrusal hat boyunca seri ölçüm yapılmıştır (EK-4D). Elde edilen verilerin kontrolü yapılarak ana oksit toplamı %100±1 olan örnekler seçilmiştir.

Piroksenlerin SiO₂ içeriği kuvars monzonitlerde %50.86-57.29, siyenitlerde %48.89-55.20, diyoritlerde %47.98-51.95, gabrolarda %50.25-54.26; TiO₂ içeriği kuvars monzonitlerde %0.13-0.86, siyenitlerde %0-1.07, diyoritlerde %0.23-0.98, gabrolarda %0.04-1.06; Al₂O₃ içeriği kuvars monzonitlerde %1.28-4.80, siyenitlerde %0.25-5.58, diyoritlerde %1.15-6.77, gabrolarda %0.47-5.50; Cr₂O₃ içeriği kuvars monzonitlerde %0-0.01, siyenitlerde %0-0.12, diyoritlerde %0-0.01, gabrolarda %0-0.74; FeO içeriği kuvars monzonitlerde %11.05-14.42, siyenitlerde %6.13-14.55, diyoritlerde %11.18-18.10, gabrolarda %9.16-13; MnO içeriği kuvars monzonitlerde %0.81-0.95, siyenitlerde %0.12-0.70, diyoritlerde %0.30-0.39, gabrolarda %0.18-0.61; MgO içeriği kuvars monzonitlerde %15.05-18.42, siyenitlerde %9.62-17.95, diyoritlerde %13.12-13.99, gabrolarda %12.01-16.22; CaO içeriği kuvars monzonitlerde %10.81-11.40, siyenitlerde %11.40-23.93, diyoritlerde %10.71-20.22, gabrolarda %17.35-21.41; Na₂O içeriği kuvars monzonitlerde %0.39-1.24, siyenitlerde %0.13-1.35, diyoritlerde %0.37-1.12, gabrolarda

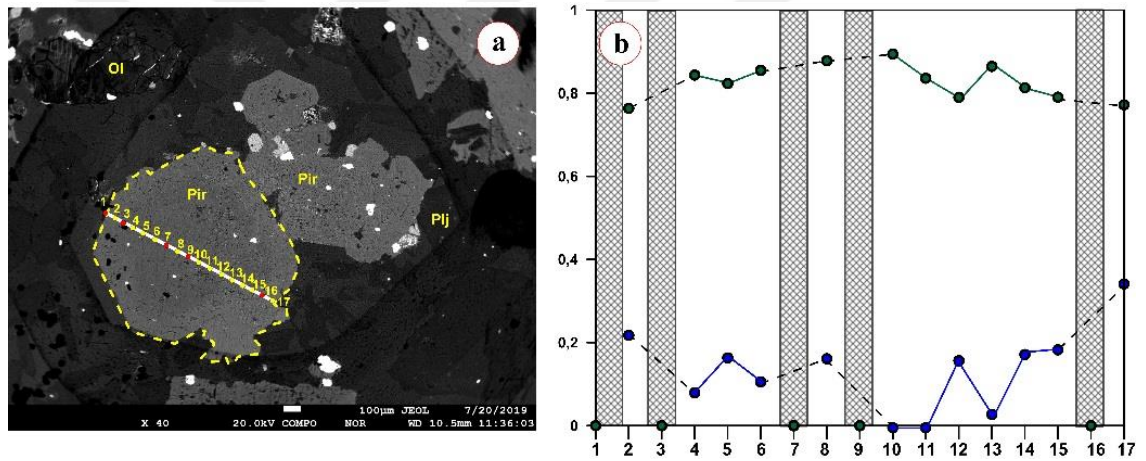
%0.40-0.73; K₂O içeriği kuvars monzonitlerde %0.11-0.45, siyenitlerde %0-0.64, diyoritlerde %0-0.64, gabrolarda %0-0.17 değerleri arasında değişmektedir (EK-4D).

Ana oksit değerleri anyon sayısı 6 alınarak stokiyometrik hesaplamalar yapılmış her bir noktanın içerdiği katyon sayıları (apfu) ve minerali oluşturan vollastonit (Wo)-enstatit (En)-ferrosillit (Fs) uç üyeler hesaplanmıştır. Morimoto (1988) tarafından piroksenlerin uç üyelerine göre sınıflamasında incelenen piroksenlerin ojit- diyopsit bileşiminde olduğu belirlenmiştir (Şekil 6.5a). Gabro ve siyenitlerin içerdiği piroksenlerin büyük bölümünün bileşimi ojit-diyopsit geçişini yansıtırken, monzonit, diyorit ve bir kısım siyenite ait piroksenler ojit bileşimli olarak gözlenmektedir. İncelenen örnekler kalsik bileşimli olup, Ca-Fe-Mg piroksenler olduğu gözlenmiştir (Şekil 6.5b). Siyenitler içinde incelenen yarı özşekilli, orta-iri taneli piroksen kristallerinde, Wo₄₉₋₃₁En₄₆₋₂₉Fs₂₄₋₁₀ (15-DE-104) ve Wo₂₆₋₂₅En₅₄₋₄₇Fs₂₅₋₁₉ (16-KEU-94) bileşimleriyle diyopsit ve ojit türü belirlenmiştir. Monzonitlerdeki (16-KEU-49) yarı özşekilli, orta-iri kristalli piroksenler ise Wo₂₅₋₂₄En₅₅₋₄₈Fs₂₅₋₁₉ bileşimli olup kristaller genel olarak ojit türüdür. Diyoritlerde yarı özşekilli, ince-orta kristalli piroksenlerin Wo₂₅₋₂₄En₄₄₋₄₂Fs₃₀₋₂₉ (16-KEU-125) bileşimli ve ojit türü olduğu belirlenmiştir. Gabro bileşimli kayaların (15-DE-129 ve 15-DE-133) içerdiği yarı özşekilli, orta-iri kristalli piroksenler Wo₄₆₋₄₀En₄₂₋₃₆Fs₂₁₋₁₃ (15-DE-129) ve Wo₄₃₋₃₆En₄₆₋₁₉Fs₃₉₋₁₄ (15-DE-133) bileşimli olup genel olarak ojit türüdür. Diyorit porfir bileşimli örneğin (15-DE-128) piroksenlerin ojit türünde ve Wo₃₄₋₂₅En₅₁₋₃₉Fs₃₁₋₂₂ bileşimli olduğu belirlenmiştir.

Piroksen kristallerinin bir kısmında çeperden çepere yapılan ölçümlerde zayıf normal zonlanma dikkat çekmektedir. Söz konusu kristallerin çeperinde Fe, Mg katyonları çekirdeğe nazaran daha düşük değer sergilemektedir (Şekil 6.6). Kristalleşme sürecinde diferansiyasyona bağlı olarak kristalin çekirdeği Fe, Mg açısından zengindir Sürecin devamında gerek demir, magnezyum gibi yüksek sıcaklık elementlerin tüketilmesi, gerekse sıcaklıktaki azalma kristalin çeperine doğru Fe, Mg oranının azalmasına ve dolayısıyla normal zonlu doku gelişmesine yol açmaktadır.



Şekil 6.5 Çalışma alanında incelenen kaya grupları içinden yapılan piroksen mineral kimyası sonuçlarının; a) Wo-En-Fs diyagramındaki konumu (Morimoto 1988), b) Q-J diyagramındaki dağılımı ($Q = Ca + Mg + Fe^{+2}$, $J = 2Na$, Morimoto 1988)



Şekil 6.6 İncelenen piroksenlerde gözlenen zayıf zonlanma ve Fe, Mg değişimi; a) BSE görüntüsü, b) çeperden çepere Mg-Fe değişim profilleri (BSE görüntüsünde sarı noktalar ölçüm alınan noktaları, siyah kesikli çizgi olası geçiş, BSE görüntüsünde kırmızı noktalar ve siyah barlar ise güvenilir sonuç alınamayan noktaları göstermektedir).

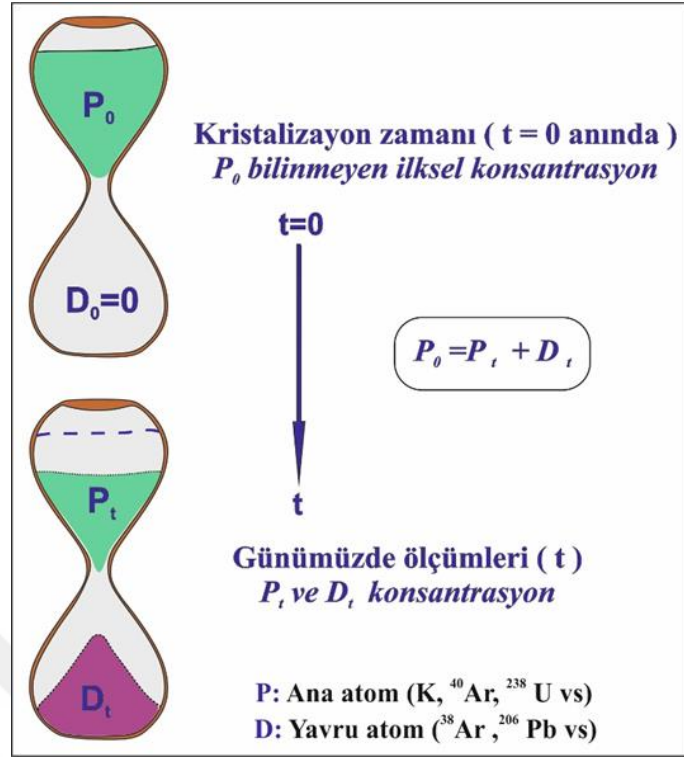
7. JEOKRONOLOJİ

İnceleme alanında yer alan intrüzif kaya gruplarının zamansal - mekânsal dağılımlarının belirlenebilmesi amacıyla jeokronolojik analizlere başvurulmuştur. Yeterli zirkon içeriğine sahip kayalardan U-Th-Pb yöntemiyle zirkon kristalizasyon yaşı belirlenirken, zirkon içeriği düşük kayalarda hornblend üzerinde Ar-Ar yöntemiyle soğuma yaşının belirlenmesi amaçlanmıştır.

Jeokronolojinin temeli; kapalı bir sistem içindeki duraysız radyoaktif elementlerin zamanla radyoaktif olarak bozunarak, daha sonra yeni duraylı radyojenik izotopları oluşturmaları esasına dayanmaktadır. Yaşlandırmada faydalanılan radyoaktif bozunmalar; (1) radyoaktif çekirdekten iki elektron ve iki protonun atıldığı (^4He atomu) α bozunması, (2) kararsız çekirdekteki bir nötrönnün, proton ve elektronlarca parçalanmasıyla oluşan β^- bozunması, (3) çekirdekten bir adet + yüklü partikül pozitron atılmasıyla oluşan β^+ bozunması, (4) çekirdeğe en yakın orbitaldeki elektronun, çekirdek tarafından yakalanıp bir proton ile birleşerek bir nötrona dönüştüğü elektron yakalaması olarak başlıca dört şekilde meydana gelmektedir.

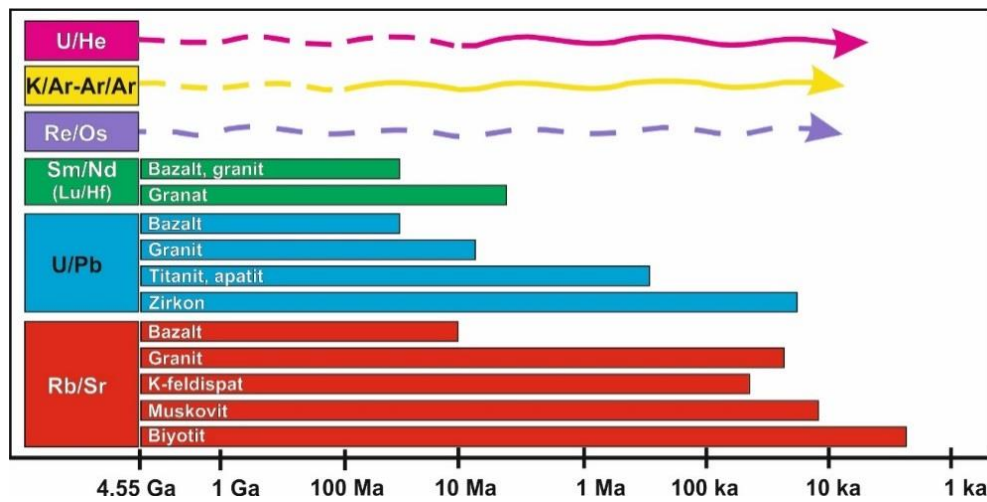
Yaşlandırma yöntemlerinin genel prensibi yaşı ölçülen mineralin kapalı sisteme geçtiği anda yapısına bulunan radyoaktif izotop konsantrasyonunun (P_0), radyoaktif izotopun belli bir süre sonra parçalanması sonrasında sistemde arta kalan radyoaktif izotop konsantrasyonu (P_t) ile 0 anında sistemde olmadığı kabul edilen ve yalnızca radyoaktif izotopun parçalanması sonucu oluşan radyojenik yavru izotopların konsantrasyonunun (D_t) toplamına eşitliği esasın daynamaktadır (Şekil 7.1).

Kapalı sistemde meydana gelen radyoaktif bozunmalar sonucu sistem bir sebeple yeni radyojenik yavru izotop girişine kapalı hale gelmişse bu izotopik kronometrenin sıfırlandığını işaret etmektedir. Mineral yaşlandırmalarında; kullanılan mineralin kapanım sıcaklığına bağlı (özellikle düşük kapanım sıcaklığına sahip hornblend, biyotit, muskovit, K-feldispat gibi minerallerde) olarak ikincil jeolojik süreçlerin etkisiyle izotopik kronometrenin sıfırlanması sık rastlanılan bir durumdur.



Şekil 7.1 Jeokronolojik yaşlandırmalarda radyoaktif ve radyojenik izotopların evrimi (P_0 , P_t ;))

Temel olarak bu prensipler üzerinden geliştirilen jeokronolojik çalışmalarda kaya türüne ve kullanım amacına göre uygun yöntemi seçmek önemlidir. Her yöntemin uygulandığı kaya türleri ve yaş aralıkları söz konusudur (Şekil 7. 2).



Şekil 7.2 Jeokronolojik yaşlandırmalarda kullanılan yöntem-materyaller ve kullanılabildiği yaş aralıkları (<https://www.nordwestlabs.com/geochronology> sitesinden değiştirilerek alınmıştır)

7.1 Bölgede Geç Kretase Yaşlı İntüziflerde Yapılmış Yaşlandırmalar

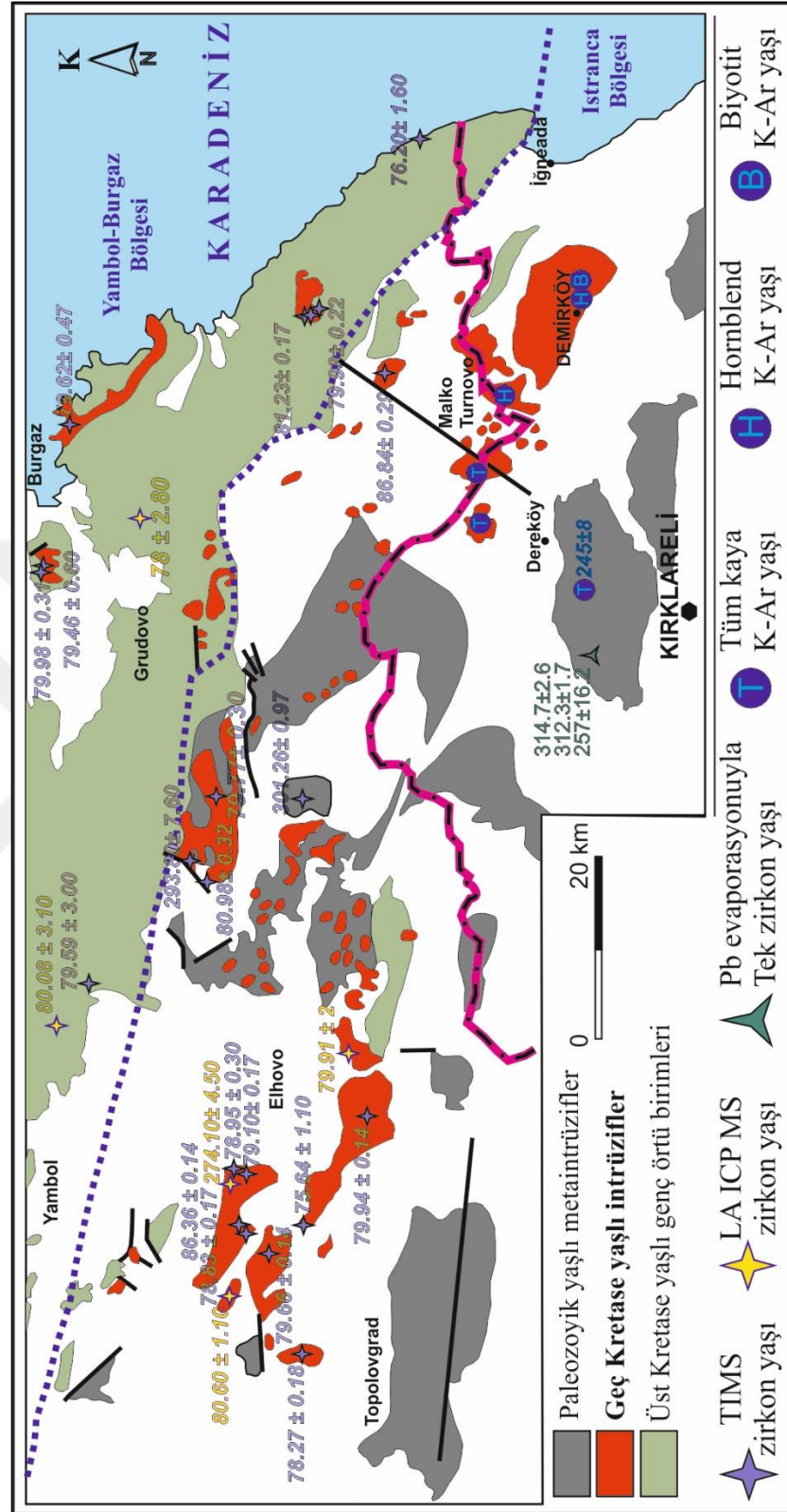
KB Türkiye ve GD Bulgaristanda yüzeylenen Paleozoyik metaintrüzifler ve Geç Kretase yaşlı intrüziflerin yaşını tespit etmeye yönelik muhtelif çalışmalar mevcuttur (Şekil 7.3).

KB Türkiye bölümünde Paleozoyik yaşlı metaintrüziflerde Pb-Pb ve U-Pb yöntemleriyle çok sayıda zirkon analiz edilerek, yaş bulguları elde edilmiştir (Okay vd. 2008, Natalin vd. 2005, 2012, Sunal 2008, Sunal vd. 2006, 2011).

KB Türkiye’de yüzeylenen Geç Kretase yaşlı intrüziflerin kristalizasyon ve soğuma yaşına ilişkin veriler oldukça kısıtlı olup K-Ar ve Ar-Ar yöntemleriyle tüm kaya ve minerallerden elde edilmiş yaş bulguları kullanılmaktadır (Moore vd. 1980, Ohta vd. 1988, Kuşçu vd. 2019, Çizelge 7.1).

Çizelge 7.1 Çalışma alanında öncel çalışmalarda elde edilmiş yaş bulguları (Gra: granit, Grd: granodiyorit, Kdio: kuvars diyorit, Kmnzdio: kuvars monzodiyorit, Mnzdio: monzodiyorit, MnzP: monzonit porfir, TonP: tonalit porfir, bi: biyotit, hbl: hornblend, kfs: K-feldispat, TK: tüm kaya)

Lokasyon	Kaya türü	Analiz yöntemi	Min.	Elde edilen yaş	Referans
Dereköy	Grd	Ar-Ar	hbl	79.01 ± 0.54	Kuşçu vd. 2019
Dereköy	Kdio	Ar-Ar	hbl	81.80 ± 2.10	Kuşçu vd. 2019
Armutveren	Kmnzdio	Ar-Ar	hbl	80.94 ± 0.57	Kuşçu vd. 2019
Şükrüpaşa	Gra	Ar-Ar	kfs	77.64 ± 0.51	Kuşçu vd. 2019
Dereköy-1	TonP	K-Ar	TK	76.70 ± 3.8	Ohta vd. 1988
Dereköy-2	MnzP	K-Ar	TK	70.90 ± 3.5	Ohta vd. 1988
Şükrüpaşa	Mnzdio	K-Ar	hbl	81.70 ± 1.6	Moore vd. 1980
Demirköy-1	Grd	K-Ar	bi	78.30 ± 1.3	Moore vd. 1980
Demirköy-2	Grd	K-Ar	hbl	79.10 ± 2.3	Moore vd. 1980
Demirköy-3	Grd	K-Ar	bi	79.90 ± 2.3	Moore vd. 1980
Demirköy-4	Grd	K-Ar	hbl	80.20 ± 2.4	Moore vd. 1980
Demirköy-5	Grd	K-Ar	bi	84.00 ± 1.6	Moore vd. 1980



Şekil 7.3 KB Türkiye ve Bulgaristan arasında yüzeylenen Geç Kretase ve Paleozoyik yaşlı intrüzyif/metaintrüzyiflerin zamansal ve mekansal dağılımı (Georgiev vd. 2012'den değiştirilmiştir.)

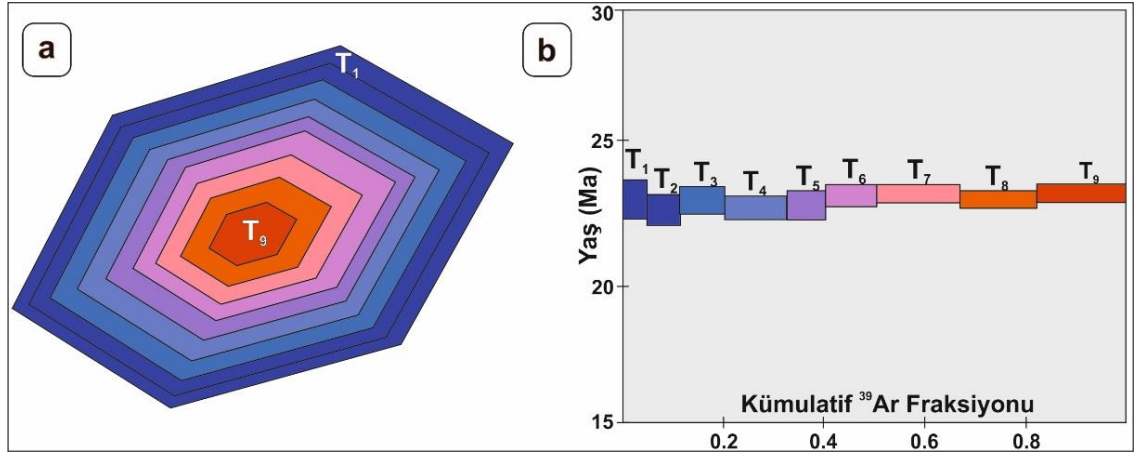
7.2 Jeokronolojik Bulgular

Felsik birimlerde soğuma ve kristalizasyon yaşı sorunsuz olarak belirlenirken mafik birimin temsilcisi gabrolarda zirkon yetersizliği, kaya genelindeki amfibollerde uralitleşmenin yaygın olması gibi nedenlerden dolayı yaşlandırmada birtakım sorunlar meydana gelmiştir. Buna karşın aynı magma kökenli ve aynı süreçlerle oluşmaları nedeniyle diyoritlerden elde edilen veriler mafik birimlere ait yaş olarak kabul edilmiştir.

7.2.1 $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ termokronolojisi

Potasyum içeren herhangi bir mineral, cam, kaya gibi katı malzeme K/Ar ve Ar/Ar yöntemleriyle yaşlandırılabilir. Mineral ve kayaların yaşının belirlenmesinde kullanılan Ar/Ar yaşlandırması, esasen K/Ar yaşlandırmasının bir varyasyonu olup ^{40}K 'nin ^{40}Ar 'a radyoaktif dönüşümü esasına dayanmaktadır (Merrihue ve Turner 1966). K-Ar yönteminden farkı; bu yöntemde ^{40}K yerine nötron ışınlamasıyla yapay olarak oluşturulmuş ^{39}Ar izotopunun ölçülmesi esasına dayanmaktadır (Beckinsale ve Gale 1969; Steiger ve Jäger 1977; Min vd. 2000). Ar/Ar yönteminin araştırma ve uygulamaları 1960'larda başlamış, günümüze değin hala devam etmektedir (Merrihue ve Turner 1966, McDougall ve Harrison 1999, Dickin 2005, Lee 2015, Schaen vd. 2021).

Homojen bir tanenin aşamalı ısıtılması ve bu ısınma sonucu yayılan kümülatif ^{39}Ar 'nın fraksiyonuna karşı oluşturulan ısıtma basamaklarına (T1-T9) göre belirlenen görünen yaş diyagramı yaş spektrumu olarak adlandırılmaktadır (Şekil 7.4; Lee 2015). Her bir ısıtma aşamasına karşılık bir yaş elde edilmektedir ve bu yaşların üç veya daha fazla bitişik adımla tanımlandığı, $^{40}\text{Ar}^*$ 'ın tekdüze bir dağılım gösterdiği hat platoyu oluşturmaktadır (Fleck vd. 1977). Argonun yüksek sıcaklık koşulları altında yayılma kabiliyetinden dolayı plato yaşının yorumlanması önem arz eder (Lee 2015). Yeniden ısıtılmaya maruz kalmamış bir intrüzyonda plato yaşı oluşum yaşını verirken, oluşumu sonrasında yeniden ısıtılarak sistemin yeniden başladığı metamorfik kayada metamorfizma yaşını vermektedir (Lee 2015). Sistemin yeniden başlatılması konusunda önemli olan nokta mineral bazında yürütülen çalışmada mineralin kapanım sıcaklığının bilinmesidir.



Şekil 7.4 Ar Ar analizlerinde: a) Aşamalı ısıtılan homojen hipotetik tane ve b) aşamalı ısıtılma sonucu kümülatif ^{39}Ar salınımı ve oluşan yaş spektrumu (Lee (2015)'den değiştirilmiştir).

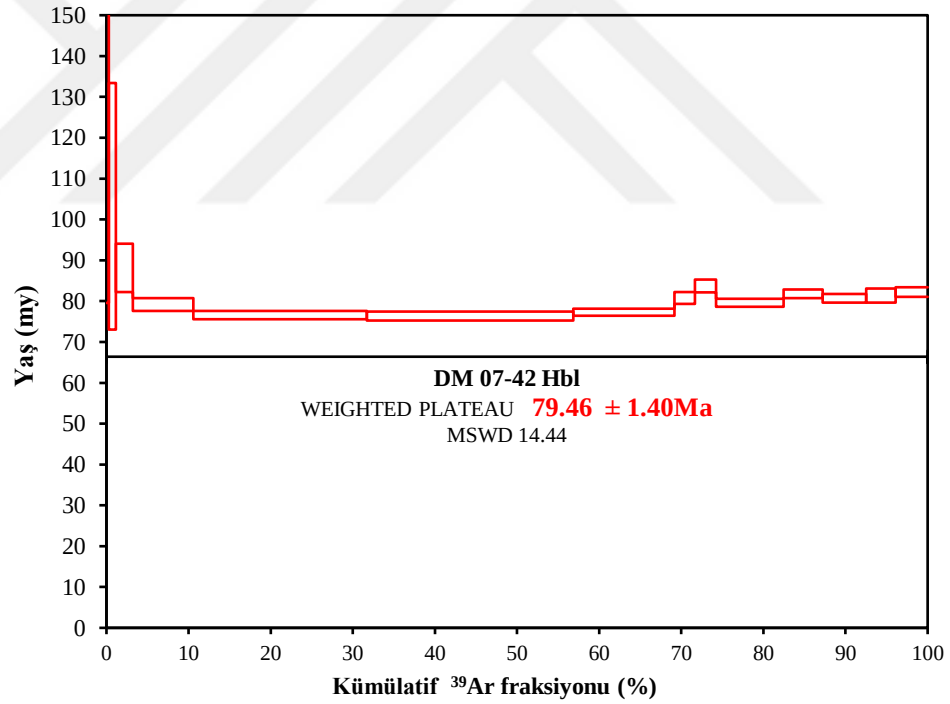
Geç Kretase yaşlı Istranca İnrüziflerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ termokronoloji çalışmaları, felsik intrüzif kayalarda (bir adet granit) ve mafik intrüzif kayalarda (üç adet gabro) hornblend kristalinden yapılmıştır. Örneklerin alındığı lokasyonların dağılımı Şekil 7.5'te verilmiştir.

DM-07-02 numaralı örneğin yaşlandırma analizleri 14 adımda ısıtma ile gerçekleştirilmiştir. Granit örneğinden seçilen hornblend kristalinde sıcaklık artışına bağlı argon salınımları Çizelge 7.2'de verilmiş olup hornblend mineralinden 79.46 ± 1.40 My plato yaşı belirlenmiştir (Şekil 7.6). Elde edilen bu yaş Kampaniyen'e karşılık gelmektedir.

Mafik intrüzif kayalar içinden üç farklı lokasyondan alınann gabro örneğinin (15-DE-43, 16-KEU-44 ve 16-KEU-53) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma analizleri seçilmiş hornblend kristalleri üzerinde yapılmıştır. Yaşlandırma analizleri 15-DE-43 ve 16-KEU-53 14 basamakta, 16-KEU-44 ise 13 adımda ısıtma ile yaş spektrumları elde edilmiştir. Gabro örneklerinden seçilen hornblend kristallerindeki sıcaklık artışına bağlı argon salınımları ve elde edilen yaşlar ise sırasıyla Çizelge 7.3, 7.4 ve 7.5' te verilmiştir.

Çizelge 7.2 DM-07-42 numaralı örnekten seçilen hornblendin basamaklı ısıtma yöntemi uygulanarak elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

DM 07-42 Hbl, weight=7.2mg, J = 0.0025008 ± 0.0000075								
T (°C)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$	$^{40}\text{Ar}^*$	$^{39}\text{Ar}_k$	Yaş (My)	
850 °C	357.0456	1.26141	1.10125	31.759820	8.89	0.29	138.21	±58.63
950 °C	190.09084	3.29507	0.56491	23.488728	12.32	0.85	103.22	±30.19
1000 °C	48.38294	4.25259	0.09757	19.965764	41.12	2.07	88.11	±5.92
1040 °C	23.60849	3.87954	0.02058	17.898095	75.56	7.35	79.18	±1.57
1060 °C	19.45028	3.80483	0.00852	17.296136	88.64	21.14	76.57	±1.01
1070 °C	18.45449	3.93081	0.00536	17.243315	93.12	25.15	76.34	±1.11
1080 °C	18.78767	4.10487	0.00579	17.466751	92.64	12.32	77.31	±1.86
1090 °C	21.32037	3.62501	0.01152	18.262839	85.39	2.51	80.76	±1.43
1120 °C	21.26418	4.80397	0.00943	18.940686	88.71	2.56	83.69	±1.58
1160 °C	19.02829	4.37963	0.00491	17.996730	94.23	8.22	79.61	±1.99
1200 °C	19.60581	4.42207	0.00517	18.503948	94.02	4.77	81.80	±1.08
1250 °C	19.76519	4.44774	0.00656	18.252917	92.00	5.29	80.72	±1.06
1300 °C	21.31703	4.52965	0.01133	18.403454	86.00	3.57	81.37	±1.72
1400 °C	21.09820	4.53666	0.00992	18.602982	87.83	3.92	82.23	±1.19



Şekil 7.6 İncelenen granit örneğinden (DM-07-42) seçilen hornblend kristaline ait $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumu ve plato yaşı.

Çizelge 7.3 15-DE-43 numaralı örnekten seçilen hornblende ait sıcaklık artışına bağlı argon salınımı ve elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

15-DE-43, <i>Amfibol</i> , 41.83 mg, $J = 0.001787 \pm 0.46\%$									
4 amu discrimination = $1.0363 \pm 0.25\%$, $40/39K = 0.0136 \pm 12.80\%$, $36/37Ca = 0.000301 \pm 0.80\%$, $39/37Ca = 0.000831 \pm 0.44\%$									
T (C)	^{37}Ar	^{38}Ar	^{39}Ar	^{40}Ar	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	% ^{39}Ar rlsd	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Yaş (My)	
900	9.742	0.458	4.710	349.943	37.30	2.52	27.48	86.49	0.95
950	3.681	0.273	1.486	67.594	72.60	0.79	27.77	87.40	0.97
990	8.835	0.775	2.591	102.925	74.70	1.38	26.71	84.13	0.76
1020	11.837	0.942	3.620	135.691	76.80	1.93	26.68	84.05	0.79
1040	13.838	1.020	4.175	154.668	79.40	2.23	27.62	86.92	0.61
1060	33.358	2.191	9.112	311.627	82.30	4.87	27.53	86.65	0.53
1080	106.889	6.856	27.853	854.317	89.20	14.91	27.44	86.39	0.51
1090	103.980	6.555	27.766	786.537	93.60	14.86	26.57	83.69	0.47
1100	75.117	4.602	21.627	604.389	95.40	11.57	26.57	83.70	0.49
1110	46.745	2.672	14.506	409.486	96.00	7.76	26.73	84.17	0.51
1120	28.046	1.578	9.454	270.734	97.40	5.06	27.03	85.12	0.51
1130	8.431	0.481	2.752	90.882	93.50	1.47	27.18	85.58	0.88
1180	85.541	5.523	24.062	713.819	90.50	12.88	26.81	84.43	0.49
1400	142.320	7.753	33.030	986.460	93.80	17.68	27.75	87.32	0.49
Cumulative % ^{39}Ar rlsd =					100.0	Total gas age	85.29	0.21	

Çizelge 7.4 16-KEU-44 numaralı örnekten seçilen hornblende ait sıcaklık artışına bağlı argon salınımı ve elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

16-KEU-44, <i>Amfibol</i> , 36.00 mg, $J = 0.001782 \pm 0.39\%$									
4 amu discrimination = $1.0363 \pm 0.25\%$, $40/39K = 0.0136 \pm 12.80\%$, $36/37Ca = 0.000301 \pm 0.80\%$, $39/37Ca = 0.000831 \pm 0.44\%$									
T (C)	^{37}Ar	^{38}Ar	^{39}Ar	^{40}Ar	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	% ^{39}Ar rlsd	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Yaş (My)	
970	33.938	4.491	36.551	1492.180	66.90	12.50	27.40	86.01	0.52
990	11.520	1.310	7.346	237.278	90.50	2.51	28.08	88.08	0.51
1010	26.096	3.274	13.609	419.699	89.60	4.65	27.20	85.40	0.43
1030	44.405	5.803	22.269	660.142	91.10	7.61	26.87	84.39	0.44
1040	45.484	6.160	23.104	667.333	93.80	7.90	26.94	84.60	0.46
1050	53.052	7.119	26.565	747.889	95.00	9.08	26.67	83.76	0.42
1060	52.221	7.179	26.465	730.028	96.60	9.05	26.55	83.42	0.42
1070	37.034	5.144	18.921	520.806	97.00	6.47	26.41	82.98	0.43
1090	22.145	2.988	11.989	335.898	97.80	4.10	26.74	83.98	0.43
1130	17.523	2.316	10.790	309.432	97.50	3.69	27.18	85.34	0.53
1180	56.423	7.827	26.767	755.585	96.10	9.15	26.91	84.51	0.43
1240	81.399	10.834	36.044	1033.570	93.90	12.32	26.88	84.42	0.43
1400	107.767	9.291	31.998	935.948	94.30	10.94	27.20	85.39	0.44
Cumulative % ^{39}Ar rlsd =					100	Total gas age	84.66	0.17	

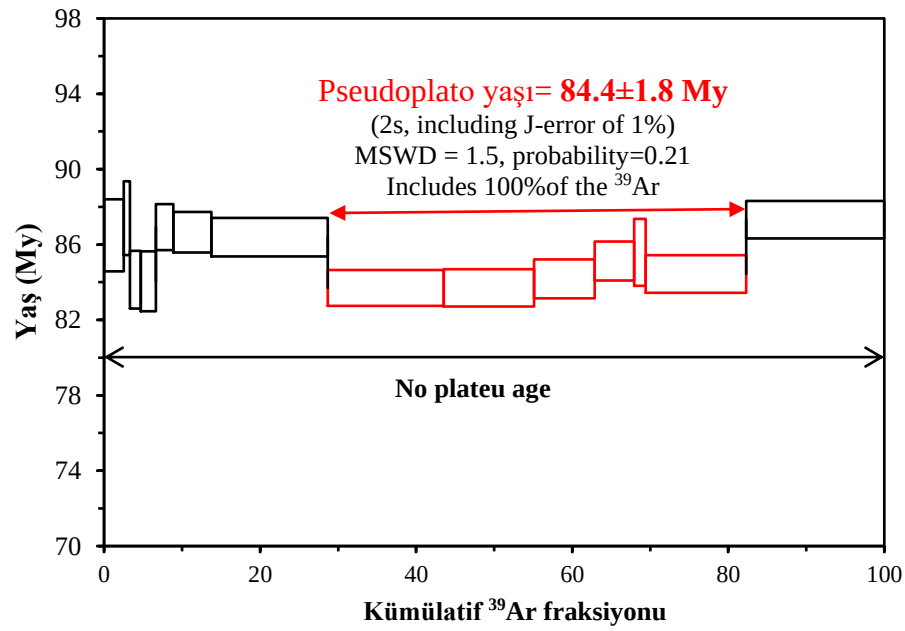
Çizelge 7.5 16-KEU-53 numaralı örnekten seçilen hornblende ait sıcaklık artışına bağlı argon salınımı ve elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

16-KEU-53. <i>Amfibol</i> . 16.92 mg. $J = 0.001681 \pm 0.42\%$									
$4 \text{ amu discrimination} = 1.0093 \pm 0.15\%$. $40/39K = 0.0136 \pm 12.80\%$. $36/37Ca = 0.000301 \pm 0.80\%$. $39/37Ca = 0.000831 \pm 0.44\%$									
T (C)	^{37}Ar	^{38}Ar	^{39}Ar	^{40}Ar	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	% ^{39}Ar rlsd	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Yaş (My)	
840	1.814	0.192	4.149	206.615	56.90	6.60	27.41	81.28	0.70
920	5.723	0.362	7.345	410.825	58.40	11.69	32.25	95.24	0.62
990	27.257	0.867	7.987	491.659	53.40	12.71	32.61	96.29	0.89
1050	28.089	1.696	9.857	451.513	65.30	15.69	29.50	87.32	0.46
1080	11.745	0.833	5.357	242.410	70.50	8.52	30.84	91.20	0.58
1100	7.216	0.482	2.962	146.459	65.90	4.71	30.76	90.96	0.53
1130	14.156	0.822	5.307	240.545	65.60	8.44	28.76	85.19	0.49
1160	26.168	1.413	7.624	368.061	65.10	12.13	30.70	90.78	0.53
1180	14.709	0.603	2.234	134.833	61.00	3.55	34.37	101.35	1.83
1200	8.657	0.360	1.399	89.820	58.20	2.22	33.37	98.46	1.26
1220	9.596	0.375	1.199	86.089	49.20	1.90	31.73	93.75	2.38
1240	12.401	0.324	1.014	79.386	48.40	1.61	34.22	100.92	1.78
1260	17.635	0.396	0.880	78.985	41.50	1.40	34.66	102.17	2.89
1400	445.654	3.259	5.503	515.080	43.00	8.76	47.45	138.44	1.89
Cumulative % ^{39}Ar rlsd =						100.0	Total gas age	95.51	0.28

Aşamalı ısıtma ile alınan yaş spektrumlarında başlangıçta genellikle sıkışmış veya ilk argon olarak adlandırılan radyojenik olmayan atmosferik argonun varlığına bağlı olarak anomaliler gözlenmektedir. Diyagramlarda gözlenen U şeklindeki yaş spektrumları genellikle aşırı argon ile ilişkili olup uyumsuz yaş spektrumları elde edilmiştir. Bunun nedeni magmasal uralitleşmenin analiz edilen kayalar içindeki mafik minerallerde yoğun olarak gözlenmesi olarak düşünülmektedir. Bu da düzgün bir plato ve izokron yaşı elde edilememesine sebep olmuştur. Plato ve izokron yaşının belirlenemediği durumlarda $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ toplam gaz yaşları K/Ar yaşlarına eşdeğer olarak kullanılmış 15-DE-43 numaralı örnek için 85.29 ± 0.21 my, 16-KEU-44 numaralı örnek için 84.66 ± 0.17 ve 16-KEU-53 numaralı örnek için ise 95.51 ± 0.28 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ toplam gazı yaşı (K-Ar yaşı) elde edilmiştir.

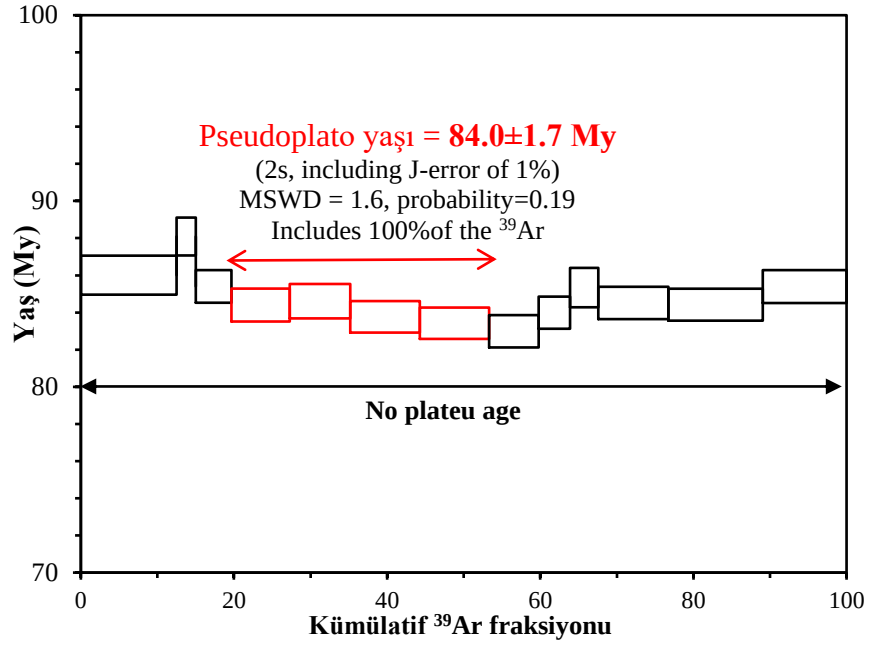
Tüm yaş spektrumları için plato yaşının bulunamadığı durumlarda en düşük ve en yüksek sıcaklık basamığında, $^{40}\text{Ar}^*$ değeri en düşük ardışık 3 veya daha fazla adımdaki yaşlar $\pm 2\sigma$ analitik belirsizlik düzeyinde pseudoplato yaşı vermektedir. Bu nedenle elde edilen yaş spektrumlarında plato veren adımlardaki yaşlar kullanılarak, söz konusu aralık için

pseudoplate ve görünür yaşlar belirlenmiştir. İncelenen 15-DE-43 örneğinden 84.4 ± 1.8 My pseudoplate yaşı (Şekil 7.7) ve 84.1 ile 86.8 My'da görünür yaş pikleri (Şekil 7.10a) elde edilmiştir. Görünür yaşla uyumlu olan 84.4 ± 1.8 My pseudoplate yaşı kısmen kullanışlıdır. 16-KEU-44 örneğinden 84.0 ± 1.7 My pseudoplate yaşı (Şekil 7.8) ve 84.4 My görünür yaş (Şekil 7.10b) olarak belirlenmiş piklerin dağılımına göre elde edilen verinin kısmen kullanışlı olduğu görülmektedir. Son olarak yaş spektrumunda oldukça bozuk olan, yoğun argon kaçağının olduğu 16-KEU-53 örneğinden 98.8 ± 2.7 My pseudoplate (Şekil 7.9) ve 98.8 ± 2.7 My görünür yaş (Şekil 7.10c) belirlenmiş olup gerek yaş spektrumu gerekse görünür yaş diyagramına göre verinin kullanımı uygun değildir (Şekil 8.10)

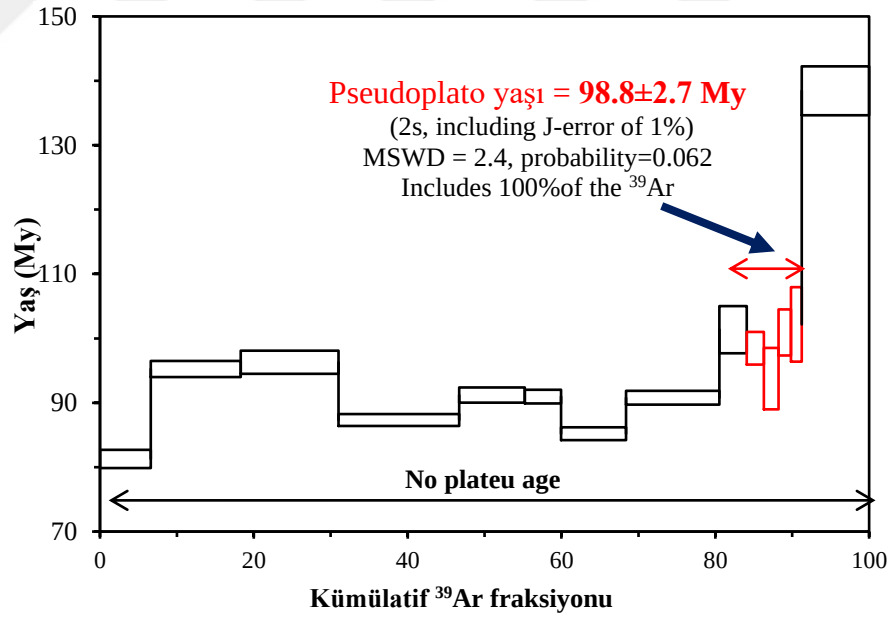


Şekil 7.7 İncelenen gabro örneğinden (15-DE-43) seçilen hornblend kristaline ait $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumu ve pseudoplate yaşı

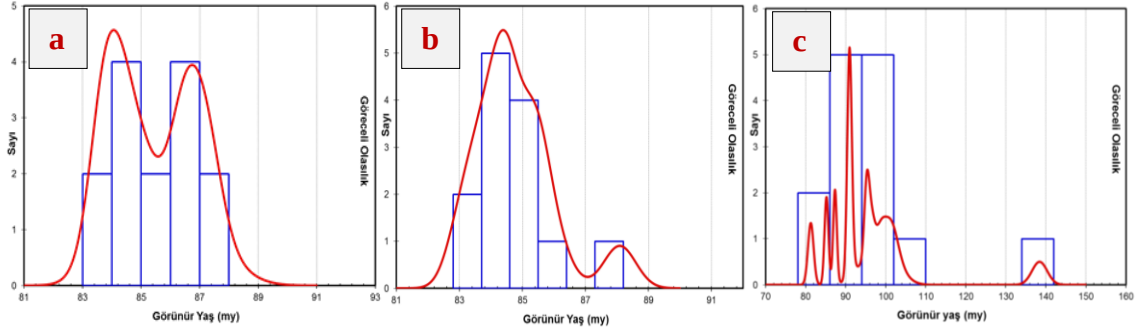
Elde edilen K-Ar (toplam gaz yaşı), Ar-Ar pseudoplate ve görünür yaş aralıkları inceleme alanında yüzeylenen mafik intrüzyonlar için soğuma yaşı aralığının Santoniyen-Konyasiyen'e karşılık geldiğini göstermektedir.



Şekil 7.8 İncelenen gabro örneğinden (16-KEU-44) seçilen hornblend kristaline ait $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumu ve pseudoplateau yaşı.



Şekil 7.9 İncelenen gabro örneğinden (16-KEU-53) seçilen hornblend kristaline ait $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumu ve pseudoplateau yaşı



Şekil 7.10 Pseudoplate yaşı belirlenen gabrolara ait görünür yaş diyagramları a) 15-DE-43 (84.1 ve 86.8 My pikleri) örneği, b) 16-KEU-44 (84.4 My) örneği ve c) 16-KEU-53 (98.8 ± 2.7 My) örneği

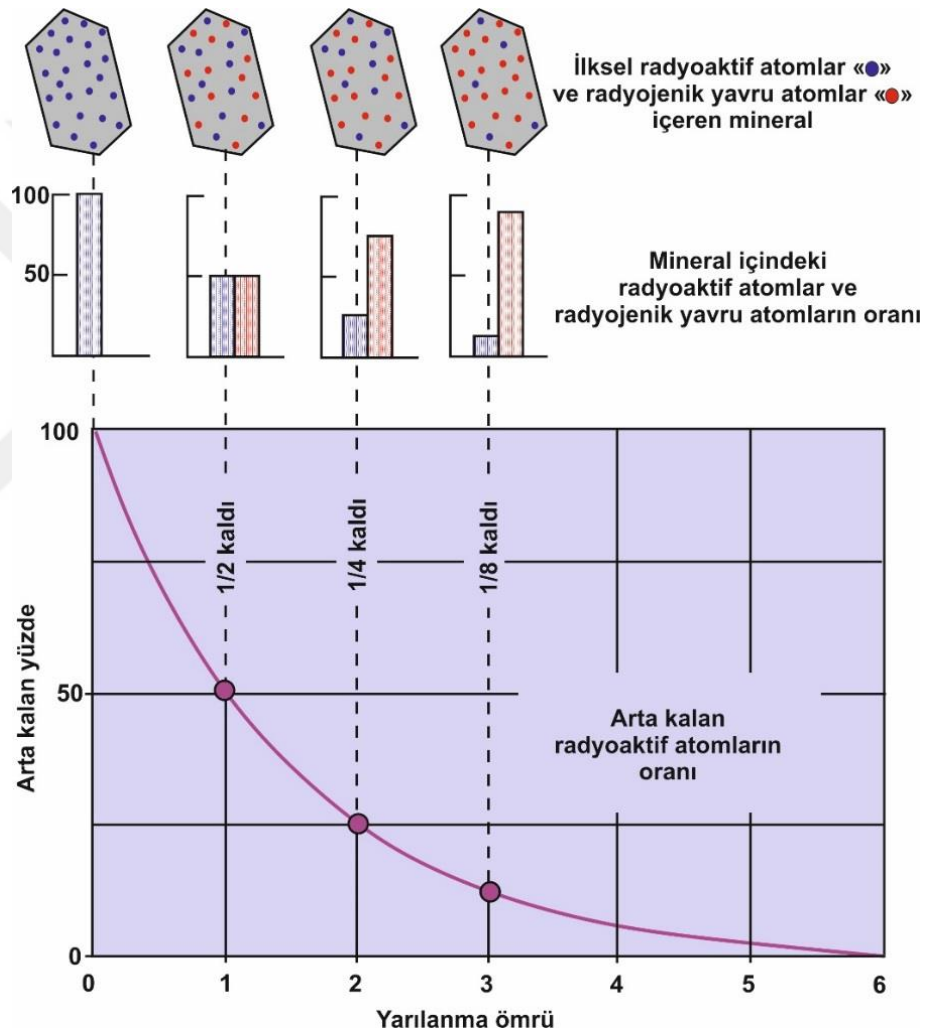
7.2.2 Zirkon U-Th -Pb Jeokronolojisi

U-Th-Pb yöntemi, radyoaktif uranyum ve toryumun kararlı kurşun izotoplarına dönüşmesi esasına dayanmaktadır. İyon çapları birbirine çok yakın olan U ve Th benzer jeokimyasal özellikler taşıyarak, birlikte hareket etmektedirler. Buradan hareketle sistem, U ve Th izotoplarının duraylı Pb izotopuna ulaşmaya dek bozunan, yani ^{235}U bozularak ^{206}Pb 'ya, ^{238}U bozularak ^{207}Pb 'ye ve ^{232}Th bozularak ^{208}Pb 'e dönüşüncüye dek gelişen bir dizi reaksiyon zinciri (α ve β ışınımlarıyla) sonucu sistem dışına atılan bir dizi duraysız izotop ve duraylı ^{206}Pb , ^{207}Pb ve ^{208}Pb izotopları oluşmaktadır (Faure ve Mensing 2005).

Manto içindeki U, Th ve Pb konsantrasyonları çok düşük olup, mantonun kısmi ergimesi ile mobil U, Th ve Pb sıvı faz içinde yer almaktadır. Bu elementleri, mobil karakterde olması nedeniyle tali mineraller içinde kaya oluşturan minerallere göre kısmen zenginleşmektedir (zirkon, monazit, ksenotim, allanit, badelleyit, titanit, rutil vb.).

U-Th-Pb jeokronolojisi için yaygın olarak zirkon ($\text{ZrSiO}_4 - (\text{Zr}_{1-y}, \text{REE}_y)(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x-y}$); ikincil jeolojik olaylara karşı kimyasal ve mekanik olarak son derece sağlam olması, yüksek kapanım sıcaklığı, U ve Th içerirken Pb' u kristal bünyesine almayı, çoğu magmatik ve metamorfik kayalarda en bol bulunan aksesuar mineral olması sebebiyle U-Th-Pb jeokronolojisinde oldukça kullanışlı bir mineral haline gelmektedir. Ayrıca zirkonların U ve Th bollukları ve Th / U oranı ana kayası hakkında önemli bilgiler sunmaktadır (Faure ve Mensing 2005).

Yaklaşık 1000°C kristallenen zirkonda U, Th radyoaktif elementlerinin olduğu teorik olarak Pb olmadığı kabul edilmektedir. Kristalizasyon sonrasında U ve Th'nin radyoaktif bozunması Pb üretmeye başlamakta, her bir yarılanma ömrüyle birlikte sistemdeki ilkel radyoaktif izotoplar olan U-Th azalarak, radyojenik yavru izotop olan Pb'ye dönüşmektedir. Buna göre kristalizasyon tamamlandıktan sonra U, Th ve Pb konsantrasyonlarının ölçülmesi ve Pb'nin izotopik bileşimi ile zirkonun kristalizasyon yaşı belirlenmektedir (Şekil 7.11) (Faure ve Mensing 2005).



Şekil 7.11 Kristalizasyon anından itibaren zirkon kristali içinde radyoaktif ve radyojenik izotopların değişimi (<https://faculty.virginia.edu/skrutskie/ASTR1210/notes/raddat/raddat.html> değiştirilmiştir)

Çalışma alanından alınan yeterli Zr konsantrasyonuna sahip (>50ppm) üzerindeki ve her kaya grubu için uygun olmasa da petrografik incelemelerle zirkon kristallerinin

gözlenebildiği (Şekil 7.12) felsik (iki adet granitoyid, bir adet kuvars monzonit, bir adet siyenit örneği) ve mafik intrüzif kayalardan (bir adet gabro ve üç adet diyorit) U-Th-Pb zirkon yaşlandırması için örnekler seçilmiştir (Harita üzerinde örnek dağılımı için Şekil 7.5'e bakınız). Seçilen örneklerde zirkon zenginleştirilmesi yapılarak, zirkon kristallerinin türleri belirlenmiştir. Genel olarak zirkonlar kökenlerine göre magmatik, metamikt ve hidrotermal olarak üç grupta incelenmekte olup (Şekil 7.13) (Yang vd. 2013) bu çalışmada özellikle metamiktleşmenin gözlenmediği magmatik zirkon kristalleri seçilmiştir. Seçilen zirkon kristallerinin BSE-CL görüntüleri çekildikten sonra, MC-LA-ICP-MS ile kristallerin çekirdeğinden noktasal U/Pb oranları ölçülmüştür.

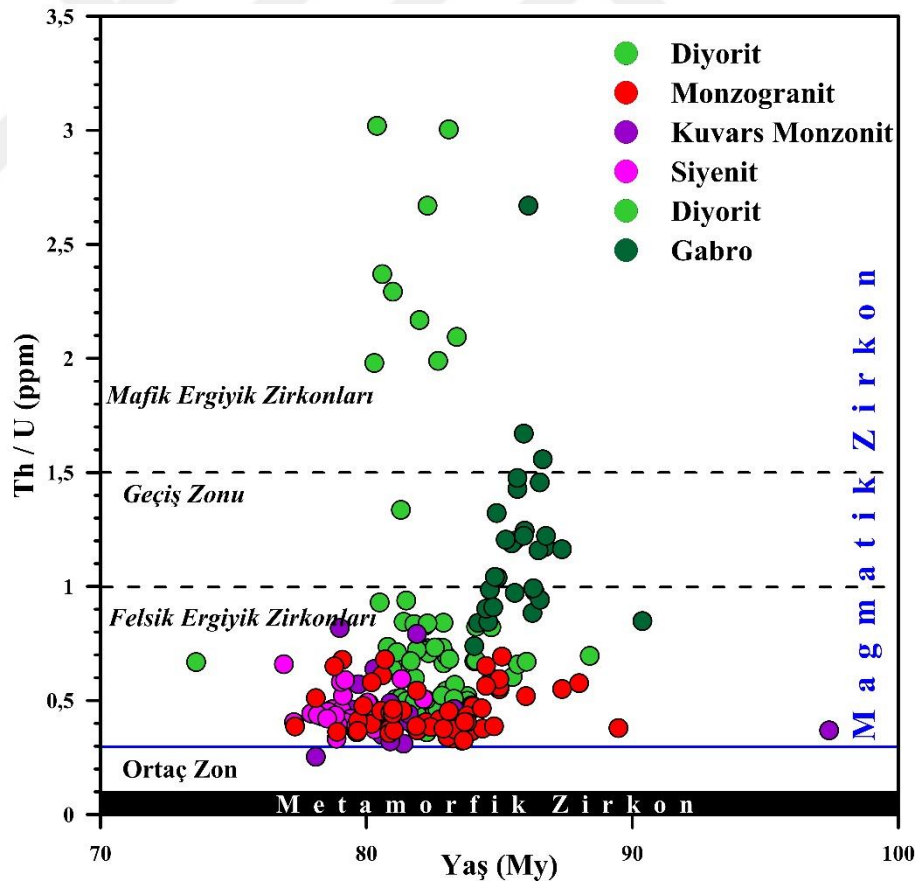


Şekil 7.12 U-Pb jeokronolojisi örnek seçilmesinde petrografik incelemelere göre tespit edilen yarı özşekli, prizmatik zirkon kristallerine bir örnek (10x, PPL görüntüsü, Zr: zirkon)

Analiz edilen zirkon tanelerinde belirlenen Th/U konsantrasyonlarının yaşa göre değişimi incelendiğinde; analiz edilen kayalardaki tüm zirkon popülasyonlarının magmatik zirkon alanına düştüğü gözlenmektedir (Şekil 7.14). Söz konusu diyagramda monzodiyorit ve kuvars monzonit bileşimli kayalara ait zirkon popülasyonun Th/U konsantrasyonlarında diğer kayalara ait popülasyonlara aykırı kısmi bir artış izlenmektedir.



Şekil 7.13 Farklı zirkon türleri ve bunların oluşumunun genel olarak şematize çizimi; a) yüksek sıcaklıkta bir ilksel magmadan türemiş magmatik zirkon, b) magmatik-hidrotermal geçişi sırasında değişme ve çözünme yoluyla oluşan metamikt zirkon, c) Zr-doygun hidrotermal sıvılardan yeniden kristallenmiş hidrotermal zirkon (Yang vd. (2013) değiştirilmiştir).



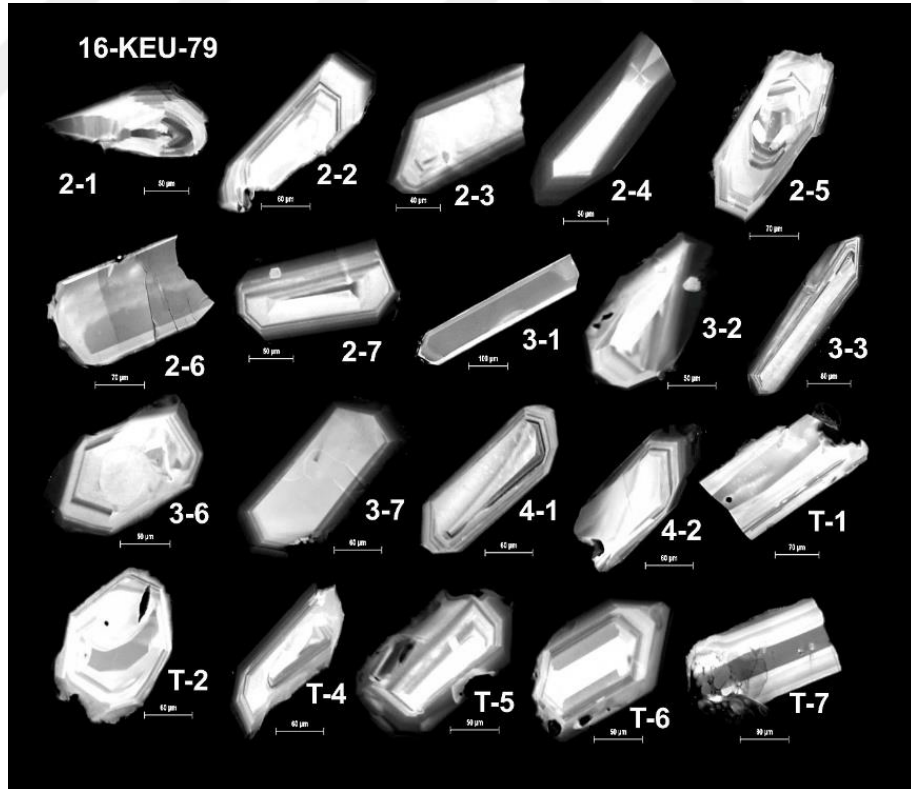
Şekil 7.14 U-Pb jeokronolojisi için seçilen örneklerin zirkon popülasyonlarına ait Th/U konsantrasyonu değişimi (Rubatto 2002)

7.2.2.1 Felsik intrüzif kayaların U-Pb jeokronolojisi

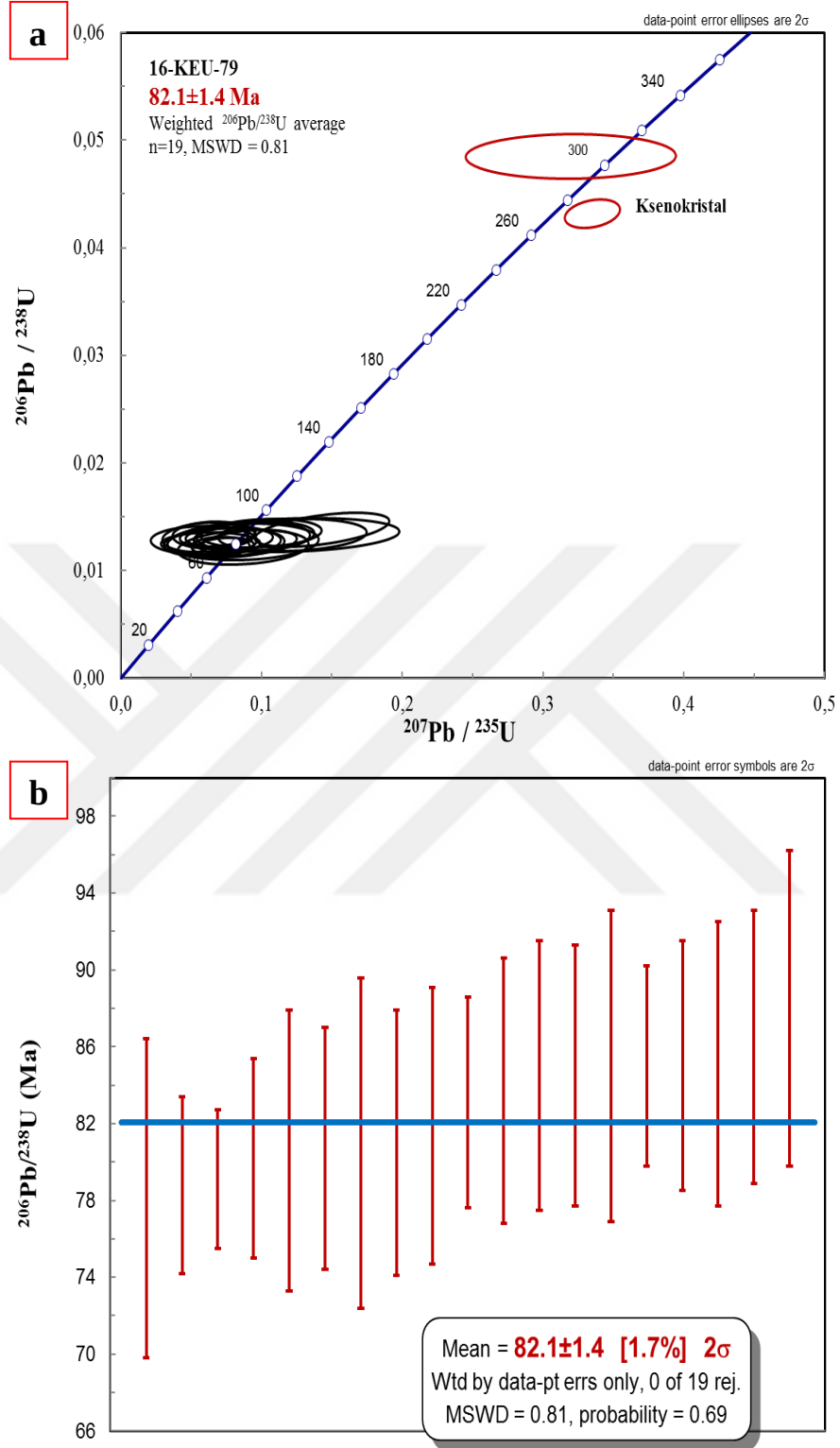
Felsik intrüzif kayalar içinde monzogranit (16-KEU-79, 17-DE-02), kuvars monzonit (16-KEU-102) ve siyenit (17-DE-04) kayalarından analizler yapılmıştır.

16-KEU-79 nolu monzogranit örneği, Demirköy ilçesi yaklaşık KD'sundan alınmıştır. Örneğin zirkonları genellikle 100-200 mikron boyutlarındadır (Şekil 7.15). Zirkonlar baskın olarak renksiz, saydam, prizmatik tanelerden oluşmaktadır. Zirkonlarda, magmatik zirkonlarda tipik gözlenen ritmik zonlanma gözlenmektedir.

16-KEU 79 örneğinde 19 tanenin 17 sinden 82.1 ± 1.4 My konkordiya yaşı alınmış olup, iki zirkon ksenokristalinden aykırı olarak daha yaşlı kalkan yaşları alınmıştır (Şekil 7.16). Elde edilen bu konkordiya yaşı Kampaniyen'e karşılık gelmektedir.



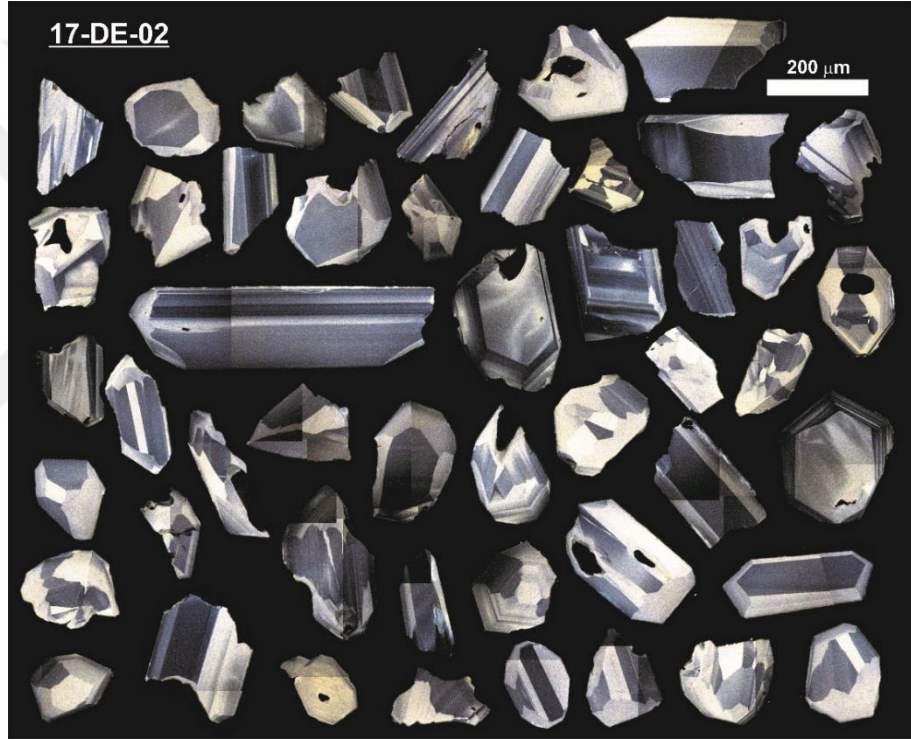
Şekil 7.15 16-KEU-79 numaralı monzogranit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü



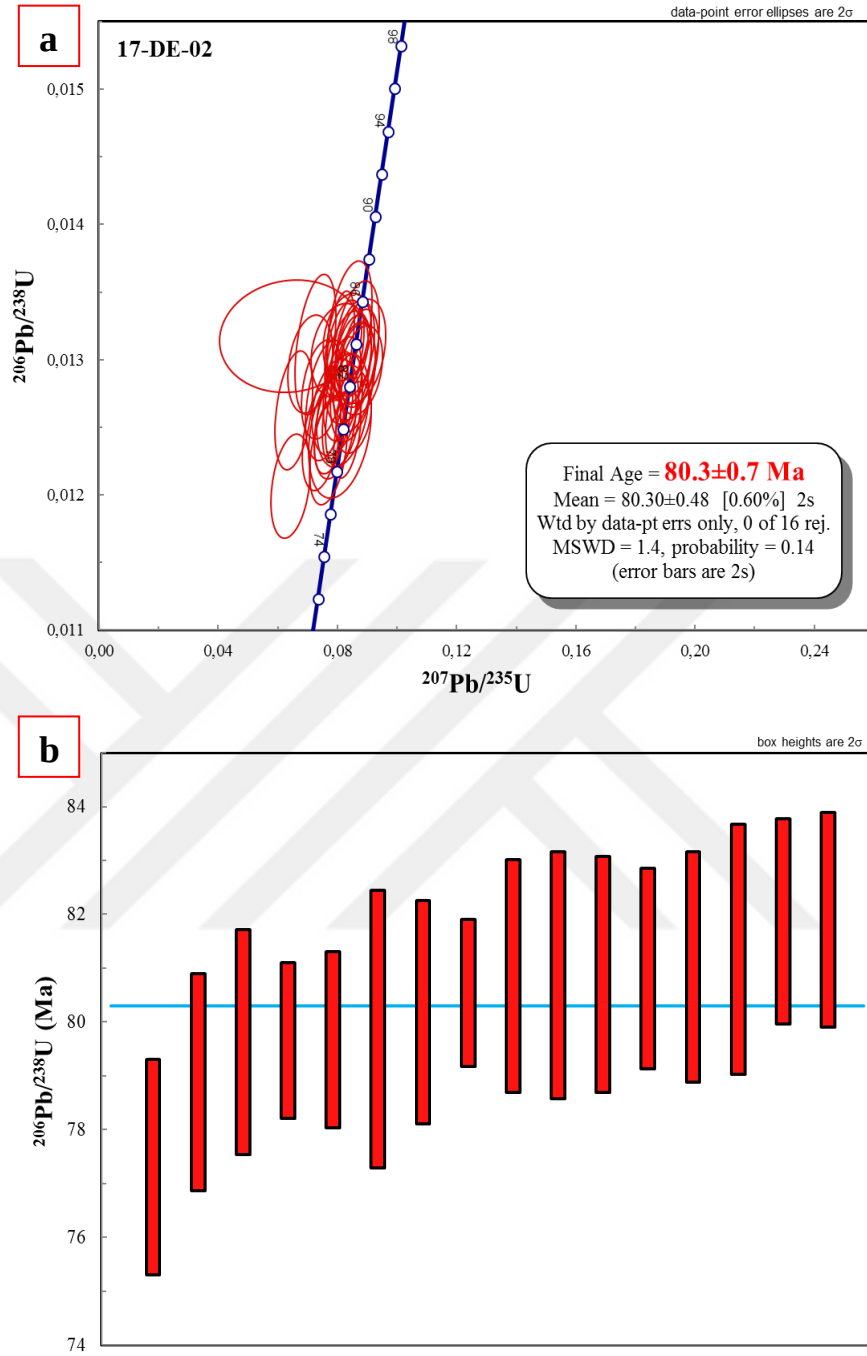
Şekil 7.16 16-KEU-79 numaralı monzogranite ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri

17-DE-02 nolu monzogranit örneği, Demirköy ilçesi yaklaşık güneyinden alınmıştır. Örneğin zirkonları genellikle 100-200 mikron boyutlarındadır (şekil 7.17). Zirkonlar baskın olarak renksiz, saydam, prizmatik tanelerden oluşmaktadır. Zirkonlarda ritmik zonlanma gözlenmektedir.

17-DE-02 örneğinde ölçüm alınan 16 zirkonun, 15'inden 80.3 ± 0.70 My korkondiya yaşı olarak belirlenmiştir (şekil 7.18). 2 adet aykırı duruş sergileyen zirkon ksenokristali gözlenmektedir. Elde edilen bu konkordiya yaşı Kampaniyen'e karşılık gelmektedir.



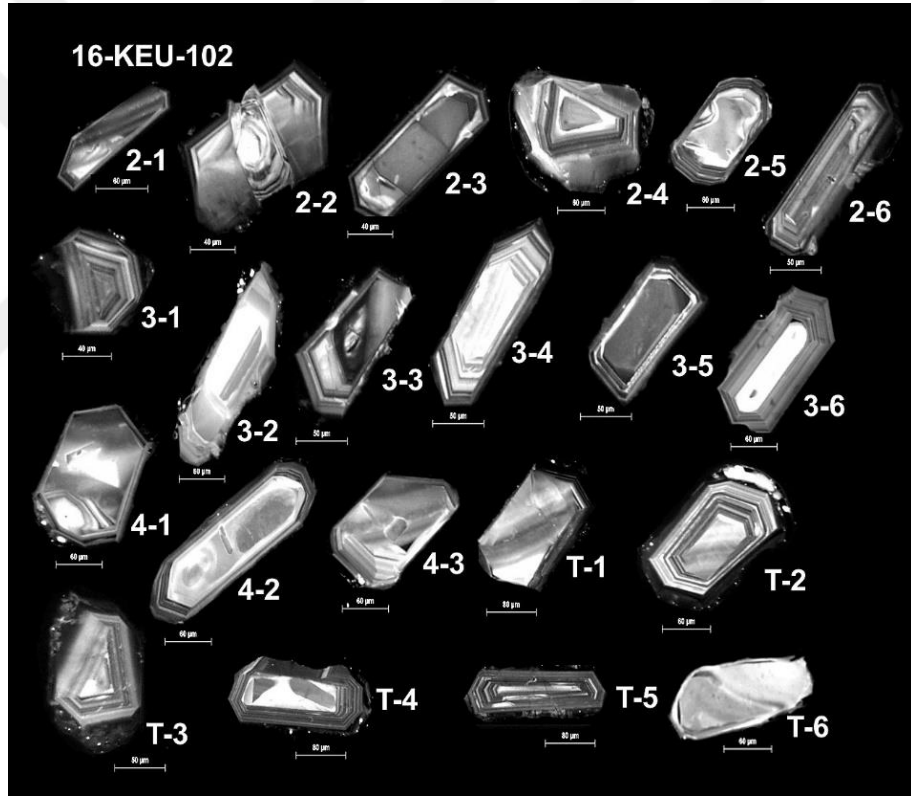
şekil 7.17 17-DE-02 numaralı monzogranit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü



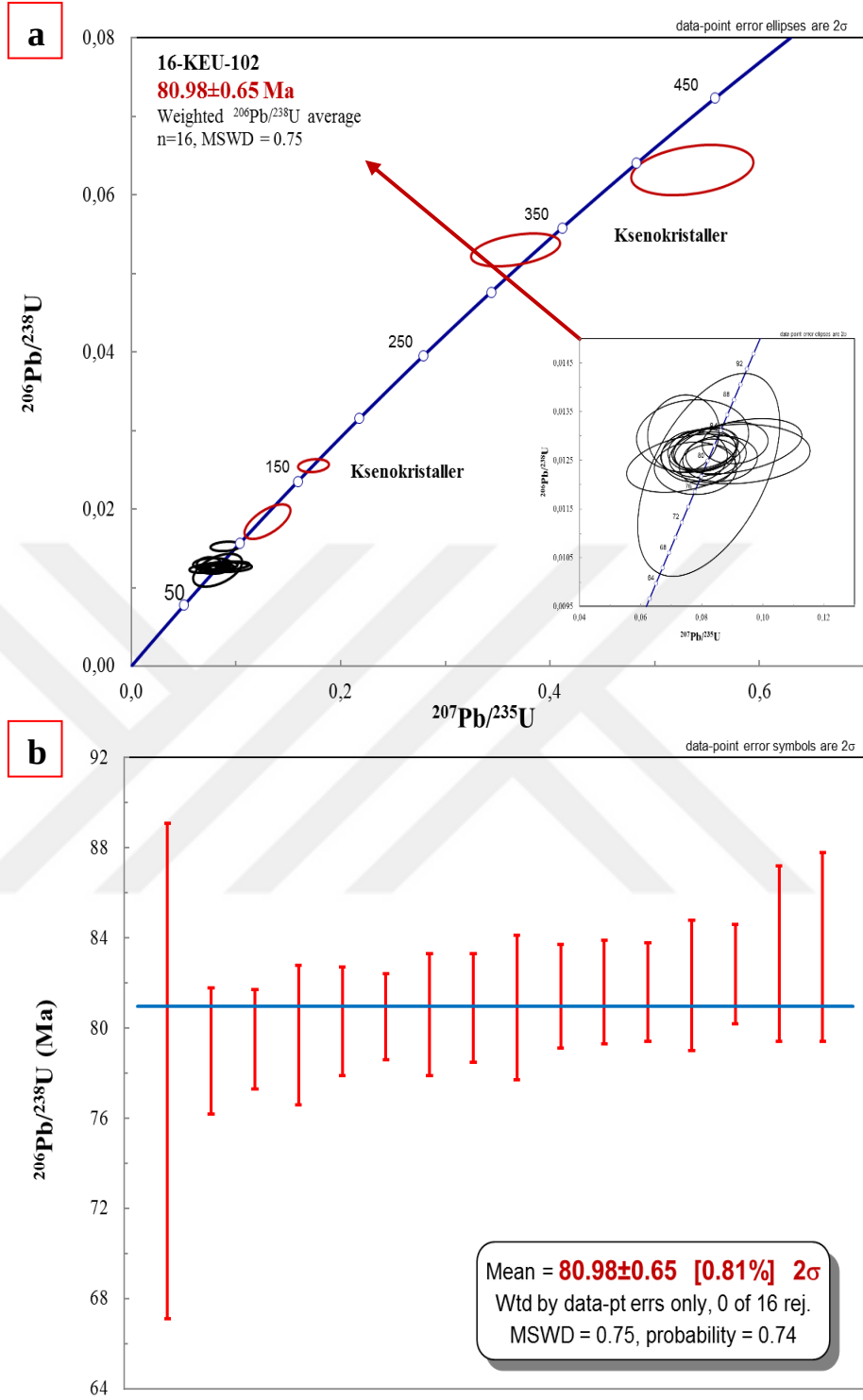
Şekil 7.18 17-DE-02 numaralı monzogranite ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri

16-KEU-102 nolu kuvars monzonit örneği, Şükrüpaşa köyü yaklaşık GD'sundan alınmıştır. Örneğin zirkonları genellikle 100-200 mikron boyutlarındadır (Şekil 7.19). Zirkonlar baskın olarak renksiz, saydam, prizmatik tanelerden oluşmaktadır. Zirkonlarda, ritmik zonlanma gözlenmektedir.

16-KEU-102 örneğinden seçilen 16 zirkon tanesinden alınan yaşlar 66-92 My arasında yoğunlaşmakta olup 80.98 ± 0.65 My konkordiya yaşı belirlenmiştir (Şekil 7.20). 4 adet daha yaşlı zirkon ksenokristali gözlenmektedir. Elde edilen bu konkordiya yaşı Kampaniyen'e karşılık gelmektedir.



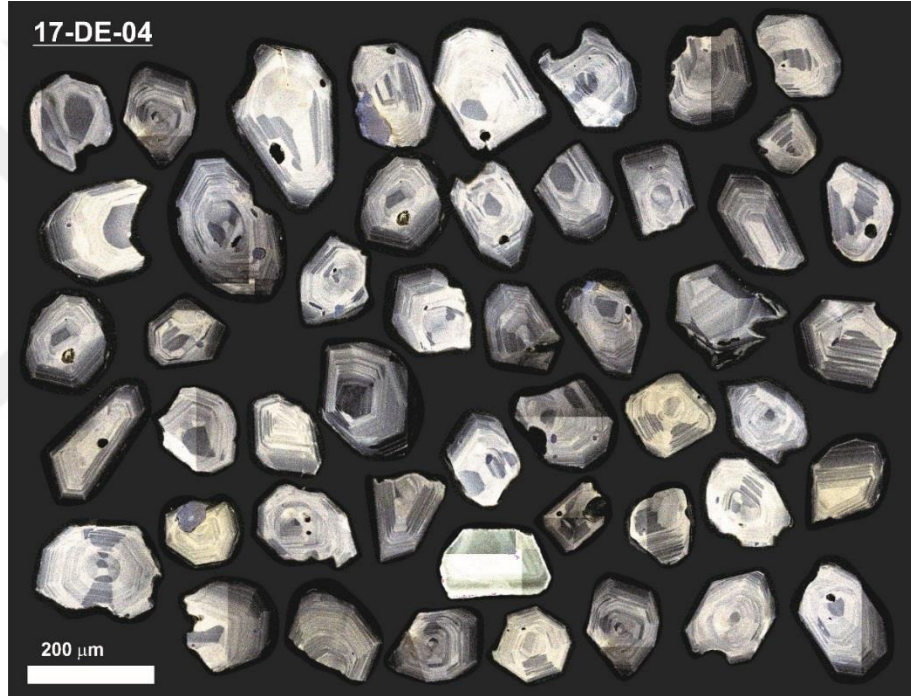
Şekil 7.19 16-KEU-102 numaralı kuvars monzonit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü



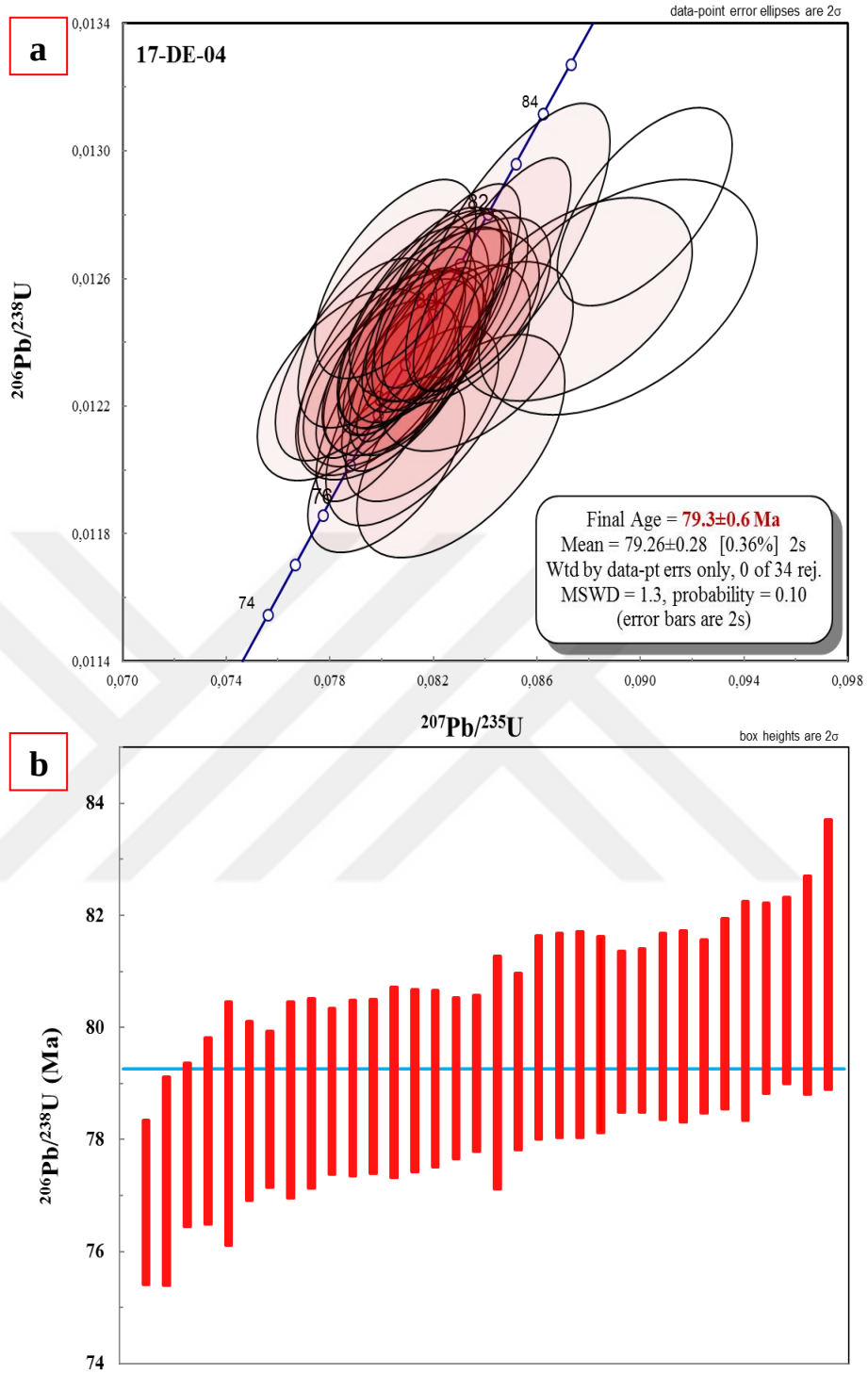
Şekil 7.20 16-KEU-102 numaralı kuvars monzonite ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri

17-DE-04 nolu siyenit örneği, Dereköy nahiyesi yaklaşık KB'sından alınmıştır. Örneğin zirkonları genellikle 100-200 mikron boyutlarındadır (Şekil 7.21). Zirkonlar baskın olarak renksiz, saydam, prizmatik tanelerden oluşmaktadır. Zirkonlarda, magmatik zirkonlarda tipik gözlenen ritmik zonlanma belirgindir.

17-DE-04 örneğinden seçilen 34 zirkon tanesinden 79.3 ± 0.6 My konkordiya yaşı belirlenmiştir (Şekil 7.22). Elde edilen bu konkordiya yaşı Kampaniyen'e karşılık gelmektedir.



Şekil 7.21 17-DE-04 numaralı kuvars siyenit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü

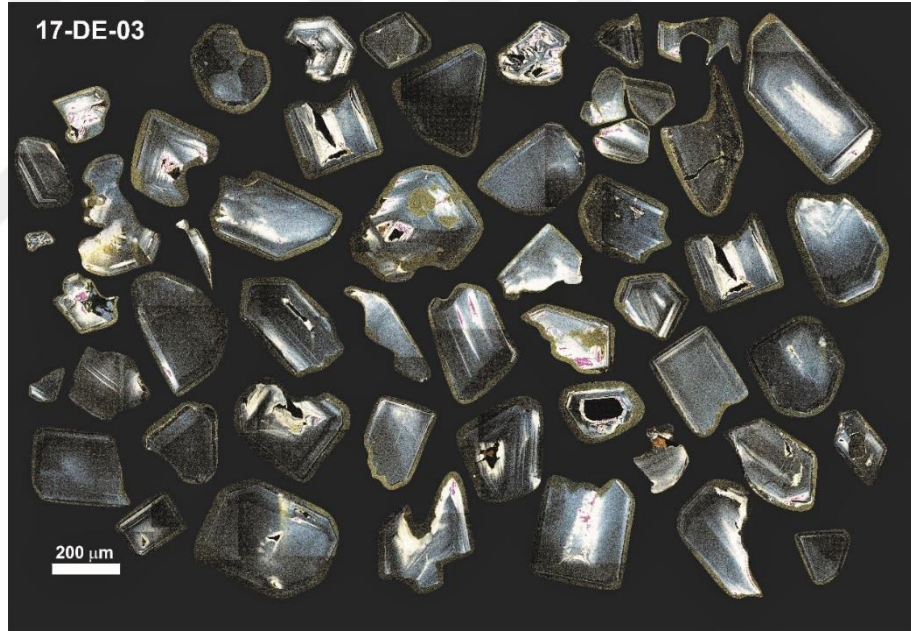


Şekil 7.22 17-DE-04 numaralı kuvars siyenite ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri

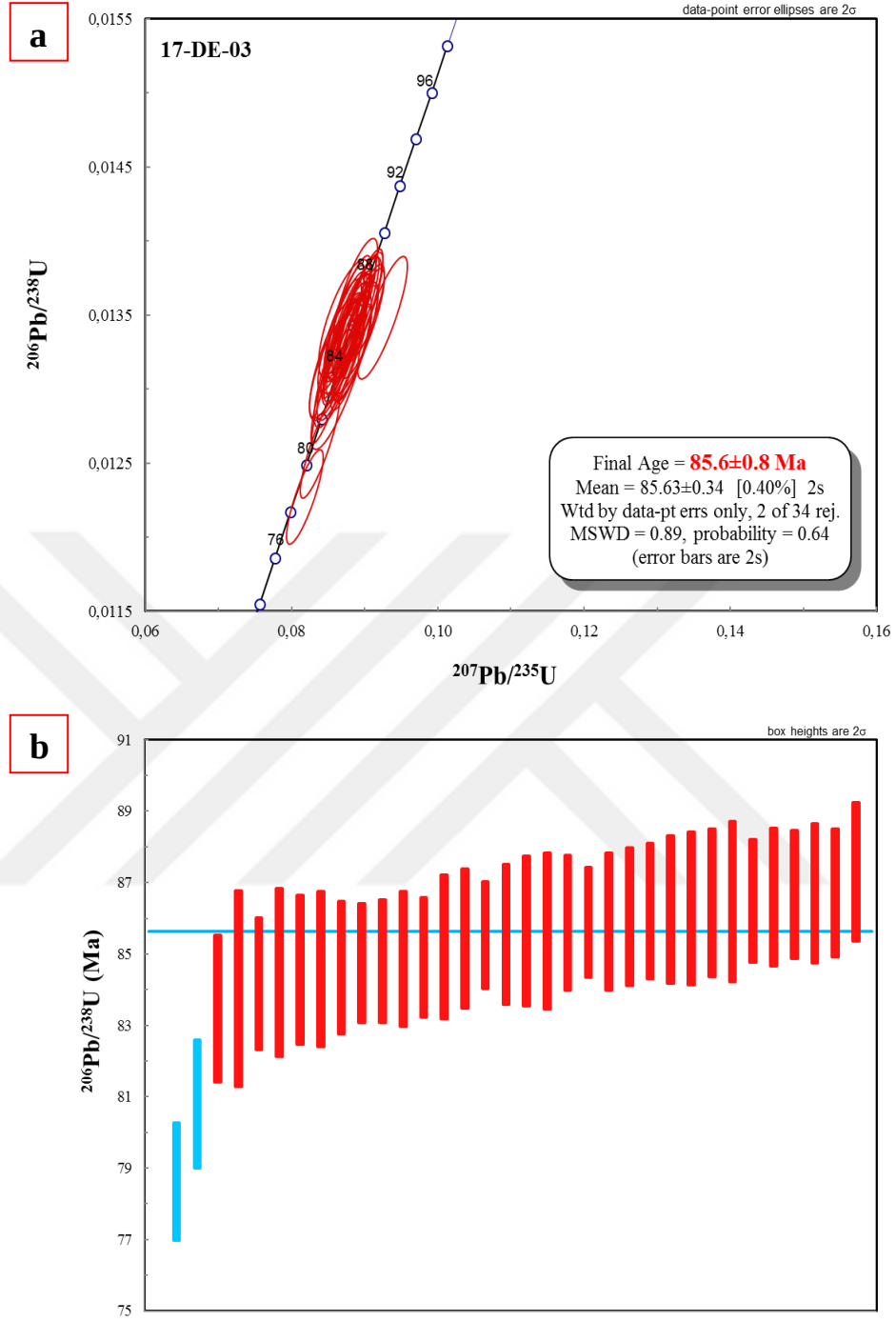
7.2.2.2 Mafik intrüzif kayaların U-Pb jeokronolojisi

17-DE-03 nolu monzogabro örneği, Karacadağ köyü yaklaşık GB'sından alınmıştır. Örneğin zirkonları genellikle 100-200 mikron boyutlarındadır (Şekil 7.23). Zirkonlar baskın olarak renksiz, saydam, prizmatik tanelerden oluşmaktadır. Bazı zirkon kristal metamikleşmeler söz konusudur. Magmatik zirkonlarda tipik gözlenen ritmik zonlanma belirgindir.

17-DE-03 örneğinden seçilen 34 zirkon tanesinin 32'sinden 85.6 ± 0.8 My yaş belirlenmiştir (Şekil 7.24). Elde edilen bu konkordiya yaşı Santoniyen'e karşılık gelmektedir.



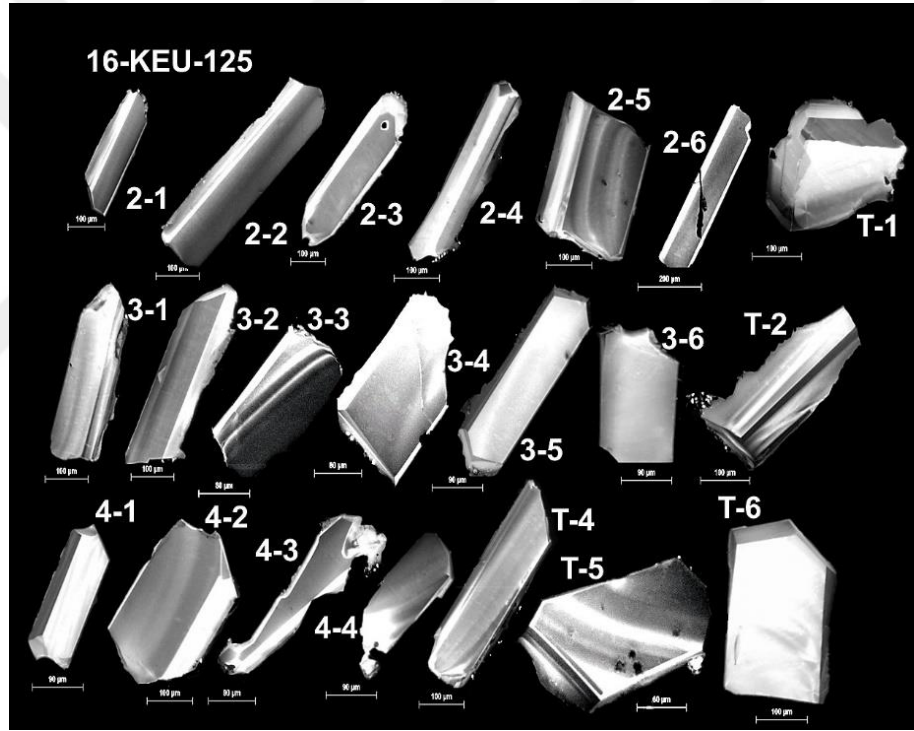
Şekil 7.23 17-DE-03 numaralı monzogabro örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü



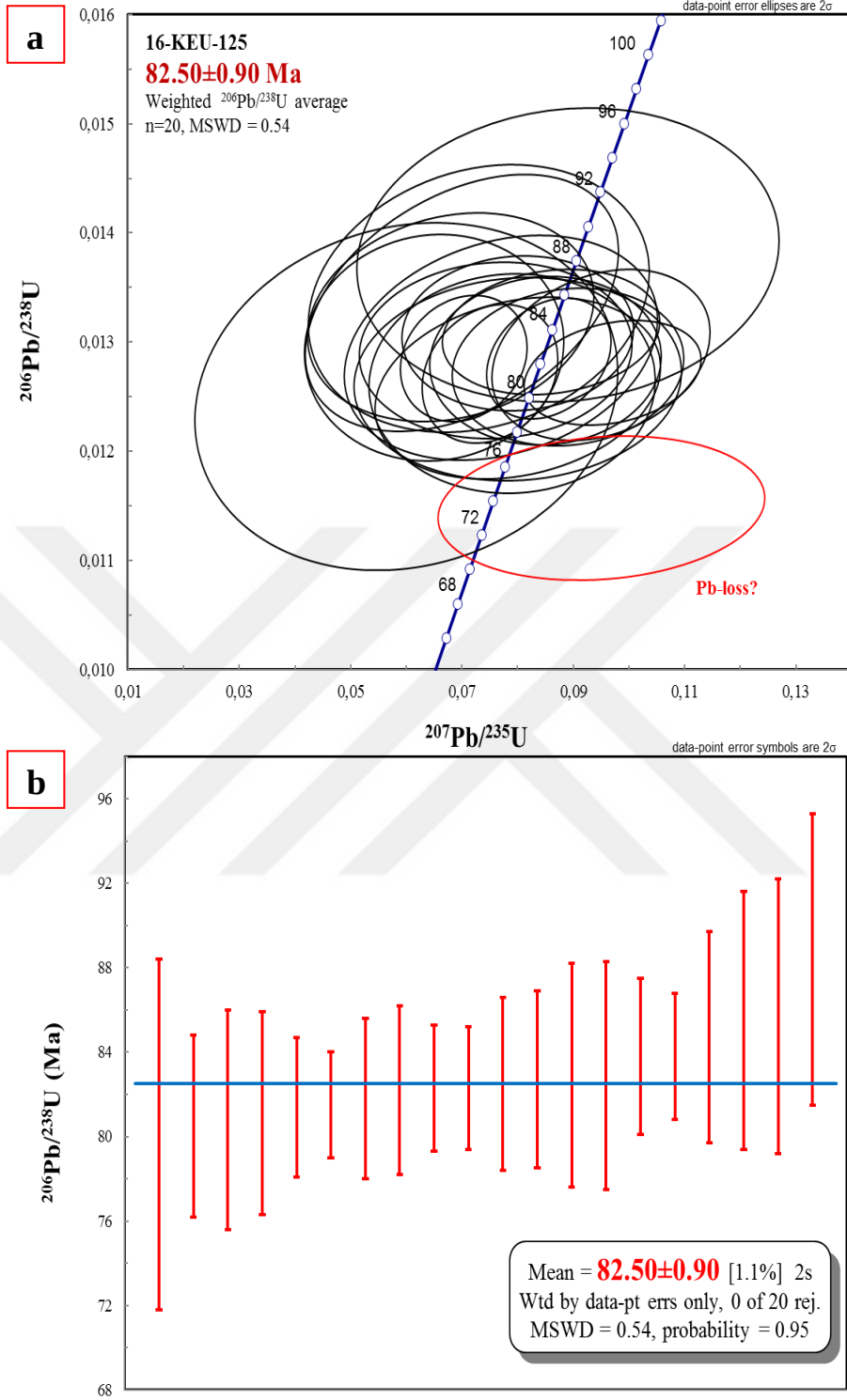
Şekil 7.24 17-DE-03 numaralı monzogabroya ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri

16-KEU-125 nolu kuvars diyorit örneği, Demirköy ilçesi yaklaşık GB'sından alınmıştır. Örneğin zirkonları genellikle 100-200 mikron boyutları aralığındadır. Zirkonlar baskın olarak renksiz, saydam, prizmatik tanelerden oluşmaktadır. Zirkonlarda, magmatik zirkonlarda tipik gözlenen ritmik zonlanma belirgindir (Şekil 7.25).

Kuvars diyorit kompozisyonlu 16KEU 125 örneğinde ölçüm alınan 20 zirkondan 70-90my aralığında yaş aralığı alınmış olup korkondiya yaşı 82.50 ± 0.90 My olarak belirlenmiştir (Şekil 7.26). Elde edilen bu konkordiya yaşı Kampaniyen'e karşılık gelmektedir.



Şekil 7.25 16-KEU-125 numaralı kuvars diyorit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü



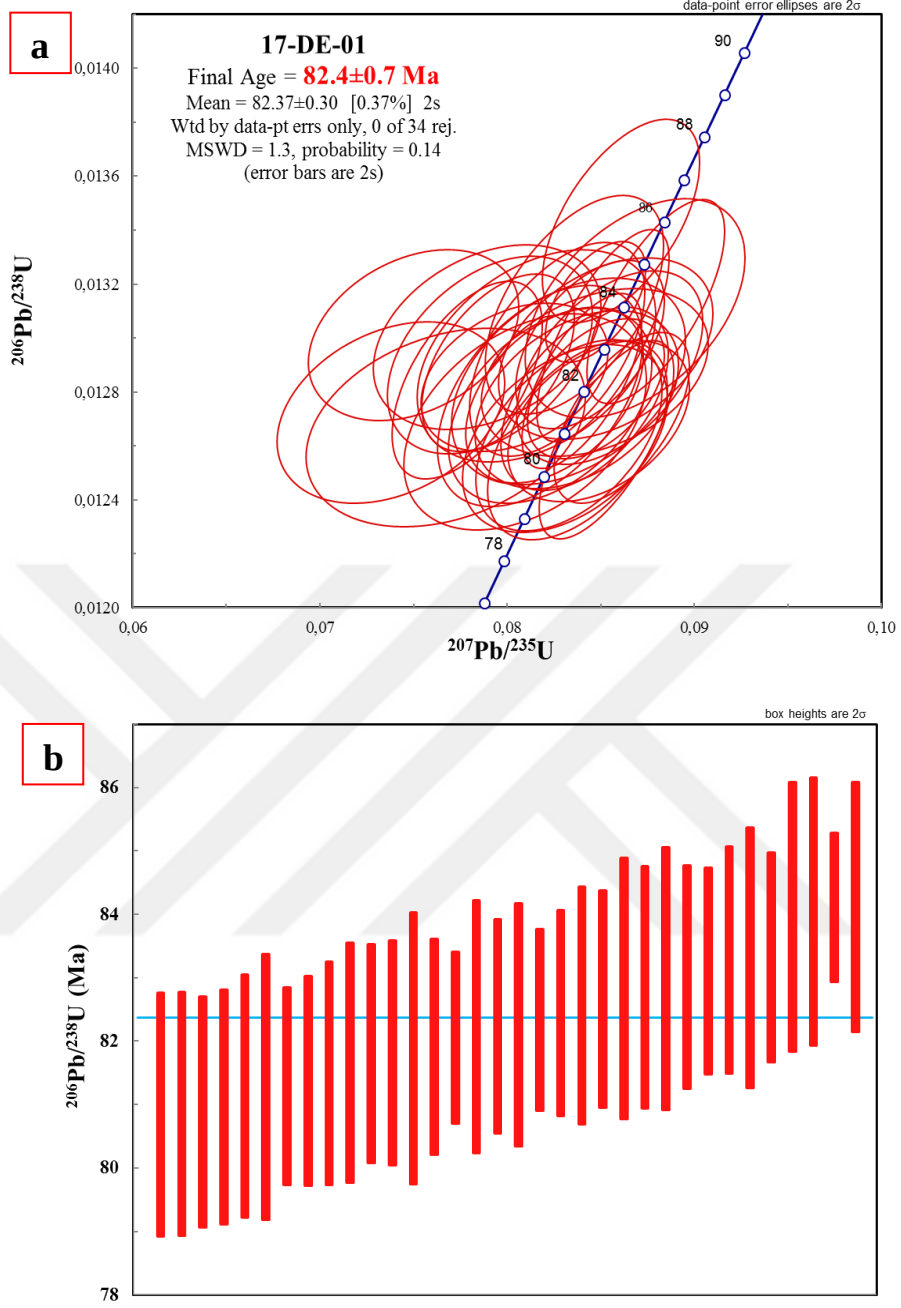
Şekil 7.26 16 KEU 125 numaralı kuvars diyorit örneğinde analiz edilen zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri

17-DE-01 nolu kuvars diyorit örneği, Demirköy ilçesi yaklaşık batısından alınmıştır. Örneğin zirkonları genellikle 100 mikron aralığında olup birkaç kristal 300 mikrona ulaşmaktadır (Şekil 7.27). Zirkonlar baskın olarak renksiz, saydam, prizmatik tanelerden oluşmaktadır. Zirkonlarda, magmatik zirkonlarda tipik gözlenen ritmik zonlanma belirgindir

17-DE-01 örneğinde 34 taneden 82.4 ± 0.7 My konkordiya yaşı belirlenmiş olup bu yaş Kampaniyen'e karşılık gelmektedir (Şekil 7.28).



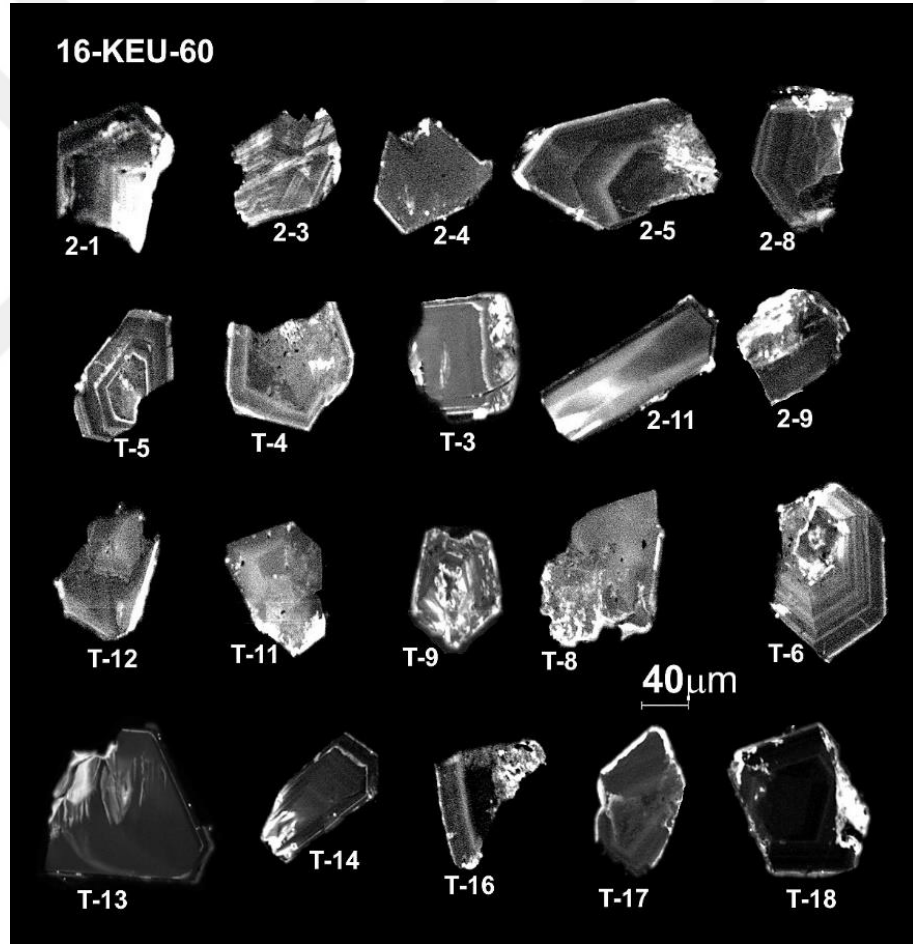
Şekil 7.27 17-DE-01 numaralı kuvars diyorit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü



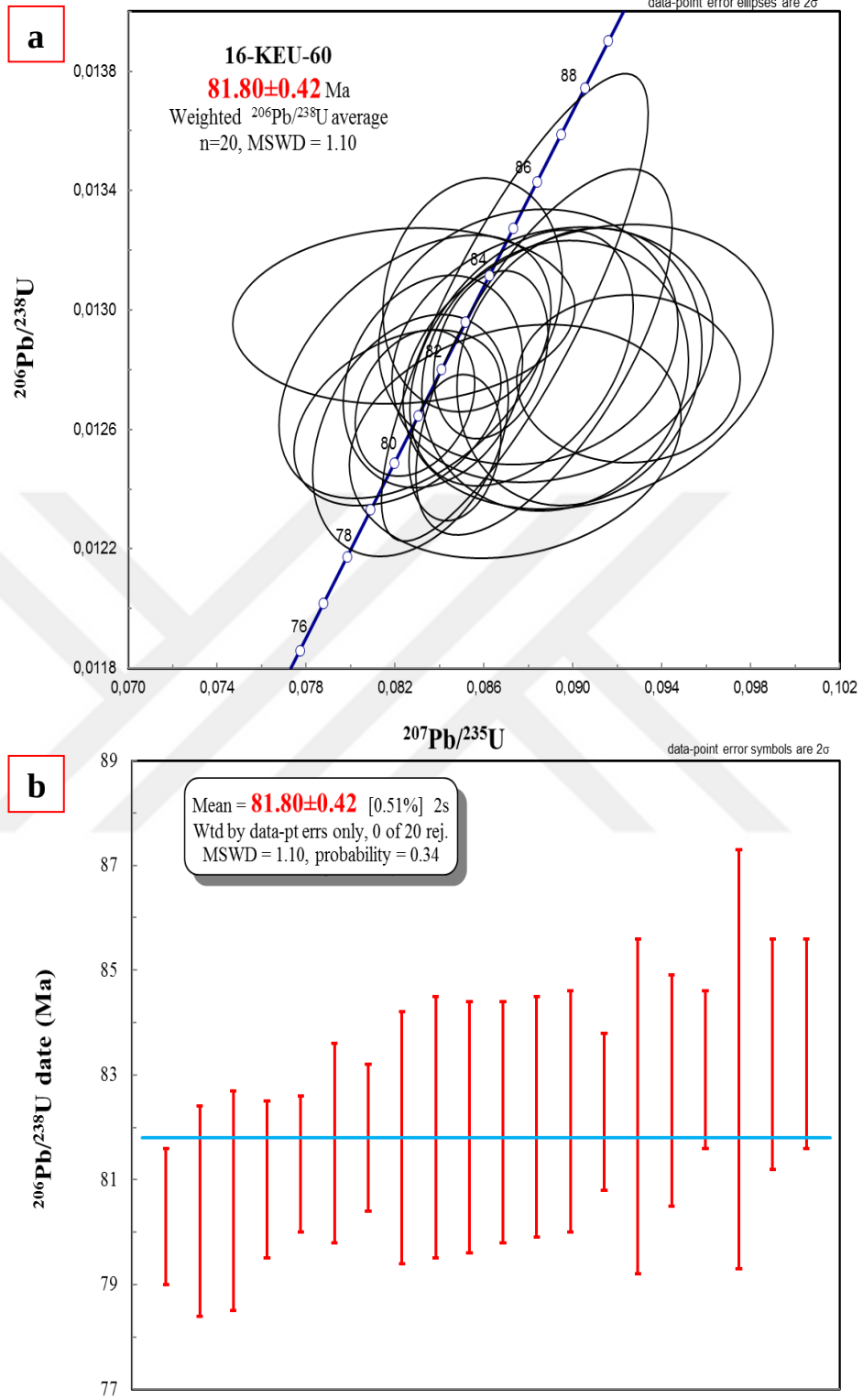
Şekil 7.28 17-DE-01 numaralı kuvars diyorite ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri

16-KEU-60 nolu monzodiyorit örneği, Karacadağ köyünün yaklaşık KD'sundan alınmıştır. Örneğin zirkonları genellikle 50-100 mikron aralığındadır. Zirkonlar baskın olarak renksiz, saydam, prizmatik tanelerden oluşmaktadır. Seçili birkaç kristalde metamikleşme gözlenmektedir. Genel olarak Zirkonlarda, magmatik zirkonlarda tipik gözlenen ritmik zonlanma belirgindir (şekil 7.29).

16-KEU-60 örneğinde ölçüm alınan 20 zirkondan 81.80 ± 0.42 My korkondiya yaşı belirlenmiştir (şekil 7.30). Elde edilen bu konkordiya yaşı Kampaniyen'e karşılık gelmektedir.

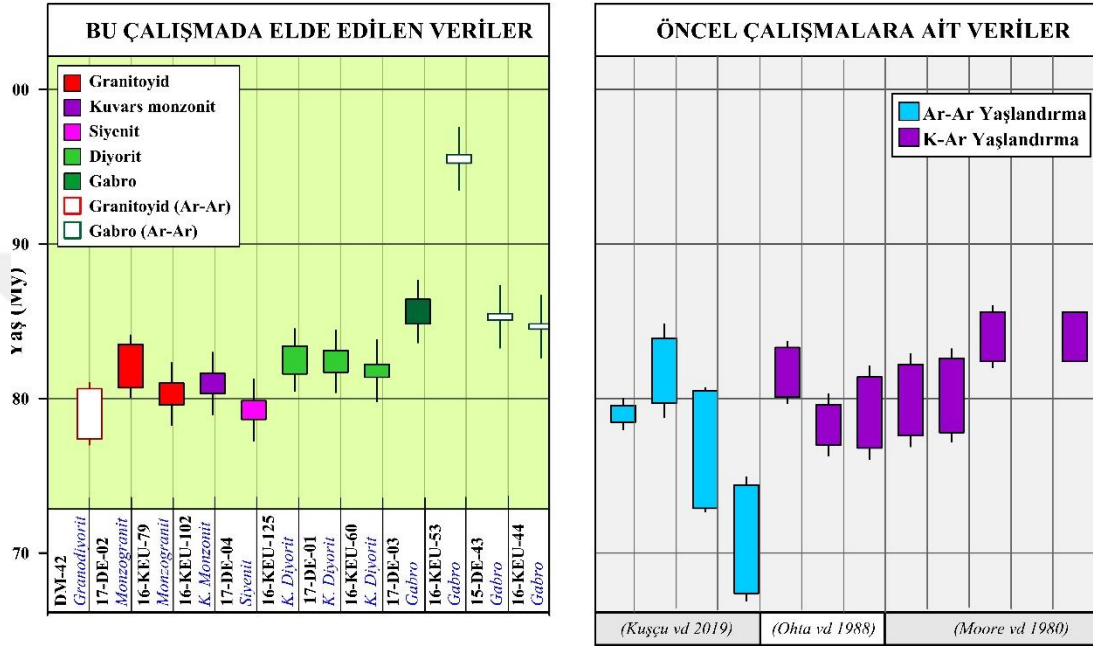


şekil 7.29 16-KEU-60 numaralı monzodiyorit örneğinden U-Pb jeokronolojisi için seçilen zirkon kristalleri BSE-CL görüntüsü



Şekil 7.30 16-KEU-60 numaralı monzodiyorite ait zirkonların a) U-Pb ağırlıklı konkordiya diyagramında dağılımı ve b) ağırlıklı ortalama değerleri

İnceleme alanında daha önce yapılmış K-Ar ve Ar-Ar tüm kaya/mineral yaşlandırmaları ve bu çalışmada yapılan U-Pb zirkon kristalizasyon yaşları Şekil 7.31’de gösterilmiştir. Genel anlamda hata payının daha az gözlendiği U-Pb yaşları ile öncel yaş bulgularını destekler değerlerdedir.



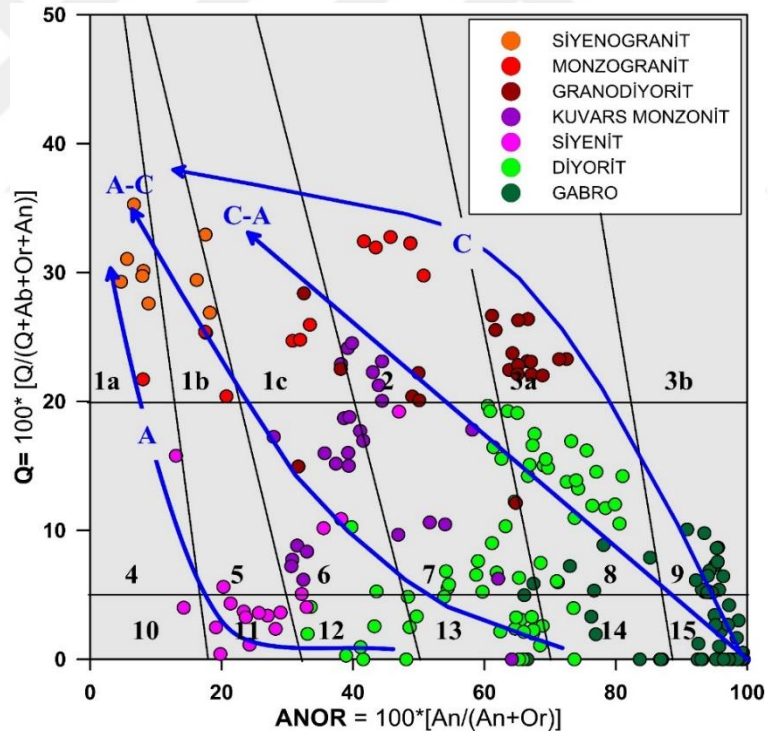
Şekil 7.31 İnceleme alanında elde edilen yaş bulguları ve kullanılan yöntemlerin özet grafiği

8. JEOKİMYA

8.1 Tüm Kaya Jeokimyası

Çalışma alanından derlenen kaya örneklerinin mineralojik-petrografik incelemelerinden sonra jeokimyasal karakterlerinin ortaya konması amacıyla her kaya grubunu temsilen seçilen 283 adet örneğin analizi yapılmıştır. Analiz edilen örneklerin tüm kaya ana oksit ve iz element ve nadir toprak element (NTE) analizleri EK-5 ve EK-6’ de verilmiştir.

Kayaların kimyasal bileşiminden yararlanarak CIPW normatif mineral bileşimleri ve plajiyoklazların anortit içeriği hesaplanarak Q-ANOR diyagramına aktarılmıştır (EK-7) (Şekil 8.1).



Şekil 8.1 İnceleme alanındaki kaya gruplarının CIPW normatif değerlerine göre Q-ANOR diyagramında dağılımı (Whalen ve Frost 2013). (1a: Alkali Feldspat Granit, 1b: Siyenogranit, 1c: Monzogranit, 2: Granodiyorit, 3a: Tonalit, 3b: Kalsik tonalit, 4: Alkali feldspat kuvars siyenit, 5: Kuvars siyenit, 6: Kuvars monzonit, 7: Kuvars monzodiyorit, 8: Kuvars diyorit, 9: Kuvars gabro, 10: Alkali feldspat siyenit, 11: Siyenit, 12: Monzonit, 13: Monzogabro, 14: Diyorit, 15: Gabro)

Hesaplanan normatif değerlere göre şoşonitik ve alkalen karakterli kayaların alkali içerik oranının granit ve granodiyorite nazaran belirgin bir yükselme gösterdiği ve kayaların genel anlamda iki farklı kökenden geldiği şeklinde yorumlanabilir.

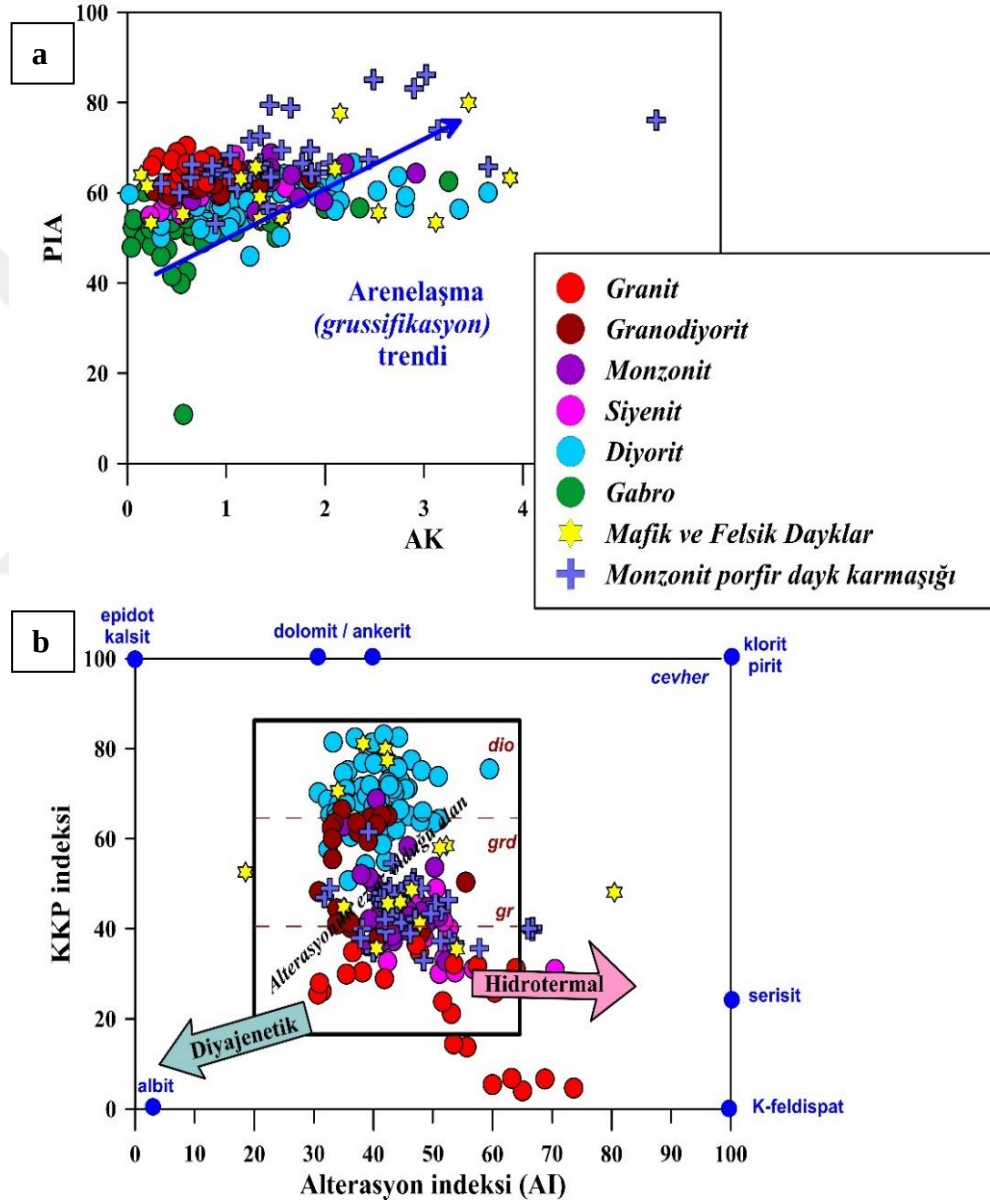
8.1.1 Kayalarda bozunma etkisi

İnceleme alanında yer alan felsik ve mafik kayalarda yoğun şekilde alterasyon ve günlenme etkisi gözlenmektedir. Bu nedenle kayaların alterasyon ve bozunma özellikleri irdelenmiştir. Derlenen kayaların alterasyon ve günlenme koşullarından ne ölçüde etkilendiğini ortaya konulması amacıyla Ateş kayıp (AK) değerleri belirlenmiş, ana oksitlere bağlı PIA (plajiyoklaz alterasyon indeksi), AI (Ishikawa alterasyon indeksi) ve KKPI (klorit-karbonat-pirit indeksleri hesaplanmıştır (EK-5).

AK oranının genel anlamda intrüzif kayalarda %0-1 arasında yer aldığı, bazı istisnai örneklerde %5'e kadar değer aldığı gözlenmektedir (Şekil 8.2a). Mafik kayaların bir kısmı ve kuvars monzonit porfir bileşimli dayk karmaşığına ait örnekler yüksek AK değeri sergileme eğilimindedir. Silikat kayalarındaki en hızlı ayrışma gösteren plajiyoklaz kristallerinin ayrışma derecesini ifade etmesi sebebiyle derlenen örneklerin PIA değerleri hesaplanmıştır (Fedov vd. 1995). PIA değerleri; granitoidlerde 59.38-70.31; kuvars monzonitlerde 75.76-72.72; siyenitlerde 54.93-68.32 aralığında mafik intrüziflerde diyoritlerde 45.96-67.36; gabrolarda ise 10.90-63.54 aralığında belirlenmiştir. Buna göre; kayanın ana bileşiminde yer alan plajiyoklaz kristallerinin bozunmuş olduğu ve dolayısıyla kayaların da kısmen günlenmiş olduğu sonucuna ulaşılmaktadır. Çalışma alanı içindeki monzonit porfir bileşimli dayk karmaşığı %0.34 ile 5.35 arasında değişen AK değeriyle, 53.13-86.13 arasında değişen PIA oranına sahiptir. PIA oranının AK' değerine göre değişim diyagramı çizildiğinde; kayaların mevcut bozunma etkisiyle arenalaşmış olduğu gözlenmektedir (Şekil 8.2a).

Felsik ve ortaç bileşimli kayalarda gözlenen bozunma sürecinin günlenme etkisinde mi yoksa hidrotermal alterasyona etkisinde mi geliştiğini ve buna bağlı gelişen kimyasal ve mineralojik değişiklikleri ve alterasyonun şiddetini ortaya koymak amacıyla Ishikawa

alterasyon indeksi (AI), klorit-karbonat-pirit (KKPI) indeks değerleri hesaplanmıştır. Ishikawa alterasyon indeksi (AI) genel olarak 20-65 arasında olan kayalar taze olarak kabul edilirken 60 değerinin aşılmasıyla beraber bozunmanın başladığı kabul edilmektedir. Benzer şekilde klorit-karbonat-pirit indeksinde de 15-85 arası taze kabul edilirken 65 değerinin aşılmasıyla bozunma başlamaktadır (Large vd. 2001).

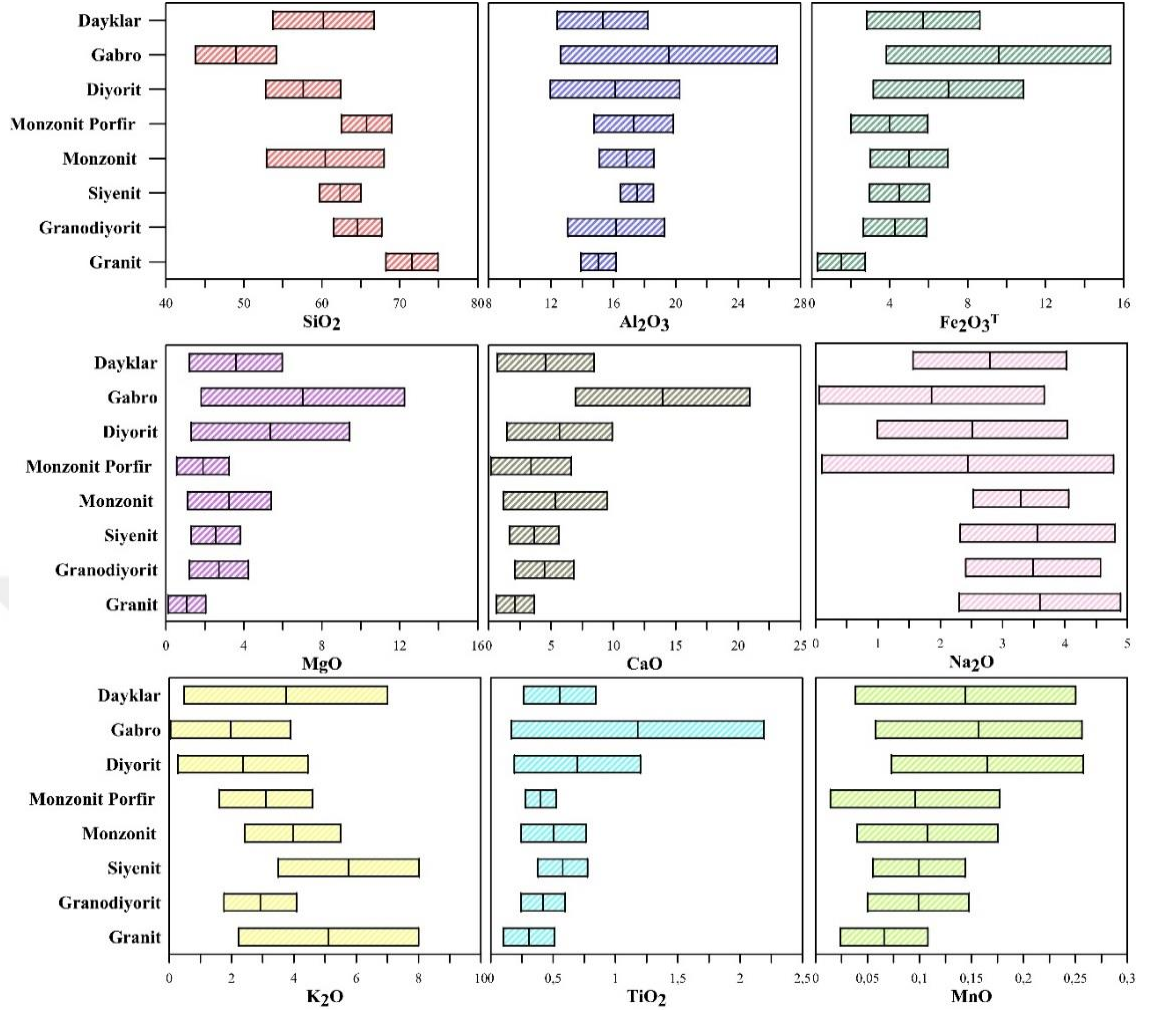


Şekil 8.2 İnceleme alanındaki kaya gruplarının; a) plajiyoklaz ayrışma indisine karşı ateşte kayıp değerine göre değişim diyagramındaki (Fedo vd. 1995), b) KKP (kalsit-klorit-pirit) indeksine karşı Ishikawa alterasyon indeksi değişim diyagramındaki konumu (Large vd. 2001)

Granitoyidlerde AI 30.69-73.64 arasında KKPI ise 4-66.50 arasında; siyenitlerde AI 36.64-70.49 arasında, KKPI ise 30.10-51.64 arasında; diyoritlerde AI 30.77-59.49 arasında KKPI ise 44.21-83.06 arasında yer almaktadır. Monzonit porfir bileşimli dayk karmaşığına ait kayalarda ise AI 30.77-66.67 arasında, KKPI 35.62-83.06 aralığında hesaplanmıştır. Elde edilen veriler KKPI' nin AI göre değişimini gösterir kutu (boxplot) diyagramına aktarılmıştır (Şekil 8.2b) (Ishikawa vd. 1976; Large vd. 2001). Buna göre kayaların büyük bölümünde hidrotermal alterasyon etkisi gözlenmeyip alterasyon etkisinin en az gözlendiğı alana düşmektedir. Granitoyidlerin bir kısmının taze alanın dışında ve K-feld yöneliminde olduğu gözlenmekte olup bu noktaların yankaya dokanağına yakın olduğu için metasomatizma etkisiyle değerlerinin farklılaştığı düşünülmektedir. Ayrıca intrüziflerin topografik olarak en üst seviyesine denk gelen, bozunmuş bölümlerden yapılan örneklemelerde gözlenen hidrotermal alterasyonun metasomatik etkilere bağlı ve hidrotermal akışkanların etkisiyle meydana gelen ileri derece ayrışmayla birlikte taşınan ürünlerin birleşmesi sonucu oluşabileceğı düşünülmektedir (Ulusoy ve Kadioğlu 2021).

8.1.2 Anaoksit element jeokimyası

Istranca İntrüziflerini oluşturan kaya birimlerinin ana element oksit değerlerinin dağılım aralıkları Şekil 8.3'de verilmiştir. Granitlerin SiO₂ içeriğı %68.23-74.90 arasında değişirken, diğer anaoksit içerikleri Al₂O₃ %13.90-16.16 arasında, Na₂O %2.30-4.89 arasında, MgO %0.10-2.04 arasında, K₂O %2.23-8.00 arasında, CaO %0.60-3.64 arasında, Fe₂O₃^t %0.30-2.75 arasında, TiO₂ %0.10-0.51 arasında, MnO %0.02-0.11 arasında ve P₂O₅ %0.07-0.20 arasında değişmektedir. Granodiyoritlerin ise SiO₂ içeriğı %61.55-67.68 arasında değişirken, diğer anaoksit içerikleri Al₂O₃ %13.08-19.28 arasında, Na₂O %2.41-4.57 arasında, MgO %1.20-4.23 arasında, K₂O %1.76-4.09 arasında, CaO %2.11-6.83 arasında, Fe₂O₃^t %2.63-5.89 arasında, TiO₂ %0.24-0.60 arasında, MnO %0.05-0.15 arasında ve P₂O₅ %0.10-0.30 arasında değişmektedir. Kuvars monzonitlerin SiO₂ içeriğı %52.90-68.00 arasında değişirken, diğer anaoksit içerikleri Al₂O₃ %15.08-18.60 arasında, Na₂O %2.53-4.06 arasında, MgO %1.10-5.40 arasında, K₂O %2.43-5.51 arasında, CaO %1.19-9.48 arasında, Fe₂O₃^t %2.98-6.99 arasında, TiO₂ %0.24-0.76 arasında, MnO %0.04-0.18



Şekil 8.3 İnceleme alanındaki kaya gruplarının ana element oksit içeriklerinin değişim aralıkları

arasında ve P_2O_5 %0.13-0.60 arasında değişmektedir. Siyenitlerin SiO_2 içeriği %59.67-65.05 arasında değişirken, diğer anaoksit içerikleri Al_2O_3 %16.47-18.57 arasında, Na_2O %2.32-4.80 arasında, MgO %1.30-3.81 arasında, K_2O %3.50-8.02 arasında, CaO %1.66-5.63 arasında, $Fe_2O_3^t$ %2.96-6.05 arasında, TiO_2 %0.38-0.78 arasında, MnO %0.06-0.14 arasında ve P_2O_5 %0.17-0.49 arasında değişmektedir. Diyoritlerde SiO_2 içeriği %51.18-62.45 arasında değişirken, diğer anaoksit içerikleri Al_2O_3 %11.96-20.26 arasında, Na_2O %0.99-4.03 arasında, MgO %1.30-9.42 arasında, K_2O %0.28-4.45 arasında, CaO %1.44-9.90 arasında, $Fe_2O_3^t$ %3.16-10.87 arasında, TiO_2 %0.19-1.33 arasında, MnO %0.07-0.26 arasında ve P_2O_5 %0.12-0.61 arasında değişmektedir. Gabrolarda ise SiO_2 içeriği %43.80-55.30 arasında değişirken, diğer anaoksit içerikleri Al_2O_3 %2.62-26.52 arasında, Na_2O %0.05-3.30 arasında, MgO %1.81-14.79 arasında, K_2O %0.04-2.30 arasında, CaO %7.92-20.93 arasında, $Fe_2O_3^t$ %3.83-15.35 arasında, TiO_2 %0.16-2.19 arasında, MnO

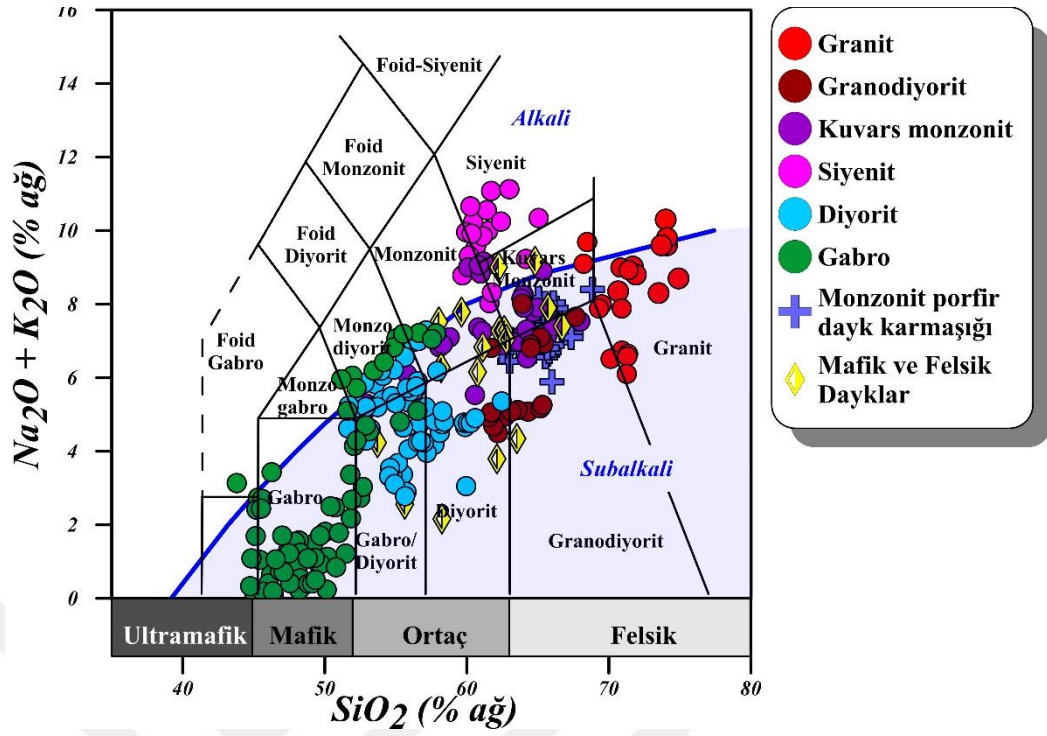
%0.06-0.26 arasında ve P_2O_5 %0.01-1.26 arasında değişmektedir. Monzonit porfir bileşimli dayk karmaşığına ait kayaların SiO_2 içeriğı %62.50-69.00 arasında değişirken, diğer anaoksit içerikleri Al_2O_3 %14.75-19.84 arasında, Na_2O %0.10-4.78 arasında, MgO %0.55-3.25 arasında, K_2O %1.60-4.60 arasında, CaO %0.17-6.63 arasında, $Fe_2O_3^t$ %2.00-5.96 arasında, TiO_2 %0.28-0.52 arasında, MnO %0.01-0.18 arasında ve P_2O_5 %0.05-0.30 arasında değişmektedir (EK-5).

Diyorit porfir, kuvars monzodiyorit porfir, monzonit porfir, siyenit porfir, granit porfir ve alkali feldispat granit aplit kompozisyonlarında derlenmiş dayk örnekleri, kompozisyonel olarak mineralojik-petrografik çeşitlilik arz etmekte olup benzer şekilde kimyasal açıdanda geniş bir bileşimsel aralık sergilemektedir.

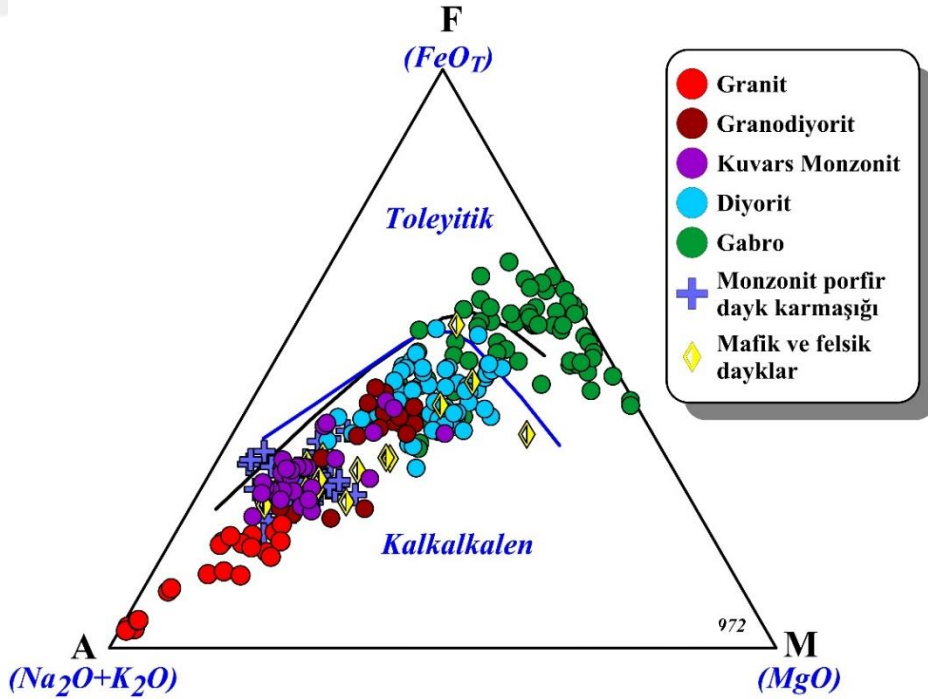
8.1.2.1 Istranca İnrüziflerinin kimyasal sınıflandırılması ve magma karakteri

İnceleme alanında yüzeylenen intrüzif ve damar kayaları toplam alkali-silika (TAS) diyagramına aktarılmıştır (Şekil 8.4) (Irvine ve Baragar 1971). Diyagram üzerindeki kimyasal kaya tanımlamaları gerek arazi gözlemleri, gerekse alınan örneklerin mineraloji petrografi tanımlamalarına uyumlu olarak gözlenmektedir. Örneklerin büyük bölümü subalkali alanda yer alırken, diyorit ve monzonit bileşimli kayaların bir kısmının alkali-subalkali geçişinde, siyenit ve monzonit bileşimli kayaların bir bölümü ise alkali alanda yer almaktadır. TAS değişim diyagramında Istranca İnrüziflerinin birbiriyle kökensel olarak ilişkili olduğu gözlenmektedir.

Alkali alana düşen siyenit ve kuvars monzonit örnekleri dışında, subalkali karakter sergileyen örnekler (Na_2O+K_2O)- FeO - MgO (AFM) diyagramına aktarılmış, felsik-ortaç karakterli kayaların kalkalkali karakterde olduğu gözlenmektedir. Diyorit bileşimli kayalar kalkalkali-toleyitik sınırında dağılım gösterirken, gabro bileşimli kayaların toleyitik karakterde olduğu gözlenmektedir (Şekil 8.5) (Irvine ve Baragar 1971).

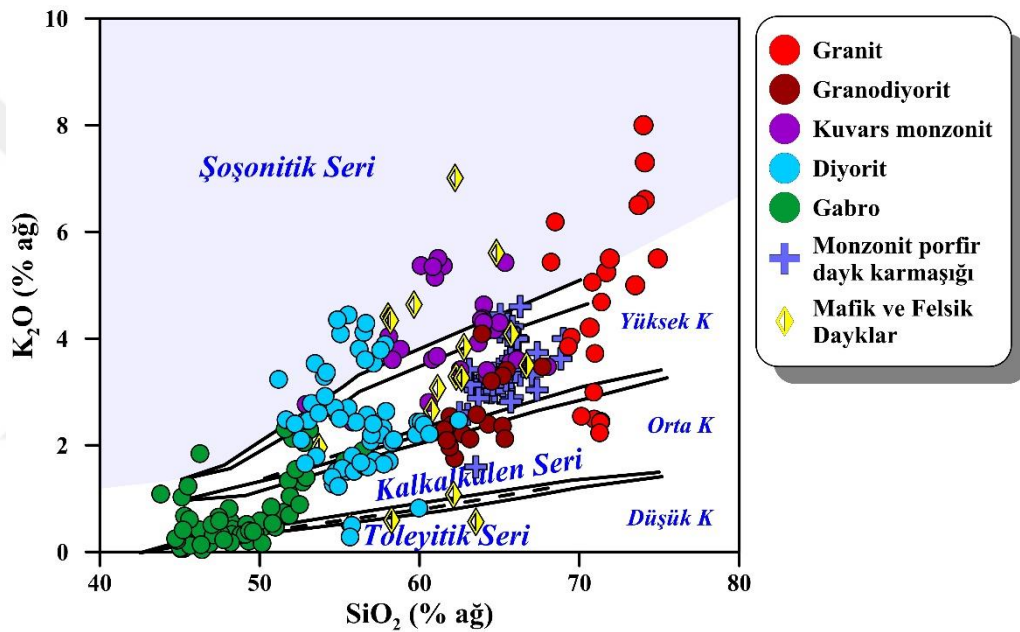


Şekil 8.4 İnceleme alanındaki kaya gruplarının toplam alkali-SiO₂ değişim diyagramındaki konumları (Le Maitre vd. 2001, Alkalen-Subalkalen ayırım çizgisi Irvine ve Baragar (1971)'den alınmıştır)



Şekil 8.5 İnceleme alanındaki kaya gruplarının AFM diyagramında (mavi çizgi: Irvine ve Baragar 1971, siyah çizgi: Kuno 1986) dağılımı

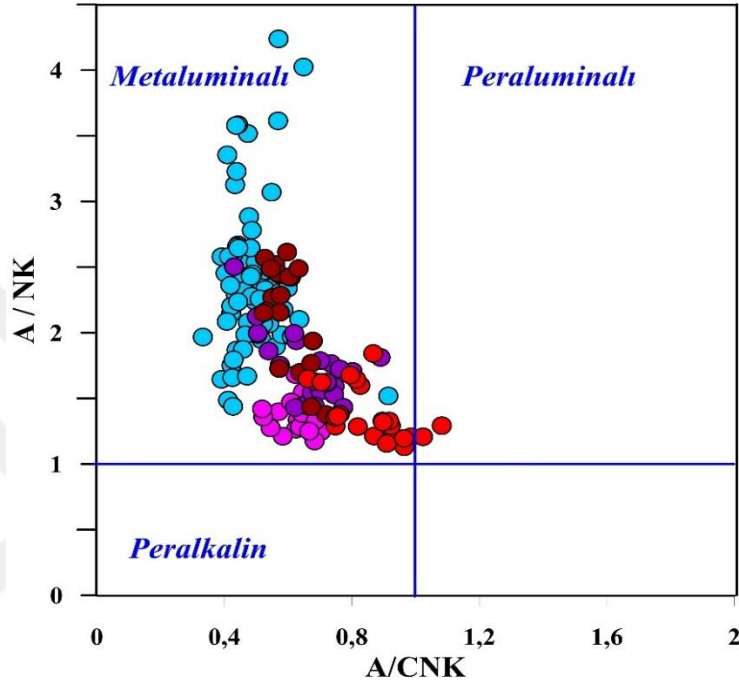
Subalkali kayaların $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diyagramında dağılımında monzonitler şoşonitik alanda, siyenit ve monzonit bileşimli kayalarla ilişkili diyoritler ise şoşonit-kalkalkali geçişinde yer almaktadır (Şekil 8.6). Felsik-ortaç bileşimli kayaların genel anlamda yüksek-orta K'lu kalkalkali alanda yer aldığı gözlenmektedir. Alkali feldispat oranı yüksek siyenogranit kompozisyonlu örneklerde şoşonitik trende geçiş gözlenmektedir. Gabrolarda ise düşük K'lu toleyitik alanda yoğunlaştığı ancak bir kısım gabroların ise şoşonitik alana doğru zayıf bir yönelim sergilediği gözlenmektedir (Şekil 8.6) (Rickwood 1989).



Şekil 8.6 İnceleme alanındaki kaya gruplarının $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diyagramındaki konumu (kesikli çizgiler Le Maitre vd. (1989) ve Rickwood (1989), düz çizgiler arasında kalan alanlar ise Peccerillo ve Taylor (1976), Ewart (1982), Innocenti vd. (1982) ve Middlemost (1985)'ten alınmıştır)

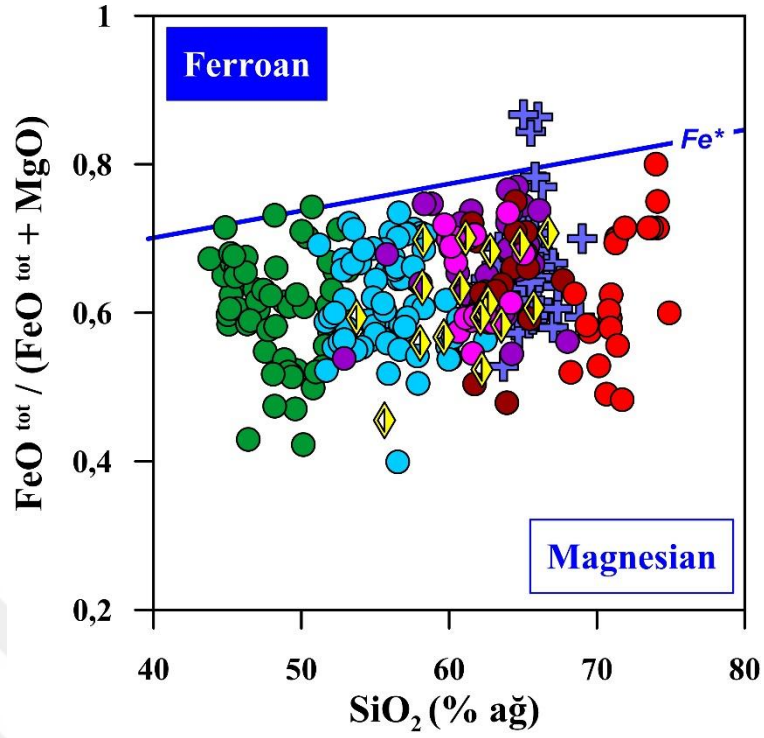
Felsik-ortaç karakterli kaya gruplarının alüminyum doygunluklarına göre sınıflandırılması amacıyla $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (ANK) karşı $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (ACNK) değişim diyagramına aktarılmış ve metalümina-peralümina sınırındaki birkaç granit örneği dışında metalüminalı özellik sergilediği gözlenmiştir (Şekil 8.7) (Maniar ve Piccolli, 1989).

İnceleme alanında yer alan örneklerin demir ve magnezyum içeriklerine göre sınıflandırması sonucu, istisnai birkaç monzonit kompozisyonlu yarı derinlik kayacı örneği dışında, tüm kaya gruplarının magnezyumca zengin oldukları gözlenmiştir (Şekil 8.8) (Frost vd, 2001).



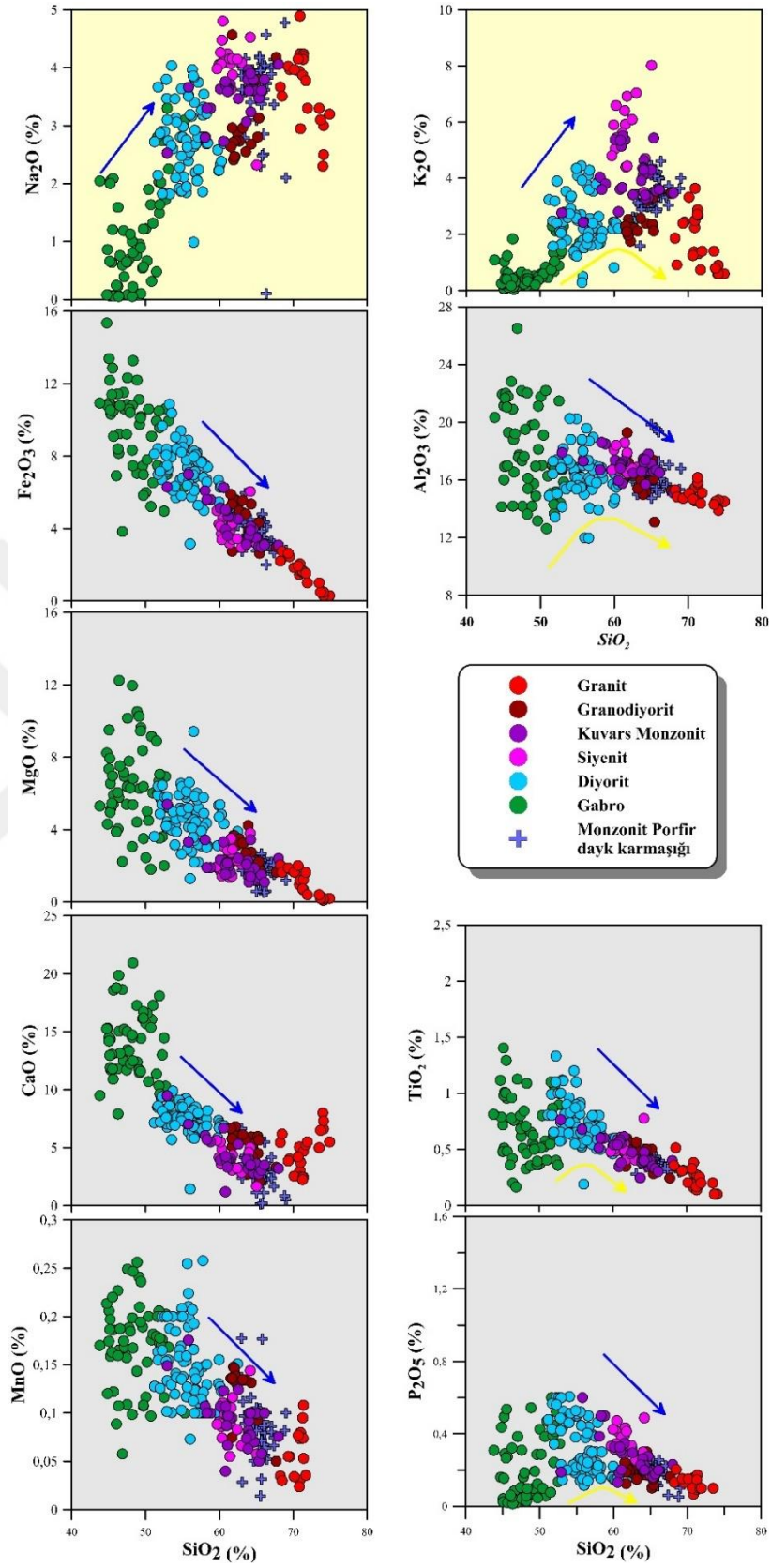
Şekil 8.7 İnceleme alanındaki kaya gruplarının a) ANK-ACNK diyagramında (Maniar ve Picolli 1989) dağılımı (Semboller için 8.6'ya bakınız)

Istranca İntrüziflerine ait örneklerin ana oksit element konsantrasyonlarının SiO_2 göre değişimi Şekil 8.9'te verilmiştir. Anaoksid değişim diyagramlarında Na_2O ve K_2O konsantrasyonu SiO_2 artışına doğru orantılı olarak belirgin şekilde artarken; Fe_2O_3^T , MgO , CaO , MnO , TiO_2 , belirgin negatif yönelim, Al_2O_3 'te ise kısmen negatif yönelim izlenmektedir. P_2O_5 konsantrasyonun SiO_2 göre değişiminde; %45-60 SiO_2 arası konsantrasyonda kısmen pozitif yönelim gözlenirken, %60 üzeri SiO_2 içeren örneklerde kısmen negatif yönelim söz konusudur.



Şekil 8.8 İnceleme alanındaki kaya gruplarının $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ karşı silika değişimine göre sınıflama diyagramında dağılımı (Frost vd. 2001, Semboller için 8.6' ya bakınız)

Elde edilen bulgular ışığında İstranca İntrüziflerine ait örneklerin gelişiminde fraksiyonel kristalizasyon süreci belirgin şekilde gözlenmektedir. Fe_2O_3^* , CaO ve MgO'da gözlenen negatif yönelim mafik minerallerin ve kalsik plajiyoklazların kristalleşmesinden kaynaklanmaktadır. Bu minerallerin magmadan fraksiyonlaşması sonucu ergiyikte Na_2O ve K_2O konsantrasyonlarında meydana gelen oransal artış SiO_2 'ye karşı sergilenen pozitif yönelimle izlenmektedir. TiO_2 ve P_2O_5 konsantrasyon değişimleri kayalarda tali olarak gözlenen titanit, apatit, manyetit gibi minerallerle ilişkilidir. Apatit kristallerinin kısmen az oranda gözlendiği gabro bileşimli kayalarda P_2O_5 SiO_2 'ye karşı pozitif yönelim sergilerken, apatit kristallerinin bollaştığı kaya gruplarında negatif yönelim söz konusudur.

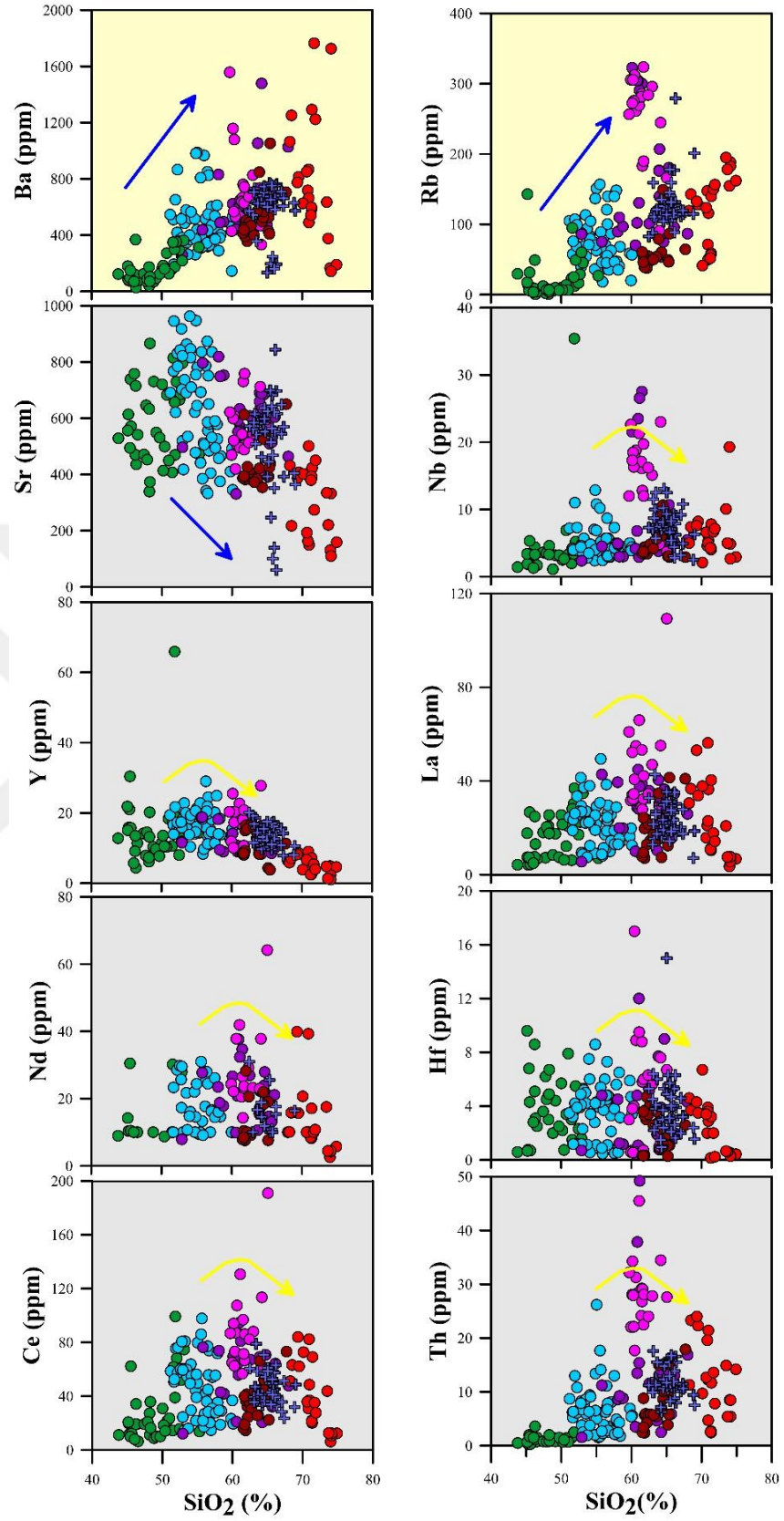


Şekil 8.9 Istranca İntüziflerine ait kayalarının SiO_2 'ye karşı ana oksit element değişim diyagramları (Harker 1909)

8.1.3 İz element jeokimyası

İz elementlerin SiO_2 'ye karşı değişim diyagramları Şekil 8.10'da verilmiştir. Genel anlamda elementlerin büyük bölümünde yönelim ve ilişkiler açık şekilde gözlenmektedir. Genel yönelime aykırı duruş sergileyen örneklerin olasılıkla bozunma nedeniyle değerleri değişmiştir.

SiO_2 artışına bağlı olarak Ba, Rb, element konsantrasyonları da belirgin şekilde artmaktadır. Ba, Rb, genel olarak K-feldispat, mika ve hornblendler içinde yer alan uyumsuz elementlerdir. Bu yönelim Istranca İntrüziflerine ait kaya gruplarında felsik birimlerde K-feldispat, biyotit ve amfibollerin fraksiyonel kristalizasyonu ile ilişkili olduğu düşünülebilir. Sr, yoğunlukla kalsik plajiyoklazlarda daha az oranda K-feldispatlarda yoğunlaşmakta olduğu noktasından hareketle mafik kayalarda kalsik, SiO_2 içeriğinin bollaştığı kayalarda ise daha az kalsik sergileyen plajiyoklazların kristallenmesini ifade etmektedir. Y genel olarak amfibol, sfen ve apatit kristalleri içinde bollaşırken Hf ise ana minerallere nazaran tali kristaller içinde kalmayı tercih etmektedir. Th, La plajiyoklaz ve titanit içinde yoğun olmak üzere kısmen piroksen ve amfibollerde gözlenmektedir (Winter, 2001). Bunun yanında Nb, Y, Nd, La, Hf, Th ve Ce konsantrasyonları $\sim 60\%$ SiO_2 konsantrasyonuna kadar zayıf şekilde artarken, 60% SiO_2 konsantrasyonundan itibaren zayıf şekilde azalma eğilimindedir. Söz konusu yönelim olası magma karışımına bağlı olarak gelişmiş olabileceğinin göstergesi olabilir.



Şekil 8.10 Istanca İntüziflerine ait kayaların SiO_2 ' ye karşı iz element değişim diyagramları (Harker 1909, semboller için Şekil 8.9' a bakınız)

8.2 İzotop Jeokimyası

İzotop çalışmaları KB Türkiye 'de yer alan Geç Kretase intrüzif kayalarında oldukça kısıtlıdır. Türkiye ve Bulgaristan bölgesinde Geç Kretase yaşlı intrüzif kayalarda yapılan izotop çalışmaları sonucu elde edilen değerler Çizelge 8.1' de verilmiştir. Buna göre Demirköy ilçesi çevresinde gözlenen intrüziflerde; kabuksal kirlenme varlığını işaret eder şekilde düşük $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (-2.57 ile 0.43 arası) ve göreceli olarak yüksek $\text{Sr}_{(t)}$ (0.704-0.706) değerleri ve 6.18-8.89 arasında $\delta^{18}\text{O}$ belirlenmiştir (Karacık ve Tüysüz 2010). Bulgaristan bölümünde yapılan çalışmada $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop değerleri granodiyorit için 0.70559-0.70590 aralığında; diyorit için 0.70482; gabrolarda 0.70417-0.70435 aralığında belirlenmiştir (Georgiev vd. 2009).

İnceleme alanında yer alan tüm intrüzif kaya gruplarının kökensel ilişkileri ve fraksiyonel kristalizasyon, asimilasyon, kontaminasyon gibi oluşumunda etkili süreçlerin belirlenebilmesi amacıyla Sr-Nd radyojenik izotop analizleri yapılmıştır.

Bu analizlerde kullanılmak üzere tip lokalitelerden mümkün mertebe en taze örneklerin seçilmesine özen gösterilmiştir (Şekil 7.4). İnceleme alanındaki kaya gruplarından granitoidlerden (beş adet), kuvars monzonitlerden (dört adet), kuvars siyenitlerden (iki adet), mafik kayalardan; diyoritlerden (beş adet), gabrolardan (dokuz adet) ve diyoritik bileşimli mafik magmatik anklav (üç adet) örneklerinden $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ radyojenik izotop analizi yapılmıştır. Analiz sonuçları ve hesaplanan Sr-Nd izotop oranları, ϵSr - ϵNd değerleri Çizelge 8.2' de verilmiştir.

Granitoidlerde; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı 0.705801-0.706319 arasında, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oranı ise 0.512506-0.512599 arasında değişirken kuvars monzonitlerde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı 0.704831-0.707747 arasında, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oranı ise 0.512464-0.512629 arasında değişmektedir. Siyenitlerde ise $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı 0.707632-0.708293 arasında, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oranı ise 0.512420-0.512558 aralığında değişmektedir.

Çizelge 8.1 Istranca İintrüziflerine ait kayaların öncel çalışmalarda belirlenmiş Sr-Nd-O izotop verileri

Kaya türü	No	SiO ₂	Rb	Sr	Nd	Sm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	std*	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	std*	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i)	δ ¹⁸ O	Referans
Gabro	Z-15	48.02	18.20	923.20	16.60	3.80	0.71	-	0.512525	±06	0.71	0.51	7.80	Karacık ve Tiysüz, 2010
Gabro	Z-18	45.06	32.60	839.60	30.00	7.10	0.7	-	0.512615	±05	0.7	0.51	6.18	Karacık ve Tiysüz, 2010
Gabro	Z-30	51.09	12.10	532.00	9.00	2.00	0.71	-	0.512506	±08	0.71	0.51	7.66	Karacık ve Tiysüz, 2010
Gabro	Z-40	48.81	16.00	421.10	11.00	2.90	0.71	-	0.512556	±10	0.71	0.51	7.48	Karacık ve Tiysüz, 2010
Gabro	Z-26	47.76	2.00	550.20	4.20	1.40	0.71	-	0.512601	±06	0.71	0.51	6.82	Karacık ve Tiysüz, 2010
Gabro	Z-41	48.07	15.00	347.60	9.70	2.60	0.71	-	0.512575	±09	0.71	0.51	7.03	Karacık ve Tiysüz, 2010
Diyorit	Z-7	56.85	54.60	346.10	20.00	4.80	0.71	-	0.512594	±08	0.71	0.51	7.07	Karacık ve Tiysüz, 2010
Diyorit	Z-24	54.58	33.80	544.40	13.60	3.20	0.71	-	0.512616	±07	0.71	0.51	6.86	Karacık ve Tiysüz, 2010
Diyorit	Z-45	55.87	43.00	549.20	17.30	3.60	0.71	-	0.512599	±07	0.7	0.51	7.21	Karacık ve Tiysüz, 2010
Diyorit	Z-10	58.37	60.40	533.80	17.00	3.60	0.71	-	0.512589	±07	0.7	0.51	7.42	Karacık ve Tiysüz, 2010
Diyorit	Z-46	61.03	49.70	436.80	15.50	3.00	0.71	-	0.512531	±08	0.71	0.51	8.89	Karacık ve Tiysüz, 2010
Diyorit	Z-54	60.86	36.10	418.30	17.00	3.50	0.71	-	0.512561	±10	0.71	0.51	6.93	Karacık ve Tiysüz, 2010
Granodiyorit	Z-55	62.51	55.80	403.60	16.60	3.00	0.71	-	0.512546	±07	0.71	0.51	7.71	Karacık ve Tiysüz, 2010
Granodiyorit	Z-35	64.80	65.80	407.90	9.10	2.00	0.71	-	0.51257	±08	0.71	0.51	8.24	Karacık ve Tiysüz, 2010
Granit	Z-9	72.92	48.70	388.70	12.00	2.30	0.71	-	0.512501	±05	0.71	0.51	8.32	Karacık ve Tiysüz, 2010
Granodiyorit	AvQ 048	-	111.40	529.30	21.50	4.00	0.70659	10	-	-	0.7059	-	-	Georgiev et al 2009
Gabro	AvQ 046	-	3.60	343.90	6.90	2.20	0.70438	20	-	-	0.70435	-	-	Georgiev et al 2009
Granodiyorit	SG 001	-	56.00	413.10	13.50	3.20	0.70604	40	-	-	0.70559	-	-	Georgiev et al 2009
Diyorit	SG 011	-	3.40	387.80	11.30	2.30	0.70485	50	-	-	0.70482	-	-	Georgiev et al 2009
Andezit	SG 021	-	54.20	437.80	14.20	3.70	0.70523	20	-	-	0.70482	-	-	Georgiev et al 2009
Granodiyorit	SG 028	-	62.10	475.90	14.30	2.50	0.70604	10	-	-	0.70561	-	-	Georgiev et al 2009
Gabro	SG 057	-	3.80	476.60	14.60	3.50	0.70536	20	-	-	0.70533	-	-	Georgiev et al 2009
Gabro	AvQ 142	-	4.10	675.20	4.80	1.60	0.70419	10	-	-	0.70417	-	-	Georgiev et al 2009

std* : son bir veya iki basamağa ait standart hata

Çizelge 8.2 Istranca İntüziflerine ait kayaların Sr-Rb-Sm-Nd element içerikleri, ölçülen ve hesaplanan Sr-Nd izotop oranları, $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ değerleri (Hesaplamalarda jeokronoloji bölümündeki belirlenen U-Pb yaşlar kullanılmış olup, ölçülen örneğin tam lokasyonunda yaş verisinin olmadığı durumda kaya türünün U-Pb yaşı, birden fazla yaş olması durumunda ise belirlenen yaşların aritmetik ortalaması kullanılmıştır)

İLKESEL ORANLAR																
Birim	SiO ₂	Rb	Sr	Nd	Sm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	std*	Yaş	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εSr(t)	εNd(t)	
16-KEU-67	Gra	71.35	58.70	388.80	8.21	1.41	0.706319	14	81.2	0.103539	0.436718	0.705815	0.512451	17.21	-1.61	
16-KEU-78	Gra	61.70	46.23	393.99	8.47	1.77	0.705801	13	82.1	0.126521	0.339409	0.705405	0.512481	11.41	-1.00	
17-DE-02	Gra	65.33	75.00	686.00	24.00	4.10	0.705988	6	80.3	0.103311	0.316265	0.705627	0.512545	14.53	0.20	
17-DE-05	Gra	64.30	37.90	555.80	8.47	1.77	0.706024	15	81.2	0.126521	0.197259	0.705796	0.512485	16.95	-0.95	
17-DE-07	Gra	63.16	60.30	353.80	8.47	1.77	0.706154	6	81.2	0.126522	0.493038	0.705585	0.512508	13.95	-0.50	
15-DE-48	Mnz	65.10	111.50	545.00	24.60	4.77	0.707157	7	81	0.117396	0.591891	0.706476	0.512402	26.59	-2.55	
16-KEU-49	Mnz	64.00	139.75	613.58	22.33	3.80	0.704831	13	81	0.102914	0.658765	0.704073	0.512574	-7.51	0.79	
16-KEU-104	Mnz	65.68	322.60	613.23	7.90	2.10	0.707054	11	81	0.161003	1.521943	0.705303	0.512434	9.94	-1.95	
16-KEU-114	Mnz	60.10	322.60	613.23	26.68	4.79	0.707747	15	81	0.108662	1.522046	0.705996	0.512428	19.77	-2.06	
16-KEU-95	Sye	61.72	85.78	496.50	23.07	3.98	0.707632	13	79.3	0.104198	0.499840	0.707069	0.512504	34.98	-0.63	
15-DE-103	Sye	57.50	272.40	599.30	46.96	7.96	0.708293	15	79.3	0.102492	1.315148	0.706811	0.512367	31.32	-3.30	
17-DE-03	Dio	56.56	46.50	425.20	8.91	2.16	0.705918	5	82.2	0.146316	0.316352	0.705548	0.512532	13.45	-0.01	
16-KEU-44	Dio	58.10	34.96	457.37	16.06	3.38	0.705427	15	81.8	0.127427	0.221132	0.705170	0.512530	8.07	-0.06	
16-KEU-52	Dio	58.80	96.97	753.04	17.87	3.24	0.704593	15	82.2	0.109783	0.372458	0.704158	0.512566	-6.29	0.66	
16-KEU-65	Dio	54.10	79.93	815.78	16.09	3.60	0.704661	13	82.2	0.135232	0.283407	0.704330	0.512516	-3.85	-0.31	
16-KEU-125	Dio	55.90	18.23	511.80	8.91	2.16	0.705239	13	82.5	0.146312	0.103023	0.705118	0.512407	7.34	-2.44	
16-KEU-59	Gbr	51.70	75.83	945.79	23.32	4.79	0.704408	17	85.6	0.124114	0.231905	0.704126	0.512544	-6.69	0.32	
16-KEU-61	Gbr	45.30	13.35	560.85	9.65	2.06	0.704436	7	85.6	0.129342	0.068838	0.704352	0.512644	-3.47	2.26	
16-KEU-63	Gbr	43.80	29.46	528.54	8.92	2.48	0.705381	14	85.6	0.168001	0.161224	0.705185	0.512513	8.34	-0.29	
15-DE-38	Gbr	46.00	9.80	549.20	8.91	2.16	0.705052	16	85.6	0.146316	0.051614	0.704989	0.512541	5.57	0.26	
15-DE-117	Gbr	45.10	6.50	452.90	11.81	3.03	0.705493	17	85.6	0.155211	0.041515	0.705443	0.512525	12.00	-0.05	
15-DE-129	Gbr	49.90	45.00	711.20	43.41	9.47	0.705092	9	85.6	0.131858	0.183019	0.704869	0.512532	3.87	0.08	
15-DE-131	Gbr	51.40	136.60	755.20	44.24	9.32	0.706999	8	85.6	0.127399	0.523294	0.706363	0.512431	25.06	-1.90	
17-DE-11	Gbr	47.76	50.00	339.40	11.68	2.30	0.707518	10	85.6	0.119340	0.426223	0.707000	0.512493	34.10	-0.68	
17-DE-08	Gbr	46.34	50.00	372.60	8.91	2.16	0.705057	11	85.6	0.146317	0.388152	0.704585	0.512555	-0.17	0.53	
17-DE-05A	MMA	58.28	60.00	375.00	8.47	1.77	0.70617	8	81.2	0.126522	0.462851	0.705636	0.512516	14.67	-0.35	
17-DE-07A	MMA	56.54	40.20	375.10	8.91	2.16	0.706143	12	81.2	0.146315	0.310027	0.705785	0.512507	16.79	-0.51	
16-KEU-95A	MMA	60.45	312.00	419.20	8.91	2.16	0.707951	9	79.3	0.146314	2.153430	0.705526	0.512483	13.08	-1.03	

(std*: son bir veya iki basamağa ait standart hata değeri)(Gra: granitoid, Mnz: Monzonit, Sye: Sijenit, Dio:diyorit, Gbr: Gabro, MMA: Mafik mikrogranüler anklav)

9. TARTIŞMA

İnceleme alanında yüzeylenen, bu çalışma da Istranca İnrüzifleri olarak tanımlanan kayalar Alp-Himalaya orojenik kuşağı içinde yer alan Srednogorie magmatik yayının bir ürünüdür (Aykol ve Tokel 1991, Karacık ve Tüysüz 2010). Sismik tomografi çalışmaları söz konusu magmatik yayın; Avrupa' nın güney sınırındaki litosferin uzun süreli kuzeye yitiminin yaklaşık 100 my önce başlayan ilk adımı olduğunu yansıtmaktadır (Von Quadt vd. 2005, Wortel ve Sparkman 2000, Lips 2002).

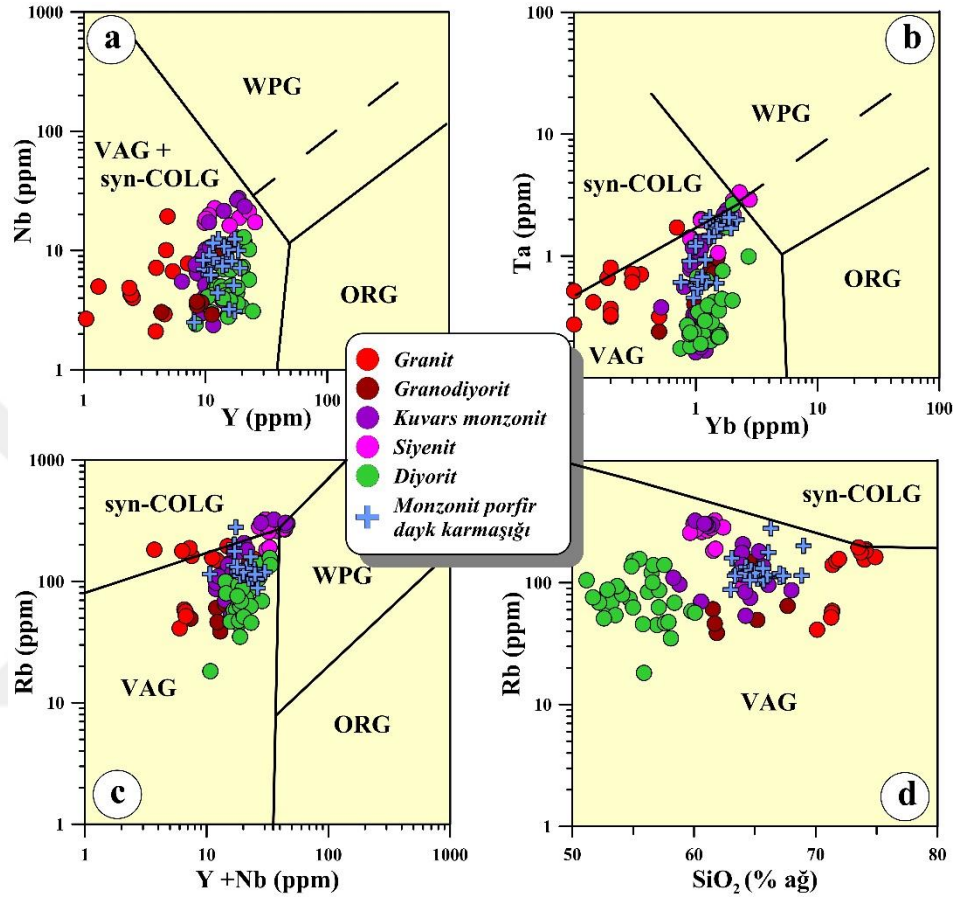
Manto-kabuk etkileşimli Istranca İnrüziflerini oluşturan heterojen magmanın evrilmesinde fraksiyonel kristalizasyon, asimilasyon, kabuk kirlenmesi, magma karışımı ve magmanın çeşitli ergiyik ve akışkanlarca etkileşimi önemli rol oynamaktadır. Istranca İnrüziflerinin zamansal ve mekânsal dağılımı, kayaların oluşumunda etkili petrojenetik süreçlerin belirlenmesi bölgede jeodinamik evrimin ortaya konulmasında oldukça önemlidir.

9.1 Tektonik Yerleşim Ortamı

Istranca İnrüziflerinin tektonik konumlarının belirlenmesi bu kayaların oluşumuna neden olan jeodinamik evrimin aydınlatılmasında önem arz etmektedir. İnceleme alanında yer alan felsik ve ortaç bileşimli ($\text{SiO}_2 > 50$) kayalar Pearce vd. (1984)'te sunulan Rb, Y, Nb, Yb, Ta iz elementlerine göre oluşturulan tektonik ortam sınıflama diyagramlarına aktarılmıştır (Şekil 9.1).

Örneklerin tektonik konumlarını ortaya çıkarmak amacıyla Y'a karşı çizilen Nb değişim diyagramında örneklerin volkanik yay granitoidleri (VAG) ve çarpışmayla eş yaşlı granitoidler (Syn-COLG) alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 9.1a). Ta'a karşı Yb ve Rb'a karşı Y+Nb değişim diyagramlarında örnekler ağırlıklı olarak volkanik yay granitoidleri (VAG) alanında yer alırken, bir kısım örneğin çarpışmayla eş yaşlı granitoidler (Syn-COLG) sınırında yer aldığı gözlenmektedir (Şekil 9.1c ve d). Sınıra düşen söz konusu örnekler K-feldispat porfirokristalleri içerebilen kayalar olduğu ve bu

küçük sapmaların bundan kaynaklanabileceği düşünülmektedir. Rb karşı SiO_2 diyagramında ise tüm kayaların VAG alanına düştüğü açık şekilde gözlenmiştir (Şekil 9.1d).

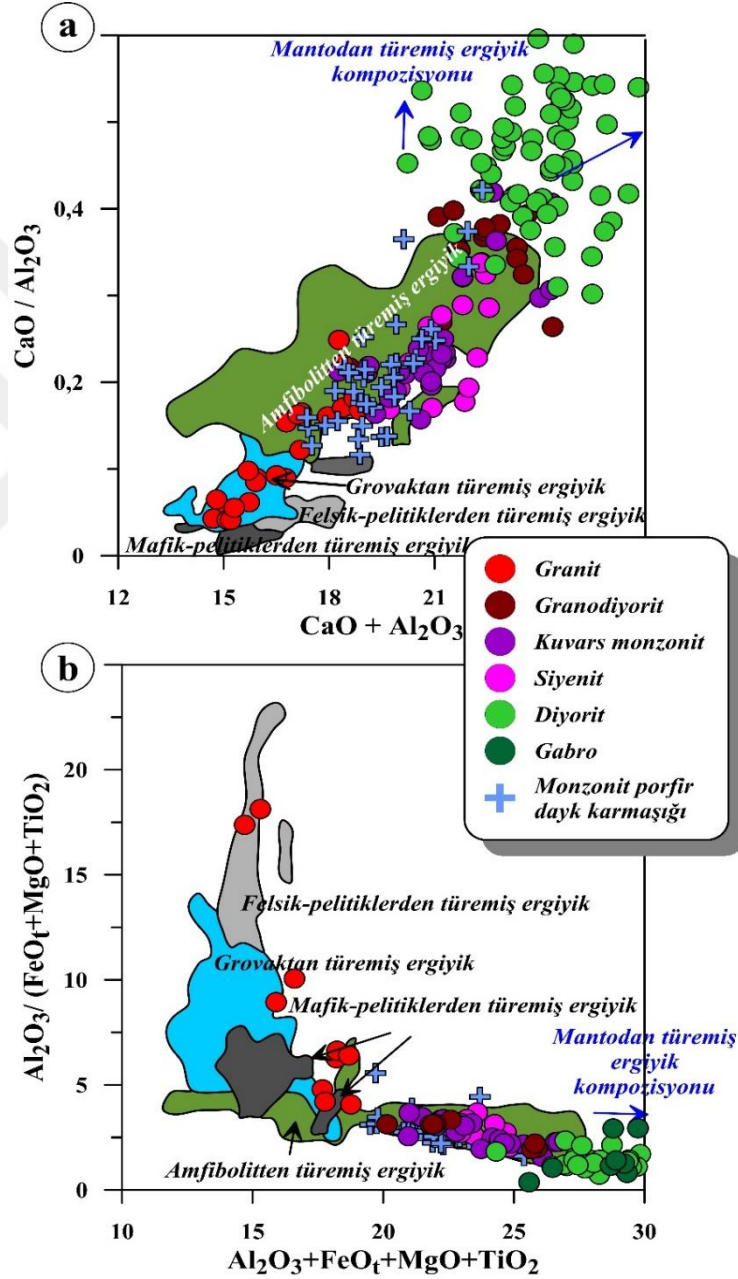


Şekil 9.1 İnceleme alanında yer alan felsik-ortaç kayaların a) Nb'a karşı Y, b) Ta'a karşı Yb c) Rb'a karşı (Yb+Ta) ve d) Rb'a karşı SiO_2 diyagramında (Pearce vd. 1984) dağılımları

9.2 Magma Kökeni ve Farklılaşma Süreçleri

İntrüzif kayaları oluşturan magma kaynağının anlaşılması için; çeşitli kabuksal materyallerin deneysel olarak ergitilmesi sonucu belirlenen ana element oksit değişimlerine göre bir dizi diyagram oluşturulmuştur (Patino Douce 1999). İnceleme alanında yüzeylenen felsik ve mafik bileşimli kayalar söz konusu diyagramlara aktarılarak kökene ilişkin yaklaşımlarda bulunulmuştur. Söz konusu diyagramlardaki dağılımlar; felsik intrüzif kayaların büyük bölümünün alt kabuğu temsil eden

amfibolitlerden türemiş ergiyikten oluştuğunu yansıtmaktadır. Bunun yanında mafik intrüzif kayalardan gabro ve bir kısım diyorit bileşimli örnek ise mantodan türemiş ergiyik kompozisyonunu yansıtmaktadır (Şekil 9.2a). Felsik intrüzif kayalar içindeki granitlerin grovak, felsik ve mafik pelitiklerden türemiş ergiyiklerden oluştuğu söylenebilmektedir (Şekil 9.2b).

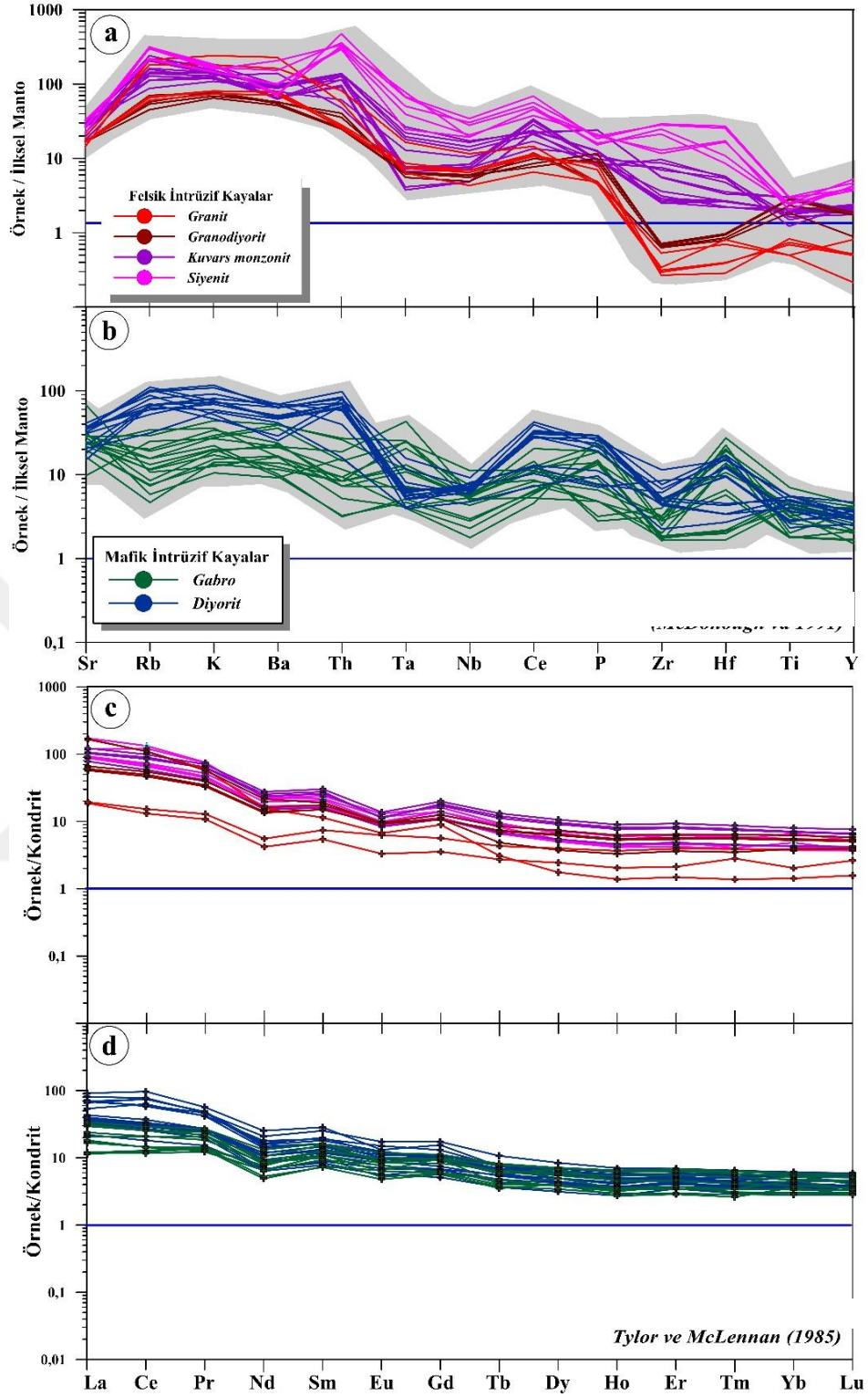


Şekil 9.2 İnceleme alanında yer alan felsik ve mafik intrüziflerin çeşitli kabuksal materyallerden oluşan deneysel ergiyik alanları içinde dağılımı (Patino Douce, 1999; Yi vd. 2019)

Magma kökeni hakkında bilgi edinmek amacıyla Istranca İntüzifleri McDonough vd. (1992) tarafından belirtilen ilksel manto değerlerine normalize edilerek çoklu element değişim desenleri belirlenmiştir (Şekil 9.3a-b). Buna göre kayalar genel anlamda iz elementlerce farklı oranlarda zenginleşmiştir. Felsik İntüzif kayalarda olası kabuksal etkileşime bağlı olarak LIL elementlerin (Sr, K, Rb, Ba) HFS elementlere göre daha fazla zenginleştiği gözlenmektedir. Felsik intrüzif kayalar farklı konsantrasyonlara sahip, benzer desenler oluşturmaktadır. Mafik intrüzif kayalarda ise gabroların daha az zenginleşme göstererek kısmen ilksel manto çizgisine benzer desen ve konsantrasyona sahip olması bu kayaların daha az oranda kirlendiği, Istranca İntüzifleri içinde ilksel mantoya en yakın kompozisyonu sergilediği şeklinde düşünülebilir. Diyoritlerde ise LIL elementlerin (Sr, K, Rb, Ba) HFS elementlere göre daha fazla zenginleştiği gözlenmektedir. Kuvars monzonit ve diyorit örneklerinde olasılıkla fraksiyonel kristalizasyonla ilintili Ba, P ve Ti değerlerinde tüketilmeler söz konusudur. Siyenitler ile monzonitlerdeki örtüşmelerin ise kristalizasyon sırasında siyenitlerin monzonitlerden etkilenecek şekilde kristalleştiği şeklinde açıklanabilir.

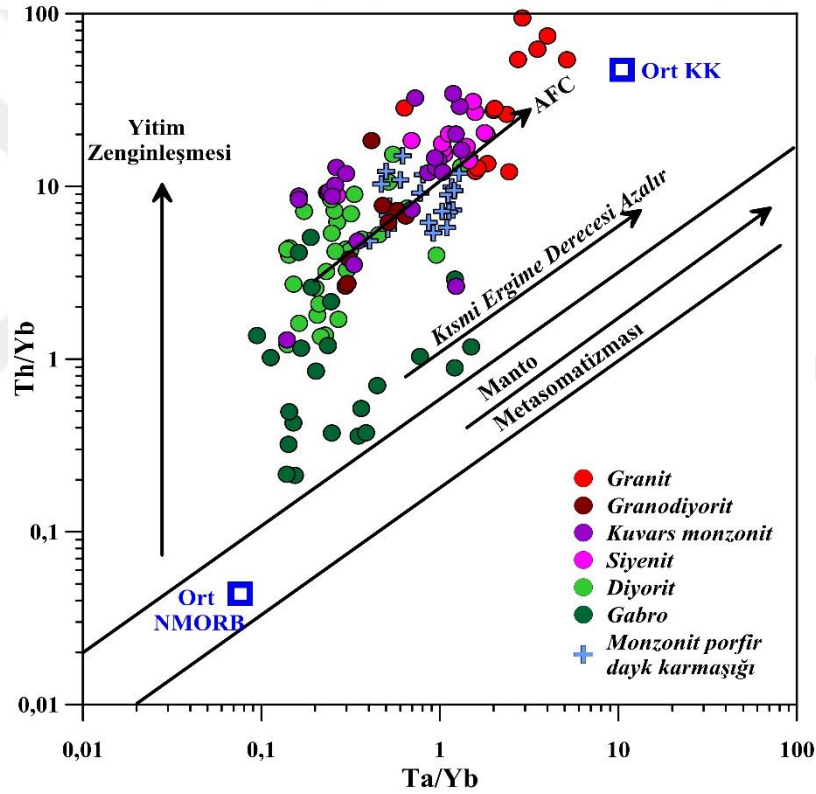
Kondrite normalize edilmiş nadir yer elementleri değişiminde tüm kaya grupları normalize edilen kondrit değerine göre zenginleşmiştir, ayrıca HNTE lerde ANTE göre daha fazla zenginleşme söz konusudur. Desenler içinde Nd ve Eu elementlerinde tüketilme dikkat çekmektedir (Şekil 9.3c-d).

Sonuç olarak çoklu element değişim diyagramları Istranca İntüziflerinin yitim ilişkili manto-kabuk etkileşimli magmadan evrildiğini yansıtmaktadır. Felsik intrüzif kayalar içinde granitoyidlerde, kabuksal etkileşim belirgin şekilde izlenmektedir. Granitoyidlerin bir kısmı, kuvars monzonit, siyenit bileşimli kayalarda ise daha çok manto-kabuk etkileşimi söz konusudur. Mafik intrüzif kayalarda; diyoritlerde manto-kabuk etkileşimi gözlenirken, manto kompozisyonuna benzer bileşime sahip gabrolarda kabuksal etkileşim en az oranda gözlenmektedir.



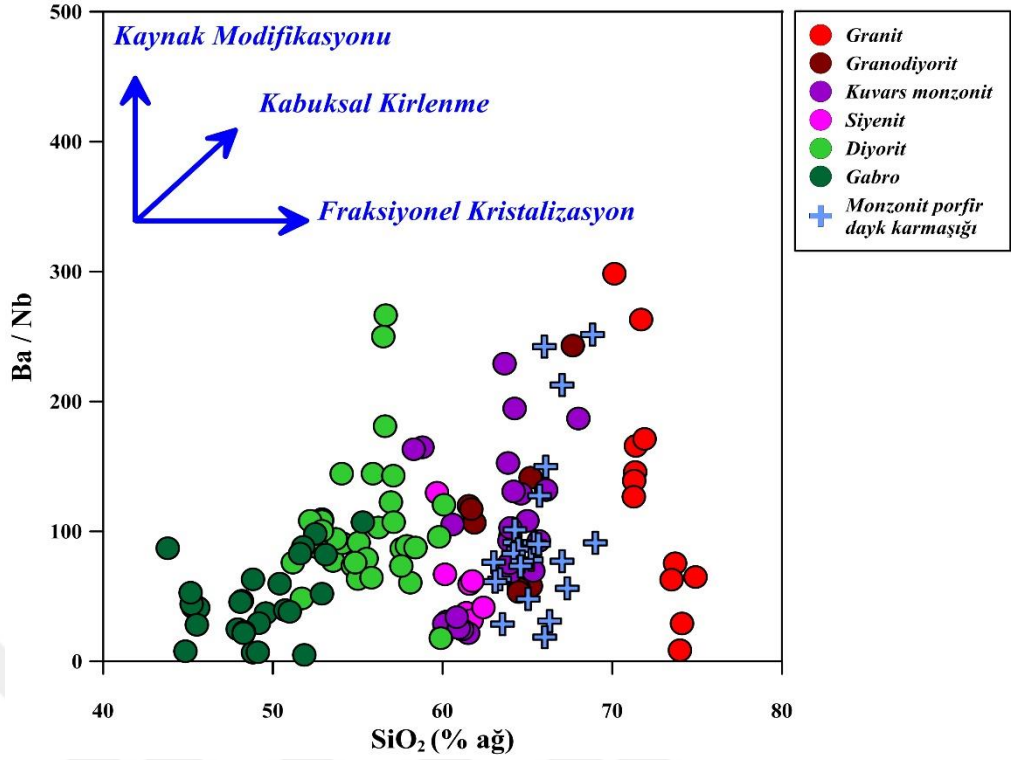
Şekil 9.3 Istanca İntüziflerinde; a) felsik intrüzif kayaların, b) mafik intrüzif kayaları ilksel mantoya normalize edilmiş iz element değerlerinin çoklu element değişim diyagramında dağılımı (McDonough vd 1992), c) felsik intrüzif kayaların ve d) mafik intrüzif kayaların kondrite normalize edilmiş nadir toprak elementleri değerlerinin çoklu element değişim diyagramında dağılımı (Tylor ve McLennan 1985).

Magma farklılaşma sürecinde magmanın evriminde etkili süreçleri izlemek amacıyla Istranca İntüziflerine ait felsik ve mafik örneklerin Th/Yb karşı Ta/Yb dağılımları belirlenmiştir (Şekil 9.4). Buna göre felsik intrüzif kayalar ve mafik intrüzifler içindeki diyoritlerin büyük bölümünün manto dizini üzerinde dağıldığı görülmektedir. Bu dağılımı ise söz konusu kayaların yitimce zenginleşmeye uğramış bir kaynaktan asimilasyon fraksiyonel kristalizasyonla (AFC) türediğini ifade etmektedir. Mafik intrüzifler içindeki gabrolarda ise yitime bağlı kirlenmenin kısmen az oranda olduğunu ve diyagramdaki dağılımlarına göre bu kayaların yitim etkisiyle metasomatize olmuş mantodan türemiş bir magmadan oluştuğunu yansıtmaktadır.



Şekil 9.4 Istranca İntüziflerinin Th/Yb-Ta/Yb (Pearce vd. 1990) diyagramındaki dağılımı

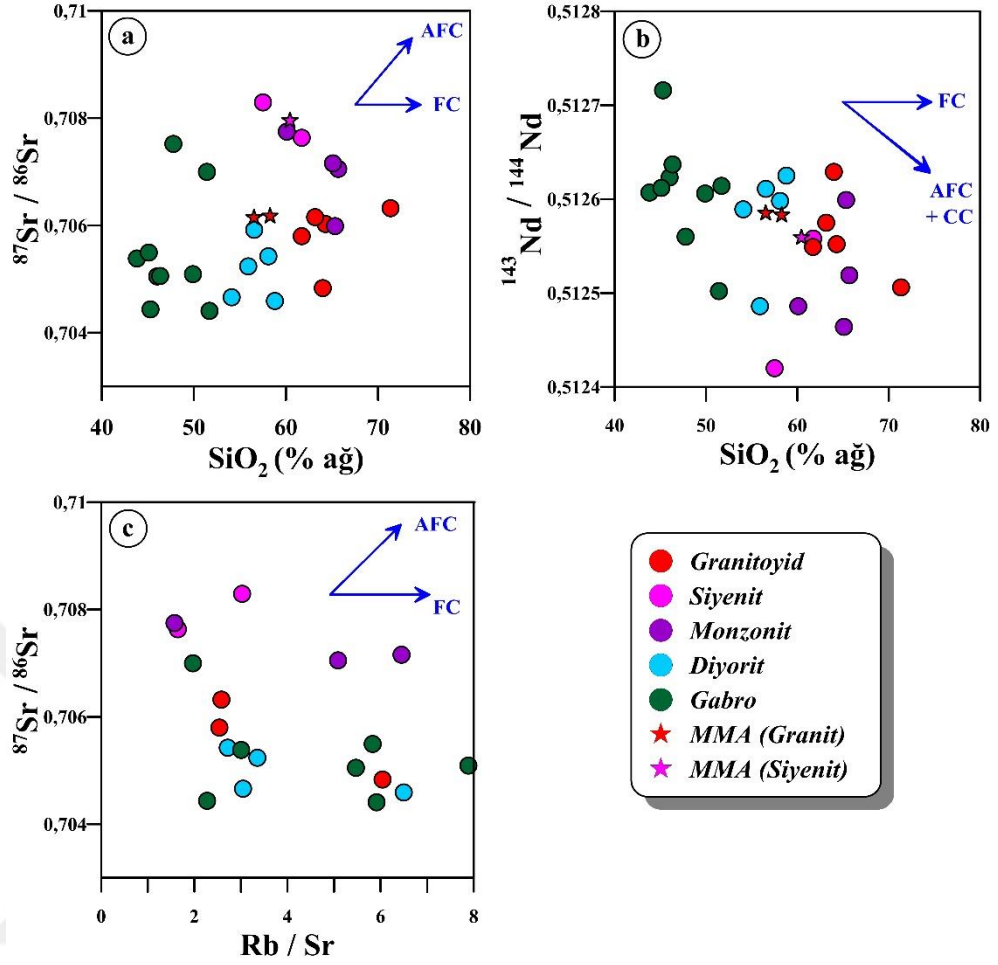
Istranca İntüziflerini oluşturan magmada Ba/Nb oranının SiO_2 'ye göre değişimi ve SiO_2 oranı arttıkça kayalarda Ba/Nb aralığının genişlemesi mafik bileşimden felsik bileşime doğru kabuksal kirlenme (CC) oranının arttığına işaret etmektedir (Şekil 9.5).



Şekil 9.5 Istranca İnrüziflerinin SiO_2 ' ye karşı Ba/Nb diyagramındaki dağılımları

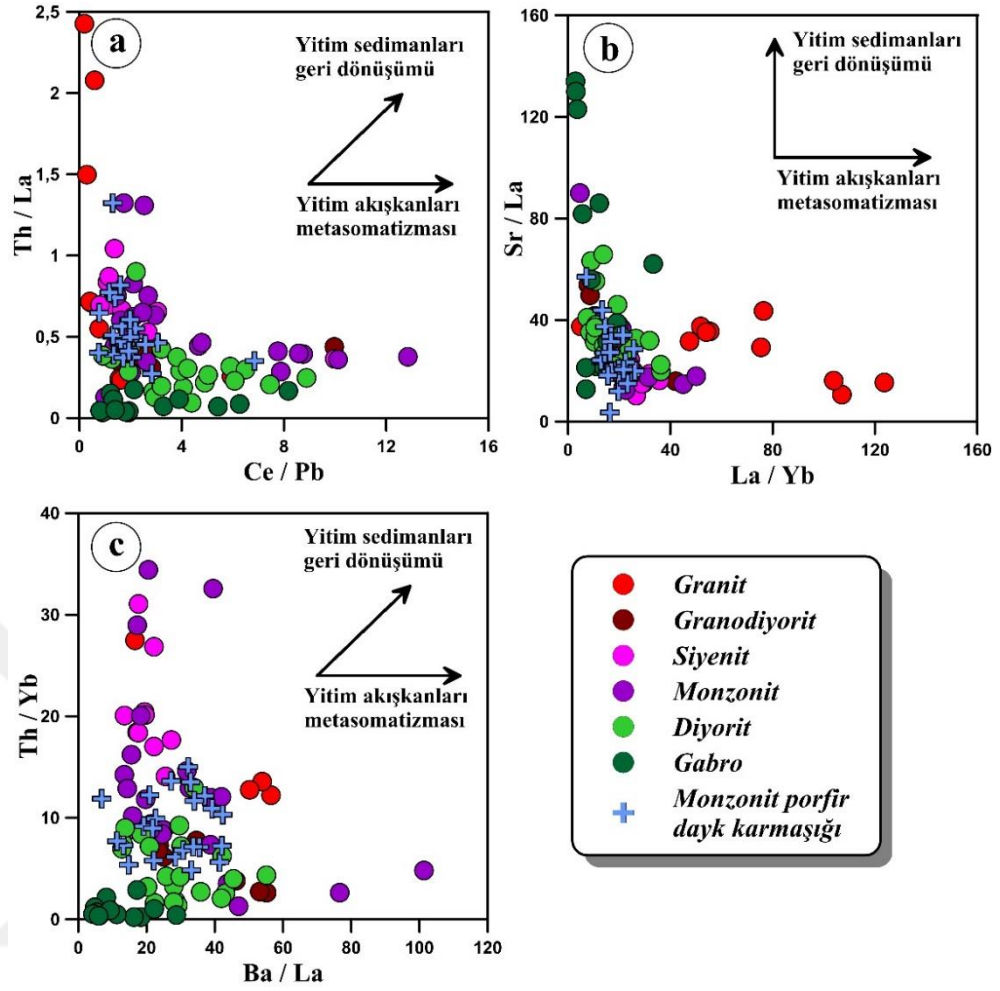
Istranca İnrüziflerini oluşturan kayaların SiO_2 ' ye karşı ana element oksit değişimleri (Şekil 8.9 ve 8.10) genel anlamda fraksiyonel kristalizasyon (FC)-asimilasyon fraksiyonel kristalizasyon (AFC) sürecini yansıtmaktadır. $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ değişimindeki pozitif yönelim, NTE desenleri ve ilksel $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri asimilasyon ve fraksiyonel kristalizasyonun söz konusu kayaları oluşturan magmanın evrilmesinde etken olduğunu yansıtmaktadır (Şekil 9.6).

Yitim zonlarında oluşan, manto ve yitim kaynaklarının karışımını yansıtan yay magmatikleri; akışkan bileşenler, sedimanca zenginleşmiş kaynaklar, yiten sedimanların ergimesi gibi birçok katılımla gelişmektedir (Hawkesworth vd. 1997, Elburg vd. 2002, Plank 2005). Ba, Sr ve Pb elementlerindeki zenginleşme sulu akışkanlarla ilişkili olarak gözlenirken; Ce, La, Nb, Nd, Th elementlerindeki zenginleşme ise ortama sedimanter katkının bir ifadesi olup genel anlamda yiten plakanın kısmı ergimesine bağlı olarak meydana gelmektedir (Castillo ve Newhall 2004). Yay magmatiklerinde; akışkan kaynaklı etki Nb, Ta ve Ti tüketilme, Th zenginleşmesi, yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oranlarıyla gözlenebilir (Hawkesworth vd. 1997, Elburg vd. 2002).



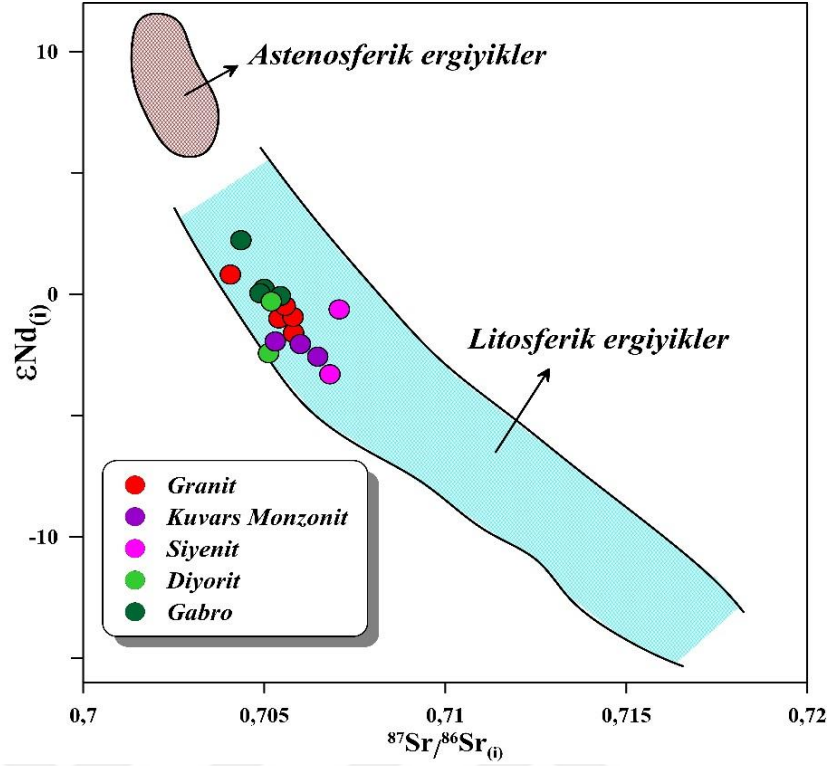
Şekil 9.6 Istanca İntüzlerine ait kayaların; a) SiO_2 'ye karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve b) SiO_2 'ye karşı $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ değişimi, c) Rb/Sr karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değişim diyagramlarında dağılımı

Yitim sedimanları geri dönüşümü ise yüksek Th/Nb oranı göstermektedir. Nb elementi hidrotermal akışkan içinde immobil davranış sergilemektedir (You vd. 1996). Ba elementi yiten sedimanların hidrotermal dehidrasyonu sırasında sulu akışkanlar içinde oldukça mobile davranış sergilemektedir. Buradan hareketle Ba/La oranı magma içine yiten sedimanlar ve bazaltik kabuktan kaynaklı sulu akışkanların katkısını göstermektedir (Castillo ve Newhall 2004). Manto ve yitim kaynaklarının karışımını yansıtan yay magmatiklerinde Th/La oranı genel anlamda manto içindeki sedimanter katkının ifadesi olup Sr/La ve Th/Yb oranlarını da benzer şekilde yorumlamak mümkündür (Plank 2005). Istanca İntüziflerine ait kayaların Th/La karşı Ce/Pb , Sr/La karşı La/Yb ve Th/Yb karşı Ba/La değişim diyagramlarındaki dağılımı; bu kayaları oluşturan kaynağın yitim kaynaklı akışkanlar hemde yitim sedimanlarının geri dönüşümünden etkilendiğini yansıtmaktadır (Şekil 9.7).



Şekil 9.7 Istranca İnrüzlerine ait kayaların; a) Ce/Pb' ye karşı Th/La, b) La/Yb karşı Sr/La, c) Ba/La karşı Th/Yb değişim diyagramlarındaki dağılımları

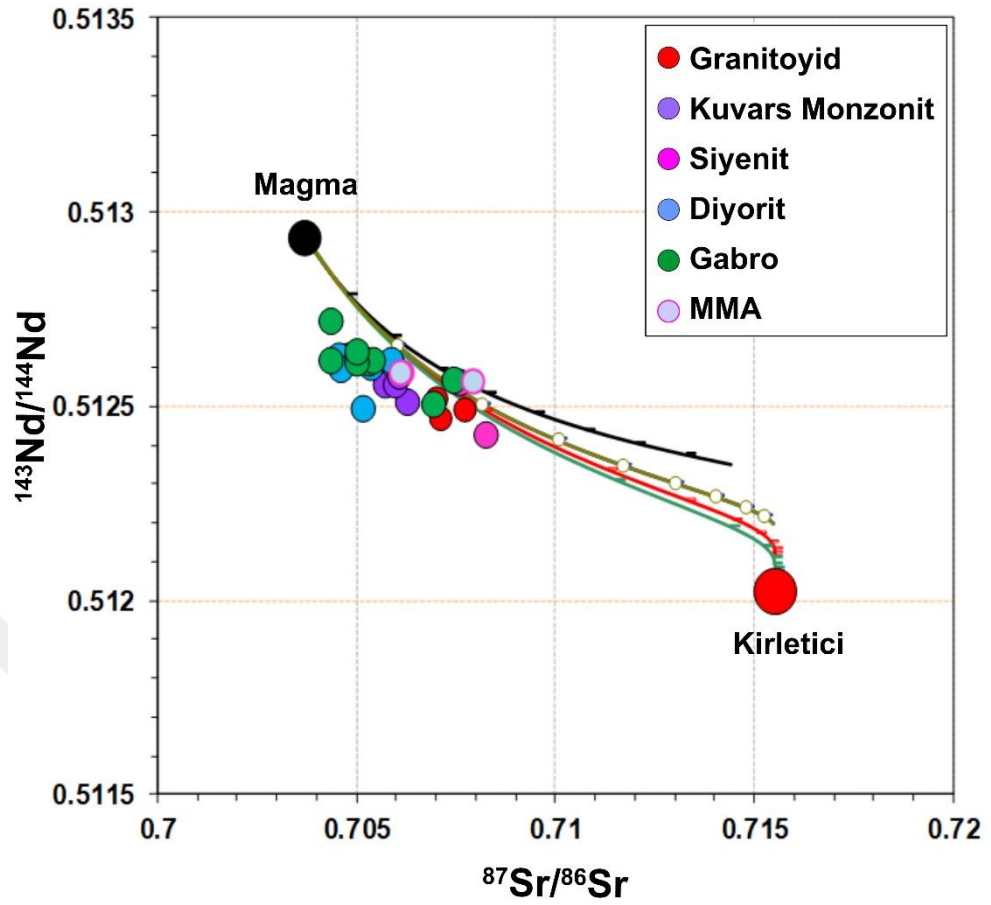
Yitim akışkanı metasomatizmanında gözleendiği Istranca İnrüziflerinin genel anlamda litosferik manto ergiyiklerince metasomatize edildiğini gözlelenmektedir (Şekil 9.8).



Şekil 9.8 Istanca İntüziflerine ait kayaların $\epsilon Nd(i)$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ diyagramında dağılımı (Wilson 1989, Davies ve von Blackenburg 1995, Dilek ve Altunkaynak 2010)

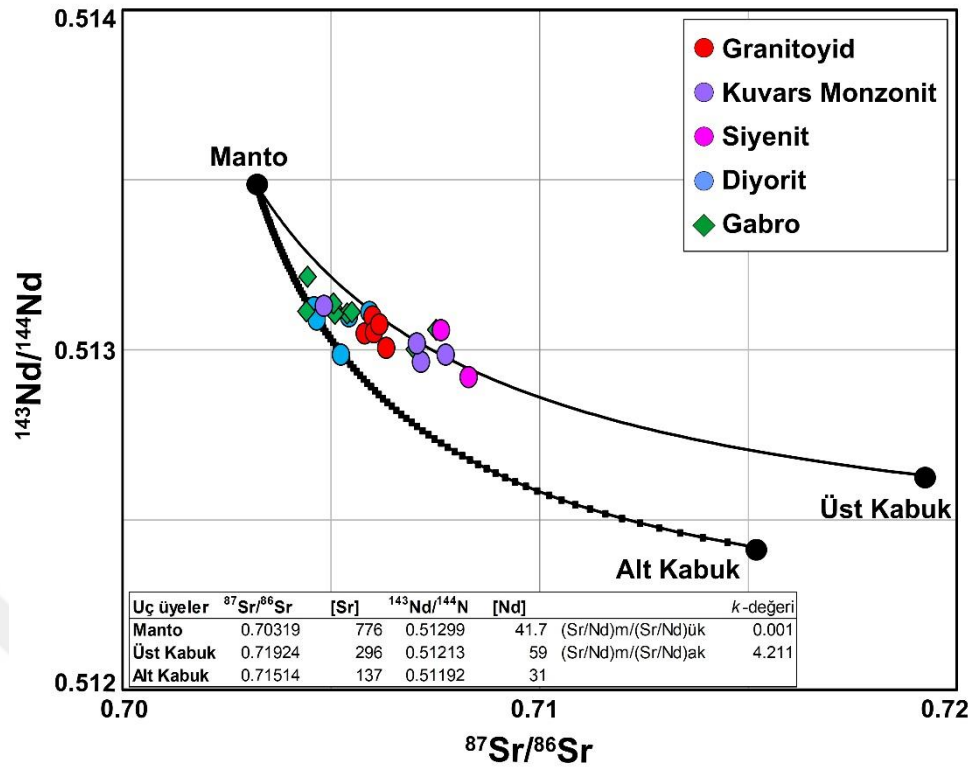
Yitim ilişkili gelişen Istanca İntüziflerinin oluşumunda AFC ve CC süreçleri bir arada gözlenmektedir. Bu durum birçok katkının ifadesi olup söz konusu katkıların oranlarını belirlemek amacıyla radyojenik izotop oranları kullanılarak kayaların ikili ve üçlü karışım modelleri yapılmıştır.

Öncelikle bazaltik bileşimli magma (Keskin 2013) ve ortalama kabuktan (Rudnick ve Fountain 1995) oluşan iki bileşenli karışım modeli üzerinde örneklerin konumları belirlenmiştir. Buna göre Istanca İntüziflerinin genel anlamda kabuk tarafından belirgin şekilde kirletildiği görülmektedir (Şekil 9.9). Ortalama kabuk değerini detaylandırmak amacıyla manto-alt kabuk-üst kabuk uç üyelerinin kullanıldığı üçlü karışım modellemesi yapılarak Istanca İntüziflerine ait değerler oluşturulan modele aktarılmıştır.



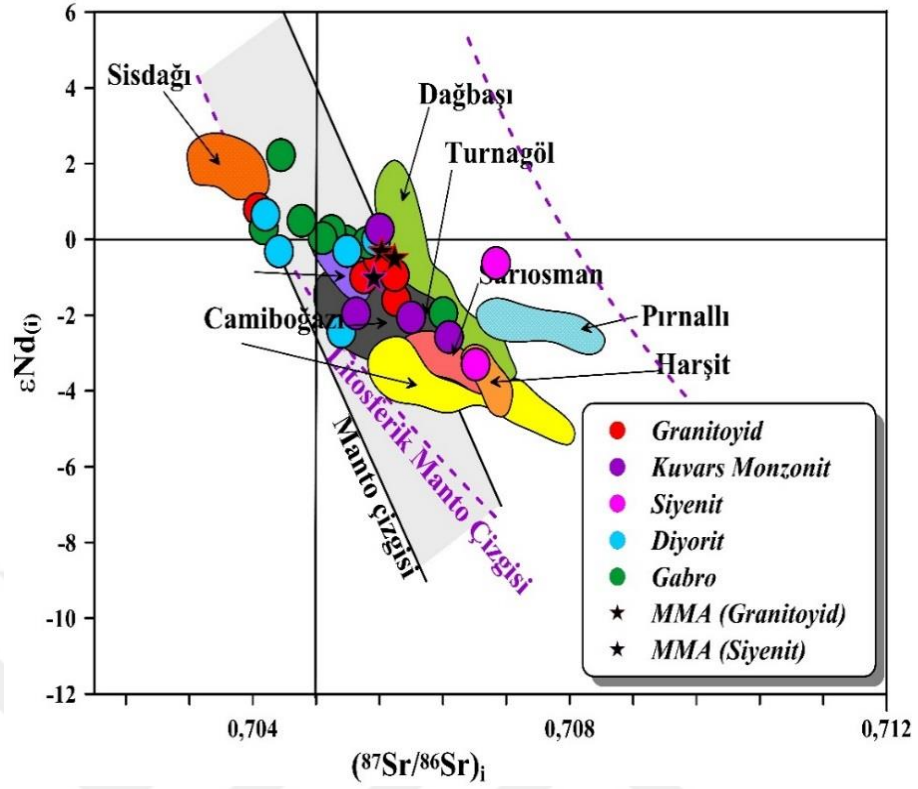
Şekil 9.9 Istranca İnrüziflerinin ikili karışım model diyagramında dağılımları ve yaklaşık kabuksal kirlenme oranları (DePaolo, 1981, Rudnick ve Fountain 1995, Keskin, 2013)

Söz konusu modellemede bölgede uç üyelere ait izotopik çalışma olmamasından dolayı manto uç üyesi olarak alınan metasomatize olmuş bazaltik uç üye (Beccaluva vd. 2008, Langmuir vd. 1978), üst ve alt kabuk uç üyelerini temsilen alınan metasedimanter kayaların (Voshage vd. 1990) değerleri kullanılmıştır. Buna göre manto etkileşimli türeyen Istranca İnrüziflerini oluşturan magmanın evrilmesinde hem alt hem de üst kabuk etkisi gözlenmektedir (Şekil 9.10). Gabro ve diyorit bileşimli mafik intrüziflerde daha çok alt kabuk etkisi gözlenirken granitoyid, kuvars monzonit ve siyenit bileşimli felsik intrüziflerde kayalar her ikisinden de değişen oranlarda etkilenmiştir.



Şekil 9.10 Istranca İintrüziflerinin üçlü karışım model diyagramında dağılımları (Manto değerleri Beccaluva vd. (2008), kabuksal uç üyeler ise Voshage vd. (1990) (M: Manto uçbileşeni, ök: Üst Kabuk ve ak: Alt Kabuk uç bileşenleri)

Istranca İintrüzifleri genel olarak yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ile karakterize olup genel olarak litosferik manto alanında türediği gözlenmektedir. Geç Kretase yaşlı Istranca İintrüzifleri, Doğu Karadeniz magmatik yayına ait Geç Kretase ve Eosen yaşlı intrüziflerle karşılaştırıldığında genel anlamda benzer kaynaktan geldiği söylenebilmektedir (Şekil 9.11).



Şekil 9.11 Istanca İnrüziflerine ait örneklerin; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ karşı $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ diyagramında dağılımı ve Doğu Karadeniz intrüzifleriyle karşılaştırması (Litosferik manto çizgisi Davies and Von Blanckenburg (1995) ve manto çizgisi Arculus and Powell (1986), McCulloch vd. (1994) and Wilson (1989) alınmıştır. Doğu Karadeniz magmatik yayına ait kompozisyonlar; Saraycık plütönu Topuz vd. (2005); Dağbaşı plütönu Kaygusuz vd. (2009, 2011); Sarıosman plütönu Kaygusuz vd. (2009); Turnagöl plütönu Kaygusuz vd. (2013); Torul plütönu Kaygusuz vd. (2008, 2010); Harşit plütönu Karşı vd. (2010); Pırnallı plütönu Karşı vd. (2012a); Sisdağı plütönu Karşı vd. (2012b) alınmıştır)

9.3 Istranca İntüziflerinde Gözlenen Ankav Tipleri ve Kökeni

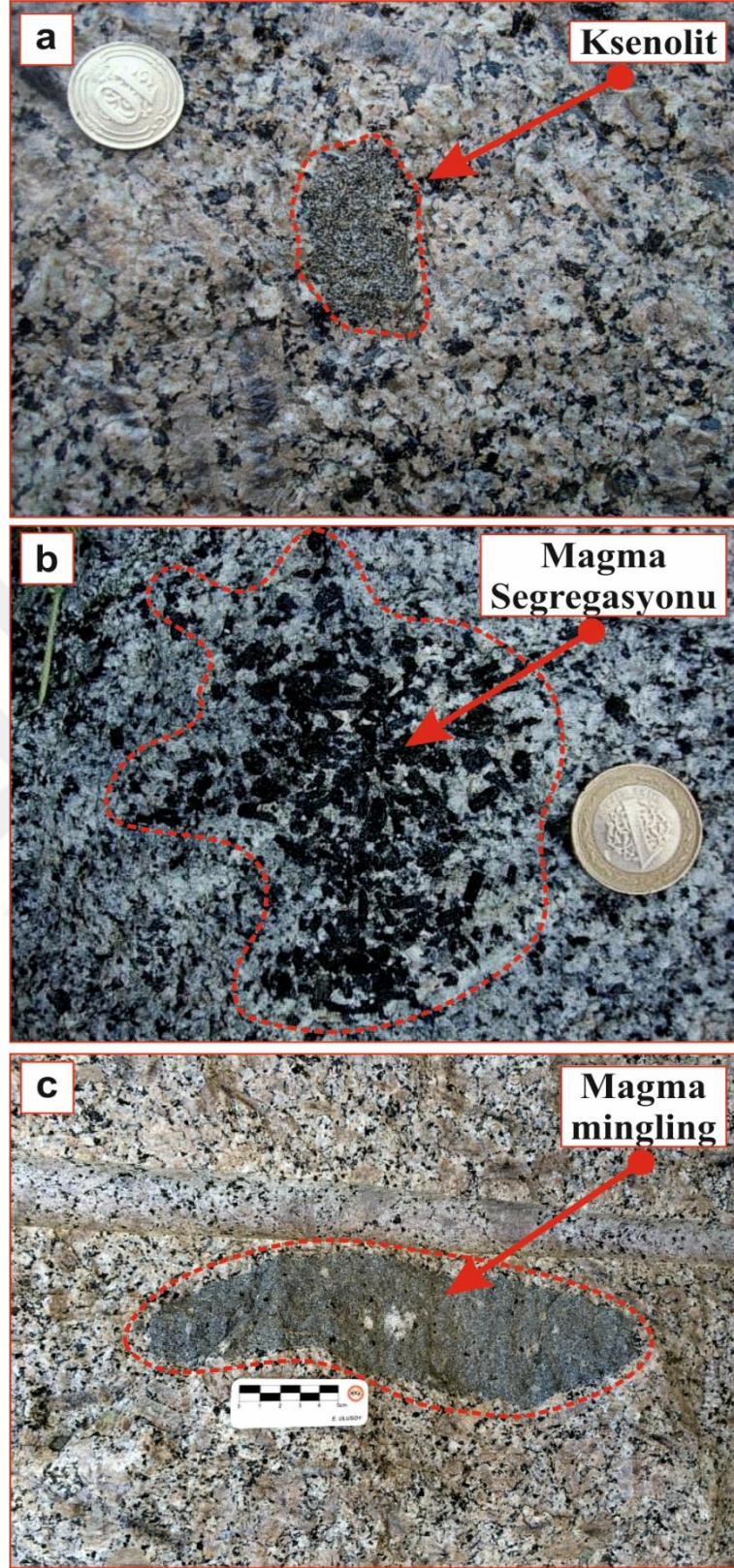
Ankav terimi; ilk olarak Hutton (1795) tarafından tanımlanmış ve sonrasında pek çok araştırmacının yaklaşımlarıyla günümüze kadar gelişerek gelmiştir (Phillips 1880, Lacroix 1893,1898, 1900; Pabst 1928, Didier 1964, Blake vd. 1965, Sparks ve Marshall 1986, Vernon vd. 1988, Vernon 1990, Didier ve Barbarin 1991, Chappell ve White, 1992). Genel olarak homojen dokulu kaya kütlesi içinde, farklı renk ve dokusal özelliğiyle bu homojenliği bozan farklı parçalar ankav olarak tanımlanmaktadır (Lacroix 1893; Didier ve Barbarin 1991). Günümüze değin yapılan çalışmalarda ankavların, içinde bulunduğu ana kayadan yaşlı olduğu kabul edilmişse de daha sonra yapılan çalışmalarda ankavın türüne göre ana kaya ile eş yaşlı olabileceği belirlenmiştir (Kadioğlu ve Güleç 1993, Yılmaz ve Boztuğ 1994). Ankavlar kökensel olarak; ksenolit, restit, magma segregasyonu ve magma karışımı (magma mingling/magma mixing) olarak dört grupta incelenmektedir (Kadioğlu ve Güleç 1993, 1999). Ana kayadan yaşlı olması muhtemel ankav türleri; ksenolit ve restit tipi ankavlardır. Ksenolit tipi ankavlar ana kaya ile keskin dokanaklı, magmatik dokulu, farklı tane boyu ve farklı bileşimsel özellikler sergileyen kaya parçalarıdır. Restitler ise ana kaya içerisinde ergime kalıntıları şeklinde migmatit dokusunun gözleendiği tedrici dokanağa sahip, metamorfik doku gösteren kaya parçalarıdır (Kadioğlu ve Güleç 1993, 1999). Ana kaya ile eş yaşlı ankavlar magma segregasyonu ve magma karışım ürünleridir. Magma segregasyon ankavı mevcut sokulum içine ikincil bir kütlenin gelmesi sonucu oluşan termal dengesizlik etkisiyle meydana gelen heterojen soğuma sonucu yüksek sıcaklık minerallerinin kümeler oluşturacak şekilde kristallenmesidir (Kadioğlu ve Güleç 1993, 1999). Magma mixing ve magma mingling olarak oluşum şekline göre ikiye ayrılan magma karışım ankavları en çok gözlenen ankav tipidir. Magma mingling farklı bileşimli iki magmanın mekanik olarak heterojen karışımlarını ifade ederken magma karışımı (mixing) ise iki bileşime sahip iki magmanın kimyasal olarak homojen şekilde karışmasıdır (Sparks ve Marshall 1986, Poli ve Tommasini 1991, Fernandez ve Barbarin 1991, Kadioğlu ve Güleç 1993, 1999). Homojen karışımlar olması sebebiyle magma karışımının (mixing) makroskobik olarak izlenmesi olası olmayıp mikroskobik olarak; rapakivi-anti rapakivi dokuları, çeşitli minerallerde gelişen poikilitik ve oseller dokusu, biyotitlerde gelişen bıçağımsı doku, plajiyoklazlarda; latalar şeklinde daha küçük

plajiyoklazların yer alması, hücremsi, süngerimsi doku göstermesi ve ters zonlanma, iğnemsli apatitlerin varlığı ile belirlenmektedir (Hibbard 1981, 1992; Vernon 1990).

Magma karışım sürecinde; fraksiyonel kristalizasyon, asimilasyon, kontaminasyon, kısmi ergime gibi petrolojik süreçler etkilidir (Perugini ve Poli 2012). Yüksek sıcaklıktaki mafik magma ile daha düşük sıcaklığa sahip felsik magmanın karışım sürecinde kimyasal olarak ana oksit ve iz elementlerde ikili değişim diyagramlarına aktarıldığında parabolik ve doğrusal yönelimler gözlenmektedir (Perugini ve Poli 2006, 2012). Platevoet ve Bonin (1991) çalışmalarında magma karışım süresince bazik magmanın Fe, Ti, Rb, Zr, Y ve hafif nadir toprak elementlerinin zenginleşirken Ni, Sr, Cr ve Ba içeriğinde tüketilmenin olduğunu, asidik bileşimli magmanın ise Ba, Sr, Co ve Zr içeriğinin zenginleşirken, Al, Rb, Y ve alkali elementlerde tüketilmenin söz konusu olduğunu belirtmişlerdir. Magma karışım anklavlarında yapılan Rb-Sr, Nd-Sm ve O izotop jeokimyası incelemelerinde farklı kaynaktan gelen farklı bileşimli mafik ve felsik magmanın fiziksel ve kimyasal karışım modelini desteklediği görülmüştür (Halliday 1980, Halliday vd. 1988, Altherr vd. 1988, Dodge ve Kistler 1990, Eberz vd. 1990, Fourcade ve Javoy 1991).

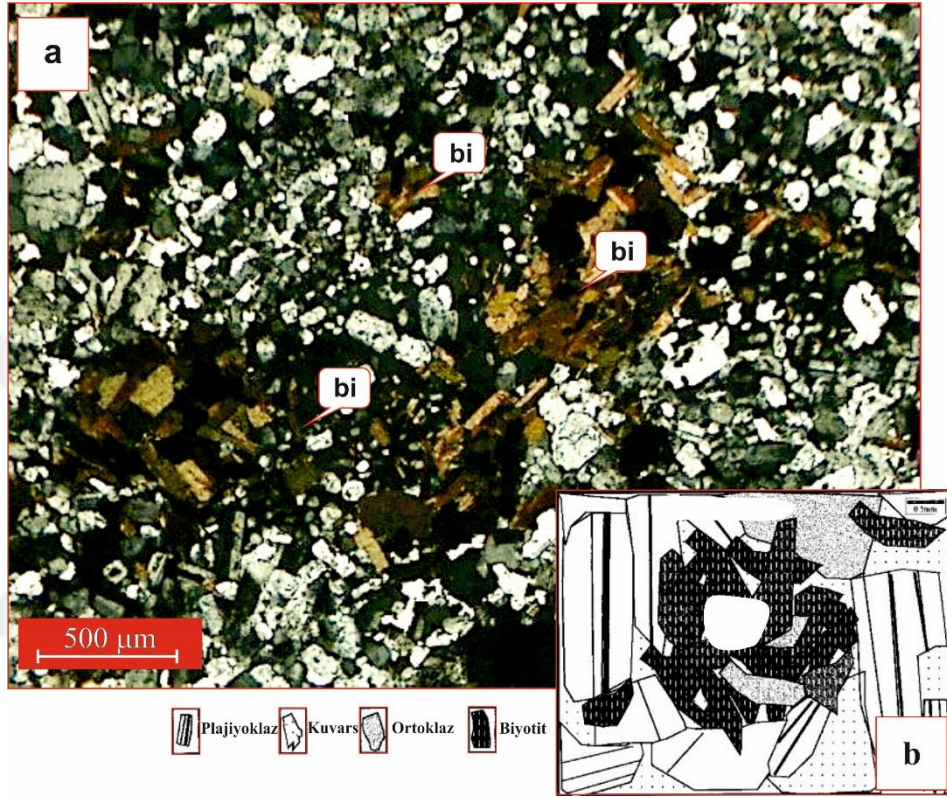
İnceleme alanında yer alan Istranca İntüzifleri içinde; makroskobik ve mikroskobik ölçekte üç tür anklav belirlenmiştir. Bölüm 4'te kaya türleri içinde belirlenen anklavlara ait arazi bulgular sunulmuştur. Genel olarak ksenolit, magma segregasyonu, magma mingling anklavları gözlenmiştir (Şekil 9.12). Ayrıca petrografi incelemeleri, mineral kimyası ve jeokimya bulguları bölgede magma karışım varlığını göstermektedir. Ayrıca kökensel sınıflandırma dışında gözlenen şiliren tipi anklavlar ve orbiküler dokulu gabrolarda magma karışım ürünleri olarak inceleme alanında gözlenmiştir.

İnceleme alanında intrüziflerin yan kaya ile dokanağına yakın kısımlarda gözlenen ksenolitik anklavlar; yuvarlağımsı-elipsoidal formlarda, magmanın yükselimi sırasında yan kayadan koparıp ergitemediğı kaya parçalarından oluşmaktadır. Bunlar metamorfik kaya dokusu göstermesiyle tipik olup, ana kayadan farklı mineral bileşimi göstermektedir.



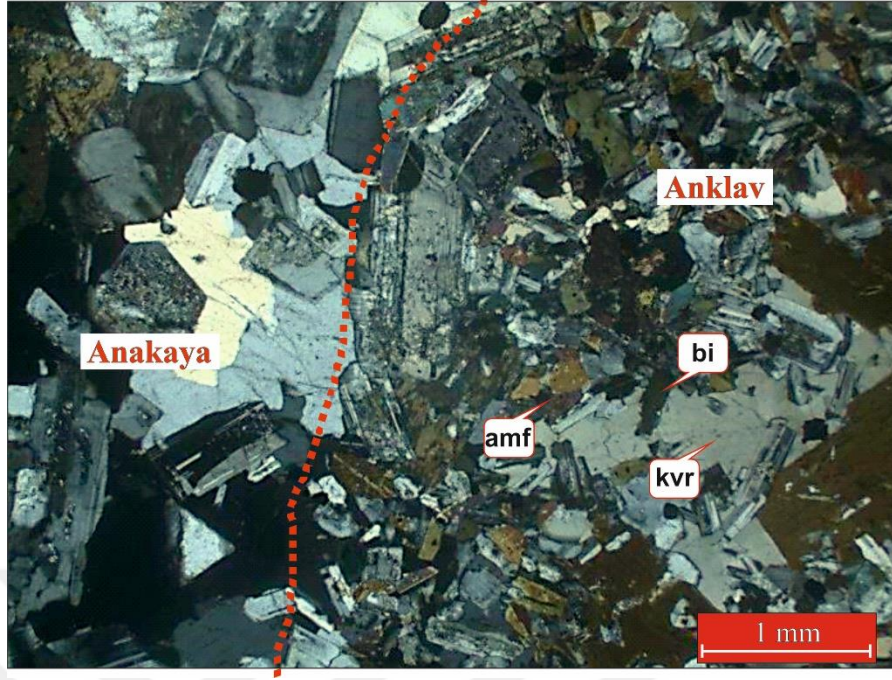
Şekil 9.12 Istranca İnrüzifleri içinde gözlenen başlıca anklav türleri a) ksenolit tipi, b) magma segregasyonu, c) magma mingling tipi anklavlara ait yakın plan görüntüler

İnceleme alanında felsik intrüzifler içinde gözlenen magma segregasyonları, hem makroskobik hem de mikroskobik olarak, kayacın oluşturabileceği yüksek sıcaklık mineralleri olan biyotit ve amfibolün monomineralli ve/veya bazı bölümlerde ise bir arada kümelenmesi şeklinde, glomeroporfik dokulu olarak gözlenmektedir (Şekil 9.13).



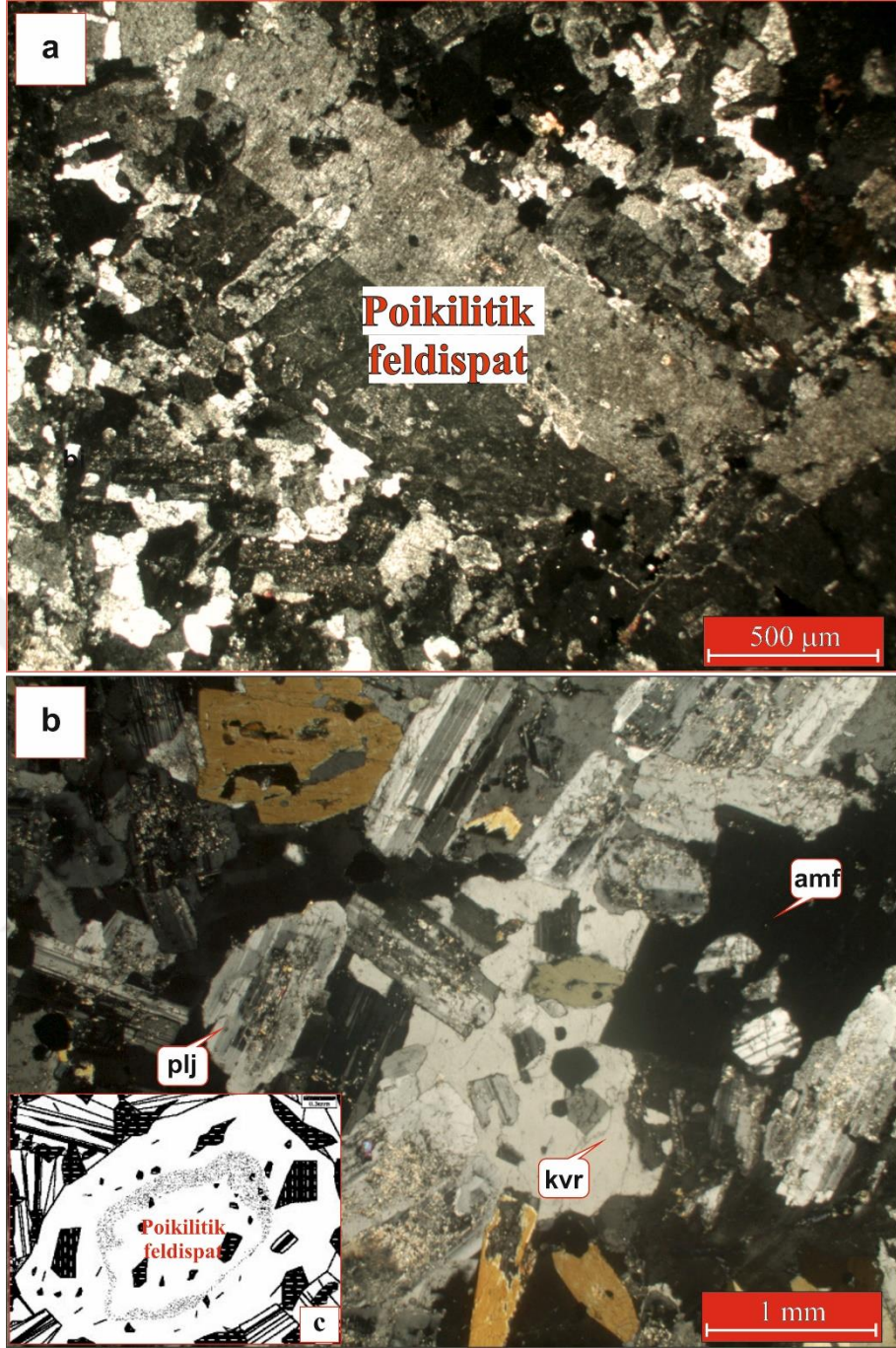
Şekil 9.13 Istanca İntrüziflerine ait granitler içinde gözlenen mafik mineral (biyotit) segregasyonlarının: a) XPL mikrofotografı, b) skeç görüntüsü (Kadıoğlu ve Güleç (1999)' ten değiştirilmiştir) (bi: biyotit)

1 cm'den 1 m' ye kadar varan boyutlarda gözlenen magma mingling anklavları en belirgin gözlenen anklav tipi olup ana kayaya nazaran ince kristalli, yuvarlağımsı-eliptik formlarda, magmatik kaya dokusuna sahip ve ana kaya ile benzer mineral bileşimlerine sahiptirler. Holokristalen dokulu anklavların ana bileşimini plajiyoklaz, piroksen, amfibol, biyotit, az oranda ortoklaz ve $\pm$ kuvars oluşturmakta olup genel olarak mikro monzodiyorit/ kuvars monzodiyorit, mikrodiyorit kompozisyonlu olarak gözlenmektedir (Şekil 9.14).

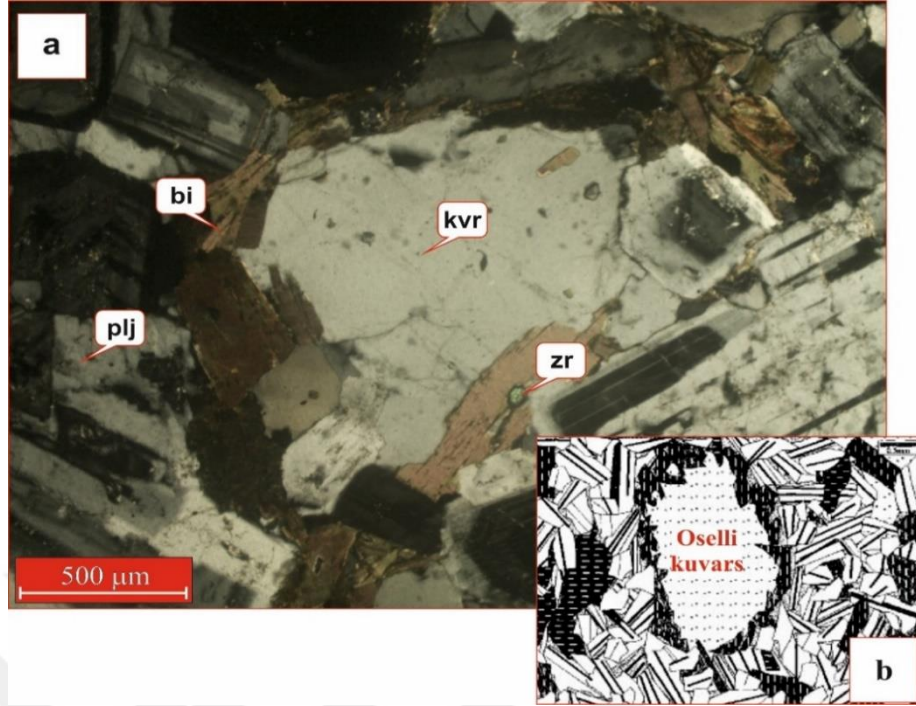


Şekil 9.14 Istranca İntrüziflerine ait granodiyorit kompozisyonlu anakaya ile mikrokuvars diyorit kompozisyonlu mikrogranüler anklavın keskin dokanağına ait XPL görüntüsü (amf: amfibol, bi: biyotit, kv: kuvars)

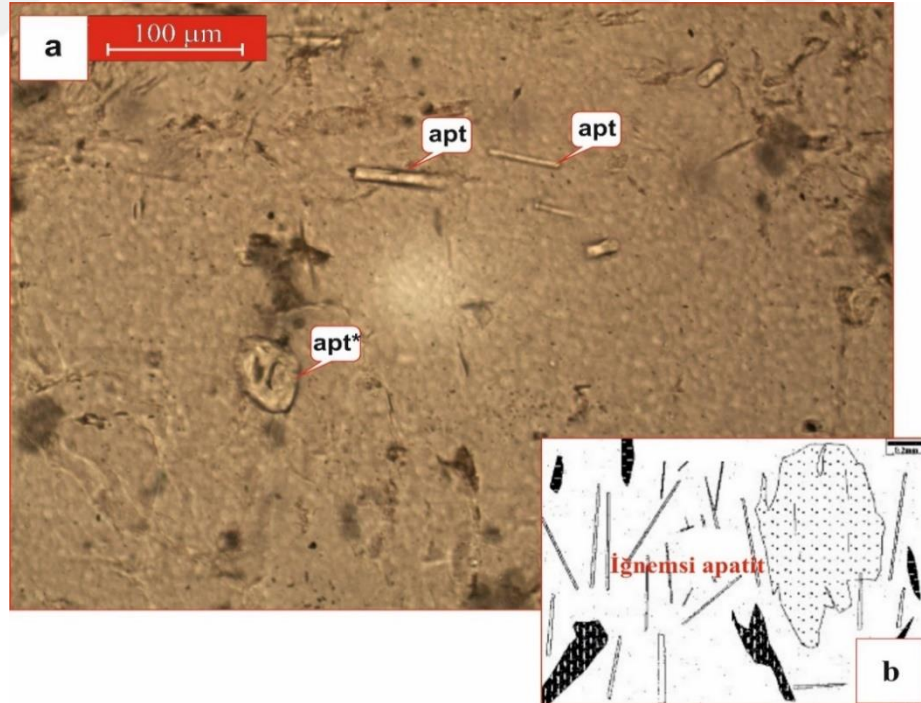
Magma mingling iki farklı magmanın, kimyasal kimliklerini koruduğu, fiziksel etkileşimini yansıtırken, magma mixing iki farklı magmanın fiziksel etkileşim yanında kimyasal olarak etkileşime girmesi sonucu oluşan homojen hibrit özellikteki bir magmayı ifade etmektedir (Poli ve Tommasini 1991). Bu nedenle makroskobik bulgularının zayıf olması sebebiyle magma mixing sürecinin anlaşılmasında, genel olarak mikroskobik olarak izlenebilen belirli özel dokular ve petrografik özellikler yanında, tüm kayadaki/minerallerdeki bileşimsel değişiklikler ile tespit etmek mümkündür. Yitim zonlarında gözlenen intrüziflerde magma karışım olayı olağandır. Mikroskobik olarak; iğnemsî apatitlerin varlığı, kama şeklinde biyotit kristalleri, poikilitik dokulu mega feldipat kristalleri, felsik minerallerin çevresini mafik kristallerin kuşatmasıyla oluşan oseller doku, antipertit oluşumları, hidrobiyotitleşme, ters sossuritleşme ve magmasal uralitleşme magma karışımının belirlenmesinde önemli iz sürücülerdir (Şekil 9.15, 9.16, 9.17) (Kadioğlu ve Güleç 1999). Ayrıca mineral kimyasında gözlenen plajiyoklaz ve piroksenlerde zonlanmanın varlığı; tüm kaya kimyasında ise SiO_2 ' ye karşı diğer elementlerin değişiminde gözlenen parabolik değişimler de analitik belirteçlerdir (Şekil 8.9 ve 8.10).



Şekil 9.15 Istanca İntrüziflerinde magma karışım göstergeleri: a) kuvars monzonitler içinde gözlenen poikilitik dokulu ortoklaz kristali, b) granodiyoritler içinde gözlenen poikilitik kuvars kristali ve çekirdeklerinden itibaren bozunarak ters sossuritleşme gösteren plajiyoklaz kristali, c) poikilitik dokuya ait skeç görüntüsü (Kadioğlu ve Güleç (1999)' ten değiştirilmiştir) (amf: amfibol, kv: kuvars, plj: plajiyoklaz)

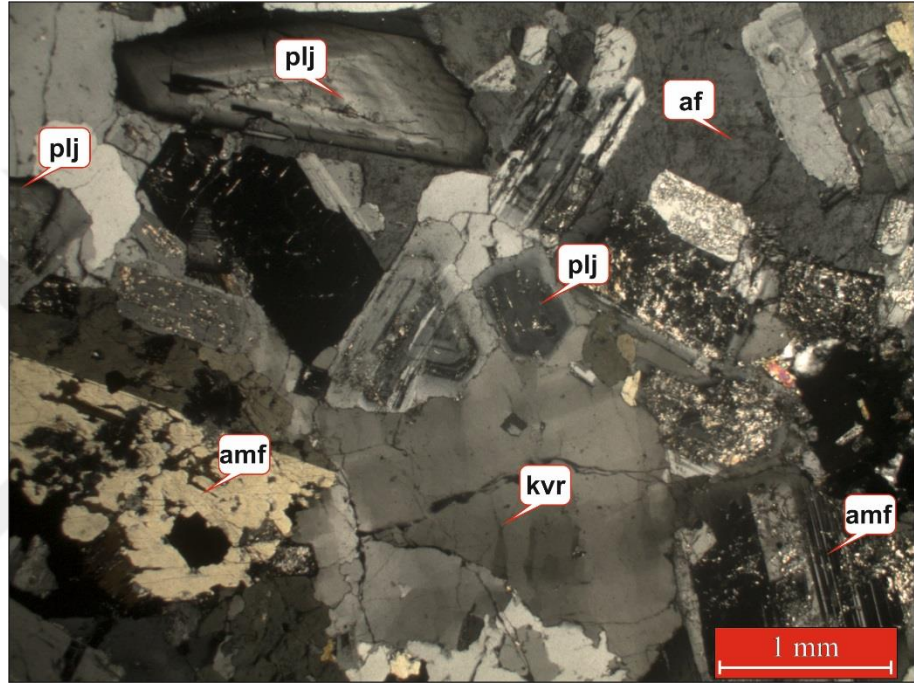


Şekil 9.16 Istranca İnrüziflerine ait granodiyoritler içinde gözlenen a) osellar dokulu kuvars ve zonlu plajiyoklaz kristalleri, b) osellar dokuya ait skeç görüntüsü (Kadioğlu ve Güleç (1999)' ten değiştirilmiştir) (bi: biyotit, kvr: kuvars, plj: plajiyoklaz, zr: zirkon)



Şekil 9.17 Istranca İnrüziflerine ait kayalarda magma karışım iz sürücülerini olarak gözlenen a) prizmatik ve iğnemsli apatitlerin varlığı, b) skeç görüntüsü (Kadioğlu ve Güleç (1999)' ten değiştirilmiştir) (apt: apatit)

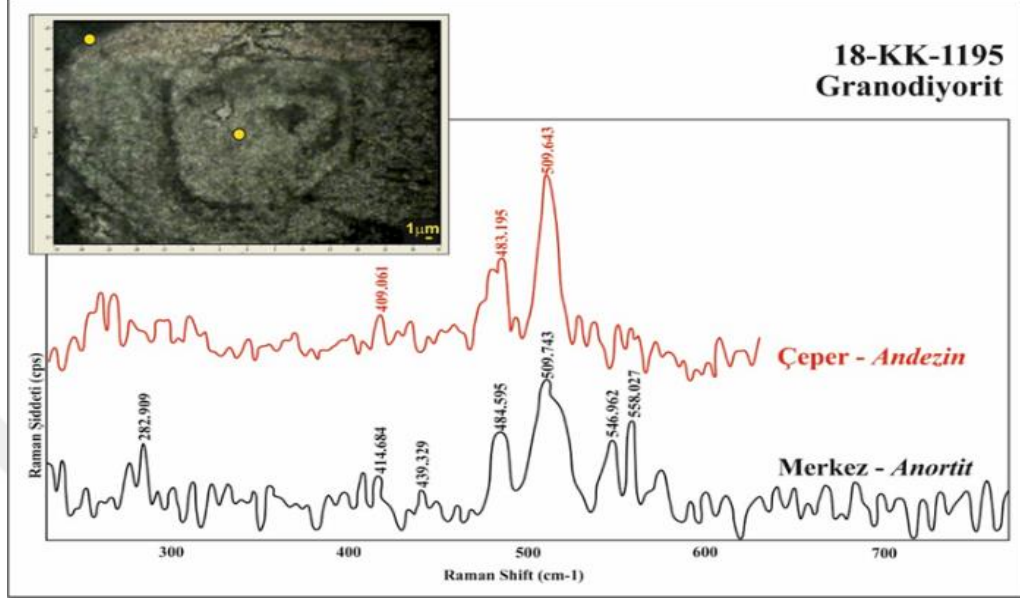
Bir minerale ait kristalin oluşumu başladıktan sonra, kristal plastik aşamadayken magma odasının yeniden beslenmesi ve magma odasının değişimi durumunda, minerallerde zonlu doku meydana gelmektedir. Zonlu dokular daha çok plajiyoklaz ve kısmen daha az oranda piroksen kristallerinde gözlenmektedir (Şekil 9.18 ve 9.21). Plajiyoklaz kristalleri genellikle birkaç mikron genişliğindeki farklı kompozisyonlardaki bölgelerden oluşan karmaşık bir zonlanma göstermektedir (Shcherbakov vd. 2011).



Şekil 9.18 Istranca İintrüziflerine ait kayalarda (granodiyorit) gözlenen zonlu plajiyoklaz kristalleri (af: alkali feldispat, amf: amfibol, kvr: kuvars, plj: plajiyoklaz)

Istranca İintrüziflerine ait kayalar içindeki plajiyoklazlarda normal, ters ve ritmik zonlanma söz konusudur. Normal zonlanma çekirdekten itibaren An içeriğinin fraksiyonel kristallenmeye bağlı olarak adım adım azaldığı gözlenirken (Şekil 9.19), ters zonlanmada daha mafik magma karışımı sonucu çekirdekten daha fazla oranda An içeriğine sahip kenar zonlar söz konusudur (Couch vd. 2001, Streck 2008). Ritmik zonlanmalı olarak gözlenen plajiyoklaz kristalleri ise ters zonlanmaya benzer şekilde magmanın birçok kez yeniden beslendiğinin ifadesidir (Pearce ve Kolisnik 1990). Granodiyorit kompozisyonlu kayalarda yapılan KRS incelemelerinde plajiyoklaz

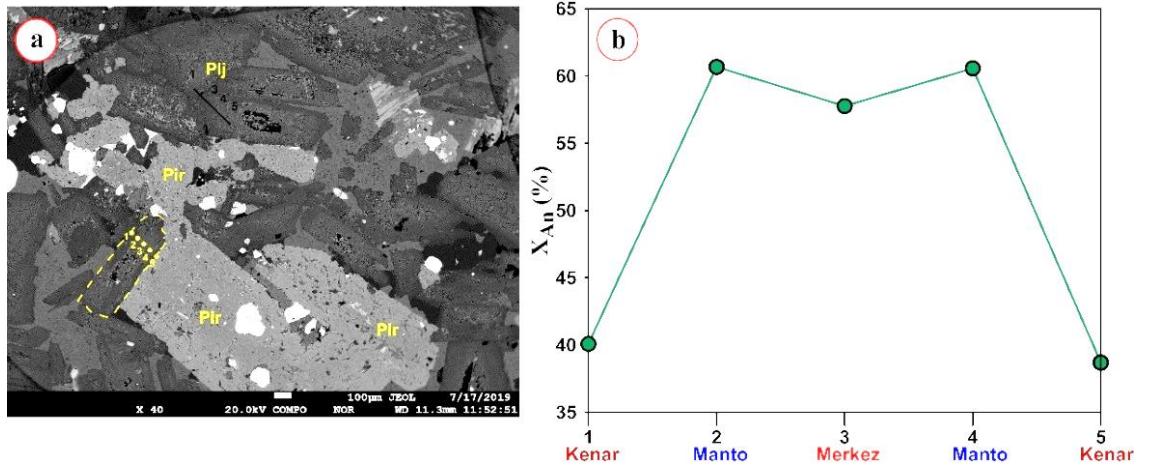
kristallerinin merkezinin anortit, çeperinin ise andezin kompozisyonu sergilediği ve normal zonlanma gösterdiği belirlenmiştir (şekil 9.19).



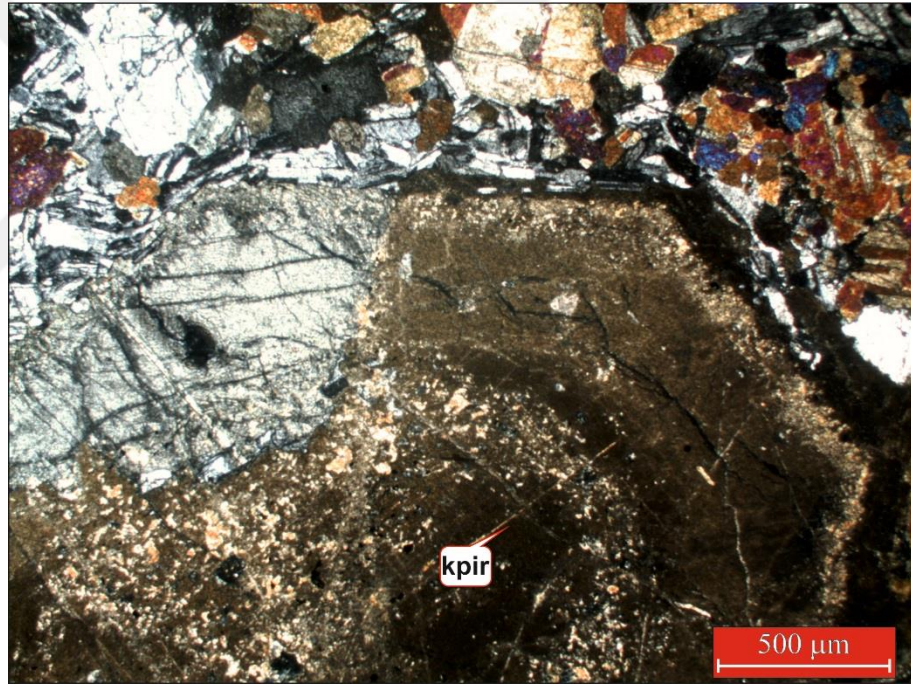
şekil 9.19 Istranca İnrüziflerine ait granodiyoritler içinde normal zonlanma gösteren plajiyoklazlarda yapılan merkez (anortit)-çeper (andezin) Raman spektrumlarının karşılaştırılması

Örneklerin içerisindeki feldispatların An-Ab-Or oranları ana kaya ile uyumlu olarak beklenen şekilde gelişmiştir. Bazı plajiyoklaz kristallerinde merkez ve kenar değerleri normal zonlanmayı gösterirken, manto kesiminde gözlenen X_{An} zenginleşmesi, yine magma karşımına işaret etmektedir (şekil 9.20).

Istranca İnrüzifleri'ne ait piroksen içeren kayalarda piroksenlerde normal ve ters zonlanma gözlenmektedir (şekil 9.21). Farklı türdeki zonlanmaların aynı kaya içerisinde yer alması magma karşımına işaret etmektedir (Luhr vd. 1984; Sakuyama, 1981, Yücel 2013), buna göre normal ve ters zonlanmaya sahip piroksen içeren Istranca İnrüziflerinde magma karşımı söz konudur (şekil 9.22). Normal zonlanma gösteren piroksenlerde merkezde Mg# değerinin maksimum değerde gözlenirken, kenarlarda düşük olması beklenmektedir. Ters zonlanma gösteren piroksenlerde bunun tam tersi bir durum söz konusudur. Klinopiroksenlerde gözlenen ters zonlanmanın varlığı magma karşımının işareti olarak belirtilmiştir (Anderson, 1976; Pe-Piper, 1984).



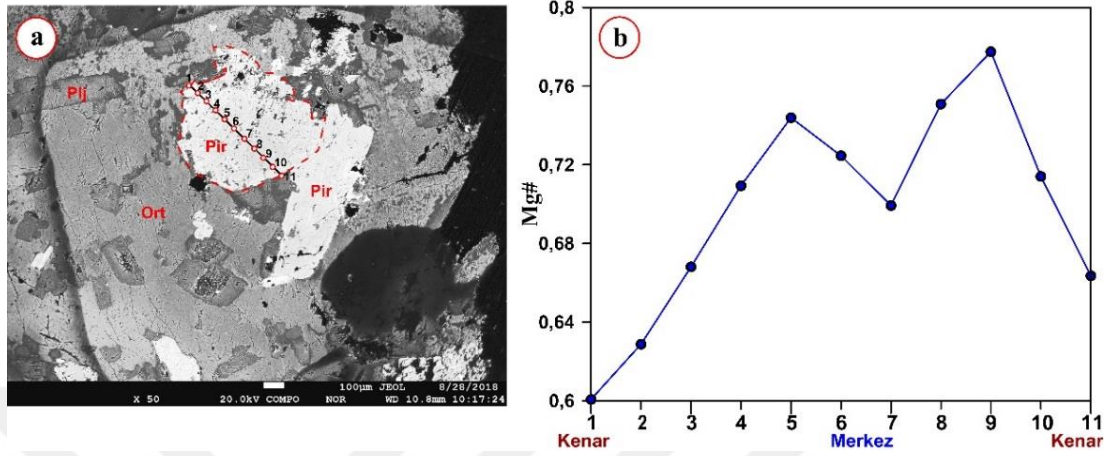
Şekil 9.20 Istanca İnrüziflerine ait siyenitler içinde normal zonlanma gösteren plajiyoklazlarda manto kısmında anortit zenginleşmesi: a) ölçüm alınan plajiyoklaz kristalinin BSE görüntüsü, b) kenardan kenara anortit oranı değişimi



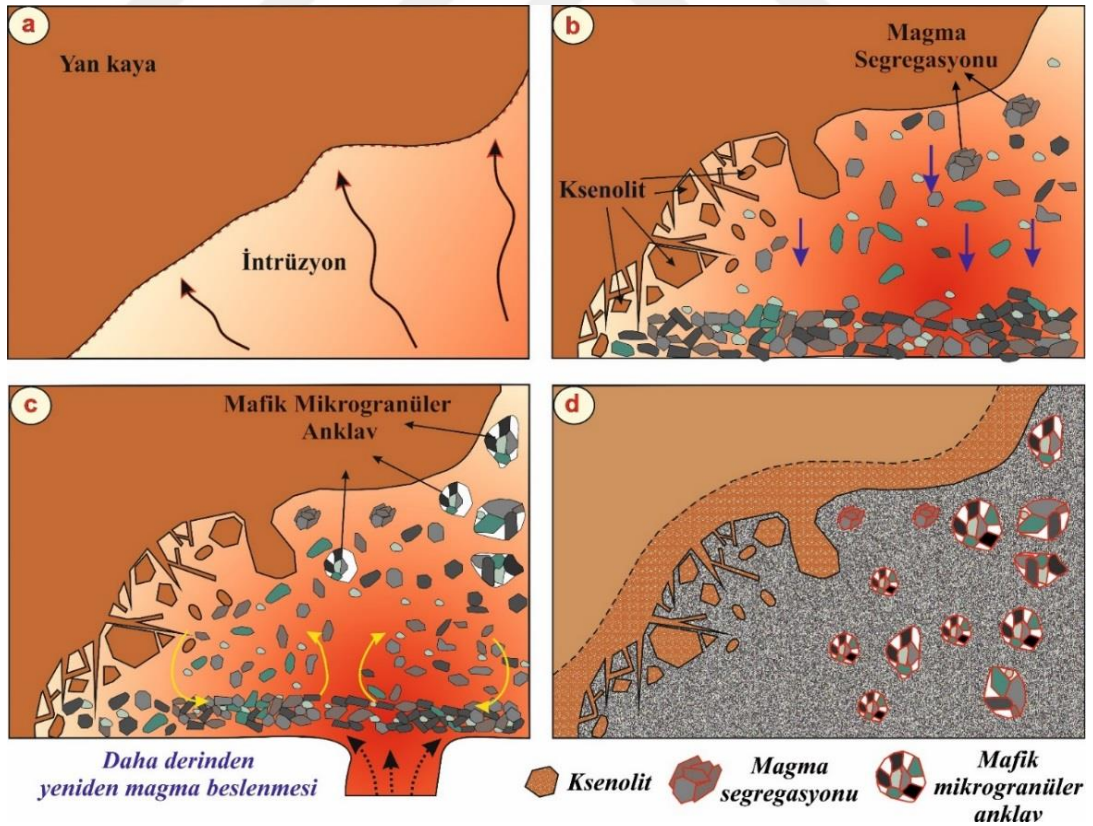
Şekil 9.21 Istanca İnrüziflerine ait kayaların içerdiği iri taneli, yarı özşekilli, zonlanma gösteren piroksen kristaline XPL görüntüsü (kpir: klinopiroksen)

Istanca İnrüzifleri'ni oluşturan magmanın magma odasına sırasında ve magma odasındaki konveksiyonel akıma bağlı olarak yan kayadan kopardığı ve özümseyemediği parçalar ksenolit anklavlar, magma odasına yeni bir girişim sonucu termal dengenin bozulması sonucu magma segregasyon anklavları ve magma odasına daha bazik ve sıcak farklı bir magmanın girişimi ve bunların magma odasındaki termodinamik koşullar

altında birlikte soğuması sonucu mafik mikrogranüler anklavlar oluşmaktadır (Şekil 9.23).



Şekil 9.22 Istranca İintrüziflerine ait siyenitler içinde zonlanma gösteren klinopiroksen kristalinin a) BSE görüntüsü ve b) kenardan kenara Mg# değeri değışimi (Ort: ortoklaz, pir: piroksen, plj: plajiyoklaz)



Şekil 9.23 Istranca İintrüziflerine ait kayalarda ksenolitik, magma segregasyonu ve magma mingling anklavlarının genel oluşum modeli

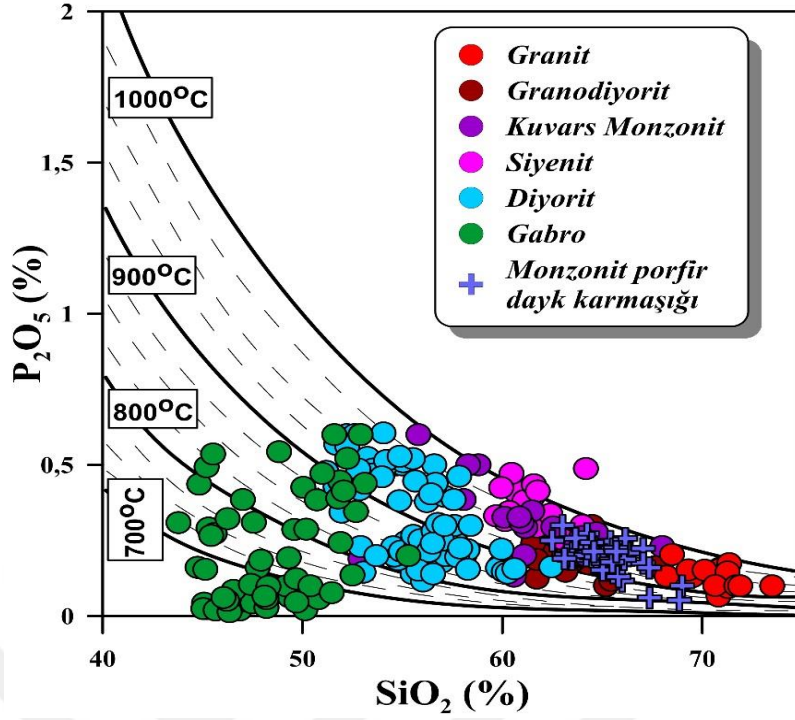
9.4 Istranca İnrüziflerinde Sıcaklık-Basınç-Derinlik Uygulamaları

Magmanın termobarometrik evrimi ve yerleşim derinliğinin anlaşılabilmesi için sıcaklık-basınç parametrelerini belirlemeye yönelik tüm kaya kimyası (apatit doygunluğuna göre) ve mineral kimyasına (piroksen, amfibol, biyotit) göre sıcaklık (T) ve basınç (P) hesaplamaları yapılmıştır.

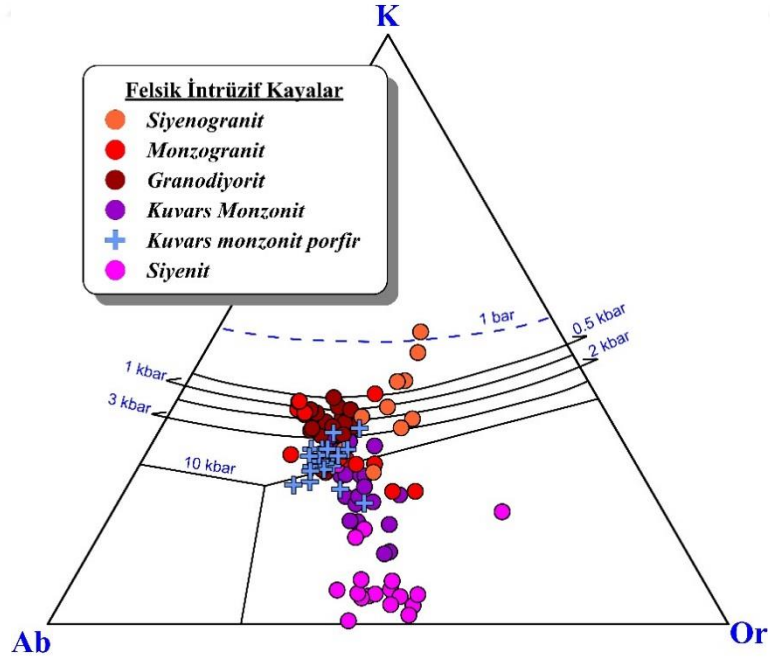
9.4.1 Tüm kaya kimyasına göre sıcaklık-basınç uygulamaları

Apatit doygunluğuna ulaşmamış, %0-10 oranında su içeren, silikat ergiyiklerde (%45-75 SiO₂) 850-1500°C'de apatitin çözündüğü deneysel olarak belirlenmiştir (Harrison ve Watson, 1984). Sabit basınç altında tüm kaya kimyasal bileşiminde P₂O₅ ile SiO₂ değişimine göre sistemin ergime sıcaklığı belirlenebilir (Harrison ve Watson, 1984). Istranca İnrüziflerine ait kaya gruplarının P₂O₅ ile SiO₂ değişimi incelendiğinde felsik kaya gruplarının ve diyoritlerin 800-1000°C arasındaki sıcaklıkta apatit doygunluğuna ulaştığı görülmektedir. Gabrolarda ise magmanın yüksek sıcaklıkta kristallenmesi, su içeriğinin kısmen çok düşük olması ve apatitin yavaş difüzyonu nedeniyle daha uzun sürede daha düşük sıcaklıkta apatit doygunluğuna ulaşılmıştır (Şekil 9.24).

Deneysel çalışmalar sonucu kuvars ve alkali feldispat içeren ergiyiğin 10 kbar basınç 850°C sıcaklıkta oluştuğu varsayılmaktadır (ötektik nokta) (Johannes ve Holtz 1996). Basınçta azalma ve su içeriğinin artmasıyla ergiyiklerde normatif kuvarsın artması beklenmektedir. Bu sistem içinde suyun ve Ca, Al gibi elementlerin varlığı sistemi etkilemektedir (Johannes ve Holt, 1996). Istranca İnrüziflerine ait felsik kayalar CIPW normatif kuvars (K)-albit (Ab)-ortoklaz (Or) diyagramına aktarılarak deneysel basınç değerleri irdelenmiştir. Buna göre Granitoidler genel olarak 0.5 ile 3 kbar basınç eğrileri arasında dağılım sergilerken, kimyasal verilerde manto etkileşiminin daha yoğun gözlemlendiği kuvars monzonitler ve siyenitler 3 kbar dan daha yüksek basınç alanında dağılım göstermektedir (Şekil 9.25). Ötektik noktanın altında gözlenen örnekler için kayanın kimyasal bileşimine (Ca, Al vb. zengin olması) bağlı olarak bu şekilde dağılım sergilediği düşünülebilir (Şekil 9.25).



Şekil 9.24 Istranca İnrüziflerine ait kayaların tüm kaya jeokimyasına göre fosfor doygunluğunun (P_2O_5) SiO_2 karşı değişimi ve deneysel sıcaklık eğrileri ($^{\circ}C$) (Watson ve Harrison, 1984)

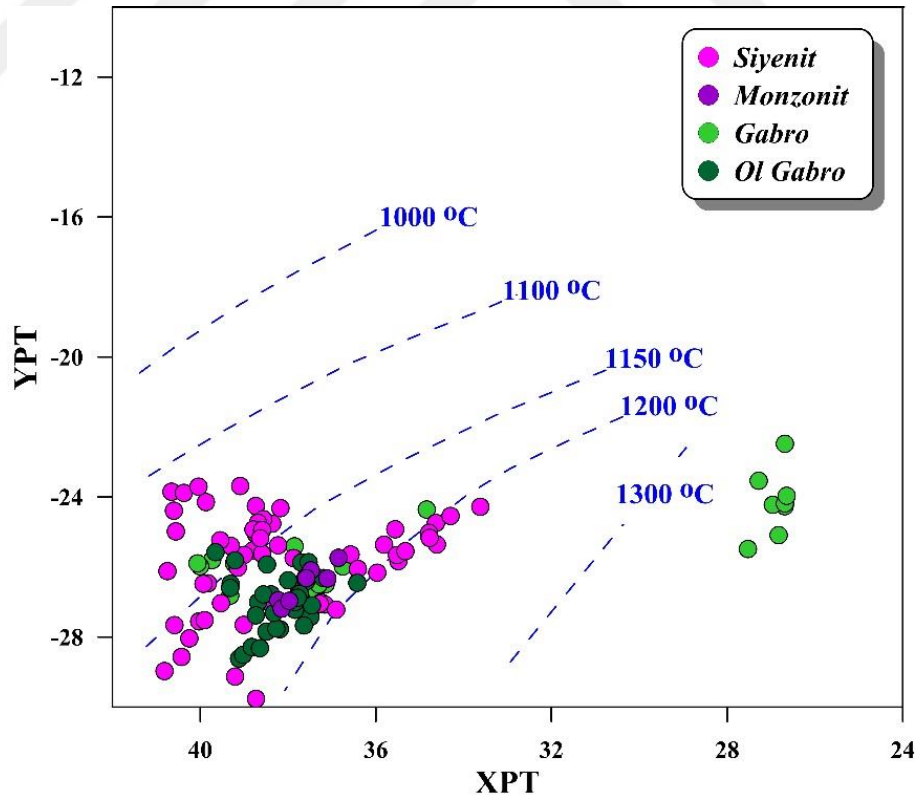


Şekil 9.25 İnceleme alanındaki kaya gruplarının hesaplanan CIPW norm değerlerine göre belirlenen kuvars (K)-albit (Ab)-ortoklaz (Or) üçgen diyagramı (Suya doymuş kuvars+feldispat ötektik alanlar deneysel basınç ile tanımlanan çizgilerle belirtilmiştir (Johannes ve Holtz 1996)

9.4.2 Mineral kimyası uygulamaları

Istranca İnrüziflerinin oluşumunda etkili olan termodinamik (sıcaklık, basınç, oksijen konsantrasyonu) şartları sayısal olarak ortaya koyabilmek amacıyla klinopiroksen- tüm kaya, klinopiroksen, amfibol ve biyotit minerallerinde çalışmalar yapılmıştır. Buradan hareketle Istranca İnrüziflerini oluşturan kaya gruplarının kristallenme şartları ve yerleşim derinliğine ait yaklaşımlarda bulunmak mümkündür.

Soesoo (1997) tarafından oluşturulan XPT' ye karşı YPT değişim diyagramlarında; piroksen kristallenme sıcaklığının siyenitlere ait incelenen 2 örnekte 1100-1200°C arasında, kuvars monzonitlere ait incelenen 1 örnekte ise 1150-1200°C arasında dağıldığı gözlenmektedir (Şekil 9.26). Olivin içeren gabrolarda klinopiroksenlerin kristallenme sıcaklığı 1150-1200°C arasında, olivin içermeyen gabrolarda ise 1300°C üzerinde dağılmaktadır (Şekil 9.26).



Şekil 9.26 Klinopiroksen kristallerinin XPT-YPT diyagramında konumu (Soesso 1997) (Ol: olivin)

Ca+Mg+Fe piroksen (ojit, diyopsit) kimyasına sahip klinopiroksenleri ile jeotermobarometre çalışmaları hem dengede bulunduğu ergiyik (tüm kaya) kimyasına göre (Putirka vd. 1996, Putirka vd. 2003) hem de olası günlenme/alterasyona bağlı ana kaya kimyasında meydana gelebilecek değişim ihtimaline karşı, sadece kristal bazında (Putirka 2008) hesaplamalarla yapılmıştır. Manto-kabuk etkileşimli kaya grupları içinde yer alan piroksen kristallerinin piroksen-tüm kaya ve sadece klinopiroksen kompozisyonuna bağlı ortalama basınç sıcaklık değerleri Çizelge 9.1’ de verilmiştir.

Çizelge 9.1 Istranca İnrüzifleri içindeki klinopiroksen içeren kayalarda; klinopiroksen-tüm kaya ve klinopiroksen kimyasına göre T-P ortalama değerleri (min: en düşük değer, max: en yüksek değer, ort: ortalama değer)

		Sulu Sistemler		Kpir kompozisyonu	
		Putirka vd (2003)		Putirka (2008)	
Örnek No	Kaya Türü	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)
16-KEU-49					
Kuars Monzonit	<i>min</i>	7.06	1050.59	4.00	1142.40
	<i>max</i>	12.03	1079.78	8.20	1201.01
	<i>Ort</i>	9.79	1066.13	6.71	1181.67
16-KEU- 94					
Siyenit	<i>min</i>	12.33	1082.82	3.59	1176.93
	<i>max</i>	16.63	1113.94	9.62	1223.00
	<i>Ort</i>	14.71	1099.83	7.19	1210.69
15-DE-129					
Gabro	<i>min</i>	6.26	1175.72	5.17	1178.86
	<i>max</i>	8.62	1197.82	7.84	1205.55
	<i>Ort</i>	7.26	1189.12	6.75	1193.62
15-DE-133					
Olivin Gabro	<i>min</i>	8.62	1164.80	5.80	1180.87
	<i>max</i>	11.00	1193.06	10.43	1229.50
	<i>Ort</i>	10.24	1181.47	8.27	1206.51

Istranca İnrüzifleri’ne ait kaya gruplarının klinopiroksen kompozisyonuna göre belirlenen ortalama P-T değerleri şu şekildedir; siyenitlerde 7.19 kbar basınç 1210°C sıcaklık, kuvars monzonitlerde 6.71 kbar basınç 1181°C sıcaklık, olivin içermeyen gabrolarda 6.75 kbar basınç 1193°C sıcaklık, olivinli gabrolarda ise 8.27 kbar basınç 1206 °C sıcaklık belirlenmiştir (Çizelge 9.1). Klinopiroksenlerin ortalama P-T koşullarına bağlı

olarak siyenitler için 22.28 km, kuvars monzonitlerde 20.80 km, olivin içermeyen gabrolarda 20.93 km, olivinli gabrolarda ise 25.63 km derinlik belirlenmiştir.

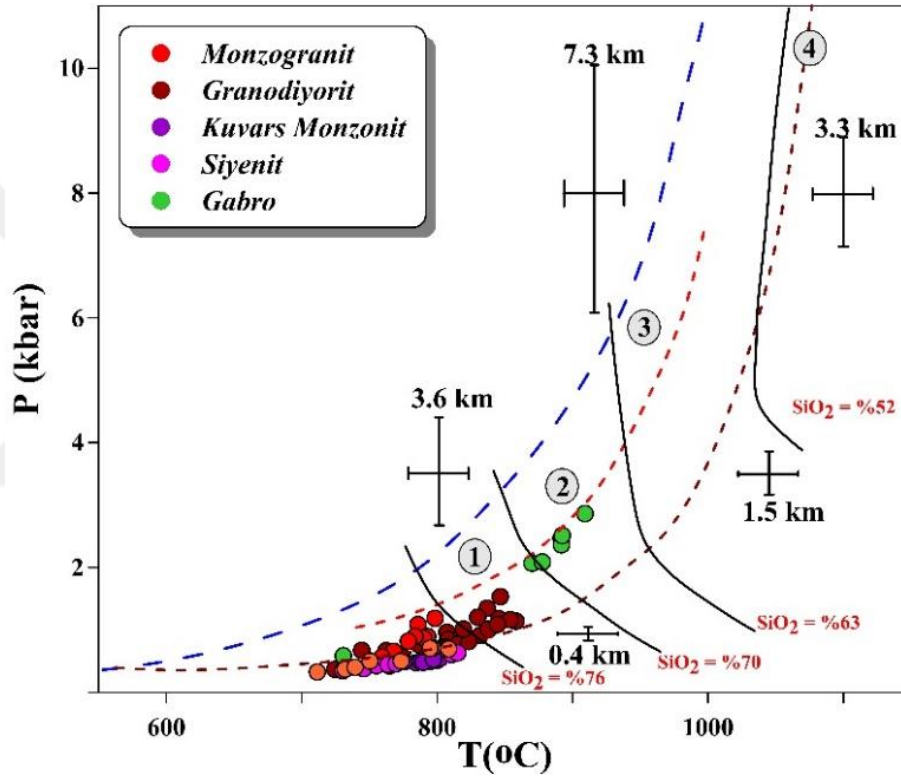
Genel olarak Mg-hornblend kimyası sergileyen amfibol minerallerine ait kristallenme sıcaklığı ve basıncı yitim ilişkili sistemlerde, kalkalkalen bileşimli magmalardaki amfiboller için belirtilen şekilde hesaplanmış ve elde edilen maksimum, minimum ve ortalama değerler Çizelge 9.2’ de verilmiştir (Ridolfi 2010, Ridolfi ve Renzulli 2011).

Çizelge 9.2 Istranca İntüzifleri içindeki amfibol içeren kayalarda mineral kimyasına göre hesaplanan T-P- fO_2 ve H_2O değerleri (min: en düşük değer, max: en yüksek değer, ort: ortalama değer)

		Ridolfi vd. (2010)				Ridolfi ve Renzulli (2011)	
Örnek No <i>Kaya Türü</i>		T (°C)	P (kbar)	<i>f</i> O ₂	H ₂ O _{melt}	P (kbar)	T (°C)
16-KEU-72 <i>Monzogranit</i>	<i>min</i>	745.25	0.56	-13.05	4.13	0.18	325.33
	<i>max</i>	799.62	1.19	-11.97	5.45	2.03	901.80
	<i>Ort</i>	779.74	0.81	-12.40	4.74	1.04	716.01
16-KEU-82 <i>Granodiyorit</i>	<i>min</i>	704.07	0.37	-13.81	3.94	0.15	354.08
	<i>max</i>	872.33	1.28	-10.62	5.07	1.60	852.95
	<i>Ort</i>	814.49	0.94	-11.87	4.71	0.97	700.76
16-KEU-86 <i>Granodiyorit</i>	<i>min</i>	740.07	0.55	-13.52	1.81	0.18	302.28
	<i>max</i>	866.15	1.66	-11.24	6.36	2.55	894.29
	<i>Ort</i>	807.78	1.03	-12.24	4.53	1.08	636.86
16-KEU-49 <i>Kuvars monzonit</i>	<i>min</i>	738.15	0.42	-12.98	1.78	0.13	224.08
	<i>max</i>	772.79	0.56	-12.20	3.82	0.26	482.13
	<i>Ort</i>	757.52	0.49	-12.62	3.44	0.20	392.47
16-KEU-104 <i>Kuvars monzonit</i>	<i>min</i>	688.78	0.33	-13.78	3.63	0.19	445.16
	<i>max</i>	805.26	0.83	-11.98	4.43	0.94	790.29
	<i>Ort</i>	750.49	0.55	-12.79	3.93	0.44	583.13
16-KEU-94 <i>Siyenit</i>	<i>min</i>	710.34	0.35	-13.39	2.88	0.17	404.39
	<i>max</i>	797.49	0.63	-12.06	3.54	0.77	791.15
	<i>Ort</i>	761.57	0.51	-12.57	3.25	0.30	502.76
16-KEU-64 <i>Gabro</i>	<i>min</i>	862.15	1.82	-11.38	5.47	1.90	848.00
	<i>max</i>	919.61	3.34	-10.67	6.64	4.42	943.05
	<i>Ort</i>	892.82	2.59	-11.02	6.12	2.98	893.59

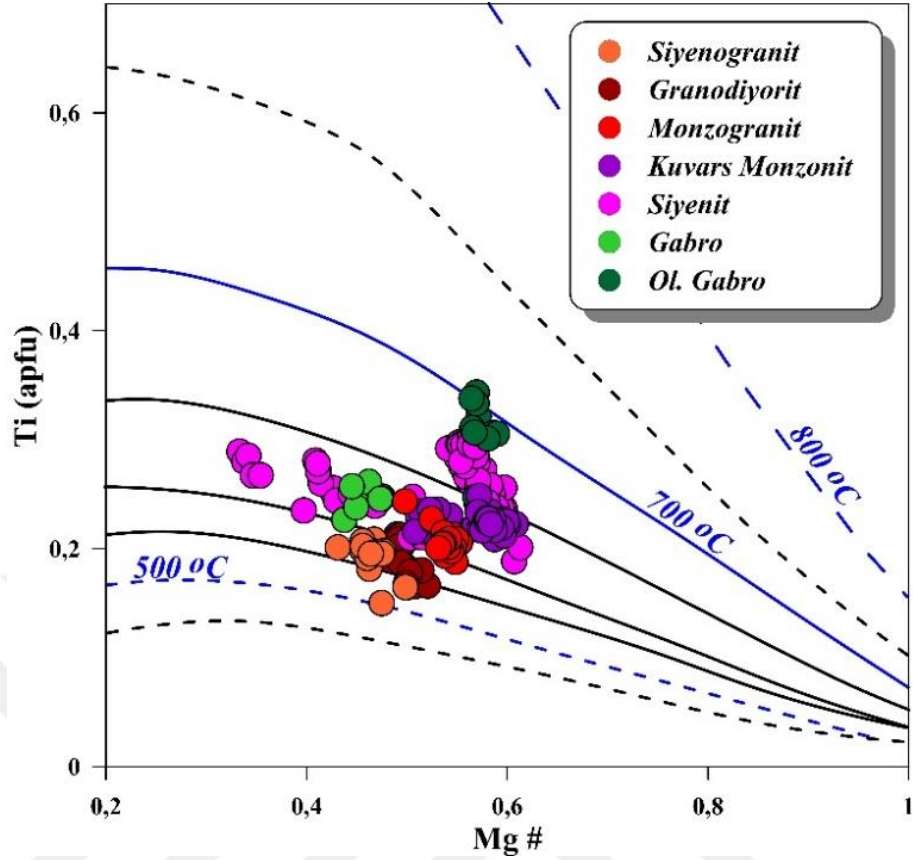
Ridolfi vd. (2010)’ ne göre yapılan amfibol hesaplamaları sonucu Istranca İntüzifleri’ne ait granitlerde ortalama 779.7°C sıcaklık, 0.81 kbar basınç ve -12.40 oksijen fugasitesi değeri; granodiyoritlerde ise ortalama 810°C sıcaklık 0.98 kbar basınç ve -12.05 oksijen

fugasitesi değeri belirlenmiştir. Kuvars monzonitlerde amfiboller için ortalama 753.5°C sıcaklık 0.51 kbar basınç ve -12.70 oksijen fugasitesi değeri belirlenmiştir. Siyenitlerin içerdiği amfibollerde 761.5°C sıcaklık 0.5 kbar basınç ve -12.57 oksijen fugasitesi belirlenmiştir. Amfibol içeren gabrolarda amfiboller ortalama 892°C sıcaklık 2.5 kbar basınç ve -11.02 oksijen fugasitesi değerleri altında kristallenmiştir. Genel anlamda amfibol jeotermobarometrelerine göre kayaların felsikten mafığe doğru P-T değerleri artmaktadır (Şekil 9.27).



Şekil 9.27 Amfibollerin P-T değişim diyagramında dağılımı (Ridolfi vd. 2010) (1-4 arası numaralandırılmış izoplethler süssüz magmanın SiO₂ içeriğine göre T-P stabilitesine göre 1.Bölge: Mg-hornblend +plajiyoklaz ±ortopiroksen ±manyetit ±ilmenit ±biyotit, 2.Bölge: çermakitik pargazit +plajiyoklaz ±klinopiroksen ±ortopiroksen ±manyetit ±ilmenit, 3.Bölge: çermakitik pargazit +plajiyoklaz ±olivin ±klinopiroksen ±ortopiroksen ±manyetit ±ilmenit, 4. Bölge: ±klinopiroksen ±manyetit ±olivin ±plajiyoklaz minerallerinin dengede bulunduğu alanları göstermektedir)

Istranca İntüzifleri'ne ait kaya gruplarının içerdiği biyotitlerde Ti (apfu) karşı Mg# değişimine karşı oluşturan deneysel sıcaklık eğrilerinde biyotitlerin 500-700°C arasında oluştuğu gözlenmektedir (Şekil 9.28).



Şekil 9.28 Biotitlerin Ti (apfu) karşı Mg # değişim diyagramındaki dağılımı (Henry vd. 2005) (Ol: olivin)

Fe-Mg biyotit kompozisyonlu biyotit minerallerinde jeotermobarometre hesaplamalarında kristallenme sıcaklığı (Luhr vd. 1984), basınç (Uchida 2007) ve oksijen fugasitesi (Wones 1989) hesaplanmış ve elde edilen ortalama değerler Çizelge 9.3’de verilmiştir.

Monzogranitler içindeki biyotitler ortalama değerleri; 694.30°C sıcaklık, 0.51 kbar basınç oksijen fugasitesi -17 değerleri hesaplanmıştır. Granodiyoritlerde hesaplanan ortalama değerler; 665.21°C sıcaklık, 0.44 kbar basınç ve oksijen fugastesi -18’dir. Kuvars monzonitler içinde yer alan biyotitlerde ortalama 715.5°C sıcaklık, 0.80 kbar basınç ve -16 oksijen fugasitesi değerleri belirlenmiştir. Siyenitlerde ise ortalama 765.44 °C sıcaklık, 0.43 kbar basınç ve oksijen fugasitesi -14.76 değerleri hesaplanmıştır. Olivin içermeyen gabrolarda 695.93°C sıcaklık 1.39 kbar basınç ve -16.94 oksijen fugasitesi söz konusuyken olivinli gabrolarda 830.98°C sıcaklık 0.53 kbar basınç ve -13.07 oksijen

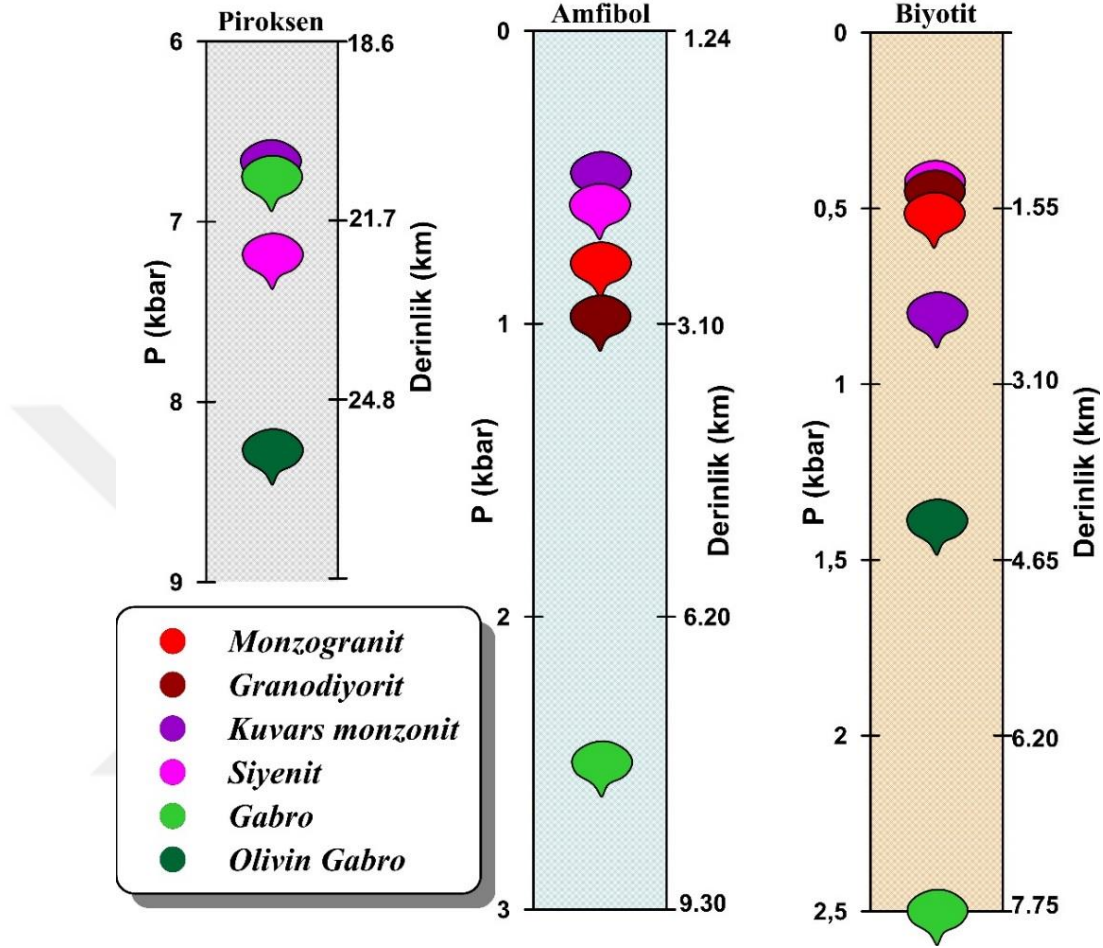
fugasitesi değerleri belirlenmiştir. Felsik intrüzif kayaların içindeki biyotitler kaya kompozisyonlarına uyumlu şekilde P-T- fO_2 değişimi sergilemektedir. Biyotit içeren olivin içermeyen gabrolarda kısmen düşük sıcaklık, yüksek basınç ve yüksek oksijen

Çizelge 9.3 Istranca İntrüziflerine ait kayaların biyotit kristallerinde hesaplanan T-P- fO_2 değerleri (min: en düşük değer, max: en yüksek değer, ort: ortalama değer)

Örnek No <i>Kaya Türü</i>		P (kbar)	T (°C)	fO_2
		(Luhr vd. 1984)	(Uchida vd. 2007)	(Wones 1989)
KEU-72 <i>Monzogranit</i>	min	0.21	677.03	-17.57
	max	0.81	715.04	-16.32
	Ort	0.51	694.35	-16.99
KEU-82 <i>Granodiyorit</i>	min	0.06	644.75	-18.72
	max	1.00	681.38	-17.42
	Ort	0.44	665.21	-17.99
KEU-49 <i>Kuvars monzonit</i>	min	0.52	686.96	-17.23
	max	1.51	714.40	-16.34
	Ort	0.98	703.04	-16.71
KEU-104 <i>Kuvars monzonit</i>	min	0.40	714.91	-16.32
	max	0.81	752.44	-15.18
	Ort	0.62	728.05	-15.91
KEU-94 <i>Siyenit</i>	min	0.09	701.25	-16.76
	max	0.75	804.24	-13.73
	Ort	0.43	767.44	-14.76
DE-129 <i>Gabro</i>	min	1.27	673.54	-17.69
	max	1.66	709.16	-16.51
	Ort	1.39	695.93	-16.94
DE-133 <i>Gabro</i>	min	0.30	747.98	-15.31
	max	0.81	879.68	-11.85
	Ort	0.53	830.98	-13.07

fugasitesi söz konusu iken olivinli gabrolarda yüksek sıcaklık, kısmen düşük basınç ve düşük oksijen fugasitesi değeri göze çarpmaktadır. Oksijen fugasitesinin derinlikle doğrusal ilişki sergilemesinden hareketle olivinli gabroların yüksek sıcaklığa sahip daha sığ yerleşimli olduğu söylenebilir.

Mineral türlerinde göre basınç değerleri ve buna göre hesaplanan derinlikler Şekil 9.29’de verilmiş olup manto kabuk etkileşimli kayalarda yer alan yüksek sıcaklık minerallerinin yüksek basınçta daha derinde oluştuğu gözlenmektedir.



Şekil 9.29 Kaya türlerine göre minerallerin kristallenme basınç-derinlik koşulları değişimi

9.5 Jeodinamik Evrim

Alp Himalaya kuşağında yer alan Srednogorie yayına ait Geç Kretase yaşlı magmatikler genel anlamda kalk-alkali, yüksek-K lu şošonitik, toleyitik, peralkalin (Dabovski vd. 1972, 1991, Stanisheva-Vassileva 1980, Karamata vd. 1997, Berza vd. 1998; Kamenov vd. 2002, 2003a, b) olmak üzere dört kompozisyonda, volkano-plütonik kompleksler olarak gözlenmektedir. Istranca İntrüziflerinin dahil olduğu Srednogorie magmatik yayının ise baskın şekilde kalkalkali, az oranda peralkalin kayalardan oluştuğu belirtilmektedir (Von Quadt vd. 2005).

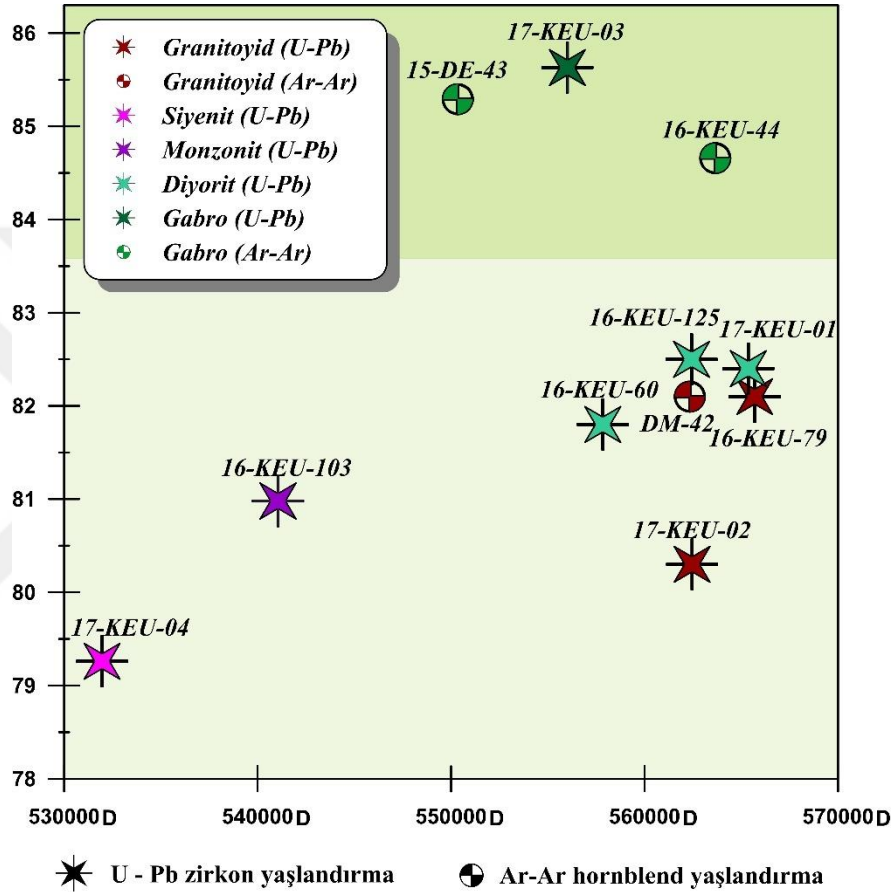
Genel olarak kabuk-manto etkileşimli ve ikincil ergiyik katkılı Srednogorie yayına ait magmatik kayaların K-Ar yaş ve kimyasal karakterlerine göre; güneyde toleyitikten-kalkalkalene (100-80 My), kuzeye doğru yüksek potasik kalkalkalenden şoşonitiğe ve kuzeyde potasik alkalene (70-60 My) doğru değiştiği belirtilmiştir (Stanisheva-Vassileva 1983, von Quadt vd. 2005).

Istranca İnrüziflerinin GD Bulgaristan’ da devamı olan ve “Malko Tarnova plütonu” olarak tanımlanan kütlede dört magmatik faz belirlenmiştir: Söz konusu çalışmada ele alınan ilk faz “bazik faz” olup, benzer şekilde bu çalışmada sunulan gabrolar bu fazla muadil sayılabilir. İkinci faz monzonit bileşimli kayalardan, üçüncü faz ise kuvars siyenit bileşimli faz olarak belirtilmiştir. Bu ilk üç fazın monzonit bileşimli magmanın değişimiyle oluşan intrüzifler olduğu, dördüncü ve son fazın ise D-B uzanımlı yerleşmiş sıg yerleşimli intrüzifler olduğu belirtilmiştir (Nedialkov vd. 2009). Bulgaristan bölümünde tanımlanan dördüncü faza ait sıg yerleşimli intrüzifler bu çalışmada monzonit bileşimli porfirik dokulu dayk karmaşığına denk gelmektedir. Bu kaya grubu monzonit bileşimli kayalara benzer kompozisyonda olup yerleşim ve soğuma koşullarına bağlı olarak dokusal olarak bariz farklılıklar göstermektedir.

Istranca İnrüzifleri ve Bulgaristan bölümündeki eşlenikleri daha çok Bulgaristan ve daha az sayıda Türkiye’de petrolojik çalışmalara konu olmuştur. Istranca Masifine ait düşük dereceli metamorfikleri kesen bu intrüzifler yaklaşık eş zamanlı, farklı bileşimde magma kompozisyonlarına sahiptir. Buna göre Srednogorie magmatik yayına ait Istranca İnrüziflerini zamansal-mekansal olarak dört grupta incelemek mümkündür: granit, monzonit, siyenit bileşimli felsik intrüzifler ve mafik intrüzifler.

Istranca İnrüziflerini oluşturan magmalar oldukça heterojen yapıda olup, fraksiyonel kristalizasyon, asimilasyon, kabuksal kirlenme ve magma karışım süreçleri magmanın evrilmesinde önemli rol oynamaktadır. Kadioğlu vd. (2003)’ te incelendiği gibi Istranca İnrüziflerinde de felsik intrüziflerle bimodal olarak gelişen mafik intrüziflerde bu süreç petrolojik olarak açıkça izlenebilmektedir. Metasomatize olmuş üst mantodan türeyen mafik magmanın felsik magma odasına katılımıyla hibrit kayalar ve gatro intrüzifleri

gözlennmektedir. Felsik intrüziflerde 85.63 ± 0.8 My ile 79.01 ± 1.63 My aralığında U-Pb kristalizasyon yaşı belirlenmiştir. Felsik intrüzif kayalarda U-Pb yaş verilerinin D-B doğrultusunda değişimi; genel anlamda granit-granodiyoritten siyenite doğru gençleştiği göstermektedir (Şekil 9.30). Bu da von Quadt vd. (2005) belirtilen KB yönlü olarak oblik yitimi desteklemektedir.



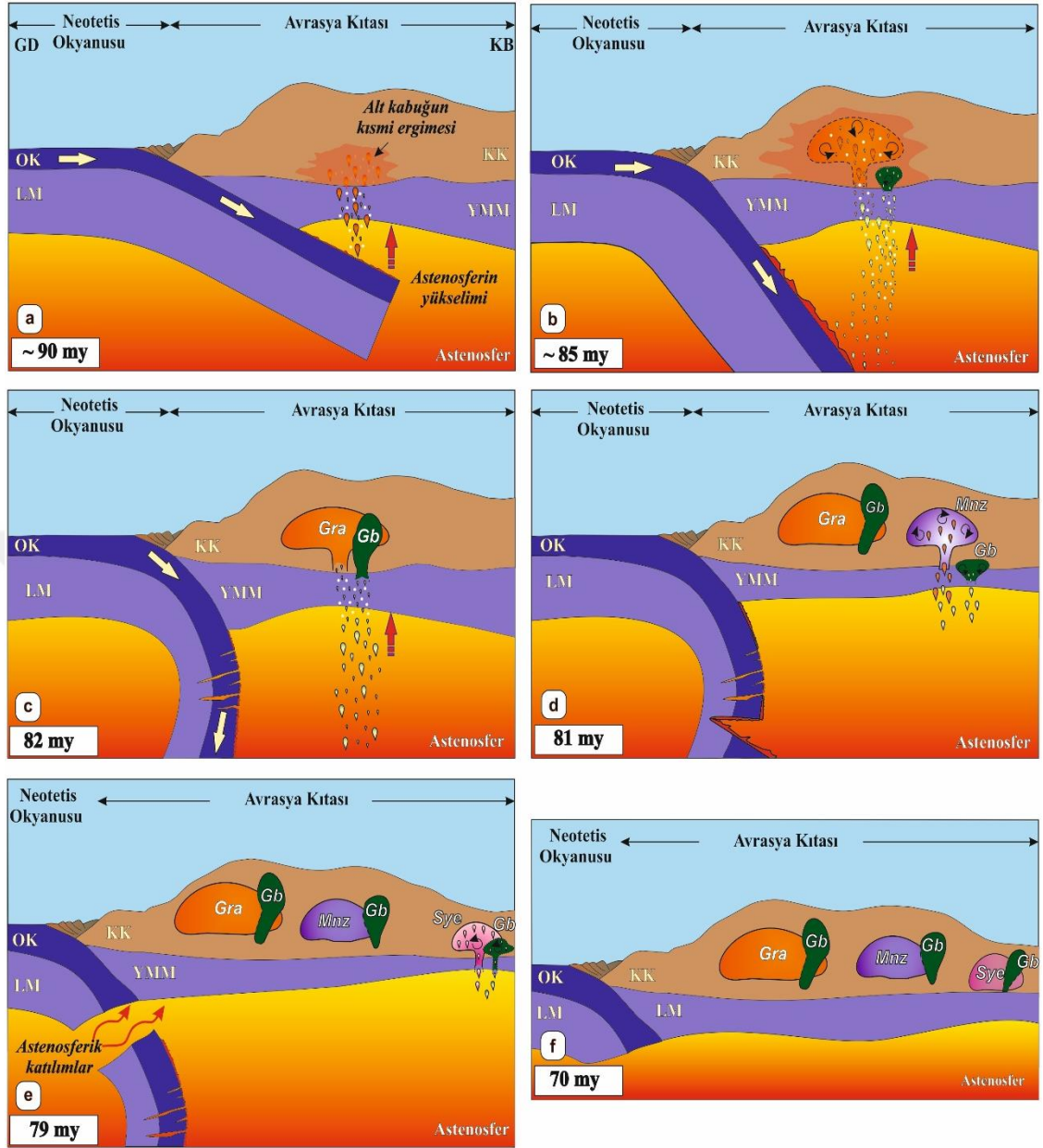
Şekil 9.30 Istranca İntüzifleri kayalarına ait jeokronolojik yaş bulgularının D-B doğrultusunda değişimi

Mafik intrüzyonlardan gabrolardan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemiyle 84.4 ± 1.8 My soğuma yaşı, diyoritlerden ise U-Pb yöntemiyle 82.50 ± 0.9 ve 82.40 ± 0.7 My kristalizasyon yaşları belirlenmiştir. Daha genç mafik intrüzifler; hali hazırda sıcaklığını korumakta olan magma odasına enjekte olması ve sıcaklığını hızlı kaybetmesi nedeniyle numerik açıdan felsik birimlerden daha yaşlı görünmektedir.

Kimyasal olarak yay magmatikleri kimliğine sahip Istranca İnrüziflerinde jeokronolojik ve petrolojik olarak ilk ürün daha felsik bileşimli olan granit ve granodiyoritlerdir. Eldeki bulgulara göre bunların yitim etkisiyle metasomatize olmuş magmanın alt kabuğu kısmi ergitmesiyle oluştuğu düşünülmektedir. Yitim açısının dikleşmesi ve mantonun alt kabuğa girişi monzonit, siyenit ve mafik intrüziflerin yol açmıştır (Şekil 9.31).

Öncel veriler ve bu çalışmaya göre; Istranca İnrüzifleri Afrika ve Avrasya arasındaki sıkışmalı ilişkiye bağlı olarak Neotetisin kuzey kolu olan Vardar Okyanusunun kuzeybatı yönlü yitimi sonucu oluşan ürünlerdendir (Stampfli ve Borel 2004). Başlangıçta yitim etkisiyle astenosferik mantoya katılan sulu, uçucu bileşenler astenosferik yükselim ve litosferik mantoda metasomatizma meydana getirerek termal dengeyi bozmuştur. Bu da mevcut termal dengesizlik altında konveksiyon akımının da etkisiyle alt kabuğun kısmi ergimesine yol açmıştır. Bu süreçle beraber, Istranca intrüzifleri içindeki granit bileşimli kayalar oluşmaktadır. Devam eden süreçte kabuk incilmesi sonucu litosferik mantodan mafik girişimler hem magma karışımı şeklinde granitik kütleyi etkilemiş hem de kabuksal etkileşimli gabro intrüzyonu şeklinde bu kütleyi kesmiştir (Şekil 9.31 a-b-c).

Yitimin ilerlemesi ve yitim açısının artmasına bağlı olarak astenosferik etkileşime bağlı litosferik mantoda meydana gelen metasomatizma şiddeti artmaktadır. Bunun sonucunda sırasıyla önce monzonitler sonra ise daha fazla manto kökenli bileşenler içeren siyenit ve gabrolar oluşmaktadır (Şekil 9.31 d-e-f).



Şekil 9.31 Istraçca İnrüziflerinin jeodinamik evrim modeli (KK: Kıtasal kabuk, OK: Okyanusal kabuk, LM: Litosferik manto, YMM: Yitim ile metasomatize olmuş manto, Gra: Granitoyid, Mnz: Monzonit, Syc: Siyenit, Gb: gabro)

10. SONUÇLAR

KB Türkiye’de yaklaşık D-B uzanımlı olarak yüzeylenen intrüzifler Istranca Masifine ait düşük dereceli metamorfik birimleri sıcak dokanakla keserek kontakt metamorfik hale ve yer yer ekzoskarn oluşumlarına yol açmıştır. Tüm bu birimler Üst Kretase yaşlı tortul-vulkanotortul birimlerle örtülmektedir. Geç Kretase yaşlı intrüzifler arazi gözlemleri ve mineraloji-petrografik incelemelerine göre granit, granodiyorit, kuvars monzonit ve siyenitten oluşan felsik intrüzifler ve bunları kesen eş yaşlı diyorit ve gabrodan oluşan mafik intrüzifler olarak iki grup altında incelenmiştir. Genel olarak tüm kaya grupları benzer mineral bileşimine sahip fakat bu mineralleri farklı oranlarda içermektedir. Yürütülen KRS, mineral kimyası, jeokimya, izotop jeokimyası ve jeokronoloji sonuçları arazi ve petrografik gruplamalar temelinde yorumlanmıştır. KRS incelemelerinde mafik intrüzifler içinde olivinli gabrolardan yapılan olivinlerin raman spektraları forsterit bileşimi olduğu ve fraksiyonel kristallenmeye bağlı olarak bileşiminin ise $Fe_{0.83}Fe_{1.17}$ ile $Fe_{0.60}Fe_{0.40}$ aralığında değiştiği belirlenmiştir. KRS incelemelerinde piroksen minerallerinin ojit-diyopsit, amfibollerin aktinolit ve biyotitlerin ise demirce zengin biyotit olduğu gözlenmiştir.

Mineral kimyası incelemelerinde plajiyoklaz kristallerinin, bulunduğu ana kaya kompozisyonuna uygun şekilde oligoklaz-anortit arasında bileşim sergilediği belirlenmiştir. Biyotitlerin birincil geliştiği ve genel olarak Fe-Mg Biyotit kompozisyonları arasında dağılım sergilediği ve amfibollerin genel olarak Mg-Hornblend ile bileşimli olduğu belirlenmiştir. Piroksen kompozisyonları kuvars monzonitlerde $Wo_{25-24}En_{55-48}Fs_{25-19}$ (ojit), siyenitlerde $Wo_{49-31}En_{46-29}Fs_{24-10}$ (diyopsit) ve $Wo_{26-25}En_{54-47}Fs_{25-19}$ (ojit), diyoritlerde $Wo_{25-24}En_{44-42}Fs_{30-29}$ (ojit) ve $Wo_{46-40}En_{42-36}Fs_{21-13}$ ile $Wo_{43-36}En_{46-19}Fs_{39-14}$ (ojit) olarak belirlenmiştir.

İncelenen örneklerin felsik intruziflerin büyük bölümü subalkalen karakterli ve kalkalkalenden toleyitiğe geçişli bir karakter sergilemektedir. Siyenit ve kuvars monzonit, diyorit ve gabro bileşimli kayaların bir kısmının alkali-subalkali geçişinde, bir kısmının ise alkali alana düştüğü gözlenmektedir. Çoklu elemente karşı SiO_2 değişim

diyagramlarına göre kaya grupları kökensel ilişkili olup fraksiyonel kristalizasyon süreciyle oluştuğu görülmektedir. Istranca İntüziflerine ait radyojenik izotop verileri genel olarak manto çizgisine paralel uzanım sergilemekte ve kabuk manto etkileşimini desteklemektedir. Mikrodiyorit bileşimli MMA'ların izotop bileşimleri de içinde bulunduğu anakaya ile benzer izotopik değerler sergilemektedir. Kaya gruplarının oluşumunda fraksiyonel kristalizasyon yanında AFC ve kabuksal kirlenmede etkili süreçlerdir

İntüzif kayaların soğuması kristalleşme ve minerallerde denge bileşimine ulaşacak şekilde oldukça uzun ve yavaş gelişen bir süreçtir. Magmada ilk kristalleşen fazı temsil eden piroksenler kuvars monzonit 6.71 kb basınç, 20.90 km derinlik, siyenitler için 7.19 kb basınç ve 22.29 km derinlik belirlenmiştir. Bu nedenle siyenit kaynağının monzonitlerden daha derin kaynaklı olduğu söylenebilir. Gabrolardaki piroksenlerden 6.75 kbar basınç, 20.92 km derinlik, olivinli gabrolarda ise 8.27 kbar, 25.63 km derinlik belirlenmiştir. Granitoidlerde ise ilk kristalleşen fazı temsilen incelenen amfibollerde granit için 0.8 kbar basınç, 2.48 km derinlik, granodiyoritlerde ise 0.98 kbar basınç, 3.04 km derinlik belirlenmiştir. Bu durumda granitler en sık yerleşimli felsik kaya grubunu temsil ettiği söylenebilir.

Felsik intrüziflerde monzogranit bileşimli kayalardan U-Pb yöntemiyle belirlenen zirkon kristalizasyon yaşı 80.30 ± 0.70 My ile 82.1 ± 1.4 My, kuvars monzonitlerde 80.98 ± 0.65 My, siyenitlerde ise 79.03 ± 0.6 My olarak belirlenmiştir. Mafik intrüziflerin U-Pb yöntemiyle zirkon kristalizasyon yaşları gabroda $85. \pm 0.8$ My ve diyorit bileşimli kayalarda sırasıyla 81.80 ± 0.42 My, 82.40 ± 0.70 My ve 82.50 ± 0.90 My olarak belirlenmiştir. Soğuma yaşının belirlenmesi amacıyla felsik intrüzifler içindeki granodiyoritlerden 79.46 ± 1.40 My $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plato ve mafik intrüzif kayalardan gabrolarda ise 84.00 ± 1.70 My ve 84.40 ± 1.80 My pseudoplato yaşları belirlenmiştir. Eş yaşlı felsik ve mafik magmanın bimodal gelişimi mevcut yaş bulgularıyla da desteklenmektedir. Istranca İntüzifleri Geç Kretase döneminde Afrika ve Avrasya arasındaki sıkışmalı ilişkiye bağlı olarak Neotetisin kuzey kolu olan Vardar Okyanusunun kuzeybatı yönlü yitimi sonucu oluşan sıkışma, gerilme ve genişleme ürünlerini temsil etmektedir.

KAYNAKLAR

- Akçe, M. A. ve Kadioğlu Y.K. 2020. Raman Spektroskopisinin İlkeleri ve Mineral Tanımlamalarında Kullanılması. Nevşehir Bilim ve Teknoloji Dergisi 9(2); 99-115.
- Altherr, R., Henjes-Kunst, F., Matthews, A., Friedrichsen, H. ve Hansen, B. T. 1988. O-Sr isotopic variations in Miocene granitoids from the Aegean: evidence for an origin by combined assimilation and fractional crystallization. Contributions to Mineralogy and Petrology, 100(4), 528-541.
- Anderson, A.T. 1976. Magma mixing: petrological process and volcanological tool. J. Volcanol. Geotherm. Res., 1:3-33.
- Anonymous, 2021 Web Sitesi: <http://rruff.info/>. Erişim tarihi: 27.02.2021
- Anonymous, 2021 Web Sitesi: <https://faculty.virginia.edu/skrutskie/ASTR1210/notes/raddat/raddat.html> Erişim tarihi: 27.02.2021
- Anonymous, 2021 Web Sitesi: <https://www.nordwestlabs.com/geochronology> Erişim tarihi: 27.02.2021
- Apopei, A. I. ve Buzgar, N. 2010. The Raman study of amphiboles. Analele Stiintifice de Universitatii AI Cuza din Iasi. Sect. 2, Geologie, 56(1), 57.
- Aral, H. 1976. Kırklareli Dereköy – Karadere civarı jeolojisi ve bakır aramalarına ilişkin prospeksiyon raporu ve Tırnava plütunu kayaçları ve cevherleşmeleri hakkında: MTA, Maden Etüt Derleme No. 1519.
- Arculus, R. J. ve Powell, R. 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 91(B6), 5913-5926.
- Aydın, Y. 1974. Etude pétrographique et géochimique de la partie centrale du Massif d'Istranca (Turquie). Thsede Docteur Ingénieur, Universit de Nancy, 131 s.
- Aydın Y. 1982. Yıldız Dağları (Istranca) Masifi'nin jeolojisi. Doçentlik tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, 106 s.
- Aydın Y. 1988. Yıldız Dağları Masifi'nin Jeolojisi. Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi, 2, 61-74.
- Aykol A. 1979. Kırklareli Demirköy Sokulumunun Petroloji ve Jeokimyası. İTÜ Maden Fakültesi, Doktora tezi, 204 s.
- Aykol, A. ve Tokel, S. 1991. The geochemistry and tectonic setting of the Demirköy pluton of the Srednogie-Istranca granitoid chain, NW Turkey. Mineralogical Magazine, 55(379), 249-256.

- Bakanyıldız N. ve Atılgan A. 1977 Kırklareli Demirköy – Dereköy demir zuhurları ön raporu. MTA Çorlu Bölgesi, Derleme No. 148
- Barbarin, B. ve Didier, J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, 83, 145-153.
- Beccaluva, L, Bianchini, G, Ellam, R. M, Marzola, M, Oun, K. M, Siena, F. ve Stuart, F. M. 2008. The role of HIMU metasomatic components in the North African lithospheric mantle: petrological evidence from the Gharyan lherzolite xenoliths, NW Libya. Geological Society, London, Special Publications, 293(1), 253-277.
- Beckinsale, R.D. ve Gale, N.H. 1969. A reappraisal of decay constants and branching ratio of ⁴⁰K. Earth and Planetary Science Letters, v. 6, p. 289-294, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90170-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90170-8).
- Bedi Y.,, Ulusoy, E., Türkmen, Ö., Soycan, H., Demiray, D.G. ve Göncüoğlu, M.C. 2011. Tectonostratigraphic features of the Istranca Crystalline Complex and their correlation with Bulgarian Successions: Preliminary findings from NW Turkey and SE Bulgaria. 64 th Geol. Congress of Turkey, Abstracts, 28-29
- Bedi, Y., Vasilev, E., Dabovski, C., ... ve Göncüoğlu, M. C. (2013). New age data from the tectonostratigraphic units of the Istranca “Massif” in NW Turkey: a correlation with SE Bulgaria. Geologica Carpathica, 64(4), 255-277.
- Bedi Y., Doğan A., Ulusoy E., Yusufoglu, H. 2019. Istranca Kristalen Kompleksi'nin Tektonostratigrafik Özellikleri. Ön Rapor. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 13830, Ankara (yayımlanmamış).
- Bedi, Y., Ulusoy, E., Yusufoglu H., Boncheva, I., Vasilev, E., Dabovski, C., Sachanski, V., Ivanova, D. ve Lakova, I. 2021. Istranca Kristalen Kompleksinin Tektonostratigrafik Özellikleri ve Bulgaristandaki İstiflerle Korelasyonu Sonuç Raporu Cilt-I. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara. 835 s (Basımda).
- Berza, T., Constantinescu, E. ve Vlad, S. N. 1998. Upper Cretaceous magmatic series and associated mineralisation in the Carpathian–Balkan Orogen. Resource Geology, 48(4), 291-306.
- Blake, D. H., Elwell, R. W. D., Gibson, I. L., Skelhorn, R. R. ve Walker, G. P. L. 1965. Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. Quarterly Journal of the Geological Society, 121(1-4), 31-49.
- Bodnar, R. J. ve Frezzotti, M. L. 2020. Microscale chemistry: Raman analysis of fluid and melt inclusions. Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology, 16(2), 93-98.

- Bonev, N., Filipov, P., Raicheva, R. ve Moritz, R. 2019. Timing and tectonic significance of Paleozoic magmatism in the Sakar unit of the Sakar-Strandzha zone, SE Bulgaria. *International Geology Review*, 61(16), 1957-1979.
- Candan, O., Akal, C., Koralay, O. E., Okay, A. I., Oberhänsli, R., Prelević, D. ve Mertz-Kraus, R. 2016. Carboniferous granites on the northern margin of Gondwana, Anatolide-Tauride Block, Turkey—Evidence for southward subduction of Paleotethys. *Tectonophysics*, 683, 349-366.
- Carrigan, C. W., Mukasa, S. B., Haydoutov, I. ve Kolcheva, K. 2006. Neoproterozoic magmatism and Carboniferous high-grade metamorphism in the Sredna Gora Zone, Bulgaria: An extension of the Gondwana-derived Avalonian-Cadomian belt?. *Precambrian research*, 147(3-4), 404-416.
- Castillo, P. R. ve Newhall, C. G. 2004. Geochemical constraints on possible subduction components in lavas of Mayon and Taal volcanoes, southern Luzon, Philippines. *Journal of Petrology*, 45(6), 1089-1108.
- Cattò, S., Cavazza, W., Zattin, M. ve Okay, A. I. 2018. No significant Alpine tectonic overprint on the Cimmerian Strandja Massif (SE Bulgaria and NW Turkey). *International Geology Review*, 60(4), 513-529.
- Chappell, B. W. ve White, A. J. R. 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2), 1-26.
- Chatalov G.A. 1980. Two facies type of Triassic in Strandza mountain, SE Bulgaria. *Rivista Italiana di Paleontologia i Stratigrafia*, 85: 1029–1046.
- Chatalov, G. 1988. Recent developments in the geology of the Strandzha Zone in Bulgaria. *Bulletin Technical University of İstanbul*, 41, 433-466.
- Chukanov, N. V. ve Vigasina, M. F. 2020. *Vibrational (Infrared and Raman) spectra of minerals and related compounds*. Springer, 1376s, Cham, Switzerland.
- Ciobotă V, Salama W, Tarcea N, Rösch P, El Aref M, Gaupp R ve Popp J. 2012. Identification of minerals and organic materials in Middle Eocene iron stones from the Bahariya Depression in the Western Desert of Egypt by means of micro-Raman spectroscopy. *J Raman Spectrosc* 43(3):405–410
- Couch, S., Sparks, R. S. J. ve Carroll, M. R. 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411(6841), 1037-1039.
- Çağlayan, M.A. 1996. Istranca Masifi'nin Mesozoik-Alt Tersiyer'deki Evrimi ve Trakya Havzası'nın gelişimindeki yeri. *TPJD Bülteni* 8, 1, 82-93.

- Çağlayan, M.A. ve Yurtsever, A. 1998. Burgaz-A3, Edirne-B2 ve B3; Burgaz-A4 ve Kırklareli-B4; Kırklareli-B5 ve B6; Kırklareli-C6 Paftaları, 1:100 000 ölçekli açınısma nitelikli Türkiye jeoloji Haritaları, No: 20, 21, 22, 23. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Dabovski, C. 1991. Modern concepts on the evolution of the Alpine orogen in the Eastern Mediterranean and Carpathian–Balkan area. A review and some problems of Bulgarian geotectonics. *Geotecton. Tectonophys. Geodyn*, 22, 45-79.
- Dabovski, C., Zagorchev, I., Rouseva, M. ve Chounev, D. 1972. Paleozoic granitoids in the Sushtinska Sredna Gora. *Annual UGP*, 16, 57-92.
- Dabovski, C., Harkovska, A., Kamenov, B., Mavrudchiev, B., Stanisheva-Vassileva, G. ve Yanev, Y. 1991. A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria. *Geologica Balcanica*, 21(4), 3-15.
- Davies, J. H. ve von Blackenburg, F. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129:85–102.
- Deer, W.A., Howie, R.A. ve Zussman, J. 1963. Rock forming mineral. Longman Group Ltd., London, England, 435 pp.
- Deniz, K. 2010. Buzlukdağı (Kırşehir) alkali magmatik kayaçların jeolojisi, petrolojisi ve konfokal raman spektrometresi ile incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı, 138s.
- Deniz, K. 2021. Mica Types as Indication of Magma Nature, Central Anatolia, Turkey. *Acta Geologica Sinica-English Edition*. doi.org/10.1111/1755-6724.14670.
- DePaolo, D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and planetary science letters*, 53(2), 189-202.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. ve Bonnin, J. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological society of America bulletin*, 84(10), 3137-3180.
- Dickin, A. P. 2005. Radiogenic isotope geology. Cambridge University press, Cambridge, United Kingdom
- Didier, J. 1964. Etude Petrographique Des Enclaves De Quelques Granites Du Massif Central Francais. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 23, 254 p.
- Didier, J., ve Barbarin, B. 1991. The different types of enclaves in granites-Nomenclature. In *Enclaves and granite petrology*, 19-23 p..

- Dilek, Y. ve Altunkaynak, Ş. 2010. Geochemistry of Neogene–Quaternary alkaline volcanism in western Anatolia, Turkey, and implications for the Aegean mantle. *International Geology Review*, 52(4-6), 631-655.
- Dodge, F. C. W. ve Kistler, R. W. 1990. Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B11), 17841-17848.
- Eberz, G. W., Nicholls, I. A., Maas, R., McCulloch, M. T. ve Whitford, D. J. 1990. The Nd-and Sr-isotopic composition of I-type microgranitoid enclaves and their host rocks from the Swifts Creek Pluton, southeast Australia. *Chemical Geology*, 85(1-2), 119-134.
- Elburg, M. A., Van Bergen, M., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarnain, 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(15), 2771-2789.
- Elmas, A., Yılmaz, I., Yiğitbaş, E., ve Ullrich, T. 2011. A Late Jurassic–Early Cretaceous metamorphic core complex, Strandja Massif, NW Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 100(6), 1251-1263.
- Ewart, A. 1982. Petrogenesis of the Tertiary anorogenic volcanic series of Southern Queensland, Australia, in the light of trace element geochemistry and O, Sr and Pb isotopes. *Journal of Petrology*, 23(3), 344-382.
- Faure, G. ve Mensing, T. M. 2005. *Isotopes: Principles and Applications*, 3rd Edition. John Wiley & Sons, Inc., 928, New Jersey, U.S.A.
- Faure, G. 1986. *Principles of isotope geology*: John Wiley and Sons Inc., 589 p., Canada
- Fedo, C. M., Wayne Nesbitt, H. ve Young, G. M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), 921-924.
- Fernandez, A. N. ve Barbarin, B. 1991. Relative rehology of coeval mafic and felsic magmas: Nature and resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: *Enclaves and granite petrology*, 263-275.
- Ferrando, S. 2018. Raman spectroscopy in Earth Sciences. GNM-SIMP “Physical properties of minerals” Okulu, 12-15 Şubat 2018, Brixen.
- Ferraro J. R., Nakamoto, K. ve Brown, C. W. 2003. *Introductory Raman Spectroscopy* 2nd Ed. Academic Press, 434, San Diego.

- Fleck, R. J., Sutter, J. F. ve Elliot, D. H. 1977. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(1), 15-32.
- Fleet, M. E. ve Barnett, R. L. 1978. Al iv/Al vi partitioning in calciferous amphiboles from the Frood Mine, Sudbury, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, 16(4), 527-532.
- Frezzotti, M. L., Tecce, F. ve Casagli, A. 2012. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1-20.
- Foster, R. J. 1960. Tertiary geology of a portion of the central Cascade Mountains, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 71(2), 99-126.
- Fourcade, S. ve Javoy, M. 1991. Sr-Nd-O isotopic features of mafic microgranular enclaves and host granitoids from the Pyrenees, France: evidence for their hybrid nature and inference on their origin. In *Enclaves and granite petrology*, 345-364.
- 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 of petrology*, 42(11), 2033-2048.
- Gehrels, G.E., Valencia, V. ve Ruiz, J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, Q03017, doi:10.1029/2007GC001805.
- Georgiev, S., Marchev, P., Heinrich, C. A., Von Quadt, A., Peytcheva, I. ve Manetti, P. 2009. Origin of nepheline-normative high-K ankaramites and the evolution of Eastern Srednogie arc in SE Europe. *Journal of Petrology*, 50(10), 1899-1933.
- Georgiev, S., von Quadt, A., Heinrich, C. A., Peytcheva, I. ve Marchev, P. 2012. Time evolution of a rifted continental arc: integrated ID-TIMS and LA-ICPMS study of magmatic zircons from the Eastern Srednogie, Bulgaria. *Lithos*, 154, 53-67.
- Georgiev, N., Henry, B., Jordanova, N., Jordanova, D. ve Naydenov, K. 2014. Emplacement and fabric-forming conditions of plutons from structural and magnetic fabric analysis: A case study of the Plana pluton (Central Bulgaria). *Tectonophysics*, 629, 138-154.
- Gerdjikov, I. 2005. Alpine metamorphism and granitoid magmatism in the Strandja zone: new data from the Sakar unit, SE Bulgaria. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14(2), 167-183.
- Gocev, P. M. 1985. Strandzides. *Geotectonics, Tectonophysics and Geodynamics*, 18, 28-54.

- Gocev, P. M. 1991. Some problems of the nappe tectonics of the Strandzhides in Bulgaria and Turkey. Bull. Technical Univ. Istanbul, 44, 137-164.
- Güllü, B., Kadioğlu, Y. K., Koralay, T. ve Deniz, K. 2019. Raman characteristics of Gucunkaya (Aksaray) gabbroic rocks, central Anatolia-Turkey. International Multidisciplinary Scientific GeoConference: SGEM, 19(1.1), 475-482.
- Halliday, A. N. 1980. The timing of early and main stage ore mineralization in Southwest Cornwall. Economic Geology 75 (5), 752-759.
- Halliday, A. N., Dickin, A. P., Fallick, A. E., and Fitton, J. G. 1988. Mantle dynamics: a Nd, Sr, Pb and O isotopic study of the Cameroon line volcanic chain. Journal of Petrology 29 (1), 181-211.
- Harker A (1909) The natural history of igneous rocks. Macmillan, New York
- Hawkesworth, C., Turner, S., Peate, D., McDermott, F. ve Van Calsteren, P. 1997. Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes. Chemical Geology, 139(1-4), 207-221.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. ve Thomson, J. A. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. American mineralogist, 90(2-3), 316-328.
- Hibbard, M. J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. Contributions to Mineralogy and Petrology, 76(2), 158-170.
- Hibbard, M. J. 1992. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13: Didier, J. And Barbarin, B. (eds.) Elsevier, Amsterdam, p. 43 1-444
- Holmes, A.W. 1961. A stratigraphic review of Thraces. TPAO, Rapor No. 36, Ankara.
- Hutton, J. 1795. Theory of the earth: With proofs and illustrations (Vol. 1). Library of Alexandria.
- Iğdır, İ. 1981. E19 a3-b4 paftaları revizyon çalışması. MTA Çorlu Bölgesi Derleme No. 184
- Iğdır, İ. ve Acar, H.B. 1978. Kırklareli-Demirköy (Sivriler-İkiztepe-Korutepe-Şükrüpaşa) jeolojisine ait ön rapor. MTA Çorlu Bölgesi Derleme No. 168
- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Rita, F. ve Villari, L. 1982. Acid and basic late Neogene volcanism in central Aegean Sea: its nature and geotectonic significance. Bulletin Volcanologique, 45(2), 87-97.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian journal of earth sciences, 8(5), 523-548.

- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. ve Horiuchi, M. 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on. *Mining Geology*, 26(136), 105-117.
- Isirtman, D. ve Çengel, Ş. 1982. Istranca Masifi Demirköy, Yiğitbaşı, Karacadağ sahasının 1/10000 ölçekli detay jeoloji raporu. MTA Çorlu Bölgesi, Derleme No. 200.
- Janković, S., Janković, S., Boev, B. ve Serafimovski, T. 1997. Magmatism and Tertiary Mineralization of the Kozuf Metallogenetic District, the Republic of Macedonia, with Particular reference to the Allchar Deposit. *Faculty of Mining and Geology, Štip, Special Issue No.5*, 262.
- Jasinevicius, R. 2009. Characterization of vibrational and electronic features in the Raman spectra of gem minerals. *Dissertation, University of Arizona*
- Johannes, W. ve Holtz, F. 1996. Introduction and Geological Background. In *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks* (pp. 1-17). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Kadioğlu, Y.K. ve Güleç, N. 1993. Granitoidler içindeki anklavların kökeni ve Türkiye’den örnekler. *T.J.K. Bül.*, 8, 113- 118.
- Kadioğlu, Y. K. Ve Güleç, N. 1999. Types and genesis of the enclaves in Central Anatolian granitoids. *Geological Journal*, 34(3), 243-256.
- Kadioğlu Y.K., Dilek Y., Güleç N. ve Foland, K.A. 2003. Tectonomagmatic evolution of bimodal plutons in the Central Anatolian crystalline complex, Turkey. *The Journal of Geology*, 111, 671-690.
- Kamenov, B., Tarassova, E., Nedialkov, R., Amov, B., Monchev, P. ve Mavroudchiev, B. (2000). New radiometric data from Late Cretaceous plutons in Eastern Srednogorie area, Bulgaria. *Bulletin of the Geological Institute, Series: Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 37, 13-24.
- Kamenov, B., von Quadt, A. ve Peytcheva, I. 2002. New insight into petrology, geochemistry and dating of the Vejen pluton, Bulgaria. *Geochem., Mineral., Petrol.*, 39, 3-25.
- Kamenov, B., Nedialkov, R., Yanev, Y. ve Stoykov, S. 2003. Petrology of the Late Cretaceous ore-magmatic centres in the Central Srednogorie, Bulgaria. Cretaceous porphyry-epithermal systems of the Srednogorie zone, Bulgaria. *Society of Economic Geologists Guidebook series*, 36, 27-46.
- Kamenov, B. K., von Quadt, A. ve Peytcheva, I. 2003. Capitan-Dimitriev pluton in Central Srednogorie, Bulgaria: Mineral chemistry, geochemistry and isotope evidence for magma-mixing origin. *Mineralogy and Petrology*, 40, 21-53.

- Kamenov, B., Yanev, Y., Nedialkov, R., Moritz, R., Peytcheva, I., Von Quadt, A., ... ve Zartova, A. 2007. Petrology of Upper Cretaceous island-arc ore-magmatic centers from Central Srednogie, Bulgaria: Magma evolution and paths. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 45, 39-77.
- Kamitani, M. 1978. Kırklareli-Demirköy sahası, bakır, volfram, molibden zuhurları. MTA Çorlu Bölgesi Derleme No. 205
- Karacık, Z. ve Tüysüz, O.C., 2010. Petrogenesis of the Late Cretaceous Demirköy Igneous Complex in the NW Turkey Implications for the magma genesis in the Strandja Zone. *Lithos*, 114(3-4), 369-384.
- Karamata, S., Knezevic, V., Pecskay, Z. ve Djordjevic, M. 1997. Magmatism and metallogeny of the Ridanj-Krepoljin belt (eastern Serbia) and their correlation with northern and eastern analogues. *Mineralium Deposita*, 32, 452-458.
- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Kandemir, R. ve Wijbrans, J. 2010. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114(1-2), 109-120.
- Karlı, O., Caran, Ş., Dokuz, A., Çoban, H., Chen, B. ve Kandemir, R. 2012. A-type granitoids from the Eastern Pontides, NE Turkey: Records for generation of hybrid A-type rocks in a subduction-related environment. *Tectonophysics*, 530, 208-224.
- Karlı, 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.
- 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(4), 739-764.
- Kaygusuz, A., Siebel, W., Ilbeyli, N., Arslan, M., Satır, M. ve Sen, C. 2010. Insight into magma genesis at convergent plate margins-a case study from the eastern Pontides (NE Turkey). *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 187(3), 265.
- Kaygusuz, A., Chen, B., Aslan, Z., Siebel, W. ve Şen, C. 2009. U-Pb zircon SHRIMP ages, geochemical and Sr-Nd isotopic compositions of the Early Cretaceous I-type Sariosman pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(4), 549-581.
- Kaygusuz, A. ve Aydınçakır, E. 2011. Petrogenesis of a Late Cretaceous composite pluton from the eastern Pontides: the Dağbaşı pluton, NE Turkey.

- Kaygusuz, A., Sipahi, F., Ilbeyli, 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(4), 423-438.
- Keskin, M. 2013. AFC-Modeler: a Microsoft® Excel© workbook program for modelling assimilation combined with fractional crystallization (AFC) process in magmatic systems by using equations of DePaolo (1981). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(2), 304-319.
- Ketin, İ. 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA dergisi*, 66(20).
- Kloprogge, J. T., Case, M. H. ve Frost, R. L. 2001. Raman microscopic study of the Li amphibole holmquistite, from the Martin Marietta Quarry, Bessemer City, NC, USA. *Mineralogical Magazine*, 65(6), 775-785.
- Konak, N., Alan, İ., Bakırhan, B., Bedi, Y., Dönmez, M., Pehlivan, Ş., Sevin, M., Türkecan, A. ve Yusufoglu, H. 2016. 1/1.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Korsakov, A. V., Kohn, M. J. ve Perraki, M. 2020. Applications of Raman Spectroscopy in Metamorphic Petrology and Tectonics. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 16(2), 105-110.
- Köksal, S., Toksoy-Köksal, F. ve Göncüoğlu, M. C. 2017. Petrogenesis and geodynamics of plagiogranites from Central Turkey (Ekecikdağ/Aksaray): new geochemical and isotopic data for generation in an arc basin system within the northern branch of Neotethys. *International Journal of Earth Sciences*, 106(4), 1181-1203.
- Ksiazkiewicz, M. 1930 The geology of the Istranca Mountains at adjacent basin. *Scientific Results of the Voyages of the Orbis*, (3), 28.
- Kuebler, K. E., Jolliff, B. L., Wang, A. ve Haskin, L. A. 2006. Extracting olivine (Fo–Fa) compositions from Raman spectral peak positions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(24), 6201-6222.
- Kuno, H. 1968. Differentiation of basalt magmas. In: *Basalts* (H.H. Hess and A. Poldervaart, eds.), Vol. 2, pp. 623–688.
- Kuşcu, İ., Tosdal, R. M. ve Gençalioglu-Kuşcu, G. 2019. Episodic porphyry Cu (-Mo-Au) formation and associated magmatic evolution in Turkish Tethyan collage. *Ore Geology Reviews*, 107, 119-154.
- Lacroix, A. 1893. *Les Enclaves Des Roches Volcaniques*. Protat, Macon, 770p.
- Lacroix, A. 1898. *Le Granite Des Pyrenees Et Ses Phenomenes De Contact*. I. *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, 10, pp. 241-306.

- Lacroix, A. 1900. Le Granite Des Pyrenees Et Ses Phenomenes De Contact. II. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., 11, pp. 51-118.
- Lahti, S. I. 2005. Orbicular rocks in Finland (with contributions by Raivio, P. and Laitakari, I.). Geol. survey of Finland, 177, Espoo
- Langmuir, C. H., Vocke Jr, R. D., Hanson, G. N. ve Hart, S. R. 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(3), 380-392.
- Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H. ve Huston, D. L. 2001. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic geology*, 96(5), 957-971.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. ve Zanettin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H. ve Woolley, A.R., 2001, *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*, Cambridge University Press. 236p.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., ... ve Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35(1), 219-246.
- Lee J.K.W. 2015. Ar–Ar and K–Ar Dating. In: Jack Rink W., Thompson J.W. (eds) *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6304-3_40
- Leveson, D. J. 1966. Orbicular rocks: a review. *Geological Society of America Bulletin*, 77(4), 409-426.
- Lilov, P., Maliakov, Y. ve Balogh, K. 2004. K-Ar dating of metamorphic rocks from Strandja massif, SE Bulgaria. *Geochem Mineral Petr*, 41, 107-119.
- Lips, A. L. 2002. Correlating magmatic-hydrothermal ore deposit formation over time with geodynamic processes in SE Europe. *Geological Society, London, Special Publications*, 204(1), 69-79.
- Loh, E. 1973. Optical vibrations in sheet silicates. *Journal of Physics C: Solid State Physics*, 6(6), 1091.
- Ludwig, K. 2008. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 77 p.

- Luhr, J. F., Carmichael, I. S. ve Varekamp, J. C. 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydritebearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1-2), 69-108.
- Machev, P., Ganev, V. ve Klain, L. 2015. New LA-ICP-MS-U-Pb zircon dating for Strandja granitoids (SE Bulgaria): Evidence for two stage late Variscan magmatism in the internal Balkanids: *Turkish Journal of Earth Sciences* 24 (3), 230-248. 10.3906/yer-1407-21.
- Maniar, P. D. ve Piccoli, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America bulletin*, 101(5), 635-643.
- Marchev, P., Georgiev, S., Zajacz, Z., Manetti, P., Raicheva, R., von Quadt, A. Ve Tommasini, S. 2009. High-K ankaramitic melt inclusions and lavas in the Upper Cretaceous Eastern Srednogorie continental arc, Bulgaria: Implications for the genesis of arc shoshonites. *Lithos*, 113(1-2), 228-245.
- Mac Dougall, I. ve Harrison, T. M. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford University Press on Demand.
- Makreski, P., Jovanovski, G., Gajović, A., Biljan, T., Angelovski, D. ve Jaćimović, R. 2006. Minerals from Macedonia. XVI. Vibrational spectra of some common appearing pyroxenes and pyroxenoids. *Journal of Molecular Structure*, 788(1-3), 102-114.
- Makreski P, Jovanovski, G. ve Kaitner, B. 2009. Minerals from Macedonia: XXIV. Spectra-structure characterization of tectosilicates. *J Molec Struct* 924:413–419.
- Matson, D.W., Sharma, S.K. ve Philpotts, J.A. 1986. Raman spectra of some tecto silicates and of glasses along the orthoclase-anorthite and nepheline-anorthite joins. *Am Mineral* 71(5–6):694–704.
- McCulloch, M. T., Kyser, T. K., Woodhead, J. D. ve Kinsley, L. 1994. Pb-Sr-Nd-O isotopic constraints on the origin of rhyolites from the Taupo Volcanic Zone of New Zealand: evidence for assimilation followed by fractionation from basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(3), 303-312.
- McDonough, W. F., Sun, S. S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E. ve Hofmann, A. W. 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3), 1001-1012.
- McKeown, D. A., Bell, M. I. ve Etz, E. S. 1999. Raman spectra and vibrational analysis of the trioctahedral mica phlogopite. *American Mineralogist*, 84(5-6), 970-976.
- McMillan, P. F. ve Hofmeister, A. M. 2018. Infrared and Raman spectroscopy. *Spectroscopic methods in mineralogy and geology*, 99-160.

- Merrihue, C. ve Turner, G. 1966 Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. J. Geophys. Res. 71, 2852–2857
- Middlemost, E.A.K. 1985. Magmas and magmatic rocks. Longman, London.
- Min, K., Mundil, R., Renne, P.R. ve Ludwig, K.R. 2000. A test for systematic errors in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1 Ga rhyolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.64, p.73-98, [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00204-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00204-5).
- Moix, P., Beccalotto, L., Kozur, H. W., Hochard, C., Rosselet, F. ve Stampfli, G. M. 2008. A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics*, 451(1-4), 7-39.
- Moore, W.J., McKee, E.H., ve Akıncı, Ö., 1980. Chemistry and chronology of plutonic rocks in the Pontid mountains, northern Turkey. *European Copper Deposits Congress Book*, Belgrade, 209-216.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.
- Nabelek, P. I., Whittington, A. G. ve Sirbescu, M. L. C. 2010. The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(3), 313-325.
- Nachit, H., Ibhi, A. ve Ohoud, M. B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420.
- Nasdala, L. ve Schmidt, C. 2020. Applications of Raman spectroscopy in mineralogy and geochemistry. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 16(2), 99-104.
- Natal'in B.A., Satir M., Sunal G. ve Toraman E., 2005. Structural and metamorphic evolution of the Stradja masif. *Türkiye Bilimsel Teknik Araştırma Kurumu, Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubu*, Ankara.
- Natalin, B., Sunal, G., Satır, M. ve Toraman E. 2011. Tectonics of the Strandja Massif, NW Turkey: History of a long-lived arc at the Northern margin of PaleoTethys. *Turkish Journal of Earth Science*, Vol. 21.
- Natalin, B., Sunal, G., Satır, M. ve Toraman, E. 2012. Tectonics of the Strandja Massif, NW Turkey: History of a Long-Lived Arc at the Northern Margin of Palaeo-Tethys. *Turkish Journal of Earth Sciences* 21(5), 755-798.

- Natal'in, B. A., Sunal, G., Gün, E., Wang, B. ve Zhiqing, Y. 2016. Precambrian to Early Cretaceous rocks of the Strandja Massif (northwestern Turkey): evolution of a long lasting magmatic arc. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53(11), 1312-1335.
- Nedialkov, R., Kamenov, B. K., Mavroudchiev, B., Tarassova, E. ve Popov, M. 2009. The Malko Tarnovo pluton in Southeastern Bulgaria: II. Evolution of the ore-magmatic system. *Geochem., Mineral., Petrol*, 47, 109-133.
- Nelson, S.A. 2003. Magmatic differentiation, lecture note; <http://www.tulane.edu/sanelson/geol212/magmadiff>. Erişim Tarihi:27.02.2021
- Ohta, E., Doğan, R., Batık, H. ve Abe M. 1988, Geology and Mineralization of Dereköy Porphyry Copper Deposit, northern Thrace, Turkey. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, Vol. 39(2), p. 115-134
- Okay, A. I. 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey: ed. A.M.C. Şengör, *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, Kluwer Academic Publ., 109-116.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C. ve Görür, N., 1994, Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267-270.
- Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R. ve Akyüz, H.S. 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: Geological and geochronological Constraints. Yin, A. ve Harrison, T.M., eds. *Tectonic Evolution of Asia*: 420-441.
- Okay, A. I. ve Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. Serrane, M (ed). *The Mediterranean Basins Tertiary Extension within the Alpine Orogene*. Geological Society, London, Special Publications, 156, 475-515.
- Okay, A., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S. ve Chen, F., 2001. The tectonics of the Strandja Massif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 90, 217-233.
- Okay A. ve Yurtsever, A. 2006. Istranca masifinin metamorfik kaya birimleri ile metamorfizma sonrası Kretase kaya birimleri. *Trakya Bölgesi Litostratigrafi birimleri, stratigrafi komitesi litostratigrafi birimleri serisi -2*, MTA Genel Müdürlüğü yayınları, 1 – 41, Ankara.
- Okay, A.I., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q. G. ve Shang, C.K. 2008. Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: Geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics*, Vol 461, Issues 1–4, 252-264.

- Okay, A.İ. 2014. Çatalca bölgesinde İstanbul zonu ile Istranca Masifi'nin ilişkisi: Yeni Bulgular. İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu, 26-28 Aralık 2014. Kadir Has Üniversitesi. 171-173.
- Öztunalı, Ö ve Üşümezsoy, Ş., 1979, Istranca masifinin çekirdek kayalar ve petrojenetik evrimleri: Altın simpozyumu. 37-44, Ankara.
- Öztunalı, Ö ve Üşümezsoy, Ş., 1981. Istranca ve Eybek masiflerinde kataklastik dokunun evrimi. İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri, c.2, s.3-4
- Pabst, A. 1928. Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. University of California Press.
- Pamir, H. N., ve Baykal, F., 1947, Istranca Masifi'nin jeolojik yapısı. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 1, 7-43.
- Pasteris, J. D. ve Beyssac, O. 2020. Welcome to Raman spectroscopy: successes, challenges, and pitfalls. Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology, 16(2), 87-92.
- Patino Douce, A.E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. In: Castro, Y., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques, 168. Geological Society, London Special Publications, 55–75.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. ve Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrology, vol. 25, pp.956-983.
- Pearce, T. H., ve Kolisnik, A. M. 1990. Observations of plagioclase zoning using interference imaging. Earth-Science Reviews, 29(1-4), 9-26.
- Pearce, J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19, 120-125.
- Peccherillo, A. ve Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to mineralogy and petrology, 58(1), 63-81.
- Pe-Piper, G. 1984. Zoned pyroxenes from shoshonite lavas of Lesbos, Greece: inferences concerning shoshonite petrogenesis. Journal of petrology, 25(2), 453-472.
- Perugini, D., Petrelli, M. ve Poli, G. 2006. Diffusive fractionation of trace elements by chaotic mixing of magmas. Earth and Planetary Science Letters, 243(3-4), 669-680.
- Perugini, D. ve Poli, G. 2012. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: analogies and differences. Lithos, 153, 261-277.

- Petry, R., Mastalerz, R., Zahn, S., Mayerhöfer, T. G., Völksch, G., Viereck-Götte, L., ... ve Popp, J. 2006. Asbestos Mineral Analysis by UV Raman and Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy. *Chemphyschem: a European journal of chemical physics and physical chemistry*, 7(2), 414-420.
- Peytcheva, I., Von Quadt, A., Georgiev, N., Ivanov, Z., Heinrich, C. A. ve Frank, M. 2008. Combining trace-element compositions, U–Pb geochronology and Hf isotopes in zircons to unravel complex calcalkaline magma chambers in the Upper Cretaceous Srednogorie zone (Bulgaria). *Lithos*, 104(1-4), 405-427.
- Peytcheva, I., von Quadt, A., Neubauer, F., Frank, M., Nedialkov, R., Heinrich, C. ve Strashimirov, S. 2009. U-Pb dating, Hf-isotope characteristics and trace-REE-patterns of zircons from Medet porphyry copper deposit, Bulgaria: implications for timing, duration and sources of ore-bearing magmatism. *Mineralogy and Petrology*, 96(1-2), 19.
- Phillips, J. A. 1880. On concretionary patches and fragments of other rocks contained in granite. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 36(1-4), 1-22.
- Plank, T. 2005. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46(5), 921-944.
- Platevoet, B. ve Bonin, B. 1991. Enclaves and mafic-felsic associations in the Permian alkaline province of Corsica, France: Physical and chemical interactions between coeval magmas. In *Enclaves and granite petrology*, 191-204.
- Poli, E.G. ve Tommassini, S. 1991. Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calcalkaline granitoid. *Journal of Petrology*, V.32, Pat 3, 657-666.
- Putirka, K.D. Johnson, M., Kinzler, R. ve Walker, D., 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 92-108.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F. ve Shaw, H. 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88(10), 1542-1554.
- Putirka, K. D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka K.D. and Tepley F (eds) *Rev Mineral* 69, 61–120.
- Raman, C. V. 1928. A new radiation. *Indian Journal of physics*, 2, 387-398.
- Renne, P.R., Swisher, C.C, Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L. ve DePaolo, D.J. 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, v. 145, p. 117-152.

- Richards, J. P. 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70, 323-345.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. ve Fletcher, T. 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2), 295-332.
- Rickwood, P. C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4), 247-263.
- Ricou, L. E., Burg, J. P., Godfriaux, I. ve Ivanov, Z. 1998. Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodinamica Acta*, 11(6), 285-309.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. ve Puerini, M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes, *Contr Mineral Petrol* 160, 45–66.
- Ridolfi F. ve Renzulli, A. 2011. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 Gpa, *Contrib Mineral Petrol* 163, 877-895.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., ... ve Wones, D. R. 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and clay minerals*, 46(5), 586-595.
- Rinaudo, C., Belluso, E. Ve Gastaldi, D. J. M. M. 2004. Assessment of the use of Raman spectroscopy for the determination of amphibole asbestos. *Mineralogical Magazine*, 68(3), 455-465.
- Rollinson, H.R. 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. John Wiley & Sons Inc. 352p. New York.
- Rubatto, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical geology*, 184(1-2), 123-138.
- Rudnick, R. L., & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of geophysics*, 33(3), 267-309.
- Sakuyama, M. 1981. Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing. *Journal of Petrology*, 22(4), 553-583.
- Sapunov, I. 1999. The Jurassic in the south-eastern part of Bulgaria (stratigraphy, geodynamics, facies and palaeogeographic evolution). *Geologica Balcanica*, 29(1/2), 19-60.

- Schaen, A. J., Jicha, B. R., Hodges, K. V., Vermeesch, P., Stelten, M. E., Mercer, C. M., ... ve Singer, B. S. 2021. Interpreting and reporting $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic data. *GSA Bulletin*, 133(3-4), 461-487.
- Shcherbakov, V. D., Plechov, P. Y., Izbekov, P. E. ve Shipman, J. S. 2011. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(1), 83-99.
- Soesoo, A. 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *GFF*, 119(1), 55-60.
- Sparks, R. S. J. ve Marshall, L. A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4), 99-124.
- Speer, J. A. 1987. Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: the hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina, *Am Mineral*, 72, 863-878.
- Stacey, J.S. ve Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- Stampfli, G. M. ve Borel, G. D. 2004. The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean region from crust to mantle*, 53-80, Springer, Berlin, Heidelberg.
- Stampfli, G. M. ve Mosar, J. 1999. The making and becoming of Apulia. *Memorie di Scienze Geologiche-Universita di Padova*, 51, 141-154.
- Stanisheva, V. 1980. The Upper Cretaceous Magmatism in Srednogorie Zone, Bulgaria: A Classification Attempt and Some Implications. *Geol. Balcanica*, 10, 15-36.
- Staudacher, T.H., Jessberger, E.K., Dorflinger, D. ve Kiko, J. 1978. A refined ultrahigh-vacuum furnace for rare gas analysis, *J. Phys. E: Sci. Instrum.*, 11, 781-784.
- Streck, M. J. 2008. Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 595-622.
- Streckeisen, A. 1976. To Each Plutonic Rocks Its Proper Name. *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Streckeisen, A. 1979. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks: Its Proper Name.- *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Steiger, R.H. ve Jäger, E. 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7).

- Sunal, G. 2008. Geological evolution of the Strandja Massif (Thrace, Turkey). Doktora tezi. Eberhard Karls Universitaet Tübingen, 158, Tübingen.
- Sunal, G., Natalin, B.A., Satır, M. ve Toraman E. 2006. Paleozoic magmatic events in the Strandja Massif, in NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 19/5, 283- 300.
- Sunal, G., Satır, M., Natalin, B., Topuz, G. ve Vonderschmidt, O. 2011. Metamorphism and diachronous cooling in a contractional orogen: the Strandja Massif, NW Turkey. *Geological Magazine*, p 1-17.
- Sylvester, A. G. 2011. The nature and polygenetic origin of orbicular granodiorite in the Lower Castle Creek pluton, northern Sierra Nevada batholith, California. *Geosphere*, 7(5), 1134-1142.
- Şahin, S. Güngör, Y., Aysal, N. ve Öngen, S. 2009. Istranca ve İstanbul zonları (KB Türkiye) içerisinde yüzeylenen granitoidlerin jeokimyası ve SHRIMP zirkon U-Pb yaşlandırması. 62. Jeoloji Kurultayı bildiri özleri.
- Şahin, S. Y., Aysal, N., Güngör, Y., Peytcheva, I. ve Neubauer, F. 2014. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of metagranites in Istranca (Strandja) Zone, NW Pontides, Turkey: implications for the geodynamic evolution of Cadomian orogeny. *Gondwana Research*, 26(2), 755-771.
- Taner, M.F. ve Çağatay, A. 1983. Istranca Masifindeki maden yataklarının jeolojisi ve mineralojisi. *TJK Bülteni*, 26, s31 -40
- Taylor, S. R. ve McLennan, S. M. 1985. The continental crust: its composition and evolution.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Foerster, H. J. ve Trumbull, R. B. 1997. On Li-bearing micas; estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61(6), 809-834.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Satır, M. ve Dokuz, A. 2005. Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycık granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(4), 441-455.
- Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Satır, M. ve Schwarz, W. H. 2008. Late Cretaceous blueschist facies metamorphism in southern Thrace (Turkey) and its geodynamic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(9), 895-913.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W. H., Zack, T., Hasözbek, A., ... ve Şen, C. 2010. Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane pluton (NE Turkey). *Lithos*, 116(1-2), 92-110.

- Uchida, E., Endo, S. ve Makino, M. 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology* 57, 47–56.
- Ulusoy, E. 2012. Demirköy (Kırklareli) intrüzif kayaçlarının jeolojisi ve petrolojisi. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı, 135, Ankara.
- Ulusoy, E. ve Kadioğlu, Y.K. 2015. Temporal and Spatial Position of Magmatic Rocks within Eastern part of Strandja Massif: Demirköy, Kırklareli, NW Turkey. İstanbul Üniversitesi'nde Jeoloji'nin 100. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 53-54
- Ulusoy, E. ve Kadioğlu, Y.K. 2017. Late Mesozoic Intrusives and Their Nature In The Evolution of Eastern Europe: Strandja Massif, NW Turkey. *Goldschmidt 2017 Abstract*, France.
- Ulusoy, E. ve Kadioğlu, Y. K. 2018. Orbicular Gabbro As An Indicator Of Magma Mixing From Strandja Massif, Northwest Turkey: Mineral Chemistry And Confocal Raman Spectrometry Methods. *International Multidisciplinary Scientific GeoConference: SGEM*, 18(1.1), 371-378.
- Ulusoy, E. ve Kadioğlu, Y. K. 2021. Kristalen Kayaların Petrografik ve Kimyasal Ayrışma Parametreleri: Demirköy İntrüzif Kütlesi Örneği, KB Türkiye. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, doi:10.19111/bulletinofmre.793795.
- Ural, M., Deniz, K. ve Sayıt, K. 2019. Mafic Volcanic and Subvolcanic Rocks from the Yüksekova Complex in the İçme-Kesikköprü Province (East of Elazığ, Eastern Turkey): Whole-Rock Geochemistry and Confocal Raman Spectroscopy Characterization. In: *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 362 (2019) 012122, 1-9.
- Üşümezsoy, Ş. 1982. Istanca masifinin petrojenetik evrimi. Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, 94, İstanbul.
- Üşümezsoy, Ş. 1990. Istanca orojeni; Karadeniz çevresi Kimmerid orojen kuşakları ve masif sülfid yatakları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, c.33, s.L, 17-27, Ankara.
- Vernon, R. H., Etheridge, M. A. ve Wall, V. J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22(1), 1-11.
- Vernon, R. H. 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B11), 17849-17859.

- von Quadt, A., Moritz, R., Peytcheva, I. ve Heinrich, C. A. 2005. 3: Geochronology and geodynamics of Late Cretaceous magmatism and Cu–Au mineralization in the Panagyurishte region of the Apuseni–Banat–Timok–Srednogorie belt, Bulgaria. *Ore Geology Reviews*, 27(1-4), 95-126.
- Voshage, H., Hofmann, A. W., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Sinigoi, S., Raczek, I. ve Demarchi, G. 1990. Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. *Nature*, 347(6295), 731-736.
- Wang, A., Jolliff, B. L., Haskin, L. A., Kuebler, K. E. ve Viskupic, K. M. 2001. Characterization and comparison of structural and compositional features of planetary quadrilateral pyroxenes by Raman spectroscopy. *American Mineralogist*, 86(7-8), 790-806.
- Wang, A., Freeman, J.J. ve Kuebler, K.E. 2002. Raman Spectroscopic Characterization of Phyllosilicates. *Lunar and Planetary Science*, XXXIII: 1374.
- Watenphul, A., Burgdorf, M., Schlüter, J., Horn, I., Malcherek, T. ve Mihailova, B. 2016. Exploring the potential of Raman spectroscopy for crystallochemical analyses of complex hydrous silicates: II. Tourmalines. *American Mineralogist*, 101(4), 970-985.
- Watson, E. B. ve Harrison, T. M. 1984. Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35(1-3), 19-30.
- Wendt, I. ve Carl, C. 1991. The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical Geology*, v. 86, p. 275-285.
- Whalen, J. B. ve Frost, C. D. 2013. The Q-ANOR diagram: A tool for the petrogenetic and tectonomagmatic characterization of granitic suites. South-Central Section, Geological Society of America, Austin, Texas, abstract.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, 466, London.
- Winter, J. D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Geology*. Prentice Hall, 697, NJ.
- Wones, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks: *Am Mineral* 74, 744–749.
- Wortel, M.J.R. ve Sparkman, W. 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290, 1910– 1917.
- Yang, C., Du, L., Ren, L., Song, H., Wan, Y., Xie, H. ve Geng, Y. 2013. Delineation of the ca. 2.7 Ga TTG gneisses in the Zanhuang Complex, North China Craton and its geological implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 72, 178-189.

- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D. 1994. Granitoid Petrojenezinde Magma Mingling/Mixing Kavramı, Türkiye’den Bazı Örnekler. *Jeo. Müh. Dergisi* (44 – 45), 1 – 20.
- Yi, S. B., Oh, C. W., Choi, S. G. ve Seo, J. 2019. A study on the Mesozoic Magmatism in the Dangjin Area, Western Gyeonggi Massif, Korea. *The Journal of the Petrological Society of Korea*, 28(2), 85-109.
- You, C. F., Spivack, A. J., Gieskes, J. M., Martin, J. B. ve Davisson, M. L. 1996. Boron contents and isotopic compositions in pore waters: a new approach to determine temperature induced artifacts-geochemical implications. *Marine Geology*, 129(3-4), 351-361.
- Yurtsever, A., İmrik, M., Özcan, İ., Arda, A. ve Çağlayan, M. A. 1993. Yıldız Dağları (Istranca Masifi)nın Jeolojisi. MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No. 9929
- Yücel, C. 2013. Trabzon-Giresun Arasındaki Tersiyer Volkanitlerinin Petrografisi, ^{40}Ar - ^{39}Ar Jeokronolojisi, Petrokimyası, Sr-Nd-Pb İzotop Jeokimyası ve Petrolojisi. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji mühendisliği Anabilimdalı, 407, Trabzon.
- Yücelay, A. 1981. Kırklareli, Demirköy, İkiztepeler Mo-W maden sahasına ait jeoloji ön raporu. MTA Çorlu Bölgesi Derleme No. 186
- Zindler, A. ve Hart, S. 1986. Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, pp. 493-571.
- Zoroğlu, O., ve Kadioğlu, Y. K. 2007. Behavior of amphiboles in the determination of magma zoning using confocal Raman spectrometry: Beypazarı Oymağaç granitoid-Ankara Turkey. In Second International Conference on Geo-Reso