



T.C.
KONYA TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

**EMİRGAZİ (KONYA) VE ÇEVRESİNDEKİ
VOLKANİTLERDEKİ ANKLAVLARIN
KÖKENİ VE BÖLGE VOLKANİZMASININ
GELİŞİMİNDEKİ PETROLOJİK ÖNEMİ**

Gülin GENÇOĞLU KORKMAZ

DOKTORA TEZİ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Kasım-2019
KONYA
Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

Gülin Gençoğlu Korkmaz tarafından hazırlanan “Emirgazi (Konya) ve çevresindeki Volkanitler ve İçerdikleri Anklavların Kökeni ve Bölge Volkanizmasının Gelişimindeki Petrolojik Önemi” adlı tez çalışması 29/11/2019 tarihinde aşığdaki jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri yeleri

İmza

Başkan

Prof.Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU

Danışman

Prof.Dr. Hüseyin KURT

ye

Prof.Dr. Tamer KORALAY

ye

Doç. Dr. Kürşad ASAN

ye

Dr.Öğretim yesi Grsel KANSUN

Yukarıdaki sonucu onaylıyorum.

Prof. Dr.

FBE Müdürü

Bu tez alışması TÜBİTAK ÇAYDAG tarafından 118Y252 nolu proje, Selçuk Üniversitesi BAP Koordinatörlüğü tarafından 17401117 nolu proje ve Selçuk niversitesi YP Koordinatörlüğü tarafından 2016-YP-041 nolu proje ile desteklenmiştir.

TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

İmza



Gülin GENÇOĞLU KORKMAZ

Tarih:

29.11.2019

ÖZET

DOKTORA TEZİ

EMİRGAZİ (KONYA) VE ÇEVRESİNDEKİ VOLKANİTLERDEKİ ANKLAVLARIN KÖKENİ VE BÖLGE VOLKANİZMASININ GELİŞİMİNDEKİ PETROLOJİK ÖNEMİ

Gülin GENÇOĞLU KORKMAZ

Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Hüseyin KURT

2019, 321 Sayfa

Jüri

Prof. Dr. Hüseyin KURT

Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU

Prof. Dr. Tamer KORALAY

Doç. Dr. Kürşad ASAN

Dr. Öğretim Üyesi Gürsel KANSUN

Konya GD'sunda Karapınar-Emirgazi-Ereğli'ye kadar uzanan geniş bir alanda Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayalar yüzeylenmektedir. Çalışma alanındaki lav akıntısı/domlar ve bunların piroklastikleri ile temsil edilen, ortaç-asidik bileşime sahip Neojen yaşlı volkanik kayalar "Karacadağ volkanitleri" olarak adlandırılmaktadır. Diğer taraftan, cüruv konileri, lav akıntıları ve maar piroklastikleri olarak yüzeyleyen Kuvaterner yaşlı mafik-ortaç volkanitler "Karapınar volkanitleri" olarak isimlendirilmektedir. Bu volkanitler Kapadokya Volkanik Provensinin güneybatı uzantısı olup Karapınar-Karacadağ Volkanik Kompleksi (KKVK) adı altında toplanmışlardır. Bu çalışmada KKVK'nın arazi çalışmasına dayanan mineralojik (majör-iz)-petrografik, jeokimyasal (tüm kaya majör-iz element ve Sr-Nd-Pb-O izotop) ve jeokronolojik özellikleri incelenmiştir.

Karacadağ volkanitleri kalk-alkalen karakterli olup hakim olarak andezit, nadiren bazalt, dasit ve trakitlerden oluşmaktadır. Karapınar volkanitleri ise geçişli (kalkalkalen-hafif alkalen) jeokimyasal karaktere sahip olup hakim olarak bazalt, daha az bazaltik-andezit ve andezitlerden oluşmaktadır. Bunların dışında incelenen volkanitlerde boyutları mikroskobikten makroskobik boyuta değişen çeşitli türde anklavlara rastlanmıştır. Karacadağ andezitlerinde magma segregasyonu ve magma karışımı anklavı olmak üzere iki tür, Karapınar bazaltlarında ise magma segregasyonu, magma karışımı ve ksenolit türü anklav olmak üzere 3 tür anklav görülmektedir.

Ar-Ar jeokronolojisi sonucu Karacadağ volkanitlerine ait bazaltların yaşı 5.65 ± 0.06 My (tüm kaya), dasitlerin yaşı ise 5.45 ± 0.09 My (amfibol ayrımı) dır. Literatürde yayınlanmış veriler Karapınar volkanitlerini üreten volkanizmanın 2.5 My'dan tarihsel dönemlere kadar etkin olduğunu göstermektedir.

KKVK'a ait volkanitler N-MORB-normalize iz element diyagramlarında orojenik veya kıtasal kabuktan kirlenmiş magmalar için tipik olan büyük iyon yarıçaplı element (BİYE; Rb, Sr, K) zenginleşmesi, negatif Nb-Ta ve pozitif Pb anomalisi göstermektedir. Karacadağ bazaltları Nb/Ta oranları (~12) ile kabuk bileşimine yakın Nb/Ta oranı (12-13) içermektedir ve bu durum kabuk kontaminasyonundan oldukça fazla etkilendiğini göstermektedir. Karapınar bazaltlarının ise Nb/Ta oranları (17-19) kondritik değere (17.5) yakın, fakat kabuktan oldukça yüksektir. Bu durum kabuk kontaminasyonundan az oranda etkilendiğini göstermektedir.

KKVK'e ait kayaların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları 0.704914-0.706355, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oranları 0.51252-0.51309, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 18.882-18.925, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 15.66-15.72 ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 39.03-39.19 arasında değişmektedir. Buna ek olarak, olivin ayrımları ve tüm kaya üzerinden yapılan ^{18}O analiz sonuçları ise sırasıyla % 5.7-7.5 ve % 7.7-9.5 arasında değişmektedir. KKVK'e ait kayalar Sr-

Nd-Pb-O izotopları açısından genel itibariyle zenginleşme göstermektedir. İncelenen volkanitlerin Sr-Nd-Pb izotop diyagramlarında oldukça farklı manto rezervuarları gösteriyor olmaları kıtasal kabuksal bileşenleri içeren manto kaynağının göstergesi olarak yorumlanmaktadır. Özellikle Pb izotop içeriklerindeki değişiklikler kayaların oluşumları sırasında farklı kabuksal malzemeleri asimile ettiklerini göstermektedir.

Özellikle mineral iz element kimyası ve izotop jeokimyası verileri göz önünde bulundurulduğunda incelenen Neojen yaşlı kalk-alkalen ve Kuvaterner yaşlı geçiş özellikli kayaların genetik olarak birbirleri ile ilişkili oldukları, farklı diferansiyasyon süreçleri geçirerek farklı bir kimya kazandıkları düşünülmektedir. Pb-O diyagramlarında hipotetik modele göre, hipotetik bir mafik uç bileşen ile % 20-35 oranında kabuk-1 hipotetik uç bileşeninin ikili karışımı ile bazalt-1 türü kayaların, aynı mafik uç bileşenin, % 15-20 oranında kabuk-2 hipotetik uç bileşeni ile ikili karışımıyla ise bazalt-2 ve 3 türü kayaların oluşabileceği düşünülmektedir. Bazaltik kayaların içermiş oldukları olivinlerin iz element içerikleri incelendiğinde KKVK ait volkanitlerin köken kayalarının daha önceki çalışmalarda belirtilenin aksine spinel lerzolitik ve piroksenitik eriyiklerin karışımından türediği düşünülmektedir.

Jeokimyasal ve izotopik kanıtlar, kayaların oluşumunda astenosferik manto ve metasomatize olmuş eski dalma-batma izlerini taşıyan litosferik mantonun reaksiyonunun etkisinin olduğunu göstermektedir. Dinamik magma odası süreçlerinin (magmanın yeniden beslenmesi, magma karışımı vb.) ve birbirinden farklı tür ve bileşimde anklav oluşumlarının volkanizmanın tetiklenmesinde önemli rol oynadığı düşünülmektedir. Bu çalışmada Neojen'den Kuvaterner'e zamansal olarak kıta kabuğu bileşenlerinin etkisinin azaldığı ancak daha sonra Kuvaterner'de mekânsal olarak tekrar arttığı gözlenmektedir.

Anahtar Kelimeler: Anklav, Astenosferik Manto, Kıtasal Kontaminasyon, Litosferik Manto, Metasomatizma, Orojenik, Piroksenit, Spinel.

ABSTRACT

Ph.D THESIS

THE ORIGIN OF ENCLAVES IN EMIRGAZI (KONYA) AND ITS SURROUNDING VOLCANITES AND THEIR PETROLOGICAL IMPORTANCE IN THE GENESIS OF REGIONAL VOLCANISM

Gülin GENÇOĞLU KORKMAZ

Advisor: Prof. Dr. Hüseyin KURT

2019, 321 Pages

Jury

Prof. Dr. Hüseyin KURT

Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU

Prof. Dr. Tamer KORALAY

Doç. Dr. Kürşad ASAN

Dr. Öğretim Üyesi Gürsel KANSUN

Neogene-Quaternary volcanic rocks outcrop in a wide area extending to Karapınar-Emirgazi-Ereğli in Konya SE. The Neogene aged volcanic rocks represented by the lava flows / domes and their pyroclastics are called "Karacadağ volcanites", also Quaternary intermediate-mafic volcanites are outcropped as scoria cones, lava flows and maar pyroclastics are called "Karapınar volcanites" in the study area. These volcanites are the southwestern extension of the Cappadocian Volcanic Providence and were collected under the name of Karapınar-Karacadağ Volcanic Complex (KKVC). Based on the detailed field study, mineralogical (major-trace)-petrographical, geochemical (whole rock-trace element and Sr-Nd-Pb-O isotope) ve geochronological features of the KKVC were investigated.

Karacadağ volcanites are calc-alkaline and mainly composed of andesite, rarely basalt, dacite and trachyte. Karapınar volcanites are transitional (calc-alkaline-mildly alkaline) geochemical character and are mainly composed of basalt, rarely basaltic andesite and andesite. In addition, various types of enclaves varying from microscopic to macroscopic dimensions were found in the studied volcanites. As a result of the Ar-Ar geochronology, the age of the basalts of the Karacadağ volcanites is 5.65 ± 0.06 Ma and the age of the dacites is 5.45 ± 0.09 Ma. Data published in the literature show that the volcanism producing Karapınar volcanites is effective from 2.5 Ma to historical periods.

In N-MORB-normalized trace element diagrams, investigated volcanites show LILE (Rb, Sr, K) enrichment, negative Nb-Ta and positive Pb anomaly which is typical of orogenic or continental crust contaminated magma. Karacadağ basalts contain Nb/Ta ratios (~ 12) close to Nb/Ta ratios (12-13) in the crust, indicating that the crustal contamination is highly affected. Nb / Ta ratios of the Karapınar basalts (17-19) are close to the chondritic (17.5) value, however considerably higher than the crust. This shows that it is less affected by crustal contamination.

KKVC volcanites have $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ ratios range between 0.704914-0.706355, $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ ratios range between 0.51252-0.51309, $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ratios are between 18.882-18.925, $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ratios are between 15.66-15.72 and $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ratios are between 39.03-39.19. In addition, olivine separation and whole rock ^{18}O analysis data range between 5.7-7.5 ‰ and 7.7-9.5 ‰, respectively. The rocks of the KKVC are generally enriched in terms of Sr-Nd-Pb-O isotopes. The fact that the studied volcanites show quite different mantle reservoirs in Sr-Nd-Pb isotope diagrams is interpreted as an indication of mantle source containing continental crustal components. In particular, changes in Pb isotope contents suggest that they assimilated different crustal materials during their formation. Plotting in the different areas in Sr-Nd-Pb isotope diagrams is interpreted as an indication of mantle source containing continental crustal

components and especially changes in Pb isotope contents is interpreted as assimilation of different crustal materials while completing the evolution of the rocks.

Especially when the mineral trace element chemistry and isotope geochemistry data are taken into consideration, it is thought that the Neogene aged calc-alkaline and Quaternary aged transitional rocks are genetically related to each other and that they acquired different chemical properties by being exposed to different differentiation processes. According to the hypothetical model in the Pb-O diagrams, it is thought that basalt-1 type rocks can be formed by a binary mixture of a hypothetical mafic end member and 20-35 % crust-1 hypothetical end member and also basalt-2 and 3 type rocks can be formed with the same mafic end member and 15-20 % mixture of crust-2 hypothetical end member. When the trace element data of the olivines from basaltic rocks are examined, it is thought that the KKVC volcanites are derived from the mixture of spinel lherzolitic and pyroxenitic sources contrary to the previous studies.

Geochemical and isotopic evidence suggest that, the reaction of asthenospheric mantle and metasomatized and recycled lithospheric mantle has an effect on the formation of the rocks. Dynamic magma chamber processes (magma replenishment, magma mixing etc.) and occurring of enclaves with different type and compositions are thought to played a key role in triggering of the volcanic eruptions. In this study, it is observed that the effect of the continental crust components temporarily decreased from Neogene to Quaternary, however within the Quaternary its effect spatially increased again.

Keywords: Asthenospheric Mantle, Crustal Contamination, Enclave, Lithospheric Mantle, Metasomatism, Orogenic, Pyroxenite, Spinel.

ÖNSÖZ

Bu çalışmada Konya ilinin güneydoğusunda Karapınar-Emirgazi civarında yüzeyleyen literatür verilerine göre Pliyo-Kuvaterner yaşlı olduğu öne sürülen volkanik kayaların (Karapınar Karacadağ Volkanik Kompleksi) mineralojik-petrografik, jeokimyasal, izotopik ve jeokronolojik özellikleri incelenmiş ve içermiş oldukları anklavların tür ve kökenleri belirlenerek Orta Anadolu Senozoyik volkanizmasındaki yeri ve önemleri oluşumları aydınlatılmaya çalışılmıştır. Bu çalışma sırasında kurumsal maddi desteklerinden dolayı öncelikle TÜBİTAK, Konya Teknik Üniversitesi BAP koordinatörlüğü, Selçuk Üniversitesi ÖYP koordinatörlüğü ve Ankara Üniversitesi Yer Bilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM)'e teşekkür ederim. Öncelikle bu doktora çalışmasının başından sonuna kadar bilgilerini ve tecrübesini esirgemeyen danışman hocam Prof. Dr. Hüseyin KURT, tez izleme komitesi üyesi hocalarım Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU ve Doç. Dr. Kürşad ASAN'a sonsuz teşekkür ederim. Çalışma sırasında her konuda yardımlarını, bilgilerini ve desteğini esirgemeyen hocam Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Arş. Grv. Dr. Kıymet DENİZ'e ayrıca teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca çalışma boyunca yardımları ile bana destek olan hocam Konya Teknik Üniversitesi öğretim üyesi Prof. Dr. Cengiz OKUYUCU ve Prof. Dr. Yaşar EREN, arkadaşlarım Arş. Grv. Melikan AKBAŞ ve Arş. Grv. Berkant COŞKUNER'e sonsuz teşekkür ederim. Bu çalışmanın yürütüldüğü Konya Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığı ve üniversite personeline teşekkürlerimi sunarım.

Bu doktora tezi çalışmasının amaçlarına ulaşmasında ileri-teknoloji analitik yöntemler önemli birer araç olarak kullanılmıştır. Her ne kadar hizmet alımı yoluyla elde edilmiş olsa da, bu yöntemlerle veri elde etmek ciddi emek ve dikkat gerektirmektedir. Bu nedenledir ki, mineral iz element analizlerini gerçekleştiren Dr. Maurizio Petrelli'ye (Perugia Üniversitesi, İtalya), tüm kaya ana oksit ve iz element analizlerini yapan ACME (Kanada) personeline ve Ankara Üniversitesi YEBİM müdürü Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU ve EPMA analizlerini gerçekleştiren Dr. Kıymet DENİZ'e, Sr-Nd-Pb izotop analizlerini yapan Prof. Dr. Anton Eisenhauer'e (GEOMAR, Almanya) Ar-Ar yaş analizlerini yapan Dr. Brian Jicha (Wisconsin-Madison Üniversitesi-WiscAr Jeokronoloji Laboratuvarı, ABD), Zirkon U-Pb jeokronolojisi analizi için örneklerden zirkon ayrımlarını yapan Doç. Dr. Cüneyt AKAL'a (Dokuz Eylül Üniversitesi) teşekkür ederim. Ayrıca, analizleri gerçekleştirmeden önce kayaların analize hazır hale getirilmesi için düzgün yüzeyli küçük bloklara ayrılmalarını sağlayan Konya Teknik Üniversitesi Maden Mühendisliği Bölümü teknikeri İbrahim Küçük'e teşekkürlerimi sunarım.

Araştırmanın arazi çalışmaları boyunca desteğini ve yardımlarını esirgemeyen ve beni yalnız bırakmayan öncelikle değerli eşim Ersin KORKMAZ, stajyer ve bitirme öğrencileri Bedirhan Olağan, Metehan Ayyürek ve Büşra Eryiğit'e sonsuz teşekkür ederim.

Gülin Gençoğlu Korkmaz
KONYA-2019

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iv
ABSTRACT.....	vi
ÖNSÖZ	viii
İÇİNDEKİLER	ix
SİMGELER VE KISALTMALAR	xxvi
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışma Alanının Konumu ve Coğrafi özellikleri	1
1.2. Çalışmanın Amacı	2
1.3. Bölgesel Jeoloji	2
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI	6
2.1. İnceleme Alanında Yapılmış Neojen Öncesi Genel Jeoloji ve Tektonizma Çalışmaları	6
2.2. Jeokimyasal ve Petrolojik Çalışmalar	7
2.3. Pliyosen-Kuvaterner Volkanizması ile İlgili Volkanoloji ve Jeofizik Çalışmaları	12
2.4. Çalışma Alanı ile İlişkili Diğer Çalışmalar	14
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	16
3.1. Arazi Çalışmaları	16
3.2. Laboratuvar Çalışmaları	16
3.3. Büro Çalışmaları	19
4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA	20
4.1. Stratigrafi ve Volkanik Birimlerin Arazi Özellikleri	20
4.1.1. Giriş	20
4.1.2. İnsuyu formasyonu	20
4.1.3. Karapınar-Karacadağ Volkanik Kompleksi.....	20
4.1.4. Alüvyon	30
4.2. Petrografi ve Mineral Kimyası	31
4.2.1. Giriş	31
4.2.2. Karacadağ Volkanitlerinin Petrografisi ve Mineral Kimyası	33
4.2.2.1. Petrografi	38
4.2.2.1.1. Bazalt-1	38
4.2.2.1.2. Andezit-1 ve Anklavlar	39
4.2.2.1.2.1. Andezit-1	39
4.2.2.1.2.2. Anklavlar	41
4.2.2.1.3. Andezit-2 ve Anklavlar	47

4.2.2.1.3.1. Andezit-2	47
4.2.2.1.3.2. Anklavlar	49
4.2.2.1.4. Andezit-3 ve Anklavlar	52
4.2.2.1.4.1. Andezit-3	52
4.2.2.1.4.2. Anklavlar	52
4.2.2.1.5. Andezit-4	53
4.2.2.1.6. Andezit-5	54
4.2.2.1.7. Dasit	55
4.2.2.1.8. Trakit	56
4.2.2.2. Mineral Kimyası	70
4.2.2.2.1. Olivin	70
4.2.2.2.2. Klinopiroksen	71
4.2.2.2.3. Amfibol	77
4.2.2.2.4. Feldispat	79
4.2.2.3. Volkanitlerde Jeotermobarometre Hesaplamaları	85
4.2.3. Karapınar Volkanitlerinin Petrografisi ve Mineral Kimyası	58
4.2.3.1. Petrografi	75
4.2.3.1.1. Bazalt-2 ve Anklavlar	58
4.2.3.1.2. Bazalt-3 ve Anklavlar	65
4.2.3.1.3. Andezit-6	69
4.2.3.2. Mineral kimyası	87
4.2.3.2.1. Olivin	88
4.2.3.2.2. Klinopiroksen	90
4.2.3.2.3. Feldispat	93
4.2.3.3. Volkanitlerde Jeotermobarometre Hesaplamaları	96
4.2.4. Dokusal Stratigrafi	98
4.2.4.1. Magmanın yeniden beslenmesi (Magma recharging)	98
4.2.4.2. Plajiyoklazların Dokusal Stratigrafisi	99
4.2.4.2.1. Andezit-1 türü kayalara ait plajiyoklazların dokusal stratigrafisi	101
4.2.4.2.2. Andezit-2 türü kayalara ait plajiyoklazların dokusal stratigrafisi	110
4.2.4.2.3. Bazalt-3 türü kayalara ait plajiyoklazların dokusal stratigrafisi	114
4.2.4.3. Plajiyoklazların dokusal özellik ve kimyasal değişimlerinin önemi ..	119
4.2.4. Mineral iz element jeokimyası	121
4.2.4.1. Giriş	121
4.2.4.2. Olivinlerin iz element kimyası	122
4.2.4.3. Klinopiroksenlerin iz element kimyası	127
4.2.4.4. Amfibollerin iz element kimyası	142
4.2.6 Petrokimyasal Stratigrafi ve Anklavların Oluşum Modeli	146
4.3. Jeokimya	155
4.3.1. Giriş	155
4.3.2. Volkanik Kayaların Kimyasal Adlama ve Sınıflaması	155
4.3.3. Karacadağ volkanitleri	161
4.3.3.1. Ana oksit ve iz elementler	161
4.3.3.2. Uyumsuz elementler	166
4.3.3.3. Tektonik Ortam	172
4.3.4. Karapınar volkanitleri	175
4.3.4.1. Ana oksit ve iz elementler	175
4.3.4.2. Uyumsuz elementler	179
4.3.4.3. Tektonik Ortam	181
4.4. Ar-Ar Jeokronolojisi	184

4.5. İzotop Jeokimyası	186
4.5.1. Radyojenik izotop jeokimyası	186
4.5.1.1. Giriş	186
4.5.1.2. Volkanik Kayaların Sr-Nd-Pb-İzotop Değişimleri	186
4.5.2. Duraylı (¹⁸ O) izotop jeokimyası	191
4.5.2.1. Giriş	191
4.5.2.2. Karapınar Karacadağ Volkanik Kompleksinde olivinlerin kökeni.....	193
4.5.2.3. Duraylı (¹⁸ O) izotop jeokimyası sonuçlarının kaynak alanla ve petrolojik süreçlerle ilişkisi	194
4.6. Petrojenez.....	196
4.6.1. Giriş	196
4.6.2. Kısmi Ergime ve Kaynak Alan Karakteristikleri.....	196
4.6.3. Karapınar-Karacadağ volkanik kompleksinin gelişimi	210
4.6.4. Karacadağ Volkanitleri ve Karapınar Volkanitlerinin Jenetik İlişkisi.....	214
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	219
5.1. Sonuçlar	219
5.2. Öneriler	223
KAYNAKLAR	222
EKLER	240
ÖZGEÇMİŞ	293

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının Türkiye'nin tektonik birlikleri üzerindeki konumu (Okay ve Tüysüz, 1999)	1
Şekil 1.2.(a) Türkiye'nin ana tektonik birliklerini gösterir harita (Şengör, 1984; Guezou ve ark., 1996)'den düzenlenmiştir, (b) Konya ve çevresinde çarpışma/çarpışma sonrası-ilişkili Senozoyik yaşlı Orta Anadolu Volkanik Provensi'nin basitleştirilmiş jeolojik haritası Toprak (1998)'den düzenlenmiştir (c) Çalışma alanının jeolojik haritası Ulu (2009b)'dan düzenlenmiştir	4
Şekil 1.3. Ulu (2009a)'dan düzenlemiş inceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti (ölçeksiz).....	5
Şekil 4.1. (a) KKVK'nin genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri. Karacadağ Bazaltları = 5.6 My ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$), Karacadağ Dasitleri= 5.45 My ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$), Karapınar Bazaltları 0.2-2.5 My ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$); Reid ve ark. (2017), (b) Çalışma alanında örnekleme yapılan alanın jeolojik haritası Ulu (2009a; 2009b)'den revize edilmiştir. Kırmızı daireler örnek alınan koordinatları göstermektedir	21
Şekil 4.2. Karacadağ Karapınar Volkanik Kompleksinin panoramik görünümü	22
Şekil 4.3. Karacadağ stratovolkanının kabartma haritası	22
Şekil 4.4. Yatay soğuma çatlaklı lav akıntıları	23
Şekil 4.5. Sekikale tepe düşey soğuma çatlaklı andezitik lav akıntıları	23
Şekil 4.6. Sekikale tepe (a) güneyinde (b) kuzey batısında boyun-çivi yapıları	24
Şekil 4.7. Öbektaş mevki yatay soğuma çatlaklı lav akıntıları	24
Şekil 4.8. (a) Kötüdağ krateri, (b) kızgın kül-blok akmaları (c) düşey soğuma çatlaklı andezitik lavlar (d) ve (e) amfibol megakristalleri	25
Şekil 4.9. (a) Öbektaş mevki mermer-kek dokusu ve (b) Akketir sırtı dasitik-andezitik kayalarda rastlanan anklavlar.....	26
Şekil 4.10. Freatomagmatik aktivitenin varlığını anlatan (a) Meke Maarı ve temel türbülans çökelleri (b) kraterde yer alan lav akıntıları.....	27
Şekil 4.11. Meke kraterinde yer alan (a) lav akıntıları ve (b) temel türbülans çökelleri 27	
Şekil 4.12. (a) Tipik aa lav morfolojisinin üst breşik zonu (b) üstten alta doğru sırasıyla üst breşik zon-orta masif zon-alt breşik zon	28
Şekil 4.13. Kutören dolaylarındaki Karapınar volkanitleri cüruf ve lav üyesi	28
Şekil 4.14. (a) Gözbeği tepe cüruf düşme çökelleri ve (b) aa lavları	29

Şekil 4.15. Karapınar volkanitlerine ait lav üyesi.....	29
Şekil 4.16. Karapınar bazaltlarında boyutları mm-dm'ye değişen anklavlar	30
Şekil 4.17. KKVK'e ait kayalarda gözlenen anklavlardan (a) Karapınar bazaltlarında yer alan köşeli, magma karışımı anklavı (b) Karacadağ andezitlerinde yer alan soğuma kenarı içeren, elipsoidal, piroksen gabro bileşimli magma segregasyon anklavı (c) Karacadağ andezitlerinde yer alan, ana kayadan tedrici dokanakla ayrılan, elipsoidal, piroksen gabro bileşimli magma segregasyon anklavı (d) Karacadağ andezitlerinde yer alan, ana kayadan tedrici dokanakla ayrılan, köşeli, piroksen gabro bileşimli magma segregasyon anklavı. AK: Ana kaya, A: Anklav	31
Şekil 4.18. Bazalt-1 türü kayalardan GK-60'a ait sırasıyla (a)-(c)-(e) tek ve (b)-(d)-(f) çift nikol mikrofotografaları (5X, cpx: klinopiroksen, ol: olivin, pl: plajiyoklaz, opq: opak)	39
Şekil 4.19. Andezit-1 türü kayalardan GK-1'e ait kenarlarından itibaren amfibole dönüşmüş piroksenlerin sırasıyla (a) tek ve (b) çift nikol mikrofotografaları (5X; amp: amfibol, opq: opak mineral, pl: plajiyoklaz, prx: piroksen)	40
Şekil 4.20. Andezit-1 türü kayalardan GK-73 (a)-(b) ana kayaya ait (c)-(d) içermiş olduğu anklava ait tek ve çift nikol mikrofotografaları (2.5X; bt: biyotit, hyb: hidrobiyotit)	41
Şekil 4.21. Andezit-1 türlerinden GK-80 (a)-(b) andezit bileşimli ana kaya (2.5X) ile (c)-(d) içerdiği andezitik MMA'nın tek ve çift nikol mikrofotografaları (5X)	42
Şekil 4.22. Andezit-1 türlerinden GK-108 (a)-(b) andezit bileşimli ana kaya ile (c)-(d) içerdiği andezitik MMA'nın tek ve çift nikol mikrofotografaları (5X)	43
Şekil 4.23. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 (a) ve (b) ana kaya (c) ve (d) gabroik anklavın (CX-1) sırasıyla tek ve çift nikol mikrofotografaları (5X)	44
Şekil 4.24. Andezit-1 türü kayalardan GK-144 (a) ve (b) ana kaya, (c) ve (d) piroksen gabro bileşimdeki akraba anklavın (CX-3) mikrofotografaları (5X)	45
Şekil 4.25. Andezit-1 türlerinden GK-139'e ait (a)-(b) andezitik ana kaya, (c)-(d)-(e)-(f) granüler dokulu mikro gabro bileşimindeki akraba anklav (CX-2) ile (g)-(h) bıçaksı amfibol içeren andezit bileşimli soğuma kenarının mikrofotografaları (5X)	46
Şekil 4.26. Andezit-2 türü kayalardan GK-6 ve içermiş olduğu olivin ksenokristallerine ait (a)-(c)-(e) tek nikol ve (b)-(d)-(f) çift nikol mikrofotografalar (2.5X; ol: olivin ksenokristalleri)	48
Şekil 4.27. Andezit-2 türü kayalardan GK15AK.'nın içermiş olduğu MMA (GK-15) ait (a)-(b) iddingsitleşmiş olivin (10X), (c)-(e) zonlu klinopiroksen fenokristali, (d)-(f) gabroik bileşimde akraba anklav (5X, opx: ortopiroksen)	50
Şekil 4.28. Andezit 2 türü kayalardan (a)-(b) GK-15 ana kayanın tek ve çift nikol mikrofotografı, (c)-(d) aynı ana kayanın içerdiği akraba anklav, (e)-(f) aynı ana kayada	

bantlaşmanın içerdiği bazalt bileşimli MMA'nın mikrofotografı (2.5X) ve (g) kayaların mostra görünümü	51
Şekil 4.29. Andezit-3 türü kayalardan GK-24'e ait (a)-(b) opq ve plajiyoklaz kapanımlı poiklitik dokulu klinopiroksen ve (c)-(d) pl + cpx + opq kristal kümelenmelerinin sırasıyla tek ve çift nikol mikrofotografı (2.5X).....	53
Şekil 4.30. Andezit-4 türü kayalardan GK-55'e ait sırasıyla (a)-(c) tek nikol (b) –(d) çift nikol mikrofotografı (5X).....	54
Şekil 4.31. Andezit-5 türü kayalarda yer alan (a)-(b) amfibol psödomorfları (c)-(d) elek dokulu plajiyoklaz ve kırıklanmış ve Fe-Ti oksit kapanımlı klinopiroksen kristalleri... 55	
Şekil 4.32. Dasit türü kayalardan GK-26'a ait (a)-(b) ince taneli-kaba taneli-kirli yüzeyli elek dokuları gösteren plajiyoklaz ve (b)-(d) zonlu ve mükemmel dilinimli amfibol kristallerinin sırasıyla tek ve çift nikol mikrofotografı (5X)	56
Şekil 4.33. Trakit türü kayalardan HKA-3'e ait (a)-(b) çift nikol mikrofotografı (10X; sa: sanidin)	57
Şekil 4.34. Bazalt-2 türü kayalardan GK-31'e ait sırasıyla (a)-(b) tek ve çift nikol mikrofotografı (5X, prx: piroksen, ol: olivin, pl: plajiyoklaz, rt: rutil, zrn: zirkon)... 58	
Şekil 4.35. Bazalt-2 türü kayalardan GK-32'ye ait sırasıyla (a)-(b) iskeletsi olivin (c)-(d) olivinlerde rutil ve zirkon kapanımları (2.5X).....	59
Şekil 4.36. Bazalt-2 türü kayalardan GK-32'ye ait mikrofotograf (a) Kemirilmiş/körfez dokulu kuvars ksenokristali, (b) kuvarsit ksenolitinde osellar dokusu, (c)-(d) pl+ol+cpx kümelenmelerinin sırasıyla tek ve çift nikol mikrofotografı (5X; cpx=klinopiroksen, qz=kuvars)	60
Şekil 4.37. Bazalt-2 türü kayalardan KR-21'e ait (a)-(b) ana kaya ve bazaltik MMA sınırının sırasıyla tek ve çift nikol mikrofotografı, (c) intersertal dokulu bazaltik MMA çift nikol görüntüsü, (d) MMA'nın içindeki holokristalin tanesel dokulu verlit bileşimli magma segregasyon anklavı (e) MMA içindeki osellar dokulu kuvars ksenokristali, (f) MMA içinde glomerokristal oluşturan ve kaba taneli elek dokusu/ ince taneli elek dokusu gösteren plajiyoklaz ksenokristalleri (5X).....	62
Şekil 4.38. Bazalt-2 türü kayalardan (a) GK-405 ana kaya ve (b) içermiş olduğu holokristalin tanesel dokulu bazaltik bileşimli magma segregasyon anklavının mikrofotografı (5X)	63
Şekil 4.39. Bazalt-2 türü kayalardan KR-22'ye ait tek ve çift nikol mikrofotograf (a) ve (b) ana kaya ve anklav sınırı, kuvars ksenokristali ve olivinlerde körfez dokusu (c) ve (d) kuvars ksenokristallerinde gözlenen osellar dokusu (e) ve (f) biyotit ksenokristali (5X).....	64
Şekil 4.40. Bazalt-3 türü kayalardan KR-25'e ait (a)-(b) ana kaya ve anklav sınırı, plajiyoklazlarda elek dokusu (c)-(d) intersertal dokulu bazaltik anklavda dünit bileşimli	

magma segregasyon anklavı (e)-(f) intersertal dokulu bazaltik anklavda bazalt bileşimli magma segregasyon anklavının mikrofotografı (5X).....	67
Şekil 4.41. Bazalt-3 türü kayalardan KR-30'a ait (a)-(b) ana kayada yer yer ol + cpx ve ol + cpx + pl kümelenmeleri ile bazaltik magma segregasyon anklavı (c)-(d) kuvars ksenokristalinin etrafını klinopiroksenlerin sarması ile osellar dokusu (e)-(f) ana kaya ile aynı bileşimli anklavda intersertal dokulu bazaltik MMA (g)-(h) ana kayada kuvars ksenokristali ve osellar dokusu (5X)	68
Şekil 4.42. Andezit-6 türü kayalardan HKA-8'e ait (a)-(b) çift nikol mikrofotografı (10X).....	69
Şekil 4.43. Andezit-1 türü kayalardan GK-35'e ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988) göre sınıflaması	71
Şekil 4.44. Andezit-1 türü kayalardan GK-80'e ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması	71
Şekil 4.45. Andezit-1 türü kayalardan GK-108 ve içerdiği MMA'a ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması	72
Şekil 4.46. Andezit-1 türlerinden GK-139'ye ait (a) ana kayada yer alan piroksenin (b) anklav-ana kaya sınırı/soğuma kenarında yer alan piroksenin (c) klinopiroksence zengin gabroik akraba anklavda yer alan piroksenin mikrofotografı (d) piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması	73
Şekil 4.47. Andezit-1 türlerinden GK-144'e ait (a) piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması (b) ana kayada yer alan piroksenin (c) gabroik akraba anklavda yer alan piroksenin mikrofotografı.....	74
Şekil 4.48. Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması	75
Şekil 4.49. Andezit-2 türlerinden GK-15 (a) ana kayaya (GK-15AK.) ait piroksenlerin (b) içerdiği MMA'a (GK-15A.) ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması (c) ana kayanın içerdiği piroksen fenokristalinin (d) içerdiği gabroik akraba anklavda yer alan piroksenin (e) içerdiği MMA GK-15'e ait piroksenin mikrofotografı (5X)	75
Şekil 4.50. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 ve içerdiği amfibolce zengin gabroik akraba anklavdaki amfibollerin Leake ve ark. (1997)'na göre sınıflaması	77
Şekil 4.51. Andezit-1 türü kayalardan GK-80 ve içerdiği gabroik akraba anklav ile andezitik MMA amfibollerin Leake ve ark. (1997)'na göre sınıflaması. (CE=Akraba anklav, MME=Magma karışımı anklavı).....	78
Şekil 4.52. (a) Andezit-1 türü kayalardan GK-108 ve içerdiği andezitik MMA'daki amfibollerin ve (b) Andezit-2 türü kayalardan GK-6'daki amfibollerin Leake ve ark. (1997)'na göre sınıflaması	79

Şekil 4.53. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması	80
Şekil 4.54. Andezit-1 türü kayalardan GK-80 ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması	80
Şekil 4.55. Andezit-1 türü kayalardan GK-108 ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması	81
Şekil 4.56. Andezit-1 türü kayalardan GK-139 ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması	82
Şekil 4.57. Andezit-1 türü kayalardan GK-144 ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması	82
Şekil 4.58. Andezit-1 türü kayalardan GK-161 ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması	83
Şekil 4.59. Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması.....	83
Şekil 4.60. Andezit-2 türü kayalardan GK-15AK. ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması	84
Şekil 4.61. Bazalt-2 türü kayalardan (a) GK-31-C1 (b) GK-31-C3'e ait mikrofotograflar ve olivinlerin Fo içerikleri	88
Şekil 4.62. Bazalt-3 türü kayalardan (a) Ana kaya (b) ve (c) MMA içindeki akraba anklava ait mikrofotograflar ve olivinlerin Fo içerikleri	89
Şekil 4.63. Bazalt-3 türü kayalardan (a) KR-32 ana kaya (b) ve (c) içerdiği MMA içindeki dünit bileşimli magma segregasyon anklava ait mikrofotograflar ve olivinlerin Fo içerikleri.....	90
Şekil 4.64. Bazalt-2 türü kayalardan GK-31'e ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması	91
Şekil 4.65. (a) Bazalt-3 türü kayalardan KR-29'ye ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması (b) KR-29-C5 ana kayaya ait klinopiroksenin (c) KR-29-C2 MMA ait klinopiroksenin mikrofotografı.....	92
Şekil 4.66. Bazalt-2 türü kayalardan GK-31'e ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması.....	93
Şekil 4.67. Bazalt-3 türü kayalardan (a) KR-29 ana kayadaki (b) KR-29 ana kayadaki MMA içerisindeki plajiyoklazların mikrofotografı (c) KR-29 içerisindeki feldispatların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması (d) KR-28 MMA'daki ofitik dokulu akraba anklavdaki ve (e) KR-28 MMA'daki plajiyoklazların mikrofotografı (f) KR-28 MMA'daki plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması.....	94

Şekil 4.68. Bazalt-3 türü kayalardan KR-30'a ait (a) merkezde geniş, yoğun ve yuvarlaklaşmış ince taneli elek dokusu gösteren plajiyoklaz kristali, (b) kenarı yuvarlaklaşmış, merkezde büyük oyukları olan kaba taneli elek dokulu plajiyoklaz kristali, (c) olivin megakristalinin etrafına birikmiş plajiyoklaz mikrolitleri, (d) aynı plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması 95

Şekil 4.69. Bazalt-3 türü kayalardan KR-32'e ait (a) kenarı yuvarlaklaşmış, merkezde büyük çukurlukları olan kaba taneli elek dokulu plajiyoklaz kristali, (b) merkezde daha küçük çukurlukları olan kaba taneli elek dokulu plajiyoklaz kristali, (c) aynı plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması 95

Şekil 4.70. GK-35-C1 anklav içerisindeki plajiyoklazın BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri..... 101

Şekil 4.71. GK-35-C3 anklav içerisindeki plajiyoklazın BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri..... 102

Şekil 4.72. GK-35-C5 ana kaya içerisindeki plajiyoklazın BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri..... 103

Şekil 4.73. GK-80-C4 ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri 104

Şekil 4.74. GK-80-C6 ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri 105

Şekil 4.75. GK-139-C2 anklav içerisindeki plajiyoklazın BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri..... 106

Şekil 4.76. GK-139-C5 ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri 107

Şekil 4.77. GK-144-C1 ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri 108

Şekil 4.78. GK-144-C5 Akraba anklav içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri 109

Şekil 4.79. GK-6-C3 ana kayaya ait plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri 111

Şekil 4.80. GK-6-C6 ana kayaya ait plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri 112

Şekil 4.81. Andezit-2 grubu kayalara ait MMA GK-15-C5'e ait plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri..... 113

Şekil 4.82. Andezit-2 grubu kayalara ait MMA GK-15-C6''ya ait plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri..... 114

Şekil 4.83. KR-30-C2 Bazaltik ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri	115
Şekil 4.84. KR-30-C3 Bazaltik ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri	116
Şekil 4.85. KR-32-C4 Bazaltik ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri	117
Şekil 4.86. KR-32-C7 Bazaltik ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri	118
Şekil 4.87. (a) GK-6; merkezde SC, merkezi mantolayan tekrarlı FS kenar, kırıklanmış olivinler self mixing göstergesi olarak yorumlanmaktadır; (b) GK-15; magma mixing anklavında, merkezde oldukça kalın yuvarlaklaşmış ince taneli elek dokusu gösteren plajiyoklaz, Ca-zengin daha primitif bir magma ile yoğun dissolüsyon ve magma mixing'in göstergesi olarak yorumlanmaktadır (c) GK15AK.; gabroik akraba anklav-mineral kümelenmelerinin konveksiyon ile magma odasının taban veya kenarlarından getirildiği düşünülmektedir (d) KR-30; bazaltik MMA içerisinde yer alan kristallerde SC veya Z merkez ve ince FS kenarlı glomerokristallerin oluşumunun magma odasındaki konveksiyon ve türbülans kaynaklandığı düşünülmektedir (B: Kırıklanmış kristal, FS: İnce taneli elek dokusu, G: Glomerokristal, SC: Kurtçuklu hücreli doku; Z: Zonlu doku).....	120
Şekil 4.88. Bazalt-2 türlerinden GK-31'e ait olivinlerin (a)mikrofotografı (b)BSE görüntüsü (c)-(d)-(e)-(f) bazı iz element içerikleri	123
Şekil 4.89. Bazalt-3 türlerinden KR-32/C1'e ait olivinlerin (a) BSE görüntüsü (b)-(c)-(d)-(e) bazı iz element içerikleri	124
Şekil 4.90. Bazalt-3 türü kayalarda yer alan KR-28/C3 MMA-1 bazaltik anklavın içerisinde olivin kümelenmelerine ait (a) zonlanmaların önemli ölçüde gözlemlendiği BSE fotoğrafı (b) mikrofotografı (c)-(d)-(e)-(f) iz element değişim diyagramları	125
Şekil 4.91. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 (a) ana kayaya ait ve (b) gabroik mineral kümelenmesine ait klinopiroksenlerin BSE görüntüsü, (c)-(d) primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989), (g) ve (h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983).....	128
Şekil 4.92. Andezit-1 türü kayalardan GK-139'ye ait (a) gabroik akraba anklavda (b) ana kayada yer alan klinopiroksenlerin BSE görüntüsü, (c)-(d) sırasıyla anklava ait piroksenin ve ana kayaya ait piroksenin primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi diyagramı (Sun ve McDonough, 1989), (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)	130
Şekil 4.93. Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait klinopiroksenlerin (a) polarizan mikroskop altında mikrofotografı ve (b) BSE görüntüsü (c)-(d) primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989), (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983).....	132

Şekil 4.94. Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait klinopiroksenlerin (a)-(b) BSE görüntüsü, (c)-(d) primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989), (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)..... 134

Şekil 4.95. Andezit-2 türü kayalara ait GK-15 MMA içerisindeki (a) klinopiroksenlerin ve (b) gabroik mineral kümelenmesinde yer alan klinopiroksenlerin mikrofotografı, (c)-(d) sırasıyla MMA ve gabroik mineral kümelenmesinde yer alan piroksenin primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989), (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)..... 136

Şekil 4.96. Andezit-2 türü kayalara ait GK-15 MMA içerisindeki (a) klinopiroksenlerin ve (b) gabroik mineral kümelenmesinde yer alan klinopiroksenlerin mikrofotografı, (c)-(d) sırasıyla MMA ve gabroik mineral kümelenmesinde yer alan piroksenin primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989) (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)..... 138

Şekil 4.97. Bazalt-2 türü kayalardan GK-31 (a) ana kayaya ait ve (b) gabroik mineral kümelenmesine ait klinopiroksenlerin mikrofotografı (c)-(d), sırasıyla ana kaya ve gabroik mineral kümelenmesinde yer alan piroksenin primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989) (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983) 140

Şekil 4.98. Bazalt-3 türü kayalardan GK-32'e ait klinopiroksenlerin (a) BSE görüntüsü, (b) primitif manto normalize iz element ve (c) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989), (d) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983) 141

Şekil 4.99. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 ve içerdiği amfibolce zengin gabroik akraba anklavına ait amfibollerin (a) ortalama değerlerinin (b) (m)erkez, (o)рта, (k)enar noktalarının NTE desenleri (Sun ve McDonough, 1989). Koyu gri ile taralı alan ana kayaya ait içeriği, açık gri renkli taralı alan ise anklava ait içeriği temsil etmektedir (AK.=Ana kaya, A.=Anklav)..... 143

Şekil 4.100. Andezit-1 türü kayalardan GK-80/C3 ana kayaya ait zonlu amfibol mineralinin NTE değerlerinin merkez-kenar ilişkisini gösterir (a) Nakamura (1974)' göre kondrit normalize diyagramı (b) mikrofotografı 144

Şekil 4.101. Andezit-1 (GK-35 ana kaya, GK-80 ana kaya) ve Andezit-2 (GK-6) türü kayalara ait amfibol minerallerinin çekirdeklerinin (a) MORB (Pearce, 1983) normalize (b) kondrit (Sun ve McDonough, 1989) normalize diyagramı. Semboller diğer bölümlerdeki sembollerden farklıdır. 145

Şekil 4.102. Andezit-1 türü kayalardan GK-35'e ve içerdiği CX-1 anklava ait (a) tüm kaya MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983), (b) Ana kaya ve anklava ait amfibollerin MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983), (c) Ana kaya ve anklava ait amfibollerin kondrit normalize diyagramı (Sun ve McDonough, 1989), (d) Ana kayaya ait piroksenlerin kondrit normalize diyagramı (Sun ve McDonough, 1989). (AK.= Ana kaya, A.= Anklav, C= Daire, m= merkez nokta, o=orta-kenar nokta, k=kenar nokta) 147

- Şekil 4.103. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 (a) ana kayaya ait rezorbsiyon yüzeyi gelişmiş zonlu amfibolün (b) akraba anklava ait rezorbsiyon yüzeyi gelişmiş uzun prizmatik amfibolün çift nikol görünüşleri 149
- Şekil 4.104. Andezit-1 türlerinden GK-80'e ait (a) ana kayada yer alan zonlu C5 amfibolü (b) MMA içerisinde yer alan C8 söndürülmüş amfibolünün çift nikol mikrofotografı (5X) 150
- Şekil 4.105. Karacadağ volkanitlerindeki anklavların oluşumu ve magmanın yeniden beslenme süreçlerini gösterir model 154
- Şekil 4.106. Karapınar volkanitlerindeki anklavların oluşumu ve magmanın yeniden beslenme süreçlerini gösterir model 154
- Şekil 4.107. KKVK'ne ait kayaların (a) toplam alkali-silis (TAS) diyagramı (Le Bas ve ark., 1986) (Kırmızı çizgi kayaların alkali-subalkali karakterini göstermektedir (Irvine ve Baragar, 1971), (b) Nb/Y–Zr/Ti diyagramı (Pearce, 1996) (Kırmızı simgeler Miyo-Pliyosen yaşlı Karacadağ Volkanitlerini, siyah simgeler Kuvaterner yaşlı Karapınar Volkanitlerini temsil etmektedir, MMA= magma karışımı anklavı; CX=Akraba anklav/Cognate enclave) 156
- Şekil 4.108. Subalkali volkanik kayaların AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971). Semboller Şekil 4.107 ile aynıdır 157
- Şekil 4.109. KKVK ait anklav ve ana kayaların toplam alkali-silis (TAS) diyagramı (Le Bas ve ark., 1986). Semboller Şekil 4.107 ile aynıdır. AK=Ana kaya, A: Anklav 157
- Şekil 4.110. İncelenen subalkali kayaların K_2O-SiO_2 diyagramı (Maitre, 1989). Reid ve ark. (2017)'e göre Kutören-Karapınar yöresinde yüzeyleyen normatif nefelin içeren bazaltlar gri üçgenlerle gösterilmiştir. Semboller Şekil 4.107 ile aynıdır 158
- Şekil 4.111. (a) Hafif alkali ve (b) subalkali volkanik kayaların sodik ve potasik kaya tiplerini gösteren An-Ab-Or üçgen diyagramında sınıflaması (Irvine ve Baragar, 1971) 160
- Şekil 4.112. İncelenen Karapınar volkanitlerinin ve Reid ve ark. (2017)' e göre incelenen Hasan Bazaltlarının bazalt tetraederinde alkali-subalkali karakterleri (Yoder ve Tilley, 1962) 160
- Şekil 4.113. Karacadağ volkanitleri ve içerdiği anklavların SiO_2 (%)'ye karşı ana oksit (%) diyagramları 163
- Şekil 4.114. Karacadağ volkanitleri ve içerdiği anklavların SiO_2 (%) -iz element (ppm) değişim diyagramları 164
- Şekil 4.115. SiO_2 ' ye karşı Rb, Ba, Sr ve Y yarı logaritmik değişim diyagramları. Teorik vektörler Boztuğ ve ark. (2009)'dan alınmıştır 165
- Şekil 4.116. Karacadağ volkanitlerinin MORB normalize iz element diyagramları. (Pearce, 1983) 168

- Şekil 4.117. Karacadağ volkanitlerinden anklav içeren andezitler ile anklavlarının Pearce (1983)'e göre MORB normalize iz element diyagramları (AK. =Ana kaya, A.=Ankav) 169
- Şekil 4.118. Karacadağ volkanitlerine ait bazı kayaların kondrite (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş NTE desenleri 171
- Şekil 4.119. İntersertal dokulu bazaltik MMA-2 türü anklav ve hipokristalin porfirik dokulu andezit-2 türü ana kayanın NTE desenleri (Sun ve McDonough, 1989)..... 171
- Şekil 4.120. Karacadağ volkanitlerinin (a) TiO_2 - MnO - P_2O_5 (Mullen, 1983), (b) Zr-Th-Nb (Wood, 1980), (c) Nb/Yb-Th/Yb (Pearce, 2008) ve (d) dasitik kayalar için Y+Nb-Rb (Pearce ve ark., 1984) diyagramındaki dağılımları. OIT= okyanus adası toleyitleri, MORB= okyanus ortası sırt bazaltları, N-MORB= normal MORB, E-MORB= zenginleşmiş MORB, IAT= ada yayı toleyitleri, CAB= kalk-alkali bazaltlar, OIB= okyanus adası bazaltları, OIA= okyanus adası alkali bazaltları, VAG: volkanik yay granitleri, syn-COLG: çarpışmayla yaşıt granitler, WPG: levha içi granitler, ORG: okyanus sırtı granitleri. Semboller Şekil 4.107 ile aynıdır 173
- Şekil 4.121. Kalkalkali volkanitlerin La/10-Y/15-Nb/8 diyagramındaki dağılımları..... 1- Orogenik bölge, 2- Kıtasal kabuk etkileri gösteren geç-post orojenik bölge, 3- Orogenik olmayan bölge (Cabanis ve Lecolle, 1989) 174
- Şekil 4.122. Karacadağ volkanitlerinin Ba-Nb ve Ba-La değişim diyagramı. Alanlar Perfit ve ark. (1980) ve Gill (1981)' e göre..... 174
- Şekil 4.123. Karapınar volkanitlerinin SiO_2 (%) -ana oksit (%) değişim diyagramları. 176
- Şekil 4.124. Karapınar volkanitleri ve içerdikleri anklavların SiO_2 (%) -iz element (ppm) değişim diyagramları..... 177
- Şekil 4.125. SiO_2 ' ye karşı Rb, Ba, Sr ve Y yarı logaritmik değişim diyagramları. Teorik vektörler Boztuğ ve ark. (2009)'dan alınmıştır. Semboller 4.123 ile aynıdır..... 178
- Şekil 4.126. Karapınar volkanitlerinin Pearce (1983)'e göre MORB normalize iz element diyagramları 179
- Şekil 4.127. İncelenen anklav içeren (a) bazalt-2 türü kayaların ve (b) bazalt-3 türü kayaların içerdikleri anklavlar ile birlikte Pearce (1983)'e göre MORB normalize iz element diyagramları (AK.=Ana kaya, A.=Anklav)..... 180
- Şekil 4.128. İncelenen Karapınar volkanitlerinden (a) bazı bazaltik kayaların (b) bazaltlar ve içerdikleri anklavların kondrite (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş NTE desenleri 181
- Şekil 4.129. İncelenen Karapınar volkanitlerinin (a) Zr-Th-Nb (Wood, 1980), (b) Ti-Zr-Y (Pearce ve Cann, 1973), (c) Nb/Yb- Th/Yb (Pearce, 2008) ve (d) TiO_2 - MnO - P_2O_5 (Mullen, 1983) diyagramındaki dağılımları. N-MORB= normal okyanus ortası sırt bazaltları, E-MORB= zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltları, , CAB= kalk-alkali

bazaltlar, OIB= okyanus adası bazaltları, IAT= ada yayı toleyitleri, OIT= okyanus adası toleyitleri	182
Şekil 4.130. İncelenen Karapınar volkanitlerinin Na-Ba ve La-Ba diyagramları.....	183
Şekil 4.131. Karacadağ bazaltlarına ait tüm kaya (a) $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ yaş spektrası (plato yaşı) ve (b) ters izokronu (izokron yaşı) (My= Milyon yıl)	184
Şekil 4.132. Karacadağ dasitlerine ait bir adet amfibol mineral ayrımının (a) $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ yaş spektrası (plato yaşı) ve (b) ters izokronu (izokron yaşı) (My= Milyon yıl).....	185
Şekil 4.133. Zindler ve Hart (1986) tarafından tanımlanan manto rezervuarlarını gösterir Sr-Nd izotop korelasyon diyagramı (BSE: toplam silikat yerküre, DMM: tüketilmiş manto, EMI/EMII: zenginleşmiş manto, HIMU= yüksek $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ içerikli manto, OIB: okyanus adası bazaltları, PREMA: yaygın manto)**Bazalt-3 türü kayalara ait izotop içerikleri Külahçı Doğan (2015)'den, litosferik manto dizisi referans çizgisi Davies ve von Blanckenburg (1995)'den alınmıştır	190
Şekil 4.134. İncelenen KKKV ait kayaların (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, (b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (c) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -eNd ve (d) ^{87}Sr - ^{86}Sr - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop diyagramları (Hofmann, 2007). Bazalt-3 türü kayalara ait izotop içerikleri Külahçı Doğan (2015)'den alınmıştır. Semboller Şekil 4.133 ile aynıdır	191
Şekil 4.135. Karapınar-Karacadağ volkanik kompleksine ait olivin fenokristallerinin ve bazı kayaların tüm kaya $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin OIB-EMI (% 5.1–5.4, Pitcairn Island, Eiler ve ark. (1997),OIB-EMII (% 5.4–6.1, Eiler ve ark. (1995); Eiler ve ark. (1997), yayla ilişkili volkanitler (% 4.6–5.8, Eiler ve ark. (2000), Xiagulihe ultrapotasik kayalar (Sun ve ark. (2015), Sailipu manto ksenoliti (% 4.7–6.0 ve % 7.4–8.9, Liu ve ark. (2014), granitoidler (% 7–14, Taylor (1968), silisik–klastik sedimentler (% 10–20) ve karbonatlı sedimentler (% 20–30; Simon ve Lécuyer (2005) ve içindeki referanslar)'e ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile karşılaştırılması. Düşey taralı bant normal manto olivininin $\delta^{18}\text{O}$ (% 5.1–5.4, Chazot ve ark. (1997) değerini göstermektedir	193
Şekil 4.136. KKKV ait bazı kayalara ait bazı olivinlerin CaO-Fo diyagramına göre Fenokristal-Ksenokristal özellikleri (Gri renkle taralı alan manto peridotiti olivini için karakteristik $\text{CaO}<0.1$ içeriğini göstermektedir)	194
Şekil 4.137. İncelenen hafif alkalin bazaltların Zr/Nb-Zr/Y diyagramı (Menzies ve Kyle, 1990)	197
Şekil 4.138. İncelenen bazaltların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -eNd içeriklerini gösterir diyagram. Astenosferik ve litosferik manto eriyikleri alanı Davies ve von Blanckenburg (1995)'den, OIB alanı Dilek ve Altunkaynak (2009)'den alınmıştır.....	199
Şekil 4.139. Karapınar bazaltlarına ait olivinlerin Ni-Co-Al-Sc-Mn içerikleri ve birbirleriyle ilişkisini gösterir diyagramlar. OIB, yay bazaltları, plume ilişkili, kıtasal alkalin kayalar, Batı ve Doğu Akdeniz kayaları verileri Foley ve ark. (2013) ve içindeki referanslardan alınmıştır	200

Şekil 4.140. İncelenen mafik kayaların tüm kaya MgO-FeO/MnO diyagramı (Yang ve Zhou, 2013).....	201
Şekil 4.141. İncelenen olivinlerin MgO ve CaO'e karşı FC3MS diyagramları. Kesikli çizgi peridotitik-piroksenitik eriyik sınır değeri 0.65'i göstermektedir. Yang ve Zhou (2013)'den düzenlenmiştir.....	201
Şekil 4.142. Olivin minerallerinin FC3MS-MgO diyagramı. Piroksenitik ve peridotitik ergime alanları Yang ve ark. (2016)'den alınmıştır.....	202
Şekil 4.143. İncelenen olivin minerallerinin (a) Ni*FeO/MgO ve (b) 100Ca/Fe - Fe/Mn Sobolev ve ark. (2007) ve Søager ve ark. (2015)'den modifiye edilmiştir). Alanlar peridotit ve ikincil piroksenit eriyik alanlarını göstermektedir (Sobolev ve ark., 2007). Levha içi olivinleri (OIB ve LIP) ve MORB Coogan ve ark. (2014) ve Sobolev ve ark. (2007)'dan alınmıştır	203
Şekil 4.144. İncelenen kayalara ait olivin kristallerinin (a) Ni-Fo, (b) Ca-Fo, (c) Fe/Mn-Fo diyagramları (a) Yüksek Ni, Fe/Mn kaynakta piroksenitik eriyik etkisini göstermektedir. Tüm diyagramlarda Loihi olivinleri peridotitik eriyik katılımının etkisini Koolau olivinlerinden daha fazla göstermektedir. Siyah alan (a)-(c) primer peridotit kökenli magmalardan kristallenen olivinleri ve gri alan primer peridotit kökenli magmalardan olivin fraksiyonlaşması ile evrimleşen magmaların olivin kompozisyonunu göstermektedir (Loihi ve Koolau olivinleri (Hawaii) verileri Sobolev ve ark. (2007)'den alınmıştır)	204
Şekil 4.145. Olivin bileşimlerine bağlı olarak manto litolojilerinin ayrıştığı (a) Sc-log Zr ve (b) log Al ₂ O ₃ -Mn diyagramları (De Hoog ve ark., 2010)	210
Şekil 4.146. İncelenen mafik kayaların (MgO > %4; Pecerrillo, 2005) Ta/Yb-Th/Yb ilişkisini gösterir diyagram (Pearce, 1983)	211
Şekil 4.147. İncelenen volkanitlerin (a) SiO ₂ - ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ve (b) SiO ₂ - ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb diyagramları. Semboller Şekil 4.133 ile aynıdır	211
Şekil 4.148. KKVK volkanitlerinin bazı uyumsuz iz element diyagramları (a)-(c) Karacadağ volkanitleri için belirgin FC, AFC ve/veya Mixing ilişkisi gözlenmektedir, (b)-(d) Karapınar volkanitleri için FC ilişkisinden daha ziyade AFC ve/veya Mixing ilişkisi görülmektedir	212
Şekil 4.149. (a) Ana magma Bazalt-1, Andezit-4 ve Trakitler arasındaki FC ilişkisini gösterir K-Zr diyagramı, (b)-(c) Bazalt-1 ana magmanın mikrofotografı (ÇN, 5X), (d) Andezit-4 türü kayaların mikrofotografı (ÇN, 5X), (e) kristallerin neredeyse tamamının fraksiyonlaşması ile oluşan kalıntı likit faz trakitlerin mikrofotografı (ÇN, 5X).....	213
Şekil 4.150. Bazalt-1 ve Andezit-2 uç bileşenlerinin ikili karışım modeli.....	214
Şekil 4.151. KKVK'a ait bazaltik kayaların birbiri ile uyumlu ve paralel NTE içeriklerini gösterir diyagram.....	214

Şekil 4.152. İncelenen volkanitlere ait (a) kaynak alan kontaminasyonu, AFC ve mixing trendlerinin gösterildiği $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - ^{18}O diyagramı ve (b) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - ^{18}O manto kaynağı karışım modeli. HM: Hipotetik Manto uç bileşeni, K1-2: Hipotetik Kabuk 1 ve 2 uç bileşenlerini temsil etmektedir. Kaynak kontaminasyonu eğrisi Keskin ve ark. (2006)'dan, HM için ^{18}O değeri ‰ 5.4 Chazot ve ark. (1997)'dan alınmıştır 216

Şekil 4.153. İncelenen volkanitlerden Bazalt-2 türü kayalar ve Andezit-2 türü kayalara ait piroksenlerin NTE desenlerinin karşılaştırması (Sun ve McDonough, 1989). HAB: Hafif alkali bazalt, KAA: Kalk-alkali bazalt. Semboller diğer bölümlerdeki sembollerden farklıdır 217

Şekil 4.154. İncelenen volkanitlerden Andezit-1 ve 2 türü kayalara ait amfiboller ile Andezit-2, Bazalt-2 ve 3 türü kayalara ait piroksenlerin NTE desenlerinin karşılaştırması (Sun ve McDonough, 1989). HAB: Hafif alkali bazalt, KAA: Kalk-alkali andezit, KAB: Kalk-alkali bazalt. Semboller diğer bölümlerdeki sembollerden farklıdır 218

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 4.1 Karacadağ Karapınar volkanik kompleksine ait kayaların genel dokuları modal mineralojik bileşimi 32

Çizelge 4.2. Anklavların oluşumları, kökenleri ve dokusal özellikleri bakımından sınıflandırılması. Didier ve Barbarin (1991), Winter (2013) ve Kumar ve Singh (2014)'den düzenlenmiştir. 34

Çizelge 4.3. Karacadağ Karapınar Volkanik Kompleksine ait anklavlar ve genel özellikleri 36

Çizelge 4.4 Karacadağ Karapınar volkanik kompleksine ait anklavların genel dokuları ve modal mineralojik bileşimi 37

Çizelge 4.5. İncelenen plajiyoklazlarda gözlenen büyüme-rezorbsiyon-dissolüsyon dokuları ve çeşitli araştırmacılara göre tanımlamaları 100

Çizelge 4.6. Bazaltların içerdiği olivinlerin merkez noktalarına ait iz element içerikleri (ppm) 126

Çizelge 4.7. Andezit-1 türü kayalardan GK-35'e ait petrokimyasal stratigrafi 148

Çizelge 4.8. Andezit-1 türü kayalardan GK-80'e ait petrokimyasal stratigrafi 150

Çizelge 4.9. Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait petrokimyasal stratigrafi 151

Çizelge 4.10. Bazalt-2 türü kayalardan GK-31'e ait petrokimyasal stratigrafi 152

Çizelge 4.11. Bazaltların Francis ve Ludden (1995)'e göre sınıflandırılması 158

Çizelge 4.12. KVKV bazaltlarının Francis ve Ludden (1995)'e göre sınıflandırılması 159

Çizelge 4.13. Karacadağ volkanitlerine ait bazı kayaların NTE oranları	172
Çizelge 4.14. İncelenen Karapınar volkanitlerinden bazılarının bazı NTE oranları	181
Çizelge 4.15. KKVK Sr ve Nd izotopik bileşimleri	188
Çizelge 4.16. KKVK Pb izotopik bileşimleri, hatalar 2σ değerindedir	189
Çizelge 4.17. KKVK ait bazı kayaların olivin ayrımı ve tüm kaya $\% \delta^{18}\text{O}$ (VSMOW), (tüm kaya) LOI, Mg# ve ortalama $\% \delta^{18}\text{O}$ değerleri	192
Çizelge 4.18. İncelenen olivinlere ait Fe, Mn içerikleri ve kaynaktaki peridotit (Xpe), piroksenit (Xpx) uç üyelerinin ve piroksenit eriyikteki okyanusal kabuk (Xcrc) katkı miktarı (Sobolev ve ark., 2007)	207
Çizelge 4.19. İncelenen olivinlere ait FeO, MgO, Ni ve Mn içerikleri ve kaynaktaki peridotit (Xpe), piroksenit (Xpx) uç üyelerinin katkı miktarı (Gurenko ve ark., 2010)208	
Çizelge 4.20. İncelenen olivinlere ait Cr# içerikleri,(Hellebrand ve ark., 2001)e göre ergime dereceleri, kaynaktaki peridotit (Xpe), piroksenit (Xpx) uç üyelerinin ve piroksenit eriyikteki okyanusal kabuk (Xcrc) katkı miktarı (Sobolev ve ark., 2007) ..	209

EKLER

EK-1. İnceleme alanının jeolojik haritası ve jeolojik enine kesiti (arka kapakta zarf içerisinde yer almaktadır)	240
EK-2. İncelenen kayalara ait olivinlerin mikroprob analiz sonuçları	240
EK-3. İncelenen kayalara ait klinopiroksenlerin mikroprob analiz sonuçları ve bazı fizikokimyasal şartları.....	244
EK-4. İncelenen kayalara ait amfibollerin mikroprob analiz sonuçları	251
EK-5. İncelenen kayalara ait feldispatların mikroprop analizi sonuçları	253
EK-6. İncelenen volkanitlerdeki olivin minerallerine ait bazı iz element konsantrasyonları (ppm)	273
EK-7. İncelenen volkanitlerdeki klinopiroksen minerallerine ait bazı iz element konsantrasyonları (ppm)	275
EK-8. İncelenen andezitlerde yer alan amfibollerin iz element içerikleri (ppm).....	279
EK-9. Jeokimyasal analizleri yapılmış olan örneklerin koordinatları.....	283
EK-10. İncelenen volkanitlerin ana oksit element (%) analizleri ve CIPW normları ..	284

EK-11. İncelenen volkanitlerin iz (ppm) ve nadir toprak (ppm) element analizleri... 288

EK-12. İncelenen volkanitlere ait bazı iz element oranları 292

SİMGELER VE KISALTMALAR

Kısaltmalar

AK: Ana kaya
AFC: Asimilasyon Fraksiyonel Kristalleşme
A: Anklav
AKK: Alt Kıta Kabuğu
ANTE: Ağır nadir toprak elementler
Amp: Amfibol
BİYE: Büyük İyon Yarıçaplı Elementler
Bt: Biyotit
BSE: Toplam yerküre bileşimi
CPX: Klinopiroksen
CS: Coarse sieve (Kaba taneli elek/süngersi dokusu)
CX: Akrafa Anklav-Magma Segregasyon Anklavı/Cognate enclave
D: Dokusal Alan (dokusal stratigrafide)
EM-I: Zenginleşmiş Manto I
EM-II: Zenginleşmiş Manto II
EPMA: Elektron Prob Mikro Analiz
F: Kısmi ergime miktarı veya AFC modellemesindeki artık eriyik fraksiyonu
FC: Fraksiyonel Kristalleşme
FOZ: Fine oscillatory zoning (İnce bantlı osilasyonlu zonlanma)
fO₂: Oksijen kısmi basıncı
FS: Fine sieve (İnce taneli elek/süngersi dokusu)
Fsp: Feldispat
G: Glomerokristal
HIMU: Yüksek μ (²³⁸U/²⁰⁴Pb) mantosu
HFSE: Yüksek Alan Enerjili Elementler
ANTE/HNTE: Ağır Nadir Toprak Elementler/Hafif Nadir Toprak Elementler
ICPMS: İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi
LILE: Geniş iyonlu litofil elementler
MC-ICPMS: Çoklu toplayıcı indüktif olarak eşleşmiş plazma kütle spektrometresi
My: Milyon yıl
Mg#: Magnezyum numarası
MC: Mermer kek yapısı/bantlaşma
MM: Manto metasomatizması
MMA: Magma Mixing/Mingling Anklavı/Mafik Magmatik Anklav
MORB: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
E-MORB: "Zenginleşmiş" MORB
N-MORB: "Normal" MORB
P-MORB: "Plume-tipi" MORB
r: AFC modellemesindeki asimilasyonun fraksiyonel kristalleşmeye oranı
RFS: Tekrarlı ince taneli elek dokusu
RS: Rezorbsiyon yüzeyi

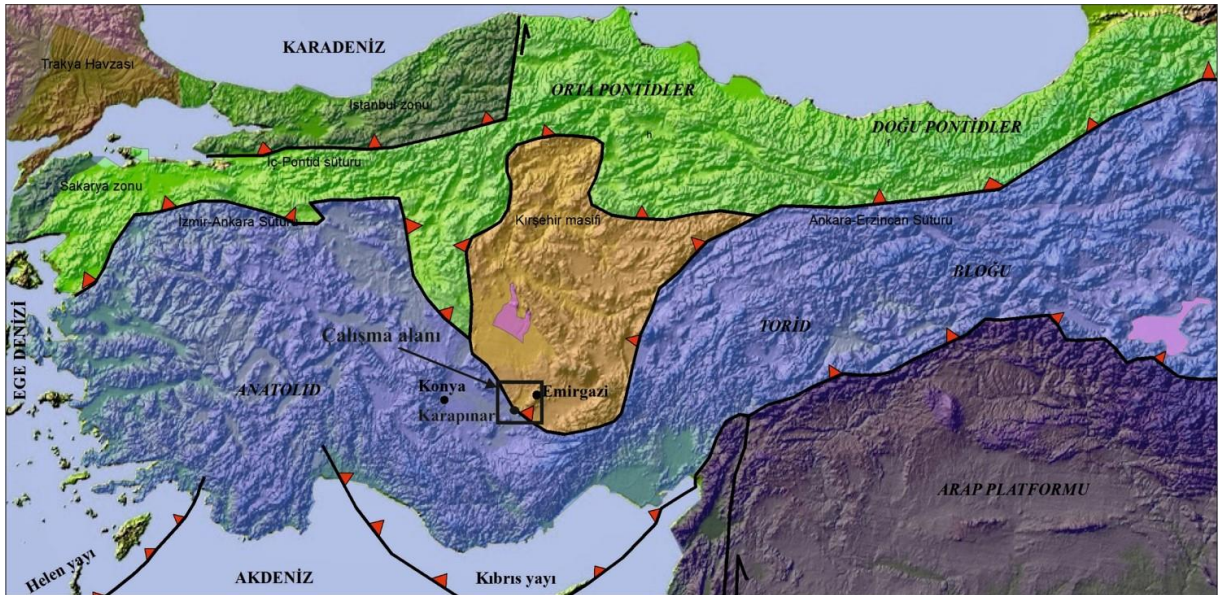
T-MORB: “Geçiş-tipi” MORB
TAS: Toplam Alkali-Silis
OIB: Okyanusal Adayayı Bazaltları
Ol: Olivin
Opx: Ortopiroksen
P: Proses
Pl: Plajiyoklaz
S: Sinüs kristal
Sa: Sanidin
SEM: Taramalı Elektron Mikroskobu
THI: Toleyitik indeks
V-SMOW: Viyana Standart Ortalama Okyanus Suyu
XRF: X Işınları Floresans Spektrometresi
YAEE: Yüksek Alan Enerjili Element
YEBİM: Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi



1. GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanının Konumu ve Coğrafi özellikleri

Çalışma alanı Anatolid bloğu (Afyon zonu) ve Kırşehir bloğunda yer almaktadır (Şekil 1.1). İnceleme alanı Karaman M31-a3, b1, b2, b3, b4, c1, c2, d1, d2 paftalarında, Karapınar (Konya)-Emirgazi (Konya)-Ereğli (Konya) arasındadır ve 750km²'lik bir alan kaplar (Şekil 1.1). Çalışma alanının en yüksek noktasını 2007m rakımıyla Kurşunlukaya Tepe oluşturmaktadır. Çalışma alanındaki önemli diğer tepeler; Karapınar'da, Andıklı Tepe (1241m), Ayırtmeke Tepe (1278m), Küçükmedet Tepe (1302m), Meke Cürufu (1014m), Ketir Tepe (1022m), Karacadağ'da Mennekkalesi Tepe (1992m), Keçikale Tepe (1900m), Sekikale Tepe (1974.8m), Dört sivriler (1804m), Domrukale Tepe (1968m), Karasivri Tepe (1862m), DelikliTaş Tepe (1850m), Sivritaş Tepe (1850m), Ziyaret Tepe (1958m) dir. Gözbeği Tepe (1541m) Kızıl Tepe (1435.4m) Kaleöreni Tepe (1310m), Kızıl Tepe 2 (1334m) Kızılgedik Tepe (1406m), Kepezöreni Tepe (1248m), Kötüdağ'da Kale Tepe (1446m) ve Borcaklı Tepe (1384m), Arısamadağı'nda Kuzeysığırak Tepe (1287m) ve İğredağı (1243m) diğer önemli yükseltilerdir. En önemli dereler ise; Sofular dere, Gediksarnıcı dere, Kartalkavağı dere, Beyören deresi, Halilliboğaz dere, Bademlisarnıç deredir. Ayrıca inceleme alanında önemli maar göllerinden olan Meke Gölü ve Acıgöl yer almaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının Türkiye'nin tektonik birlikleri üzerindeki konumu (Okay ve Tüysüz, 1999)

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmanın amacı, **Karapınar-Emirgazi-Ereğli (Konya)** arasında yer alan Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaların mineralojik, petrografik, jeokimyasal, jeokronolojik ve izotopik özelliklerini belirleyerek volkanik kayaların petrojenezini ortaya koymak, bu volkanitlerin içerdiği anklavların çeşitlerini ve kökenlerini belirleyerek bölgenin petrojeksi açısından önemini belirlemek ve bölgede yapılan çalışmalara katkı sağlamaktır.

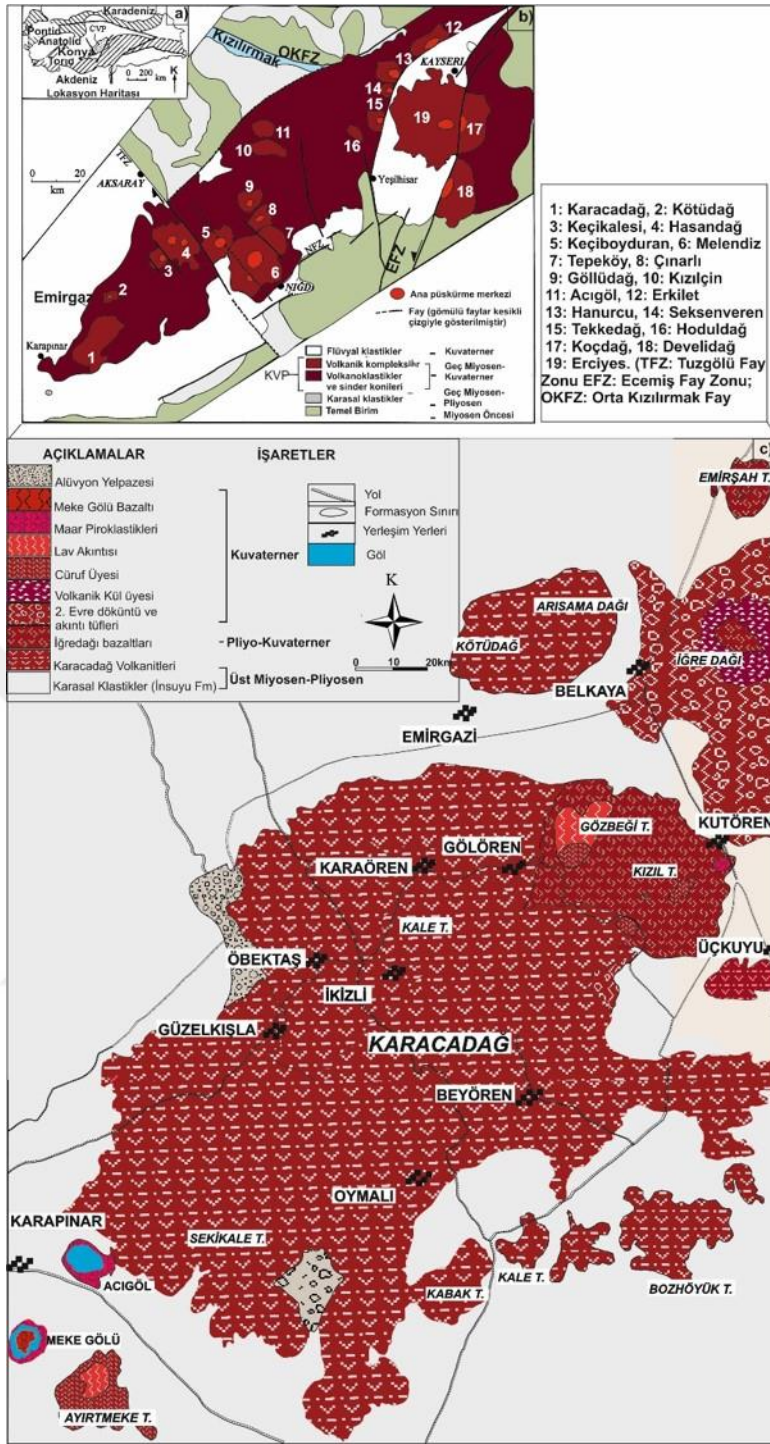
1.3. Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanı Konya ilinin güneydoğusunda Karapınar ve doğusunda Emirgazi çevresini kapsamaktadır (Şekil 1.1 ve 1.2). Orta Anadolu'da, Konya ve çevresinde çarpışma/çarpışma sonrası-ilişkili Senozoyik yaşlı volkanik kayalar oldukça geniş alanda mostra verirler (Şekil 1.2 b). Bu alanlardan birini de Emirgazi dolaylarında yüzeyleyen volkanitler oluşturmaktadır (Şekil 1.2 c ve EK-1). Bölgenin genelleştirilmiş dikme kesiti şekil 1.3 de verilmektedir. Anadolu orojeni Erken Mesozoyik'den beri NeoTetis okyanusunun açılıp-kapanmaları boyunca birbirini izleyen çarpışma olayları ve büyümeleri içeren karmaşık bir hikâyeye sahiptir (Keller, 1974; Ercan, 1987; Ercan ve ark., 1990; Schleiffarth ve ark., 2018). İnceleme alanının jeodinamik evriminde, Kıbrıs yayının önemli bir rolü vardır. Ancak Orta Anadolu Volkanik Provensinde son monojenetik volkanizmanın gelişiminde direkt olarak tek başına etki edemeyecek kadar derinde olduğu belirtilmektedir (Biryol ve ark., 2011; McNab ve ark., 2017; Reid ve ark., 2017; Kocaarslan ve Ersoy, 2018).

Çarpışma zonlarında zamansal olarak orojenik volkanizmadan levha içi volkanizmaya evrimsel bir geçişin gözlendiği bilinmesine rağmen, bu geçişin doğası, zamanlaması ve jeodinamik gelişimi oldukça değişkendir ve henüz iyi anlaşılammış durumdadır. Konunun daha iyi anlaşılması için, farklı bölgelerden volkanik kayaların çalışılarak, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin ortaya konulmasına ihtiyaç duyulmaktadır. Böylece çalışılan farklı alanların birbirleriyle karşılaştırılması mümkün olacak ve bazı modeller geliştirilebilecek veya mevcut modellere katkı sağlanabilecektir. Batı Anadolu'da yer alan Kuvaterner yaşlı bazaltik volkanitlerin astenosferik manto kökenli ve kuvvetli alkalin nitelikte oluşu (Aldanmaz, 2002), Doğu Anadolu'da Miyosen'den-Kuvaterner'e doğru litosferik manto etkisinin artışı (Özdemir

ve Güleç, 2013) buna karşın Orta Anadolu'daki Kuvaterner yaşlı bazaltik volkanitlerin bir kısmının hafif alkalin özellikte ve litosferik manto etkisi içermesi (Ercan, 1987) çalışma alanını ilginç ve önemli kılmaktadır.





Şekil 1.2.(a) Türkiye'nin ana tektonik birliklerini gösterir harita (Şengör, 1984; Guezou ve ark., 1996)'den düzenlenmiştir, (b) Konya ve çevresinde çarpışma/çarpışma sonrası-ilişkili Senozoyik yaşlı Orta Anadolu Volkanik Provensi'nin basitleştirilmiş jeolojik haritası Toprak (1998)'den düzenlenmiştir (c) Çalışma alanının jeolojik haritası Ulu (2009b)'dan düzenlenmiştir

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	ÜYE	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	
SENOZOYİK	KUVATERNER	HOLOSEN		Alüvyon		Qay		Yarı tutturulmuş kum, silt, çakıl	
				Meke bazaltı		Qmb		Bazaltik lav akıntısı	
				Maar piroklastikleri		Qmp		Gri-siyah renkli ince katmanlı temel türbülans çökelleri	
		PLEYİSTOSEN		Karataş volkanitleri	Lav Üyesi	Qkal		Bazaltik lav akıntısı, olivin bazalt	
					Cüruf Üyesi	Qkac		Volkanik cüruf, volkan bombası, lapilli	
					Kül Üyesi	Qkak		Gevşek tutturulmuş gri-koyu gri renkli kül boyutundaki piroklastikler	
	NEOJEN	PLİYOSEN	ÜST	Hasandağı volkanitleri		Qh		2.evre döküntü ve akıntı tüferi, ignimbirit, volkanik kül, lapilli, tuf, aglomera	
				İğredağı bazaltları		Qi		Bazaltik lav akıntıları ve cüruf düşme çökelleri	
				Karacadağ volkanitleri		Tmplka		Çoğunlukla andezitik, nadiren bazaltik, trakitik ve dasitik lav akıntıları ve piroklastikler	
		MİYOSEN			İnsuyu		Tmi		Pomza, çakıllı tuf, ignimbirit, lahar, tüfit, kül, çakıltası, kumtaşı, marn, kireçtaşı

Şekil 1.3. Ulu (2009a)'dan düzenlemiş inceleme alanının geliştirilmiş dikme kesiti (ölçeksiz)

2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

Bu bölümde öncelikle çalışma alanı ve çevresinde yüzeyleyen volkanik kayaların kökenine yönelik çalışmalara değinilecektir. Daha sonra Türkiye’de çarpışmayla ilişkili volkanizmanın kökenine yönelik diğer çalışmalara kısaca yer verilecektir.

2.1. İnceleme Alanında Yapılmış Neojen Öncesi Genel Jeoloji ve Tektonizma Çalışmaları

Orta Anadolu’da Erken-Orta Miyosen boyunca Afro-Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması ile çok yaygın bir volkanizma meydana gelmiştir (Keller, 1974; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981).

Konya bölgesinin stratigrafisi, metamorfizması, tektoniği ve jeolojik evrimine yönelik çokça araştırma bulunmaktadır (Özcan ve ark., 1988; Eren, 1993; 1996; Gürsoy ve ark., 1998a; Gürsoy ve ark., 1998b; Göncüoğlu ve Kozur, 1999; Özkan, 1999; Özkan, 2000; Eren, 2001; Eren ve ark., 2004; Koç ve ark., 2012). Özcan ve ark. (1988); Özcan ve ark. (1990), Eren (1993; 1996) Geç Paleozoyikteki litolojik-stratigrafik gelişimi ve magmatik etkinliğinde bölgede Alpin ve Neotektonik olayların yanısıra Alpin öncesi orojenik olayların da etkili olduğunu ifade etmişlerdir. Afyon-Kütahya civarında Hersiniyen orojenezi ile ilgili metamorfizma olayları gözlenmekteyse de (Özcan ve ark., 1990) Konya çevresinde çok evreli ve şiddetli Alpin deformasyonlar, Alpin öncesi yapıları silmiş ve tanınmalarını zorlaştırmıştır. Ayrıca, bu bölgede Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayalar yine Alpin olaylarla, birlikte metamorfizmaya uğramışlardır (Eren, 1993; 1996).

Neojen-Kuvaterner Orta Anadolu Volkanik Provensinde Tuz Gölü fay sistemi ve Ecemiş fay sistemi olmak üzere 2 ayrı fay sistemi tanımlamıştır Toprak ve Göncüoğlu (1993). Volkanik çıkış merkezlerinin (Hasandağ, Keçiboyduran ve Melendiz stratovolkanları gibi) bu iki fay sistemi üzerinde yoğunlaştığını belirtmişlerdir.

Toprak (1998), Karapınar monojenetik volkanlarının Karacadağ polijenetik volkanının GB’sı boyunca ve Karacadağ-Hasandağ arasındaki monojenetik volkanlarının ise Karacadağ volkanı ve Tuz Gölü Fay Zonu arasında kümелendiğini söylemektedir. Araştırmacı bölgede monojenetik ve polijenetik volkanların uzanımlarının doğuda, merkezde ve batıda farklılıklar sergilediğini, volkanik yapıların

yerleri ve basen oluşumlarını fayların kontrol ettiğini ve bununla birlikte bazı fayların gömülü olduğu fakat gelecekteki volkanizma ve lav akıntılarının saptanmasında kullanılabileceğini vurgulamaktadır.

2.2. Jeokimyasal ve Petrolojik Çalışmalar

Konya bölgesinde Erenlerdağ-Alacadağ volkanizmasında ana oksit ve sınırlı iz element verisi kullanılarak volkanitler için kalkalkalen eğilim öne sürülmüş ve kayaların And dağları tipi kıta kenarı volkanitlerine benzerliği çeşitli çalışmalarda vurgulanmıştır (Keller, 1974). Volkanizmanın 12 milyon yıl öncesine ait bir fosil yitim zonu ile ilgili olduğunu, bu zonun bir kıta çarpışması meydana geldikten sonra kapandığını ve volkanitlerin oluştuğunu ileri sürülmektedir. Ayrıca yöredeki volkanitlerin 14 evrede oluştuğu, kalkalkalen bileşimdeki volkanik serinin ortalama bileşiminin yerkabuğu ortalama bileşimi ile tam uyumluluk gösterdiği belirtilmektedir (Keller, 1974). Konya-Erenlerdağ ve Alacadağ volkanitleri ile Karaman-Karadağ volkanitlerine yönelik yapılan radyometrik K-Ar yaş verilerine göre Konya civarındaki volkanizmanın yaşının 3.35-11.95 My arasında olduğu ve üst Miyosen'den başlayıp alt Pliyosen'e kadar devam ettiği belirtilmektedir. Ayrıca Karadağ volkanitlerinin (Karaman çevresi), Erenlerdağ ve Alacadağ volkanitlerinin (Konya GB'sı) doğuya doğru uzantısı ve üst Pliyosen yaşlı olduğu vurgulanmaktadır (Besang ve ark., 1977; Batum, 1978).

Konya bölgesindeki meta-magmatiklerin, meta-sedimanter kayaların ve magmatik kayaların petrografisi, mineral kimyası, petrolojisi, basınç-sıcaklık ilişkilerini ortaya koyan ve bölge kayalarının köken ve gelişimi hakkında önemli verilerin yer aldığı çalışmalar Kurt (1994; 1996a; 1996b; 1997) tarafından yapılmıştır. Kurt ve Arslan (1999) yapmış oldukları çalışmada Kadınhanı (Konya) civarındaki metavolkanitlerin, alkalen-toleyitik geçiş karakterli, trakiandezit bileşimli ve levha-içi lavlarının kimyasal özelliklerine benzediğini vurgulamaktadır. Ayrıca kayaları oluşturan ana magmanın, genişleme ile oluştuğu ve az oranda dalma-batma bileşeni içeren kıta-altı litosferden türediğini ileri sürmektedirler. Ayrıca Konya yakın civarındaki üst Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanik kayaların petrografik, jeokimyasal özelliklerinden yola çıkarak bunların gelişimindeki yitim bileşenlerinin etkileri vurgulanmaktadır (Kurt ve ark., 2003; Kurt ve ark., 2005). Konya bölgesinde temel kayalar içinde sil ve dayklar şeklinde, sınırlı yayılıma sahip mafik sub-volkanik kayaların varlığına işaret eden Eren (1996) bu

kayaları diyabaz olarak isimlendirmiş ve göreceli Triyas yaşında olabileceklerini belirtmiştir. Ancak, Asan ve Ertürk (2013) bu sub-vulkanik kayaları petrografik, mineral kimyası ve jeokimyasal (ana oksit ve iz element) özelliklerine göre “minet” lamprofir olarak tanımlamış, bunların potasik/ultra-potasik karakterli ve yitimle ilişkili olduklarını ifade etmişlerdir. Araştırmacılar Ar-Ar radyometrik yaşlandırma yöntemiyle lamprofirlerin Miyosen (12-13 My) yaşlı olduğunu ve bunların kalk-alkalen volkanizma ile kökensel olarak ilişkili olabileceğini öne sürmüşlerdir.

Kulu-Karacadağ volkanitlerinin petrografi, jeokimya ve petrojenez çalışmalarında yaşları Ar-Ar yöntemiyle alt Miyosen olarak belirlenmiştir (Asan, 2007; Kurt ve ark., 2008; Asan ve Kurt, 2011). Çalışmada Kulu volkanitlerinin ortaçtan asidiğe değişen kalkalkalen karakter sergilediği ve Neo-Tetisin erken yitim ürünü olduğu, Karacadağ volkaniklerinin bazaltik karakterden ortaça kadar değiştiği ve levha içi karakter sergilediği vurgulanmaktadır. Yapılan petrolojik modellemeler ile kalkalkalen kayaların gelişiminde amfibol-denetimli fraksiyonel kristalleşme \pm AFC'nin, alkalen kayaların gelişiminde ise ol+cpx denetimli fraksiyonel kristalleşmenin etkili olduğu vurgulanmaktadır. Yöredeki volkanizmanın “litosferik delaminasyon” veya “levha kopması” mekanizmasıyla ilişkili olduğu ileri sürülmektedir (Asan, 2007; Kurt ve ark., 2008; Asan ve Kurt, 2011). Gençoğlu Korkmaz ve ark. (2017) Konya'nın kuzeyinde Yükselen bölgesinde erken-Miyosende post-orojenik bimodal magmatizmanın varlığını vurgulamaktadırlar. Yüzeyleyen bimodal oluşuklar bazaltik lav akıntıları ve dasitik domlar üzerinden yapılan jeokimyasal ve izotopik çalışmalar sonucunda bazaltlar alkalen karakterli astenosferik manto ürünü, dasitler ise kalkalkalen karakterli kabuk kökenli volkanitlerdir. Bazaltlarda tüm kaya ve dasitlerde biyotit (mineral ayrımı) Ar-Ar yaş analizleri sonucu edinilen verilere göre bazaltlar 22.37 My dasitler ise 16.11 My plato yaşı vermektedir. Dolayısı ile Konya bölgesindeki en yaşlı volkanizma Akitaniyen–Burdigaliyen (erken Miyosen) dönemini göstermektedir.

Orta Anadolu Vulkanik Provensi Senozoyik volkanizması açısından oldukça büyük öneme sahiptir. Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması sonucu Paleosen-Eosen döneminde yay volkanizması ile oluşan ürünler yitim zonlarında dalma-batma sonucu oluşan kalkalkalen karakterli volkanitlerdir (Keller, 1974; Ercan, 1987). Oligosen- Kuvaterner dönemlerinde ise bölgede levhaların çarpışma hareketinin uzun süre devamı sonucunda okyanusal kabuğun tüketilmesi ve kıtasal kabukların çarpışmalarından sonra meydana gelen ve esas olarak kıtasal kabuk kökenli ve kalkalkalen nitelikli volkanitler oluşmuştur. Ancak Karapınar'da Kuvaterner'de yer yer

hafif alkalen volkanitler de bulunmaktadır (Ercan, 1987). Bu volkanitlerin Arap-Afrika levhası ile Anadolu levhası arasında meydana gelen çarpışma zonunda kabuk kalınlaşması ve buna bağlı olarak litosfer incelmesinin yarattığı genişleme kuvvetlerinin etkileriyle basınç düşmesi ve sığ mantoda bölümsel ergimelerin oluşmalarıyla meydana geldiklerini düşünülmektedir (Ercan, 1987). Birçok araştırmacı tarafından ana ve iz element sonuçlarına dayanarak magma gelişimi sırasında fraksiyonel kristalleşmenin ve AFC' nin etkili olduğunu ve yine Karapınar volkanitlerinin dünyada yitime bağlı olarak oluşan volkanik kayalarla benzerlik sunduğunu belirtilmektedir (Keller, 1974; Ercan ve ark., 1990; Ercan ve ark., 1992; Olanca, 1999).

Orta ve Doğu Anadolu'da Neojen-Kuvaterner zaman aralığında meydana gelen volkanizma Notsu ve ark. (1995) tarafından da incelenmiştir. Araştırmacılar belirli volkanlardan alınan örnekler üzerinde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop ve K-Ar yaş analizleri yapmışlar ve manto kaynaklarının kimyasal bileşimlerinin YAEE açısından homojen olmadığını, bunun da eski dalma-batmalardan kaynaklı yitim bileşenlerine işaret ettiğini ileri sürmüşlerdir.

Pasquare ve ark. (1988) Orta Anadolu'da gelişen Senozoyik volkanizmasının Afrika ile Avrasya plakalarının çarpışması sonucunda gelişen volkanik yay oluşumu ile meydana geldiğini öne sürmüşlerdir. Yapmış oldukları çalışmada Kapadokya bölgesindeki ignimbiritleri ayrıntılı olarak tanımlamış ve ignimbiritlerin muhtemel kaynak bölgeleri için Melendiz Dağı ve Çiftlik Kalderası'nı önermişlerdir.

Ercan ve ark. (1991) Orta Anadolu'da Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanizmanın en etkin olduğu alanlardan biri olan Acıgöl (Nevşehir) dolaylarında volkanik kayalarda petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yaparak, çoğunlukla kalk-alkalen, nadiren bazaltların hafif alkalen özellikte olduğunu ve bazaltların aslında kabuk kökenli kısmen de manto kökeni taşıdıklarını vurgulamışlardır. Bazaltik lav ve obsidiyenlerde radyometrik yaş tayini yaparak bölgede yaş sorununu aydınlığa kavuşturmuşlardır.

Erciyes ve Hasandağı stratovolkanları ile ilgili ilk detaylı stratigrafik çalışma sırasıyla Şen (1997) ve Aydar (1992) tarafından gerçekleştirilmiştir. Aydar (1992); Aydar ve Gourgaud (1998); Deniel ve ark. (1998), Hasandağı'nın jeokimyasal ve petrolojik özelliklerini incelemişlerdir. Hasandağında meydana gelen volkanizmayı Paleovolkan, Mezovolkan ve Neovolkan olmak üzere üç bölüme ayırmışlardır. Hasandağı volkanitleri genel itibariyle kalk-alkalen karakterde olup bazaltik andezitten riyolite kadar değişen ürünler sunmaktadır. Hasandağı bazaltlarının, BİYE (K, Rb, Ba ve Th) ve HNTTE zenginleşmesi ve negatif YAEE (Nb) anomalileri sergilemelerine

rağmen, genç bazaltların, levha-içi bazaltları gibi uyumsuz element deseni sunduğunu ve negatif YAEE anomalileri göstermediklerini ileri sürmektedirler.

Orta ve Doğu Anadolu piroklastik kayalarının kaynak alanlarının belirlenmesi için çeşitli modeller Şen ve ark. (2004) tarafından gerçekleştirilmiştir. İz element ve NTE modelleri sonucunda Orta Anadolu volkanizmasının Afro-Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması ile ilişkili litosferik manto kaynağından geldiğini, buna karşın Doğu Anadolu'da Arap önülke havzasında Karacadağ alkalin bazaltik volkanizmasının sınırlı kabuksal kontaminasyona uğramış OIB-benzeri bir manto kaynağından geldiğini ileri sürmektedirler.

Aydar ve ark. (2012) Kapadokya Volkanik Provensi için Ar-Ar patlama ve zirkon U-Pb kristallenme yaşlarını belirlemiş ve KVP için 1 My hiyatüs ile 2 ayrı ana patlama dönemi olduğunu öne sürmüşlerdir (~9–8 My ve ~7–5 My). Her bir patlama döneminin zirkonun kristallenme sıcaklığını ~75–100 °C yükselttiğini vurgulamışlardır.

Nigde Volkanik Provensi Aydın ve ark. (2014) tarafından incelenmiş mafik kayaların litosferik manto kökenli oldukları ve çok az astenosferik manto katkısı içerdikleri araştırmacılar tarafından ileri sürülmüştür. Orta Anadolu Kuvaterner bazaltik volkanizmasına ait Erciyes (E) ve Hasandağ (H) stratovolkanları ile Obruk-Zengen (OZ) ve Karapınar (K) monojenetik alanlarından elde edilen yeni K-Ar yaş verileri ve jeokimyasal ve petrografik özellikler Külahçı Doğan (2015); Külahçı Doğan ve ark. (2018) tarafından değerlendirilmektedir. Bu çalışmalara göre E, H, OZ ve K ortaçağ-mafik kayaları aynı zaman aralığında oluşmuştur. EPMA ile elde edilen P,T değerleri birden fazla magma odasının varlığını ortaya koymaktadır. Elde edilen yaş verileri bu bölgelerde mekânsal evrimin zamansal evrimden daha etkin olduğunu göstermektedir. Orta Anadolu'daki Kuvaterner bazaltik volkanizmasının Pleyistosen'den tarihsel dönemlere kadar, aralıklarla da olsa devam ettiğini ortaya koymaktadır. Bu veriler ışığında, Kuvaterner'de volkanizmanın zamansal ve mekânsal olarak belirli bir sistematikte gelişmediği ve gelecekte de tekrar aktif hale gelebileceği göz ardı edilmemesi gerektiği vurgulanmaktadır.

Giuseppe ve ark. (2018) yapmış oldukları çalışmada, Kapadokya'da Kuvaterner volkanizmasının oldukça çeşitli ürünlerinin Orta Anadolu bloğundaki karmaşık tektonik alanlarda, farklı magma tiplerinin farklı derinliklerde dekompresyon ergimelerini yansıttığını vurgulamaktadır. Bu düşünce ile kalkalkalen magmaların, yitim bileşeni ile modifiye olmuş manto kamasının kısmi ergimesi ile oluştuğunu, buna karşın levha içi magmaların (OIB-okyanus adası bazaltları) daha derinde, modifiye olmamış alt manto

kaynaktan geldiğini vurgulamaktadır. Ayrıca yapmış oldukları modelleme çalışmaları, kalk-alkalen magmaya %13 ve %30 OIB tipi eriyik ilavesinin, bir SiO₂ aşırı doymuş magmayı sırasıyla bir ol-hy-normatif ve ne-normatif olana dönüştürmek için yeterli olduğunu gösterirken, bir OIB tipi magmaya %15 kalk-alkalen magmanın eklenmesi, primitif manto-normalize edilmiş örümcek diyagramlarında negatif bir Nb-Ta anomalisine yani orojenik etki göstermesine neden olduğunu göstermektedir. Bunların dışında Schleiffarth ve ark. (2018) çalışmalarında Orta ve Doğu Anadolu’ da yayınlanmış çalışmalardan jeokronolojik yaş verisi (702 yaş verisi) derleyerek bölgesel ve zamansal geçişler hakkında bilgiler sunmaktadır. Böylelikle jeodinamik modeller oluşturarak, Geç Kretase’den beri 72–58 My ve 40–20 My iki ayrı magmatik durgunluk döneminin varlığını ileri sürmektedirler. Ayrıca araştırmacılar çarpışma sonrası Neojen-Kuvaterner magmatizması için, muhtemelen Doğu ve İç Anadolu volkanik provensinde sırasıyla litosferik delaminasyonun ve dilim yırtılması/geri dönmesinin (slab tearing-rollback) etkili olduğunu öne sürmektedir.

Kapadokya Volkanik Bölgesi’nde bulunan ignimbritlerde yer alan mineral ve eriyik kapanımlarında mikro ölçekte petrolojik modelleme çalışmaları ise Akın (2019) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma ile Orta Anadolu Bölgesi’nde yaygın piroklastik akıntı birimlerinin magma kaynağına ilişkin ayrılanma ve depolanma modeli sunulmakta ve birimlere ait tüm kaya pomza, eriyik kapanımı ve matriks cam içerikleri üzerine gerçekleştirilen AFC modellerinde, birimlerin oluşumunda fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkin olduğu fakat aynı zamanda kabuksal kirlenmenin de gözlemlendiği belirlenmiştir.

Bunlarla birlikte bölgede Uslular ve Gençaliolu-Kuşcu (2019a; 2019b) çalışmalarında Eğrikuyu monojenetik alanda yüzeyleyen mafik volkanizmayı incelemiş, incelenen kayaların kaynak litolojilerinin peridotit olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bazaltların gelişiminde en az iki farklı bileşenin etkisinin olduğunu, metasomatize olmuş litosferik mantonun dekompresyonel ergimesi ve/veya derin astonesferik kaynağın katılımının etkisinin olduğunu vurgulamaktadırlar.

Güllü ve Kadioğlu (2019) Karapınar bölgesi Meke gölü ve Acıgöl kraterleri etrafındaki volkanitleri petrokimyasal açıdan incelemiş, jeotermobarometre hesaplamaları yaparak magmanın geldiği derinlik hakkında yorumlamalar yapmışlardır. Araştırmacılara göre bu iki krater ait volkanitler birbirleriyle eş kökenlidir ve elde ettikleri veriler Meke volkanitlerini oluşturan magmanın daha derinden geldiğine işaret etmektedir.

Rabayrol ve ark. (2019) Orta ve Doğu Anadolu'dan Geç Oligosenden Kuvaterner'e kadar 28 jeokimya ve yaş verisini derleyerek yapmış oldukları modelleme çalışmalarında dilim kopması prosesinin 25 My yıl önce Geç Oligosende, 30 My önce Arap-Anadolu bloğu çarpışmaya başladıktan sonra gelişmeye başladığını belirlemişlerdir. Çarpışma ve magmatizma arasındaki 5 My lık gecikmeyi, levhanın kademeli olarak dikleşmesi ve zayıflatılması ve ardından yırtılmasına bağlamaktadırlar.

2.3. Pliyosen-Kuvaterner Volkanizması ile İlgili Volkanoloji ve Jeofizik

Çalışmaları

Konya bölgesinde üst Pliyosen-Kuvaterner volkanizması, volkan konileri, patlama kraterleri, kül konileri ve maarlar şeklinde ortaya çıkmaktadır. Karapınar çevresinde Kuvaterner yaşlı bazalt ve andezitik kayalar yüzeylemekte ve çoğunlukla kalkalkalen seriye ait (Türkecan, 2015) genç volkanitlerden meydana gelmiş bazaltik cüruf konileri, lav akıntıları ve maarlar görülmektedir. Karapınar'da Pliyo-Kuvaterner volkanizmasını oluşturan kül konileri ve kraterler belli bir hat boyunca uzanmaktadır. Araştırmacılara göre bu tesadüfi bir durum değildir ve genç oluşumlu bu kül konileri ve kraterler bir kırık hattı boyunca uzanmaktadır (Sür, 1972). Volkanik birimler bazalt, bazaltik andezit, traki-bazalt, traki-andezit, andezit bileşimli volkanitler, kızgın kül-blok akmaları (nue ardents), temel türbülans çökelleri (yayılma çökelleri), piroklastik akma (ignimbirit) ve düşme çökelleri olarak yüzeylemektedir (Keller, 1974; Besang ve ark., 1977; Batum, 1978; Ercan ve ark., 1990; Ercan ve ark., 1992; Temel, 1998; Olanca, 1999). Volkanitler, yaş ilişkisi göz önünde bulundurulduğunda sırasıyla yaşlıdan gence doğru Sille volkanitleri, Kızılören ignimbiriti, lav domları, kızgın kül-blok akmaları, Erenkaya ignimbiriti, iki piroksenli andezitik lav domları, Kuzagil ignimbiriti ve Sadıklar ignimbiriti olarak 8 grupta toplanmaktadır (Temel, 1998).

Karaman-Karapınar volkanik kompleksinin manyetizma özellikleri ve neotektonik rotasyonu Gürsoy ve ark. (1998a) tarafından yorumlanmıştır. Neotektonik faz boyunca yerleşen lav akıntıları, soğuma zamanındaki manyetik alanın yüksek kalitede kaydedicisi olarak kanıtlanmaktadır ve bölgedeki lav akıntıları çok derin gömülmedikleri için daha sonra üzerine gelen birimler tarafından çok az kontaminasyona uğramaktadırlar. Tektonik yönelimleri akıntı yönleri ile sınırlandırıldığından ve tabakalarla girik ilişkide olduklarından bir sonraki tektonik rotasyonun da etkili kaydedicisi olarak düşünülmektedir (Tatar ve ark., 1995; Piper ve

ark., 1996; Gürsoy ve ark., 1998a). Yapılan tektonik rotasyon belirleme çalışmalarında önemli ferromanyetik mineral olarak Karacadağ'daki bazalt ve andezitlerdeki titanomanyetitler saptanmıştır ve titanomanyetitler üzerinde yapılan çalışmalara göre Karacadağ volkanitleri ters polariteye ve demanyetizmaya sahiptirler (Gürsoy ve ark., 1998a). Platzman ve ark. (1998), Orta Anadolu Neojen Volkanik Provensi'nden elli saha üzerinde paleomanyetik ve jeokronolojik bir çalışma gerçekleştirmiştir. Bu veriler tüm Anadolu bloğunun saat yönünün tersine döndüğü sonucunu desteklemektedir. Bu çalışmaların dışında Biryol ve ark. (2011) yapmış olduğu telesismik P dalgası tomografisi çalışmalarında elde edilen tomografik görüntülerden, İç Anadolu'da bugün için bir manto sorgucu (plume) varlığından bahsetmenin mümkün olmadığını vurgulamaktadırlar.

Orta Anadolu Volkanik Provensinde (OAVP) yer alan Kuvaterner yaşlı monojenetik volkanlardan biri olan Eğrikuyu Monojenetik Volkanı Bölgesinde (EMB) skorya konilerinin boyutlarının dağılımı morfolojik parametreler ele alınarak Gençalioglu-Kuşçu (2011) ve Uslular ve ark. (2015) tarafından incelenmiştir. Bu çalışmalara göre EMF'deki skorya konilerinin boyut dağılımının kuvvet yasasına göre davranışı, oluşumlarının depremler gibi kritik olaylarla yürütüldüğünü göstermektedir. Bu yüzden bu cüruf konilerinin boyutları, patlama şiddeti ve oluşum mekanizmaları hakkında bilgi vermektedir. Karacadağ-Hasandağ arasındaki skorya konilerinin tektonizma ve gömülü faylarla ilişkili oldukları düşünülmektedir. Araştırmacılar elde edilen tüm parametrelere göre bölgedeki skorya konilerinin boyut dağılımı ve konilerin güç kuralı davranışının iç dinamiklerle (örneğin magma yükselimi, kabuk kalınlığı ve fay sistemleri gibi) kontrol edildiğini vurgulamaktadır. Ayrıca, OAVP'de maar oluşturan erüpsiyonların morfolojik çeşitliliği ve değişik magma bileşimleri, monojenetik volkanizma için küresel bir model geliştirme konusunda katkı sağlayabileceği, bu nedenle OAVP'deki maar volkanlarının detaylı olarak çalışılmasının önemli olduğu araştırmacılar tarafından vurgulanmaktadır.

İnceleme alanında son yıllarda yapılan en detaylı araştırmalar Reid ve ark. (2017) ve McNab ve ark. (2017) çalışmalarıdır. Reid ve ark. (2017) tarafından Hasan dağıının Güney batısındaki mafik volkanikler Hasan volkanikleri olarak adlandırılmış Ar-Ar yaşları belirlenmiş, kökenleri yorumlanmış ve jeofizik çalışmaları ile jeodinamik bir model oluşturulmuştur. Araştırmacılar özellikle bazaltların kökensel olarak peridotitik bir kaynaktan geldiklerini vurgulamakta, litosferik incelmelerin olmadığı veya çok az olduğunu ileri sürmektedirler. McNab ve ark. (2017) Anadolu'nun Neojen yükselimi ve

magmatizmasını drenaj analiziyle ve daha önceden yapılan bazaltik kayaların jeokimyasal analizlerini kullanarak, sonuçların izostatik analizler ile uyumlu olduğunu, incelenen Anadolu litosferinin altındaki yüksek astenosferik sıcaklıkların bölgesel dinamik topografya ve bazaltik magmatizmanın üretilmesinde ve sürdürülmesinde birinci dereceden etkin bir rol oynadığını öne sürmektedirler.

2.4. Çalışma Konusu ile İlişkili Diğer Çalışmalar

Aldanmaz ve ark. (2000); Aldanmaz (2002), Batı Anadolu Geç Senozoyik volkanizmasını incelemiştir. Araştırmacılar Eosen Kıta-Yay çarpışmasını takiben bölgenin kalınlaşmadan orojenik çökmeye tam bir döngüsel tektonik rejim etkisinde kaldığını vurgulamaktadır. Bölgedeki Erken-Orta Miyosen volkanitlerinin eski yitimin metasomatize ettiği litosferik mantodan türediklerini, termal sınır tabakasının delaminasyonu veya litosferik dilim kopması mekanizmalarının çarpışma sonrası volkanizmayı başlatan süreçler olduğunu savunmaktadırlar. Bölgedeki Geç Miyosen volkanitlerinin ise zenginleşmiş bir astenosferik manto kaynağının dekompresyonel ergimesiyle oluştuğunu ileri sürmektedirler. Ayrıca araştırmacılar genişleme tektoniğinin olduğu levha içi ortamda (Batı Anadolu'da) alkali bazalt ve bazanitlerin manto kaynağı karakteristiklerini incelemiş ve çok aşamalı ergimeleri yorumlamışlardır.

Mafik ve felsik magma birliktelikleri çarpışma sonrası post orojenik magmatik odalarında oldukça yaygın görülmektedir. Yaygın magma mixing/mingling anklav oluşumları, bimodal post orojenik magma odalarının okyanus adası bazaltları tipinden kaynaklanmaktadır ve bunlar çevre kayalar boyunca etkileşimle asimilasyon ve kontaminasyona uğramaktadır (Bonin, 2004). Üst manto kaynakları çok daha az oranda, sulu kabuksal bileşenlerin baskısı altında kalabilir ve bileşimsel etkilenip OIB bileşimi sergileyebilir (Bonin, 2004).

Çorum civarında Orta Eosen volkanizması geniş alanlar kaplamaktadır. Buna göre bölgedeki kayalar yitim izleri taşıyan yaygın kalkalkalen ile daha az alkali kayalardır ve litosferik dilim kopması mekanizması bölgedeki çarpışma sonrası volkanizmayı açıklayan en uygun modeldir (Keskin ve ark., 2008). Bu modele göre dalan litosferik dilimden türeyen eriyik ve akışkanlar üstteki manto kamasını metasomatize ederler. Aynı zamanda bu eriyik ve akışkanlar manto kayalarının ergime sıcaklığını düşürerek üstteki manto kamasında kısmi ergimeye neden olurlar. Diğer taraftan dalan litosferik

dilimin kopmasıyla beraber dilimin altındaki yitim bileşeni içermeyen manto malzemesi oluşan boşluğa doğru göç eder ve dekompresyonel olarak kısmi ergimeye uğrar. Böylece kısa bir zaman aralığında farklı jeokimyasal özellikler gösteren magma kaynakları ortaya çıkar (Keskin ve ark., 2008).

Çarpışma sonrası ortamda litosfer ve astenosfer etkileşiminin bir kanıtı olarak Kuvaterner yaşlı Süphan stratovulkanının jeolojik ve jeokimyasal gelişimi ele alınabilir. Çarpışma sonrası magmatizmada genel olarak Miyosen'den-Kuvaterner'e doğru litosferik kökenden levha içi astenosferik kökene geçiş gözlenmektedir. Ancak Özdemir ve Güleç (2013)'e göre Doğu Anadolu'da bu durumun tam tersi gözlenmektedir. Araştırmacıların elde ettikleri bulgulara göre litosferik katılım Miyosen'den-Kuvaterner'e artmaktadır ve ergime olayı ise, ana magmanın astenosferik ve litosferik eriyiklerin çeşitli derecelerde karışımı ile açıklanabilmektedir. Bu durum dilim kopması veya mekanik delemantasyon ile bölgede alt litosferin kısmen parçalanmasını takiben astenosferik yükselimden kaynaklanan ısıdan kaynaklanabileceği düşünülmektedir (Özdemir ve Güleç, 2013).

Kangal-Gürün arasında Miyosen-Pliyosen yaşlı mafik volkanizma Kocaarslan ve Ersoy (2018) tarafından incelenmiş ve kayaların zenginleşmiş doğası ile ilgili olarak farklı bir fikir ileri sürülmüştür. Bu çalışmada en primitif örneklerle ait düşük Nb/La (U) ve biraz yüksek Th/Yb - Nb/Yb oranları anorojenik manto ilişkili kayalar açısından, yitim ilişkili manto kaynağı olarak yorumlanabilse de, bu çalışmada aslında anorojenik kökenli olan primer magmanın orojenik jeokimyasal özellikleri kaynak alan zenginleşmesinden daha ziyade kabuksal kontaminasyon ile kazandığı araştırmacılar tarafından düşünülmektedir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Bu araştırma arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç temel aşamada gerçekleştirilmiştir. Yapılan bu çalışmaları aşağıdaki gibi özetlemek mümkündür.

3.1. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmalarında 9 adet topoğrafik harita kullanılmış, bölgenin 1:25.000 ölçekli jeoloji haritaları Ulu (2009a; 2009b)'den yeniden derlenmeye çalışılmıştır. İnceleme alanında yüzeyleyen volkanik kayalardan farklı incelemelerde bulunmak amacıyla 700 adet örnek alınmıştır. Bu örnekler makroskobik olarak dasit, andezit, bazalt ve cam içeriği yüksek dasit-andezit türü volkanik kayalar ve bunların piroklastik eşlenikleridir. Bu kayaların içerisinde boyutları µm-dm kadar değişen farklı doku ve bileşimlerde anklavlar yer almaktadır. Bu çalışmada bazı anklavlar ana kayadan dikkatli bir biçimde ayrılabilmiş ve böylelikle jeokimya ve izotop çalışmaları için kolaylık sağlanmıştır. Ancak bazı anklavlar yalnızca mikroskobik boyutta olduğu için yalnızca petrografik incelemeleri ve mineral kimyası çalışmaları yapılabilmektedir.

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları mineralojik ve petrografik incelemeleri, jeokimya analizlerini (tüm kaya ve mineral iz element-ana oksit kimyası), kökene yönelik radyojenik (Sr–Nd–Pb) ve duraylı (¹⁸O) izotop analizlerini ve jeokronolojik (⁴⁰Ar/³⁹Ar yaşlandırma) analizleri kapsamaktadır. Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM) İnce Kesit Laboratuvarında ince kesitleri elde edilen 180 örneğin ayrıntılı petrografik incelemeleri (modal mineralojik bileşim, doku, adlama, alterasyon) polarizan mikroskop yardımıyla Konya Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde gerçekleştirilmiştir. Bu ince kesitler polarizan mikroskop altında incelenerek, volkanik kayaların mineral içerikleri, fenokristal/hamur oranları, dokusu ve diğer petrografik özellikleri ortaya konulmuştur. Ayrıca önemli mineralojik ve petrografik özellikleri vurgulamak için mikrofotograflar çekilmiştir.

Mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenmiş yaklaşık 180 örnek, fenokristal içeriklerine göre (ol, ol+cpx, cpx+opx+amp+bt+fsp, cpx+amp+bt+fsp vb.) sınıflandırılmış, bunlar arasından çok az veya hiç alterasyon göstermeyen örnekler seçilerek ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmak üzere hazırlanmıştır. Bunun için öncelikle 350 adet kaya örneklerinin atmosferik yüzeyleri Konya Teknik Üniversitesi Maden Mühendisliği Laboratuvarlarında kesilerek yaklaşık 100-150 cm³'lük bloklar elde edilmiştir. Bu örnekler arasında en temsil edici ve belirleyici örneklerden bazıları (28 adet) öncelikle Ankara Üniversitesi Yer Bilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi YEBİM'de Retsch Marka otomatik tas kırıcıda ufaltılmış, daha sonra FRITSCH marka otomatik öğütücüde Tungsten Karbid değirmene konularak öğütülmüştür. 4 gr örnek 0,9 gr bağlayıcı malzeme (Wachs) ile karıştırılıp ve hidrolik pres altında sıkıştırılarak pres-pastil halinde analize hazır hale getirilmiştir. Pres-pastil halinde hazırlanan örnekler YEBİM'de Spectro X-Lab 2000 model PED-XRF (Polarized Energy Dispersive XRF) cihazında ana element oksit ve iz element analizleri yapılmıştır. XRF analizleri Tq-7220 ve GEO-7220 yöntemleriyle yapılmıştır. Kirlenmeyi önlemek amacıyla kullanılan tüm alet ve malzemeler her işlemten sonra asetonla temizlenmiştir. Örneklerden bazıları ise (20 adet), XRF ile nadir toprak element analizi yapılamadığından ACME laboratuvarlarına (Kanada) gönderilmiştir. Ana oksit ve iz elementler ICP-ES (İndüktif Eşleşmiş Plazma Kaynaklı Emisyon Spektrofotometresi) ile, nadir toprak elementler ICP/MS (İndüktif Eşleşmiş Plazma Kaynaklı Kütle Spektrometresi) ile analiz edilmiştir.

Petrografik incelemeleri tamamlanan ve tüm kaya jeokimyası sonuçları değerlendirilen bu örneklerden özellikle ana kaya ve anklavı birlikte içeren kesitlerden 15 tanesi elektron mikroprob analizi (EPMA) için seçilmiştir. Analizi yapılacak mineraller ince kesit üzerine asetat kalemle daire içine alınarak işaretlenmiştir. İşaretlenen her bir dairenin ayrı ayrı mikrofotografı çekilmiştir. Minerallerin analizi istenen noktaları mikrofotograf üzerinde ayrı ayrı gösterilmiştir. Analiz için belirlenen örneklerin parlatma kesitleri, parlatılmış ince kesitlerin karbonla kaplanması ve mikroprob analizleri Ankara Üniversitesi Yer Bilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi YEBİM'de gerçekleştirilmiştir. Analiz JEOL 8900 elektron prob cihazıyla gerçekleştirilmiştir. Karbonla kaplanan örneklerin kaplanma kalınlığı ortalama 19.3nm dir. Analizlerin yapımı yine YEBİM'de Prof. Dr. Yusuf Kağan Kadioğlu ve Dr. Kıymet Deniz tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar sırasında LA-ICP-MS yöntemi ile mineral iz element jeokimyası çalışmaları için Perugia Üniversitesi (İtalya) LA-ICP-MS

laboratuvarına gidilmiş, EPMA analizi yapılmış örneklerde aynı parlatma kesitler üzerinden EPMA verileri bulunan olivin, piroksen ve amfibol mineralleri için mineral iz element jeokimyası çalışmaları Dr Maurizio Petrelli eşliğinde gerçekleştirilmiştir.

Mineralojik, petrografik özellikleri belirlenmiş ve kimyasal analizleri yapılmış örneklerden 6 tanesi seçilerek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları ölçülmek üzere GEOMAR (Almanya) gönderilmiştir. Bu amaç için toz haldeki tüm kaya örnekleri kullanılmıştır. Numunelerin toz haline getirilme işlemleri yine Ankara Üniversitesi YEBİM'de gerçekleştirilmiştir.

Petrografisi, mineral major oksit kimyası ve tüm kaya jeokimyası incelenmiş örneklerden 22 adet örnek Queen's Üniversitesi Queen's Facility for Isotope Research (QFIR) laboratuvarına ^{18}O duraylı izotop analizi için gönderilmiştir. Örneklerden 9 tanesi bazaltik kayalardan ve anklavlardan olivin ayrımı, 13 tanesi ise tüm kaya ^{18}O analizi olacak şekilde analiz edilmiştir. Oksijen, 550-600 °C'de 5 mg'lık numunelerden Clayton ve Mayeda'nın (1963) genel BrF₅ prosedürüne göre ekstrakte edilmiş ve bir Thermo-Finnigan DeltaPlus XP İzotop-Oran Kütle Spektrometresi (IRMS) üzerinde çift giriş yoluyla analiz edilmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, 0.5 hassasiyetle, Vienna Standart Ortalama Okyanus Suyu (VSMOW) uluslararası standardına göre binde (‰) olarak delta (δ) notasyonu kullanılarak rapor edilmiştir.

Mineralojik, petrografik özellikleri belirlenmiş ve kimyasal analizleri yapılmış 2 adet örneğin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ metoduyla, 3 adet örneğin ise zirkon U-Pb yaş tayinleri yaptırılmak üzere laboratuvarlara gönderilmiştir. Bu analizlerden $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ radyometrik yaş analizi Wisconsin-Madison Üniversitesi WiscAr Jeokronoloji Laboratuvarında yaptırılmıştır. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ analizleri için hornblend mineral ayrımı (GK-26) ve tüm kaya (GK-60) örnekleri kullanılmıştır. U-Pb yaş tayinleri (HKA-3, GK-88, MA-8) için örnekler Perugia Üniversitesi (İtalya) LA-ICP-MS laboratuvarına gönderilmiş fakat bütçe yetersizliği nedeniyle analizleri gerçekleştirilememiştir. Kayaların zirkon ayrımı Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümünde Doç. Dr. Cüneyt Akal tarafından yapılmıştır.

3.3. Büro Çalışmaları

Bu aşamada arazi çalışmaları, mineral kimyası, kaya kimyası ve izotop analizlerinden elde edilen bilgiler değerlendirilerek tez yazım işlemi gerçekleştirilmiştir. Jeoloji haritası ArcGis ve CorelDRAW yardımıyla çizilmiştir. Mineral, kaya ve izotop analizlerinden elde edilen veriler Minpet (www.minpet.com/ordering.htm), Igpert (www.rockware.com), GCDkit, WinAmphcal paket programları, MELTS programı ve bazı mineral kimyası Excel çalışma kitapları kullanılarak değerlendirilmiştir. Ayrıca termometre ve barometre hesaplamaları için klinopiroksen ve amfiboller için sırasıyla www.csufresno.edu/geology/Faculty&Staff/Putirka/Keith_Putirka.html ve https://static-content.springer.com/esm/art%3A10.1007%2Fs00410-009-0465-7/MediaObjects/410_2009_465_MOESM2_ESM.xls gibi Excel çalışma kitaplarından yararlanılmıştır.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

4.1. Stratigrafi ve Volkanik Birimlerin Arazi Özellikleri

4.1.1. Giriş

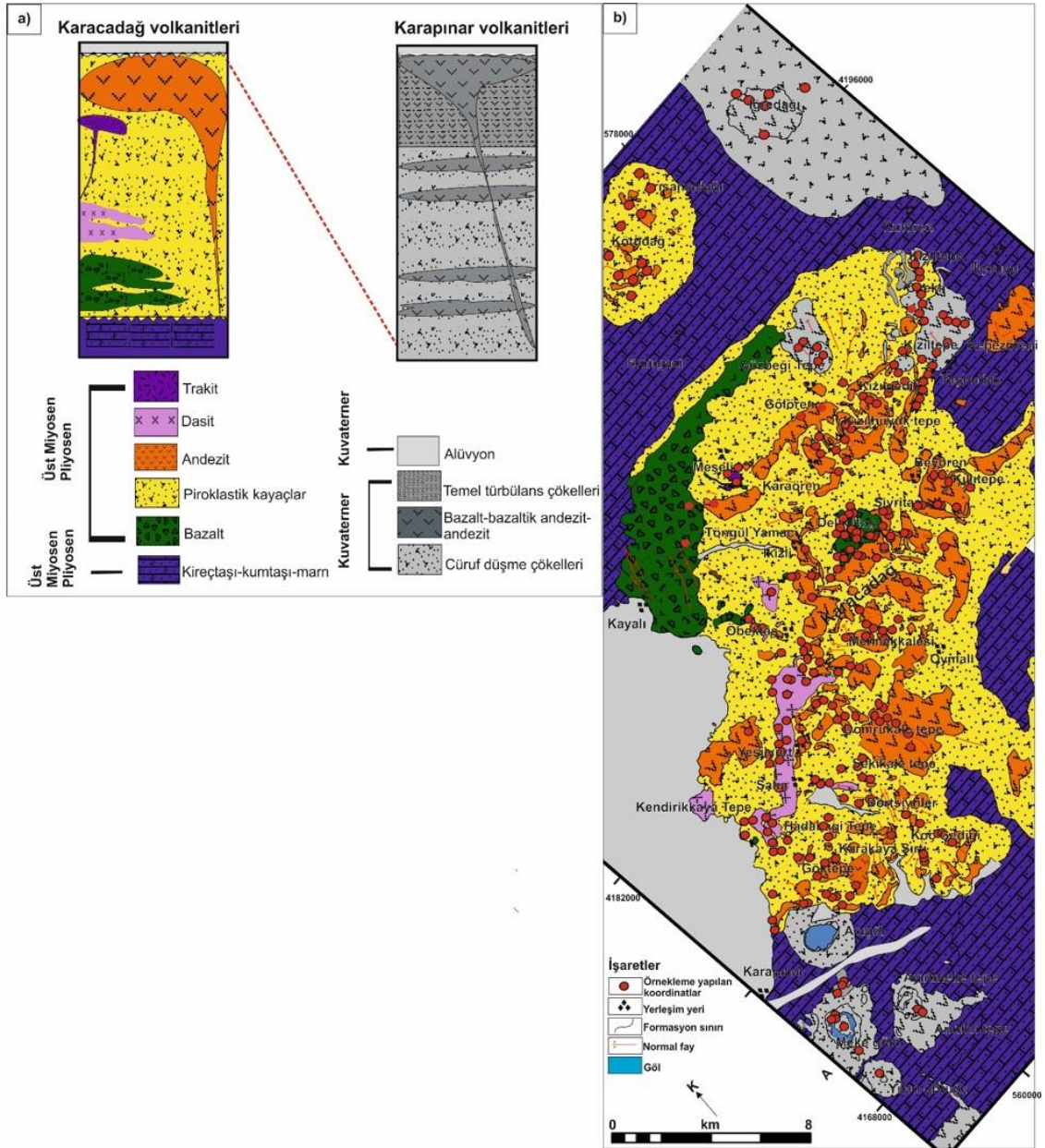
Araştırma alanının jeolojik haritası ve ilgili jeolojik enine kesitleri EK-1’de yer almaktadır. Çalışma alanında en yaşlı birim olarak Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı İnsuyu formasyonu yörede klavuz bir seviye oluşturan kırmızı renkli alüvyal çökellerle başlar. Üzerine Miyo-Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı volkanitler ve Kuvaterner yaşlı karasal çökeller uyumsuz olarak gelir (Ulu, 2009a; 2009b).

4.1.2. İnsuyu formasyonu

Kireçtaşı, çakıllı kireçtaşı, marn vb. kaya türlerinden oluşan formasyon, Uygun (1982) tarafından İnsuyu kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. Ancak formasyonun sadece kireçtaşı veya çakıllı kireçtaşı düzeylerinden oluşmadığı yer yer marn, tuf, tüfit, çakıltaş ve kumtaş içerdiği nedeniyle ilk kez Ulu ve ark. (1994) birime İnsuyu Formasyonu adını vermişlerdir. Formasyon alüvyal çökellerle başlar, üste doğru çakıltaş-kumtaş, marn ve kireçtaşı ile son bulur. Çakıltaşlarının çakılları volkanik cüruf, çört ve magmatik kaya parçalarından oluşur. Formasyon Karapınar-Karacadağ Volkanik Kompleksi tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

4.1.3. Karapınar-Karacadağ Volkanik Kompleksi

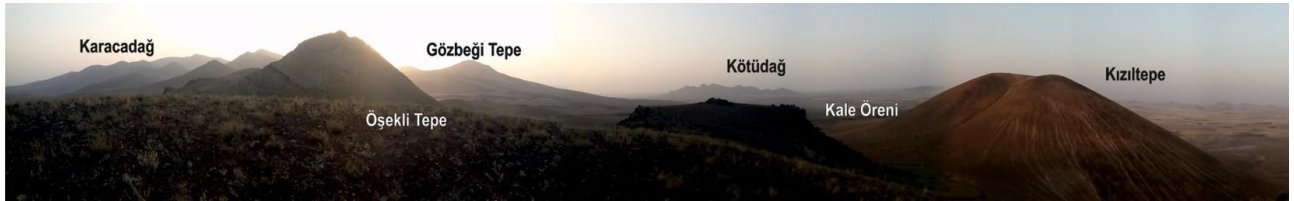
Bu araştırmada incelenen volkanitler Karapınar-Karacadağ Volkanik Kompleksi (KKVK) adı altında toplanmıştır. Bu volkanitler Kapadokya Volkanik Provensinin (KVP) güney batı uzantısıdır ve KVP’ne dâhil edilmektedir. Bölgede bazaltik volkanizmanın Ar-Ar analizi sonuçlarına göre <2.5 My (Reid ve ark., 2017) ve kalkalkalen ortaç volkanizmanın K-Ar analizi sonuçlarına göre 4.7-5.98 My (Platzman ve ark., 1998) zaman aralığında gerçekleştiği çeşitli araştırmacılar tarafından ileri sürülmektedir. Bu araştırmada Ar-Ar analizi sonucu Karacadağ volkanitleri için 5.6-5.45 My yaş verisi elde edilmiştir. Volkanitlerin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti Şekil 4.1 (a)’da ve örnekleme yapılan alanın jeolojik haritası Şekil 4.1 (b)’de ve EK-1’de verilmektedir.



Şekil 4.1. (a) KKVK'nin geliştirilmiş stratigrafik kesitleri. Karacadağ Bazaltları = 5.6 My ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$), Karacadağ Dasitleri= 5.45 My ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$), Karapınar Bazaltları 0.2-2.5 My ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$); Reid ve ark. (2017), (b) Çalışma alanında örnekleme yapılan alanın jeolojik haritası Ulu (2009a; 2009b)'den revize edilmiştir. Kırmızı daireler örnek alınan koordinatları göstermektedir

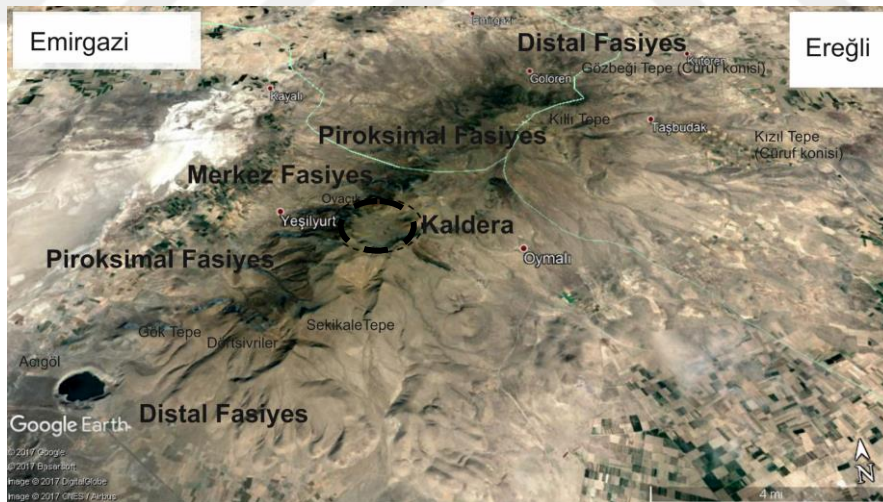
İncelenen volkanitler Karapınar volkanitleri ve Karacadağ volkanitleri olarak ikiye ayrılmıştır. Saha çalışması, petrografik ve jeokimyasal incelemeler göz önünde bulundurulduğunda Karacadağ volkanitleri Bazalt-1, Andezit-1, Andezit-2, Andezit-3, Andezit-4, Andezit-5, Dasit ve Trakit olarak 8 üyeden Karapınar volkanitleri ise, Bazalt-2, Bazalt-3 ve Andezit-6 olmak üzere 3 üyeden oluşmaktadır. Piroklastik kayalar inceleme alanında geniş yer kaplamaktadır.

Karacadağ stratovulkani (Şekil 4.2) literatür verilerine göre kalkalkalen bir volkanizmanın ürünüdür ve yüzeyleyen ürünler Karacadağ Volkanitleri olarak incelenmiştir. Karacadağ stratovulkanında çok sayıda dasitik-andezitik dom, yatay düşey soğuma çatlaklı çok kalın dasitik-andezitik lav akıntıları, blok akmaları bunlarla aralanmalı kızgın kül blok akmaları, kül akıntıları, cüruf akmaları, yer yer bazaltik sil ve lav akıntıları, re-sedimente piroklastikler (polijenetik-yuvarlaklaşmış taneli ve tabakalı) ve ince seviyeler halinde traverten oluşumları gözlemlenmiştir.



Şekil 4.2. Karacadağ Karapınar Volkanik Kompleksinin panoramik görünümü

İnceleme alanında Yeşilyurt köyü civarında Ovacık yayla mevkinin, yapısal olarak (yaklaşık 3.5 km çap ve fasiyes özellikleri bakımından) ve bol hidrotomal alterasyon göstermesi nedeniyle Kaldera olabileceği ve bu stratovulkanın merkez fasiyesi olabileceği düşünülmektedir (Şekil 4.3).

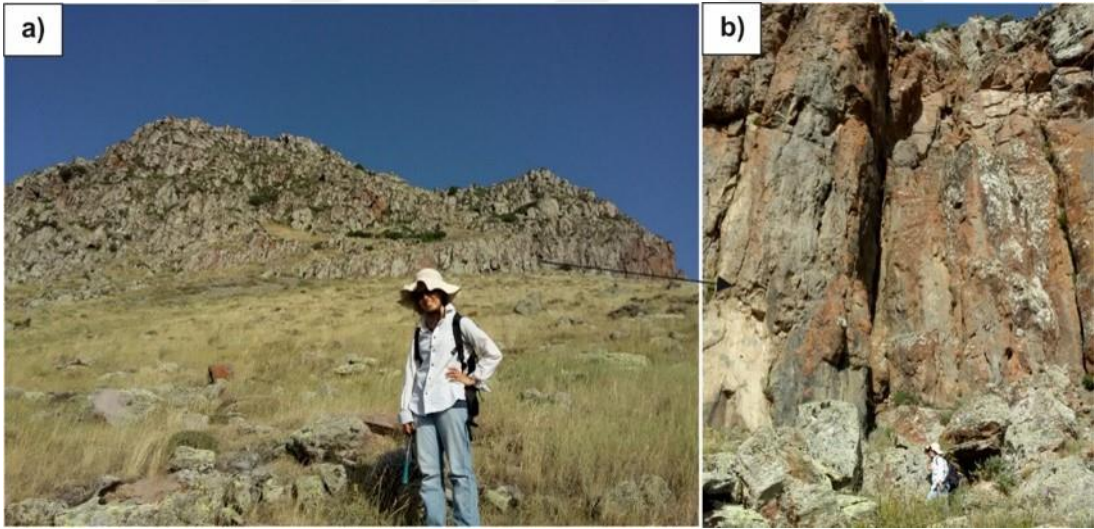


Şekil 4.3. Karacadağ stratovulkanının kabartma haritası

Karacadağda yüzeyleyen lav akıntıları genel olarak dasit-andezit ve nadiren de bazalt bileşimindedir. Bu volkanitler genel itibariyle yatay-düşey soğuma çatlakları göstermekte (Şekil 4.4, 4.5 ve 4.7), yer yer boyun/çivi yapısı olarak (Şekil 4.6) yer yer tabaksı çatlaklanma (Thorpe ve Brown, 1985) ve rampa yapısı ile gözlenmektedir.



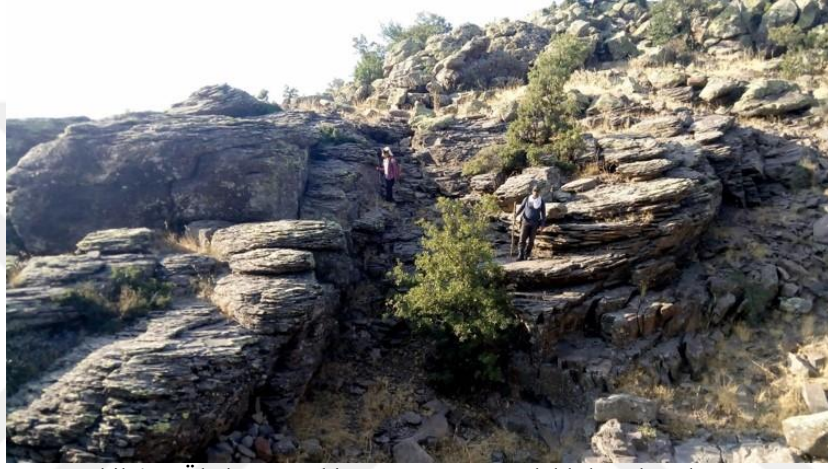
Şekil 4.4. Yatay soğuma çatlaklı lav akıntıları



Şekil 4.5. Sekikale tepe düşey soğuma çatlaklı andezitik lav akıntıları



Şekil 4.6. Sekikale tepe (a) güneyinde (b) kuzey batısında boyun-çivi yapıları



Şekil 4.7. Öbektaş mevki yatay soğuma çatlaklı lav akıntıları

Kötüdağ-Arısama dağı civarında Karacadağda yüzeyleyen dasidik-andezitik lavlara benzer, kahve-bej renkli ortaç volkanitler göze çarpmaktadır. İncelenen bu volkanitler lav akıntıları (Şekil 4.8), blok akması ve kızgın kül-blok akması (Şekil 4.8 b) şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.8). Kötüdağın merkezinde çapı < 2 km olan bir kraterin varlığı düşünülmektedir (Şekil 4.8 a). Lav akıntılarında özellikle makroskobik olarak mafik mineral kümelenmeleri ve mafik mineral megakristalleri dikkat çekmektedir (Şekil 4.8 d, e).



Şekil 4.8. (a) Kötüdağ krateri, (b) kızgın kül-blok akmaları (c) düşey soğuma çatlaklı andezitik lavlar (d) ve (e) amfibol megakristalleri

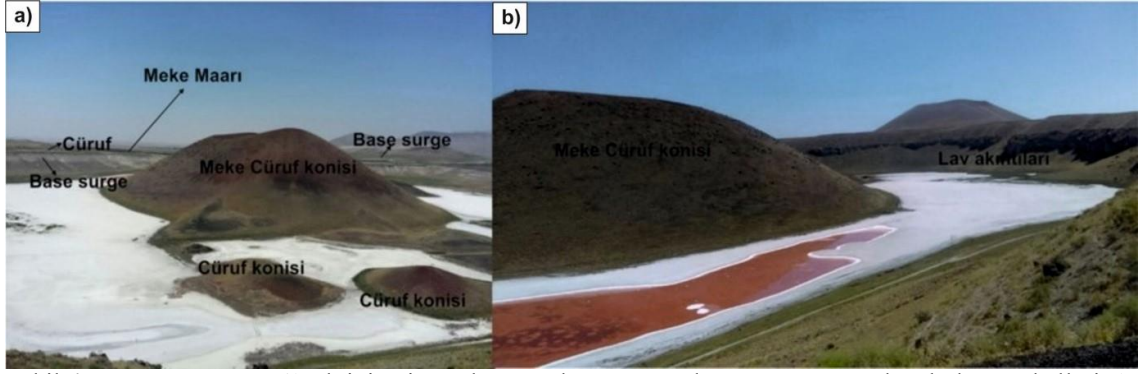
İnceleme alanında Karacadağ-Yeşilyurt-Öbektaş arasında felsik ve daha mafik magmaların ardalandığı bantlaşma ve damar ağı topluluklarından oluşan mermer-kek dokusunu andıran lavlar geniş bir alanda yüzeylemektedirler (Şekil 4.9 a). Yapılan detaylı petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucu bu bantlaşma yapılarının magma karışımı süreci ile oluştuğu düşünülmektedir. Bu bantlaşma yapılarının dışında Karacadağ dasitik-andezitik kayalarından bazıları farklı boyut ve şekillerde anklavlar (Şekil 4.9 b) içermektedir. Bu anklavlar ana kayadan keskin dokanakla ayrılmaktadır.



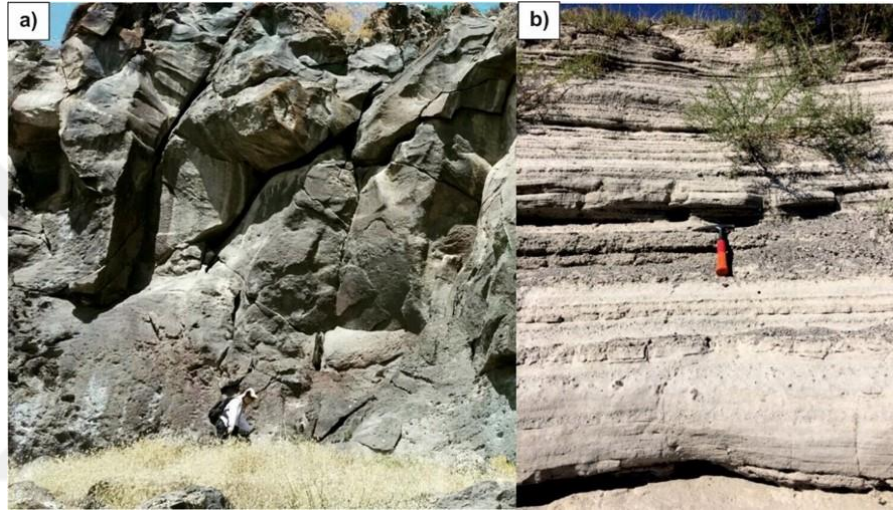
Şekil 4.9. (a) Öbektaş mevki mermer-kek dokusu ve (b) Akketir sırtı dasitik-andezitik kayalarda rastlanan anklavlar

Karapınar Volkanitleri çoğunlukla Karapınar ve Kutören dolaylarında Kuvaterner yaşlı bazaltik lav ve cüruf üyeleri olarak gözlenmektedir. Karapınar bölgesi civarında bazaltik lav akıntıları ve cürufların yüzeylediği Ketir tepe, Kocakaya tepe, Kum sivrisi tepe, Meke Cürufu, Yılan Obruğu, Küçükmedet Tepe, Ayırtmeke Tepe, Andıklı Tepe civarları Karapınar Volkanitleri olarak incelenmiştir. Bu bölgede daha az bir yayılıma sahip dasit-andezit bileşimli volkanitlere de rastlanılmıştır. Karacadağın kuzey doğusu Kutören kasabası civarlarında geniş yayılıma sahip bazaltik lav akıntıları ve Gözbeği tepe, Kızıl Tepe (1 ve 2), Öşekli Tepe gibi cüruf konileri gözlemlenmiş ve bunlar da petrografik, jeokimyasal özellikleri ve yaş ilişkileri de göz önünde bulundurularak Karapınar Volkanitleri adı altında incelenmiştir.

Karapınar bölgesinde freatomagmatik aktivite göstergesi oluşumlar gözlenmektedir. Bunlardan bazıları Meke Maarı, Ketir tepe güneyinde, Acıgöl ve Acıgöl kuzeyinde oluşan temel türbülans çökelleridir (base surge) (Şekil 4.10 a). Meke maarında gözlenen lav akıntıları, temel türbülans çökelleri ve cüruf düşme çökellerinin görünümü şekil 4.10 ve 4.11’de verilmektedir.



Şekil 4.10. Freatomagmatik aktivitenin varlığını anlatan (a) Meke Maarı ve temel türbülans çökelleri (b) kraterde yer alan lav akıntıları



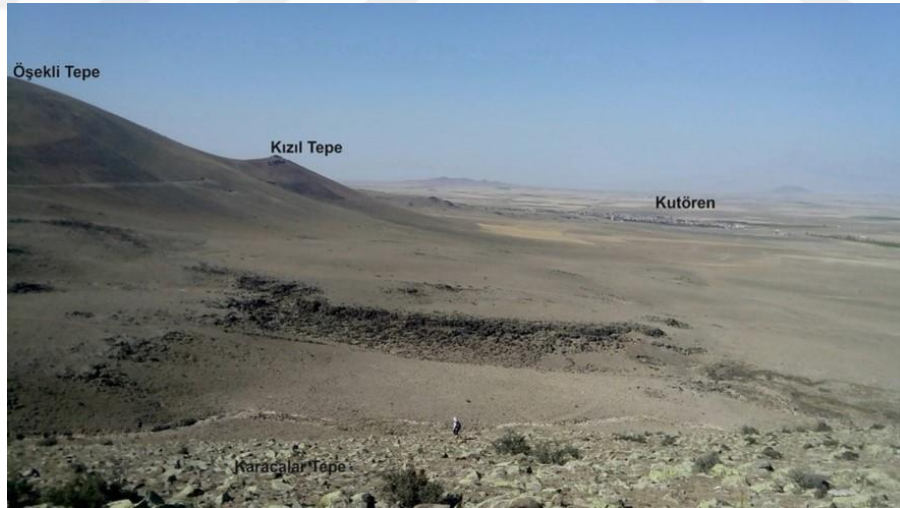
Şekil 4.11. Meke kraterinde yer alan (a) lav akıntıları ve (b) temel türbülans çökelleri

Özellikle Andıklı Tepe lavları tipik aa lavı morfolojisi sunmaktadır (Şekil 4.12). Andıklı tepe lavlarında tipik bir aa lav akıntısının üst breşik zon (Şekil 4.12 a), orta (masif) zon ve alt breşik zonu oldukça belirgin gözlenmektedir (Şekil 4.12 a ve b). Reid ve ark. (2017)'e göre Ayırtmeke Tepe'den alınan örneklerin Ar-Ar yaş analizi sonucu 0.29 ± 0.01 My ve Küçükmedet Tepe den alınan örneklerin Ar-Ar yaş analizi sonucu 0.5 ± 0.02 My dır.



Şekil 4.12. (a) Tipik aa lav morfolojisinin üst breşik zonu (b) üstten alta doğru sırasıyla üst breşik zon-orta masif zon-alt breşik zon

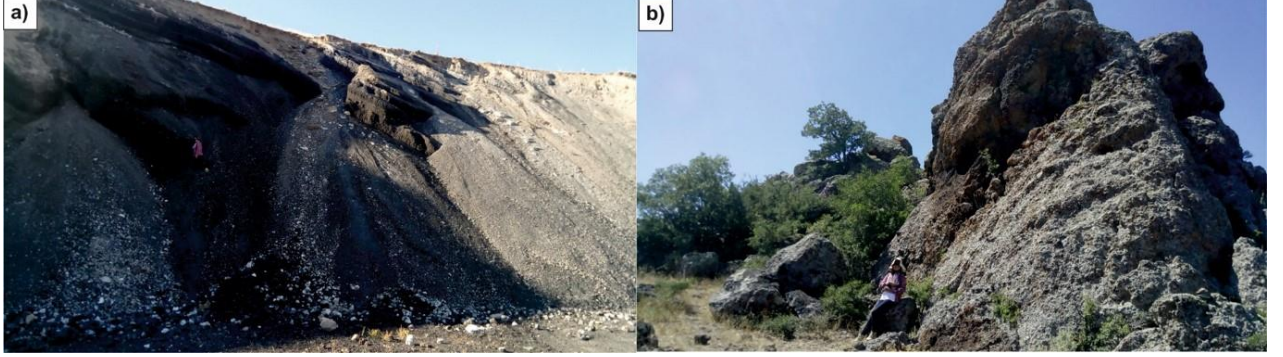
Kutören kasabası civarında, hem geniş bir lav üyesi hem de cüruf üyesi şeklinde karşımıza çıkan mafik volkanizmanın ürünleri Reid ve ark. (2017) tarafından Ar-Ar yöntemiyle yaşlandırılmıştır. Ar-Ar yaş analizi sonucu 1.71 ± 0.07 My (Baş Tepe) ve 0.26 ± 0.02 My (Kızıl Tepe) arasında yaş verisi vermektedir. Kutören'de yüzeyleyen Karapınar volkanitlerinin lav ve cüruf üyeleri şekil 4.13'de görülmektedir.



Şekil 4.13. Kutören dolaylarındaki Karapınar volkanitleri cüruf ve lav üyesi

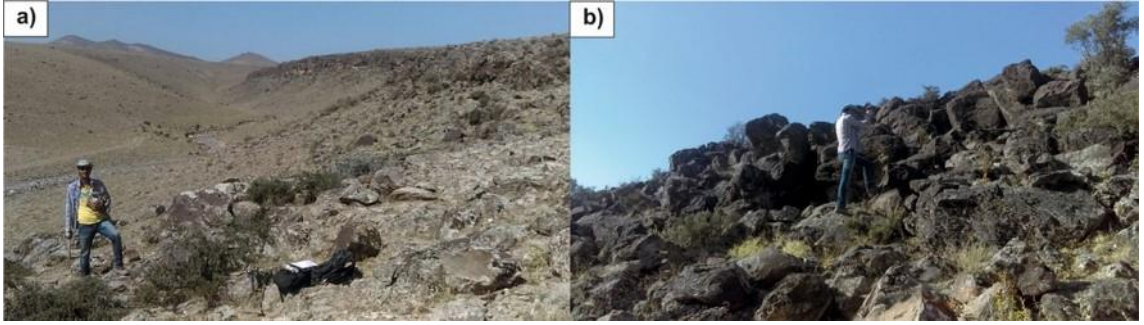
Gölören kasabası dolaylarında bulunan Gözbeği tepe bir cüruf konisi özelliği taşımaktadır (Şekil 4.14). Cürufların üzerinde iyi derecelenmiş boylanmış laminalanmaların oluşu, kalış oluşumları içermeleri, bu cüruf konisinin oluşumunda hidrovolkanik aktivite etkisinin varlığını düşündürmektedir. Tepenin zirveleri keskin-

sivri kenar ve köşelere sahip cürufumsu lav akıntıları olan aa lav morfolojisi sunmaktadır (Şekil 4.14).



Şekil 4.14. (a) Gözbeği tepe cüruf düşme çökeltileri ve (b) aa lavları

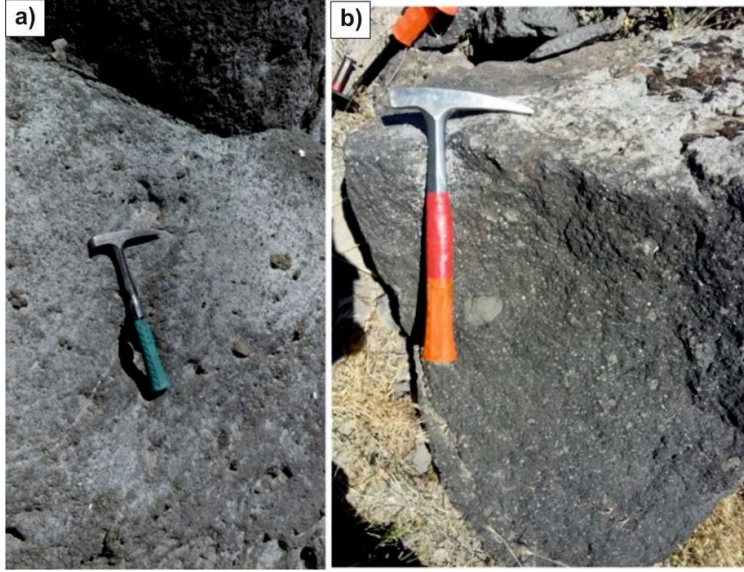
Kuvaterner yaşlı mafik volkanizmanın lav üyesi Kutören kasabasından Kutören-Ereğli yol ayırımına kadar yaklaşık 5 km uzunluğunda yayılıma sahiptir (Şekil 4.15).



Şekil 4.15. Karapınar volkanitlerine ait lav üyesi

Kaleöreni Tepe'de volkanitler dağın eteklerinde kalın blok akmaları, zirvede ise dasitik-andezitik lav akıntıları şeklinde gözlenmektedir. Ayrıca zirvesinde yaklaşık 50 m çapında krater bulunmaktadır. Kutören maarında boyutları külden lapilliye değişen laminalanmalı, karbonat çökelimlerinin bulunduğu temel türbülans çökeltileri oluşumları gözlenmektedir. Kutören maarının güneyinde ise Kutören obruğu bulunmaktadır. Kutören obruğunda poli tip çakıllardan (dasit-andezit-bazalt-cüruf) oluşan, orta tabakalı, K60D doğrultu ve 70°GD eğime sahip residemente volkanoklastikler bulunmaktadır.

Karapınar bazaltlarından bazıları boyutları mm'den dm'ye değişen yuvarlak-elipsoidal şekilli, ana kaya ile keskin dokanakla ayrılan anklavlara rastlanılmıştır. Bu anklavlar siyah renkli bazaltik ana kayalardan daha gri/yeşil renkli oluşu ve özellikle yeşil renkli olivin mineralleri kümelenmeleriyle ayırtedilmektedir (Şekil 4.16).



Şekil 4.16. Karapınar bazaltlarında boyutları mm-dm'ye değişen anklavlar

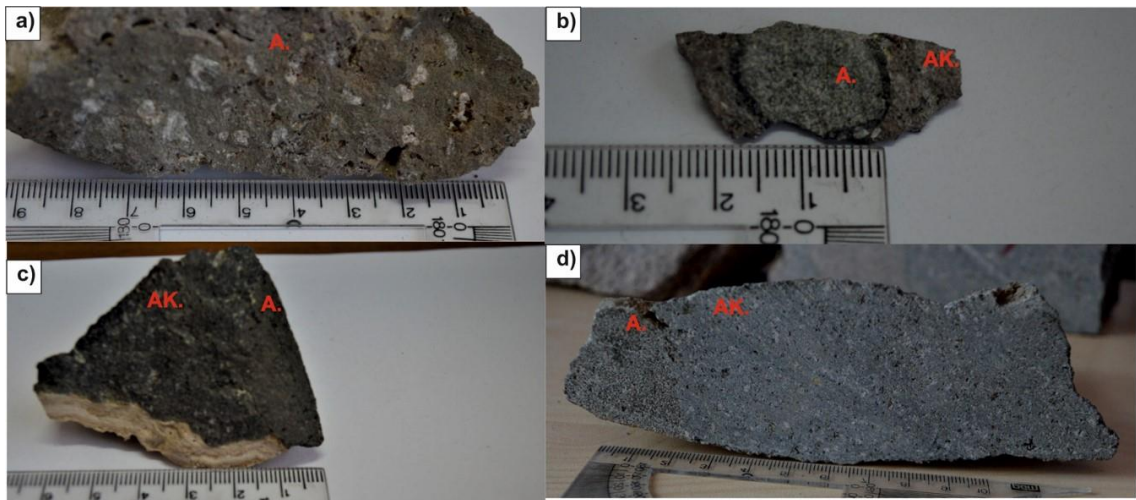
4.1.4. Alüvyon

Çalışma alanında yüzeyleyen kayaların değişik boyuttaki parçalarından oluşmaktadır. Daha çok dere yataklarında yamaç molozu şeklinde çok iri blok ve parçalardan oluşmaktadır. Düzlük ince çakıl-kum-silt boyu olarak gözlenmektedir ve pekişmemiş durumdadırlar.

4.2. Petrografi ve Mineral Kimyası

4.2.1. Giriş

Bu bölümde çalışma alanında yer alan volkanik kayaların ve içermiş oldukları anklavların mineralojik, petrografik ve mineral kimyası özellikleri incelenmiştir. Araziden derlenen volkanik kaya örneklerinden 180 adet ince kesit yaptırılmıştır. Bu kesitler polarizan mikroskop altında ayrıntılı olarak incelenmiştir. Kayalarda yer alan hamur ve fenokristal fazların %'lerini belirlemek amacıyla gözle tahmin çizelgesinden yararlanılmış (Best, 1982) ve modal mineralojik bileşimleri belirlenmiştir. Petrografik olarak incelenen yaklaşık 180 örnek fenokristal içeriklerine göre (cpx+fsp, ol+fsp, cpx+opx+amp+bt+fsp, cpx+amp+bt+fsp vb.) sınıflandırılmış ve incelenen volkanitler üyelerine ayrılırken jeokimyasının yanında özellikle içerdiği fenokristal fazları da göz önünde bulundurulmuştur. Şekillerde yer alan minerallerin kısaltması Kretz (1983); Whitney ve Evans (2010)'a göredir. Bu çalışmada gerek mikroskopik olarak gerekse makroskopik olarak birkaç mm'den birkaç dm'ye değişen boyutlarda dokusal, mineralojik, bileşimsel olarak birbirinden farklı anklav türlerinin belirlenmiş olması (Şekil 4.17) oldukça önemlidir. Bu anklav türlerinin dokusal ve petrografik özellikleri ile ilgili açıklamalar her bir kaya grubunun içerisinde detaylı olarak belirtilmiştir.



Şekil 4.17. KKVK'e ait kayalarda gözlenen anklavlardan (a) Karapınar bazaltlarında yer alan köşeli, magma karışımı anklavı (b) Karacadağ andezitlerinde yer alan soğuma kenarı içeren, elipsoidal, piroksen gabro bileşimli magma segregasyon anklavı (c) Karacadağ andezitlerinde yer alan, ana kayadan tedrici dokanakla ayrılan, elipsoidal, piroksen gabro bileşimli magma segregasyon anklavı (d) Karacadağ andezitlerinde yer alan, ana kayadan tedrici dokanakla ayrılan, köşeli, piroksen gabro bileşimli magma segregasyon anklavı. AK: Ana kaya, A: Anklav

Çizelge 4.1 Karacadağ Karapınar volkanik kompleksine ait kayaların genel dokuları modal mineralojik bileşimi

Kaya grubu	Karacadağ volkanitleri								Karapınar Volkanitleri		
	Holokristalin porfirik	Hipokristalin porfirik	Hipokristalin porfirik	Hipokristalin porfirik	Hipokristalin porfirik	Hipokristalin porfirik	Hipokristalin porfirik	Hipokristalin porfirik	Virofirik porfirik	Holokristalin porfirik-Hipokristalin porfirik	Hipokristalin porfirik, vesiküler, amigdaloidal
Kaya türü	Bazalt-1	Andezit-1	Andezit-2	Andezit-3	Andezit-4	Andezit-5	Dasit	Trakit	Bazalt-2	Bazalt-3	Andezit-6
Modal mineraloji (ort) %	n=4	n=30	n=20	n=18	n=12	n=12	n=7	n=4	n=30	n=30	n=4
Kuvars (feno-mikrofenok./mikrolit)						10/10	12/1	10			
Plajiyoklaz (feno-mikrofenok./mikrolit)	35/40	28/16	22	30	20/50	40/5	22/8		10/47	-/15	10/75
Sanidin								2			
Biyotit (feno-mikrofenok./mikrolit)		1	15			3	10/3				
Amfibol (feno-mikrofenok./mikrolit)		7	18			2	15/3				
Klinopiroksen (feno-mikrofenok./mikrolit)	7/10	25	12	25	5/17	15		3	10	20	8
Ortopiroksen			2	12							
Olivin	3							2	30	12	2
Opak min	5	3	2	8	5	5	3		3	3	5
Tali min			3						2		
Kuvars ksenokristal									1	10	
Plajiyoklaz ksenokristal										15	
Biyotit ksenokristal										3	
Amfibol ksenokristal										2	
Olivin ksenokristal			6								
Volkanik cam		20	20	25		10	38	83	±	20	+

n=örnek sayısı

4.2.2. Petrografi

4.2.2.1. Karapınar-Karacadağ Volkanitlerindeki Anklav Türleri ve Kökenleri

Anklav, Fransızca kökenli bir kelime olup kapanım/inklüzyon anlamına gelmektedir ve içerisinde bulunduğu ana kaya kütesinden farklı özellik taşıyan, ana kaya kütesinin homojen görünüm özelliğini bozan (Şekil 4.17) kütleler için kullanılmaktadır (Barbarin ve Didier, 1992). Anklavlar içerisinde bulunduğu ana kayadan makroskobik ve/veya mikroskobik olarak renk, şekil, büyüklük, doku ve mineralojik bileşimi açısından farklılık sergileyebilir. Anklavların boyutları mikroskobik ölçekten birkaç yüz metreye kadar değişebilmektedir. Anklavlar farklı birkaç mineralden oluşabileceği gibi sadece tek mineralden de oluşabilir (Cantagrel ve ark., 1984). Anklavlar oluşumları, kökenleri ve dokusal özellikleri bakımından çeşitli araştırmacılar tarafından çizelge 4.2 deki gibi çeşitli gruplara ayrılmaktadır.

Çizelge 4.2. Anklavların oluşumları, kökenleri ve dokusal özellikleri bakımından sınıflandırılması. Didier ve Barbarin (1991), Winter (2013) ve Kumar ve Singh (2014)'den düzenlenmiştir.

Anklav Adı	Kökeni	Ana kaya ile sınır ilişkisi	Şekli	Özellikleri
Ksenolit	Yabancı kaya parçasıdır.	Keskin-Tedrici dokanak	Köşeliden yuvarlağa değişebilir	Metamorfik kaya dokusu gösterir ve metamorfik mineraller oluşur.
Ksenokristal	İzole olmuş yabancı kristallerdir.	Keskin dokanak	Köşeli	Korozyona uğramış reaksiyon kenarı oluşur.
Şiliren	Dağınık anklavlardır.	Tedrici dokanak	Yassı	Aynı düzlemde yönelme olmuştur
Felsik mikrogranüler anklav	Dağınık ve ince taneli anklavlardır.	Keskin dokanak-Tedrici dokanak	Oval	İnce taneli magmatik kaya dokusu göstermektedir
Mafik mikrogranüler anklav	Eş yaşlı mafik magma damlacıkları şeklindedir.	Çoğunlukla keskin dokanak	Oval	İnce taneli magmatik kaya dokusu göstermektedir.
Akraba anklav (Cognate xenolith/ otolit)	Erken evrede kristalleşen fazlar gibi, mafik fazların segregasyonu gibi ana kaya ile jenetik ilişkisi bulunmaktadır	Keskin-Tedrici dokanak	Oval	Orta-Kaba tanelidir
A) Kümülat anklav (Otolit)	Dağınık kümülatlardır.	Çoğunlukla tedrici dokanak	Oval	Kaba tanelidir ve kümülat doku (adkümülat, ortokümülat, heterokümülat) göstermektedir
B) Magma segregasyon anklavı	Dağınık kristal kümelenmeleridir.	Çoğunlukla tedrici dokanak	Oval	Kaba tanelidir. Glomeroporfirik doku göstermektedir.
Restit	Kısmi ergime ile arta kalan ürünlerdir	Çoğunlukla tedrici dokanak	Köşeliden yuvarlağa değişebilir	Restitler kısmi ergimeye uğramış kayacın paleosom minerallerini temsil ederken, ana kaya ise kısmi ergime sonucu oluşan ürünü oluşturmaktadır.

Anklavlar kökensel olarak genellikle magma karışımı ürünleri (mafik magmatik anklavlar/magma mixing-mingling anklavları), magma segregasyonu anklavları (akraba anklav/cognate xenolith), ksenolit ve restitler olmak üzere dört gruba ayrılmaktadır (Kadioglu ve Güleç, 1999). Anklavlar magmanın jenezi, evrimi ve magma odası süreçleri hakkında önemli bilgiler sunmaktadır.

Magma karışım ürünleri anklavları eş yaşlı mafik ve felsik magmaların reaksiyonu sonucu oluşur ve aslında magma mingling (heterojen karışma) süreci sonucu oluşmaktadır (Cantagrel ve ark., 1984). İnce taneli bir görünüme sahiptirler. Bu anklavlar ana kayadan daha koyu renklidir ve boyutları cm'den kilometrelerce uzunluğa ulaşabilmektedir (Cantagrel ve ark., 1984).

Akraba anklavlar, kümülat formu alan erken evrede kristallenen fazlar, mafik fazların segregasyonu ve erken evrede kristalleşmiş duvar kaya gibi ana kaya ile eş kökenlidir (Kumar ve Singh, 2014). Akraba anklavın bu üç yoldan hangisi ile oluştuğunun belirlenmesi oldukça güçtür. Genel itibariyle mafik magma odalarında fraksiyonel kristalizasyon sırasında, erken evrede kristalleşen fazların, gravitasyonel çökme ile magma odasının tabanına çökmesinin magma segregasyonu ile oluşan akraba anklavları oluşturduğu düşünülmektedir (Kumar ve Singh, 2014). Magma sürekli olarak yukarıya doğru yükselmeye devam ettiğinden, erken evrede oluşup magma odasının tabanında birikmiş fazları konveksiyon sırasında parçalayabilmekte, yükselimi sırasında parçaladığı bu birikimleri kendiyile taşıyarak kayanın içine hapsedebilmektedir (Barbarin, 1991). Yüksek viskoziteli felsik/ortaç magma odalarında ise insitü-yerinde kristalleşme sırasında magma odasının kenarlarında biriken kristal birikimlerinin konveksiyonla taşınarak akraba anklavları oluşturduğu önerilmektedir (Kumar ve Singh, 2014). Bu nedenle ortaç bileşimli kayalarda yer alan akraba anklavların fraksiyonel kristalleşme ile oluşabileceği gibi yerinde kristalleşme ile oluşmuş magma odasının kenarlarındaki kristal birikimleri olabileceği ve konveksiyonla taşınarak sisteme dâhil edilen akraba anklavlar olabilecekleri de düşünülmektedir. Kaba taneli bir görünüme sahiptirler.

Ksenolitler magmanın yükselimi veya yerleşimi sırasında komşu kayalardan (magmatik-metamorfik-sedimanter) koparıp içine aldığı fakat ergitemeyip bünyesinde bulundurduğu yabancı kaya parçalarıdır. Metamorfik kaya dokusu gösterirler. Ana kayadan keskin dokanakla ayrılmaktadırlar. Boyutları mikro ölçekten birkaç metreye kadar değişmektedir (Cantagrel ve ark., 1984).

Restitler ise herhangi bir kayacın kısmi ergimesi sonucu arta kalan, ana kaya ile tedrici dokanak gösteren ve ana kayadan daha koyu renkte olan anklav türleridir (Cantagrel ve ark., 1984). Bir kaya içerisinde restit türü anklavın bulunması bölgenin yüksek basınç ve sıcaklık altında kaldığına ve kısmi ergimeye bağlı bir magmatizmanın varlığına işaret edebilir (Didier ve Barbarin 1991).

Karacadağ andezitlerinde boyutları μm 'den dm 'ye değişen magma mixing anklavları (MMA) ve magma segregasyon anklavları (CX) olmak üzere iki çeşit anklav bulunmaktadır. Karapınar bazaltlarında ise magma mixing anklavları (MMA), magma segregasyon anklavları (CX) ve ksenolit türü anklavlar olmak üzere üç çeşit anklav bulunmaktadır. Bu anklav türleri mikroskop altında detaylı ayrılabilir. Kayalar ile anklavlarını ayırma ve ayrı ayrı analiz etme süreçleri oldukça zor bir süreçtir. Bu

nedence andezitlerden her iki anklav türü de ayrırtlanarak jeokimyasal analizleri gerçekleştirilebilmişken, bazaltik ana kayadan ayrılabilen anklavlar, magma mixing/mingling türü anklavlar olup, magma segregasyon anklavları yalnızca mikroskopik olarak gözlemlenebilmiştir. İncelenen kayalarda yer alan anklavların dokusal ve bileşimsel içeriklerinin özeti çizelge 4.3 ve 4.4’de yer almaktadır.

Çizelge 4.3. Karacadağ Karapınar Volkanik Kompleksine ait anklavlar ve genel özellikleri

Ana kaya	Anklav Adı	Bileşimi	Dokusu	Ana kaya ile sınır ilişkisi	Şekli
Karacadağ /Andezit-1	MMA	Andezit	Hipokristalin porfirik	Keskin	Oval-Elipsoidal
Karacadağ /Andezit-1	CX	Diyorit, gabro, amfibol gabro, piroksen gabro mikrogabro	Holokristalin tanesel, Holokristalin porfirik,	Keskin-Tedrici	Köşeli-Elipsoidal
Karacadağ /Andezit-2	MMA	Bazalt	Holokristalin tanesel, intergranüler	Keskin	Köşeli-Elipsoidal
Karacadağ /Andezit-2	CX	Gabro	Glomeroporfirik	Keskin-Tedrici	Köşeli-Elipsoidal
Karacadağ /Andezit-3	CX	Gabro	Glomeroporfirik	Keskin-Tedrici	
Karapınar/ Bazalt-2-3	MMA	Bazalt	Holokristalin tanesel, intergranüler	Keskin-Tedrici	Köşeli-Elipsoidal
Karapınar/ Bazalt-2-3	CX	Dunit, verlit, harsburjit, klinopiroksenit	Glomeroporfirik	Tedrici	Köşeli-Elipsoidal
Karapınar/ Bazalt-2-3	Ksenolit	Kuvars, plajiyoklas, biyotit, amfibol ksenokristalleri	Osellar-Kemirilme (qz) Elek-süngersi-hücrese (pl) Psödömorf (amf-bt)	Keskin	Köşeli-Elipsoidal

Çizelge 4.4 Karacadağ Karapınar volkanik kompleksine ait anklavların genel dokuları ve modal mineralojik bileşimi

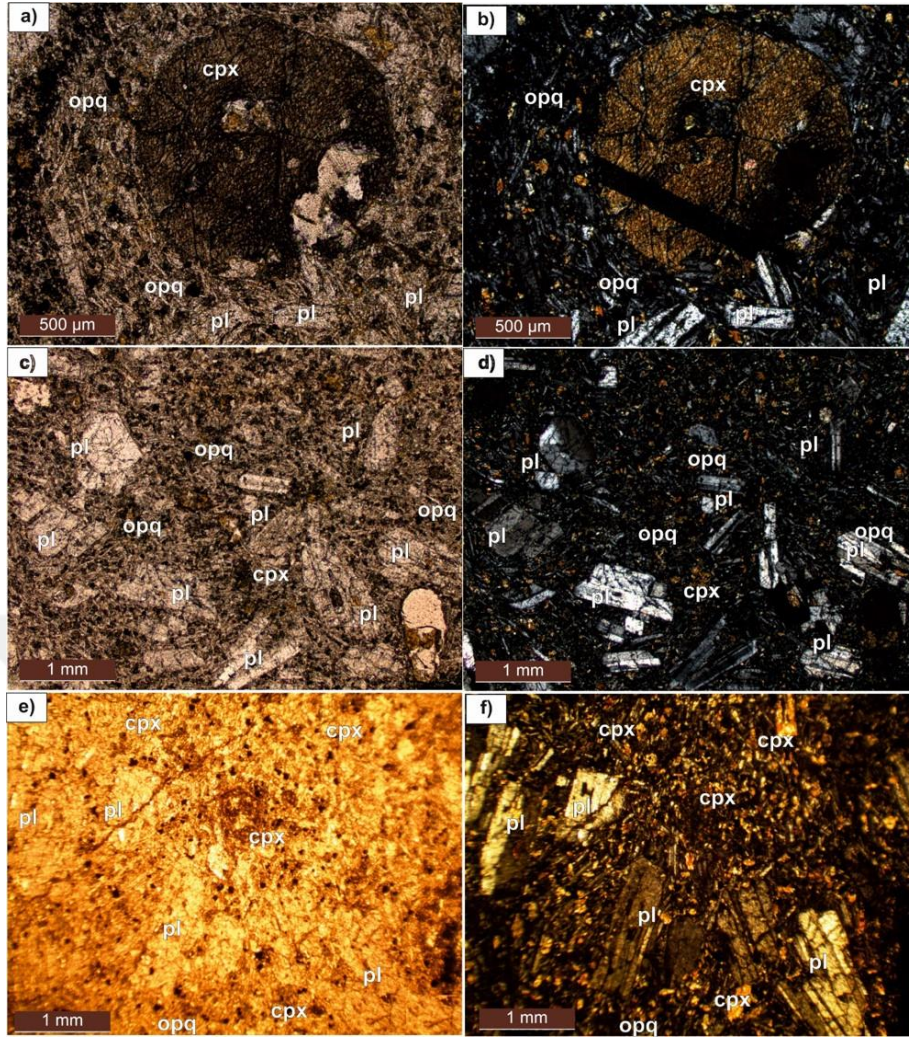
Doku türü	Holokristalin porfirik doku, intersertal doku, vesiküler doku, amigdalooidal doku	Holokristalin porfirik doku, intersertal doku, vesiküler doku, amigdalooidal doku	Holokristalin porfirik doku	Holokristalin tanesl	Holokristalin tanesl	Holokristalin porfirik
Anklav türü	MMA-1= Magma mixing anklavı	MMA-2=Magma mixing anklavı	MMA-3=Magma mixing anklavı	CX-1=Akraba anklav /Cognate enclave	CX-2=Akraba anklav /Cognate enclave	CX-3=Akraba anklav /Cognate enclave
Kaya türü	Bazalt	Bazalt	Andezit	Gabro	mikrogabro	Gabro
Modal mineraloji (ort) %	n=20	n=3	n=8	n=2	n=4	n=10
Kuars (feno-mikrofenok./mikrolit)						
Plajiyoklaz (feno-mikrofenok./mikrolit)	-/70	7/60	70	28	35	62
Sanidin						
Biyotit (feno-mikrofenok./mikrolit)			3		1	
Amfibol (feno-mikrofenok./mikrolit)				60	2	7
Klinopiroksen (feno-mikrofenok./mikrolit)	5	10		10	60	28
Ortopiroksen		2				
Olivin	17	15				
Opak min	3	5	1	2	3	3
Tali min						
Kuars ksenokristal	2	1				
Plajiyoklaz ksenokristal	3					

4.2.2.2. Karacadağ Volkanitlerinin Petrografisi

4.2.2.2.1. Bazalt-1

Karacadağ Salur yayla dolaylarından yüzeyleyen koyu renkli kayalar genel itibariyle plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşan bir hamurun içerisine dağılmış klinopiroksen mikrokristali ve/veya olivin mikrokristali içeren bir bileşim sergilemektedir. Bazıları ise plajiyoklaz firiktir nadiren klinopiroksen fenokristali gözlenmektedir (Şekil 4.18) ve hamur malzemesi olarak plajiyoklaz mikroliti, klinopiroksen mikrokristali ve/veya olivin (iddingsitleşmiş) psödömorfu (Şekil 4.18 e ve f) içermektedir. Holokristalin porfirik doku göstermektedir. Modal mineralojik bileşim olarak % 35 plajiyoklaz, % 7 klinopiroksen, % 3 olivin, % 5 opak mineral ve aynı kristallerin içerisine dağılmış olduğu % 50 oranında mikrolitik hamur içermektedir.

Bazı plajiyoklaz feno-mikrofenokristalleri yoğun elek-süngersi-hücresele doku (özellikle yaygın kurtçuklu hücresele doku) göstermektedir (Şekil 4.18). Plajiyoklazlar yarı özşekilli-özşekilsizdir ve albit-albit periklin ikizi ile yer yer zonlanma göstermektedir.



Şekil 4.18. Bazalt-1 türü kayalardan GK-60'a ait sırasıyla (a)-(c)-(e) tek ve (b)-(d)-(f) çift nikol mikrofotografaları (5X, cpx: klinopiroksen, ol: olivin, pl: plajiyoklaz, opq: opak)

4.2.2.2.2. Andezit-1 ve Anklavlar

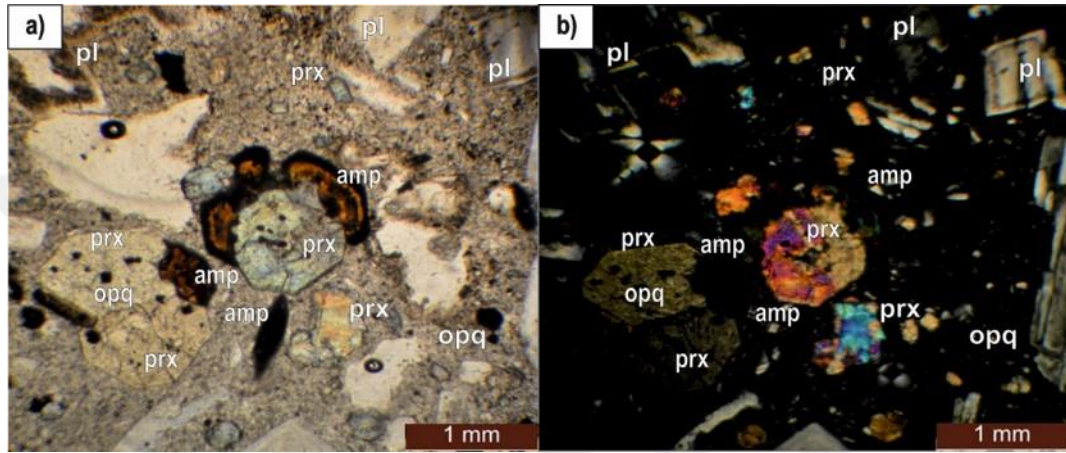
4.2.2.2.2.1. Andezit-1

Andezit-1 türü kayalar hipokristalin porfirik dokuludur. Kayadaki feno ve mikrofenokristalleri plajiyoklaz, klinopiroksen, amfibol opak mineraller ve nadiren biyotit ve kuvars oluşturmaktadır. Hamur fazında ise bu minerallere ilaveten volkanik cam da gözlenmektedir. Ayrıca tali mineral olarak apatit içermektedirler. Genel olarak modal mineralojik bileşimi % 25 klinopiroksen, % 7 amfibol, % 1 biyotit, % 44 plajiyoklaz mikro ve fenokristalleri, % 3 Fe-Ti oksit ve % 20 volkanik camdır (Şekil 4.19).

Plajiyoklaz feno ve mikrofenokristalleri yaygın olarak albit ve albit-periklin ikizlidir. Çoğunlukla özşekilli-yarı özşekilli kristaller olarak gözlenirler. Plajiyoklaz

fenokristallerinde yaygın olarak halkalı/salınımlı (osilasyonlu) zonlanma ve elek-süngerli doku (Şekil 4.19 a ve 4.20) gibi dengesizlik dokuları gözlenmektedir. Plajiyoklazlar bazen apatit kapanımları içermektedirler.

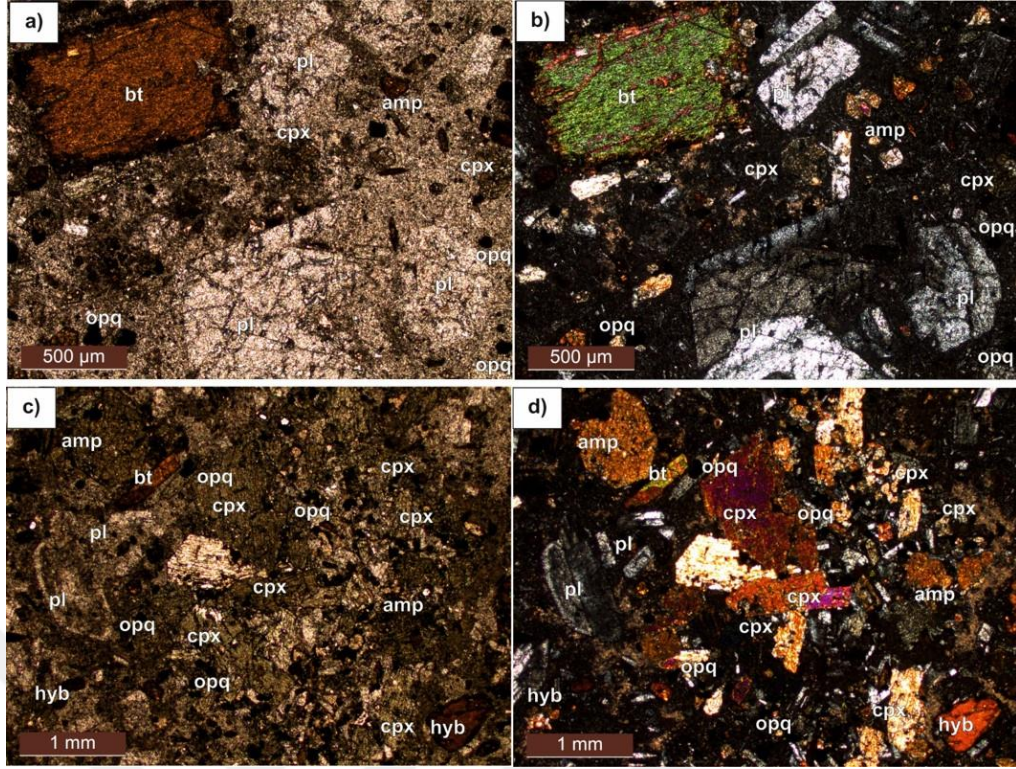
Klinopiroksen feno ve mikrofenokristalleri çoğunlukla özşekilli ve tipik sekizgen kristal formuna sahiptir. Piroksenler sık sık plajiyoklaz ve opak mineral kapanımları içermektedir. Bazı piroksenlerle ilgili olarak dikkati çeken en önemli özellik etraflarından itibaren amfibollere dönüşmüş olmalarıdır (Şekil 4.19).



Şekil 4.19. Andezit-1 türü kayalardan GK-1'e ait kenarlarından itibaren amfibole dönüşmüş piroksenlerin sırasıyla (a) tek ve (b) çift nikol mikrofotografaları (5X; amp: amfibol, opq: opak mineral, pl: plajiyoklaz, prx: piroksen)

Amfiboller genel itibariyle özşekilli-yarı özşekilli yeşil-kahverengi renklere ve pleokroitiktir. Amfiboller genel itibariyle tipik altıgen biçimlerini sergilemekte ve çift yönde mükemmel dilinim göstermektedir.

Nadir gözlenen biyotitler özşekillidir ve çok sık opak mineral ve plajiyoklaz kapanımları içermektedir. Bazıları kenarlarından itibaren opasitleşme göstermektedir. Yer yer hidrobiyotit oluşumları da göze çarpmaktadır. Bunun dışında killeşme, serisitleşme gibi alterasyonların, elek-süngerli dokuların varlığı (Şekil 4.20 c, d) dikkat çekmektedir.



Şekil 4.20. Andezit-1 türü kayalardan GK-73 (a)-(b) ana kayaya ait (c)-(d) içermiş olduğu anklava ait tek ve çift nikol mikrofotografaları (2.5X; bt: biyotit, hyb: hidrobiyotit)

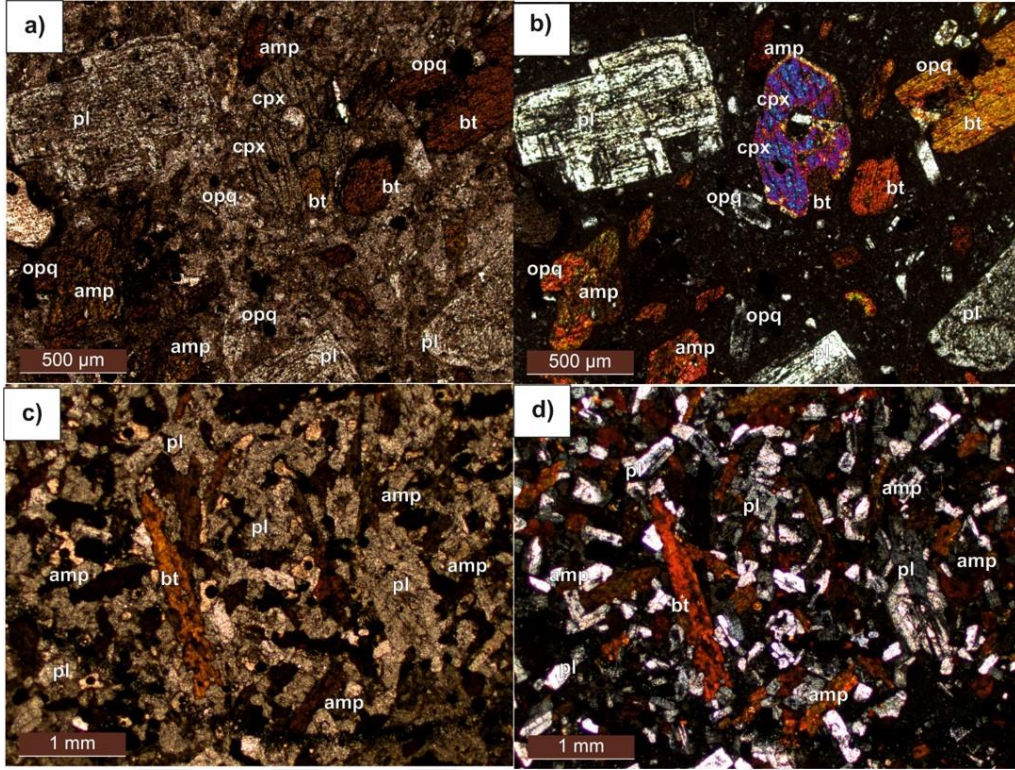
4.2.2.2.2. Anklavlar

1) Magma karışımı anklavları (MMA)

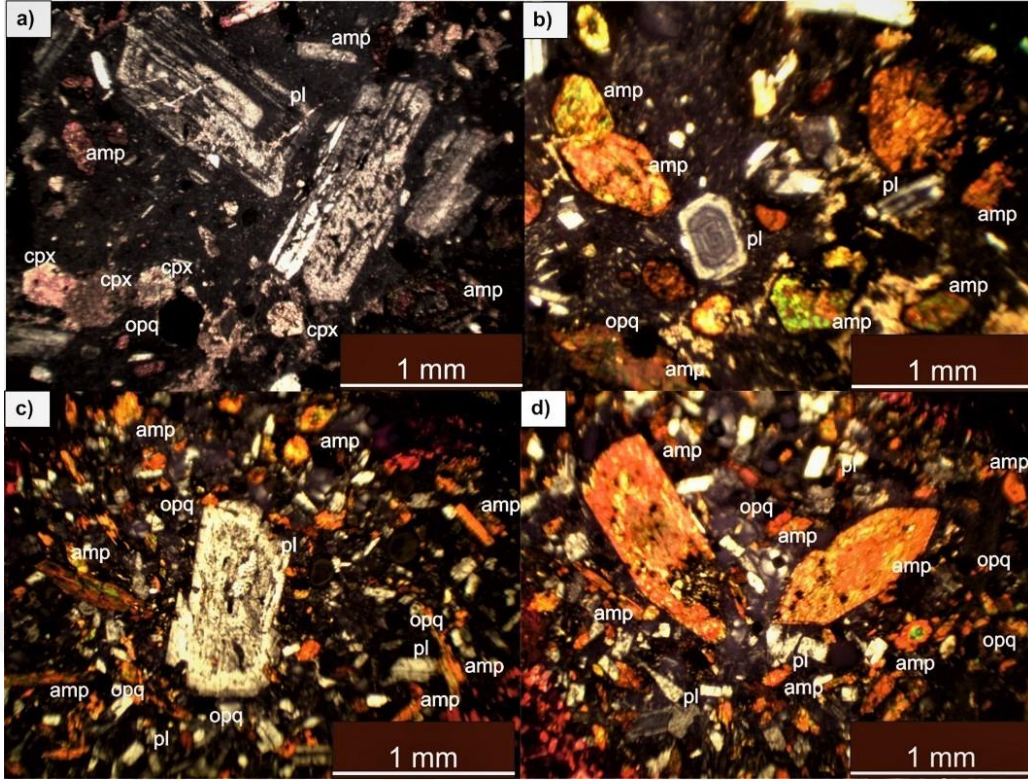
Anklavlardan bazıları tipik magma karışım dokularından plajiyoklazlarda elek-süngerli dokusu, bıçaksı biyotit, quenched/söndürülmüş amfibol, iğnemsli apatit, lata şekilli plajiyoklaz oluşumları, plajiyoklazlarda erime çözünme dokuları göstermekte, bozunma türlerinden yoğun karbonatlaşma, opaklaşma, opasitleşme içermektedir. Bu tip anklavların magma karışımı ile oluşan magma mixing/mingling anklav (MMA) oldukları düşünülmektedir (GK-80, GK-108). MMA türü anklavlar tipik olarak hızlı soğumanın bir göstergesi olarak ince taneli (fine-grained) bir doku sergilerler.

Şekil 4.21 de andezit-1 türü ana kayalardan GK-80 ve içerdiği anklavın polarizan mikroskop altında görüntüsü verilmiştir. Ana kaya andezitik bileşimli hipokristalin porfirik doku özelliği sergileyen bir kayadır ve içerdiği anklav aynı bileşimde olup holokristalin porfirik doku sergilemektedir. Ana kayanın içermiş olduğu plajiyoklazlar elek-süngerli dokusu, erime çözünme dokuları, biyotit ve amfiboller opaklaşma/opasitleşme göstermektedir (Şekil 4.21 a ve b). Anklav ise tipik mixing

dokularından bıçaksı biyotit, söndürülmüş ve zonlu amfibol, elek-süngersi dokulu ve yoğun killeşmiş plajiyoklaz kristalleri içermektedir (Şekil 4.21 c ve d Şekil 4.22 c ve d).



Şekil 4.21. Andezit-1 türlerinden GK-80 (a)-(b) andezit bileşimli ana kaya (2.5X) ile (c)-(d) içerdiği andezitik MMA'nın tek ve çift nikol mikrofotografaları (5X)

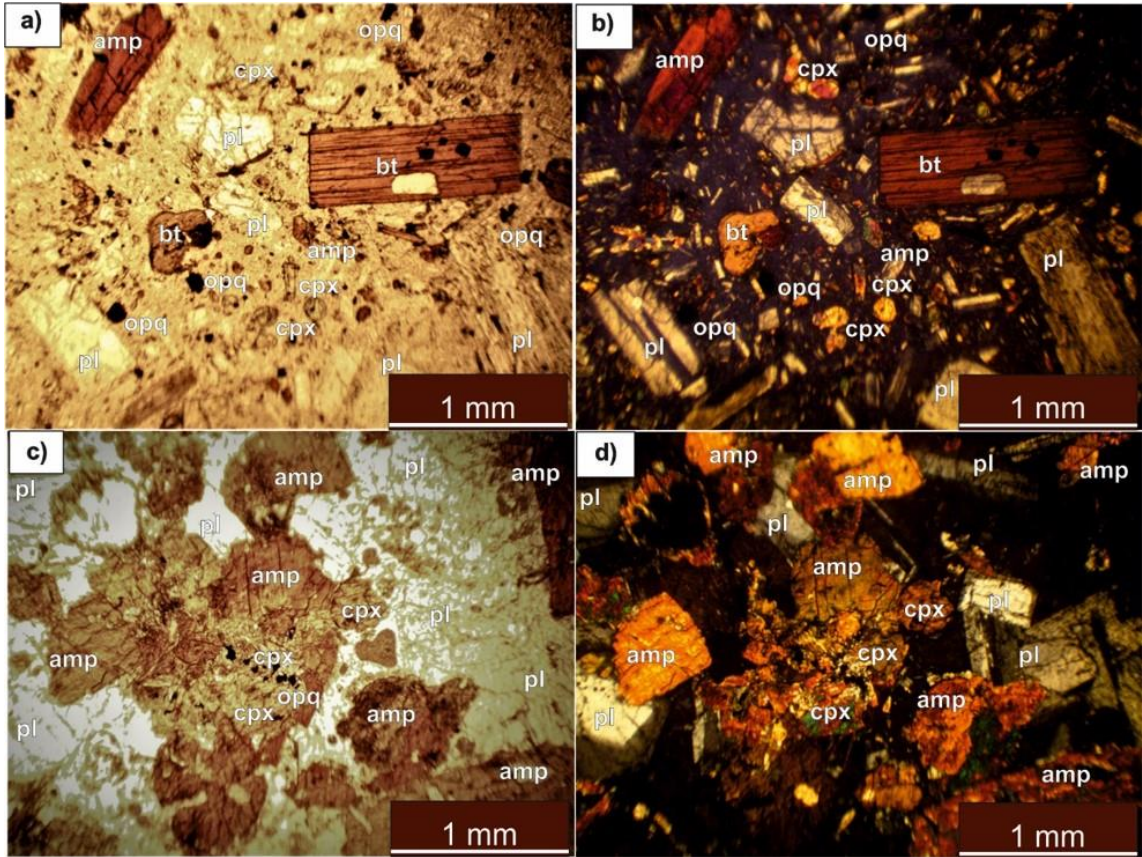


Şekil 4.22. Andezit-1 türlerinden GK-108 (a)-(b) andezit bileşimli ana kaya ile (c)-(d) içerdiği andezitik MMA'nın tek ve çift nikol mikrofotografaları (5X)

2) Magma segregasyon anklavları

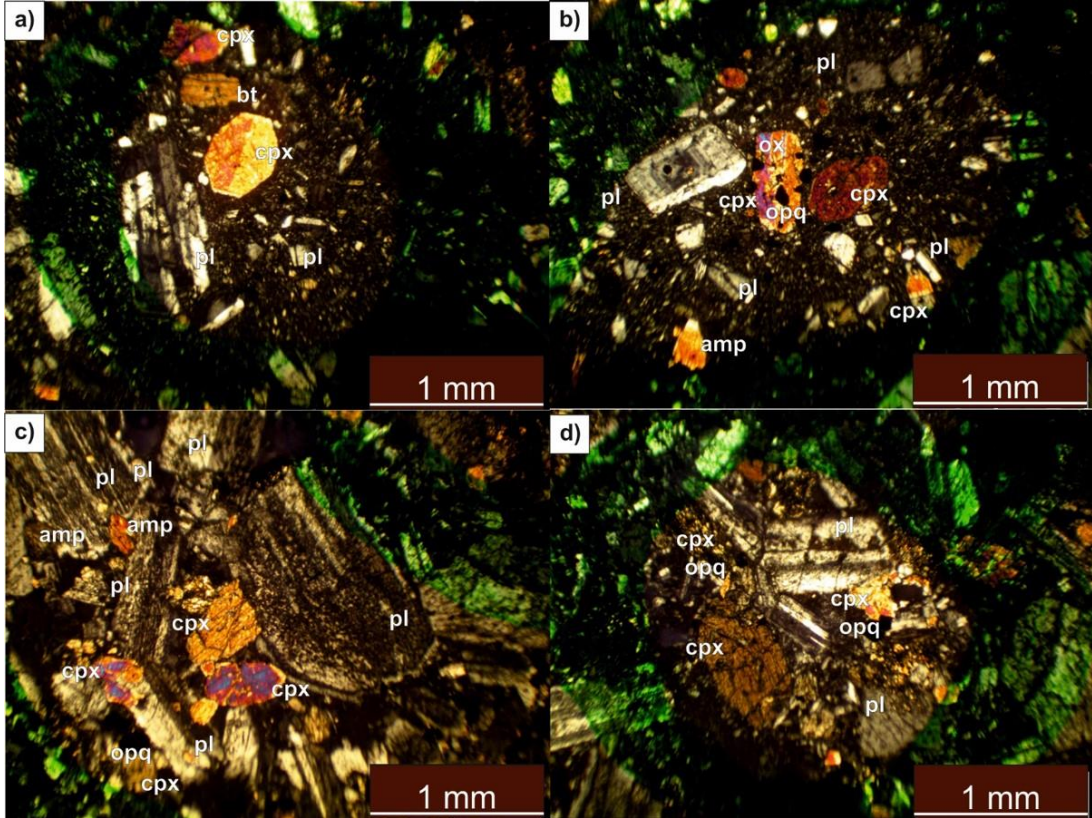
Andezit-1 türü kayalarda 1) $cpx + pl \pm amp$ 2) $amp + pl \pm cpx$ bileşiminden oluşan holokristalin taneli dokulu gabroik akraba anklavlar olduğu düşünülmektedir. Mineral kimyaları incelendiğinde anklavda yer alan amfibol ve piroksenlerin ana kayada yer alan amfibol ve piroksenlere göre daha primitif olduğu, bu nedenle ana kayadan daha erken evrede oluşan akraba anklavlar oldukları düşünülmektedir.

Andezi-1 türü kayalardan GK-35'in içermiş olduğu anklavlar kahverengi amfibolce zengin gabroik bileşimli holokristalin taneli dokulu akraba anklavlardır. Makroskobik olarak faneritik doku sergilemekte ve ana kaya ile keskin dokanakla ayrılmaktadırlar. Özellikle akraba anklavlar için tipik bir özellik olan iri taneli (coarse grained) görünüşü en önemli özelliğidir. Ana kaya mafik mineral olarak özşekilli biyotit, amfibol ve yer yer klinopiroksen içermekte ve hipokristalin doku sergilemektedir (Şekil 4.23). Amfibol gabro bileşimli anklavlarda amfibollerin kahverengi, özşekilli-yarıözşekilli ve pleokroik olması dikkat çekmektedir.



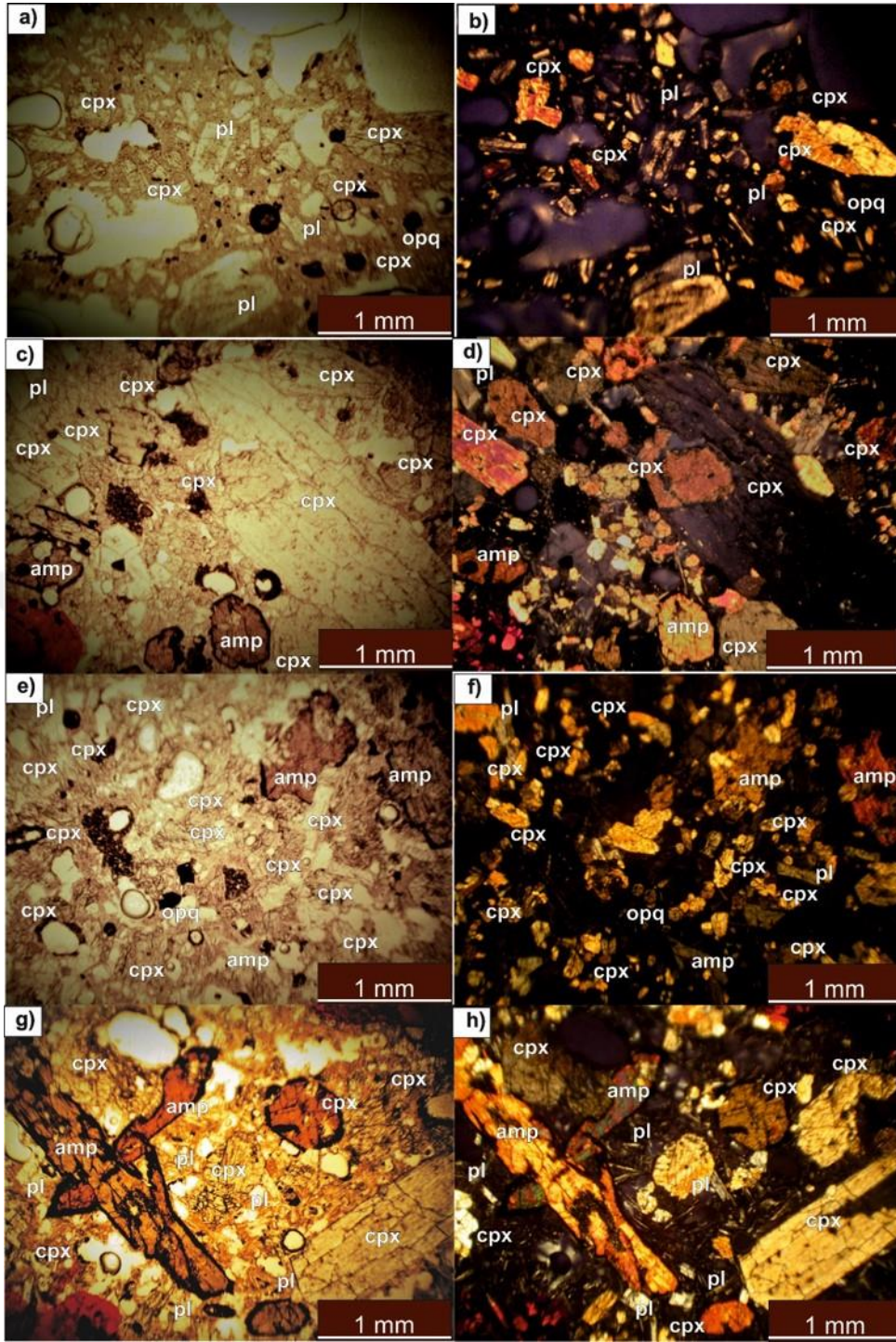
Şekil 4.23. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 (a) ve (b) ana kaya (c) ve (d) gabroik anklavın (CX-1) sırasıyla tek ve çift nikol mikrofotografaları (5X)

Andezit-1 türü kayalardan GK-144 ve GK-161'e ait klinopiroksence zengin gabroik akraba anklavlarda plajiyoklaz fenokristalleri ileri derecede dissolüsyona uğramış yoğun elek-süngerli doku göstermektedir (Şekil 4.24 c ve d). Ana kayada yer alan plajiyoklazlar ise osilasyonlu zonlanma ve ikizlenmeler göstermektedirler (Şekil 4.24 a ve b). Ana kayada piroksenler eş boyutlu, daha özşekilli iken anklavlarda özşekilsiz, çatlaklanmalı ve dilinimleri kötü gelişmiş biçimde gözlenmektedir (Şekil 4.24).



Şekil 4.24. Andezit-1 türü kayalardan GK-144 (a) ve (b) ana kaya, (c) ve (d) piroksen gabro bileşimdeki akraba anklavın (CX-3) mikrofotografaları (5X)

Andezit-1 türü kayalardan GK-139 ana kaya boşluklu hipokristalin porfirik dokulu andezitik bir kaya iken, içermiş olduğu anklav mikro gabro (holokristalin granüler dokulu) özelliğindedir (Şekil 4.25). Ana kayada hipokristalin porfirik dokunun dışında vesiküler dokunun, içermiş olduğu plajiyoklazlarda ise yoğun elek dokusunun (dusty-sieve) gözlenmesi dikkat çekmektedir. Bu anklav türünün (CX-2) ana kaya ile benzer bileşimi sergilemesi fakat dokusal olarak mikrogabro özelliği göstermesi bunun yanında anklav ve ana kaya sınırında soğuma kenarının (cpx + pl ± amp bileşiminde) varlığı diğer akraba anklavlardan ayıran önemli bir özelliğidir. Bununla birlikte soğuma kenarında hızlı soğumayı gösteren söndürülmüş amfibollerin gözlenmesi ve soğuma kenarının volkanik cam içeriyor olması da dikkat çekmektedir.



Şekil 4.25. Andezit-1 türlerinden GK-139'e ait (a)-(b) andezitik ana kaya, (c)-(d)-(e)-(f) granüler dokulu mikro gabro bileşimindeki akraba anklav (CX-2) ile (g)-(h) bıçaksı amfibol içeren andezit bileşimli soğuma kenarının mikrofotografı (5X)

4.2.2.2.3. Andezit-2 ve Anklavlar

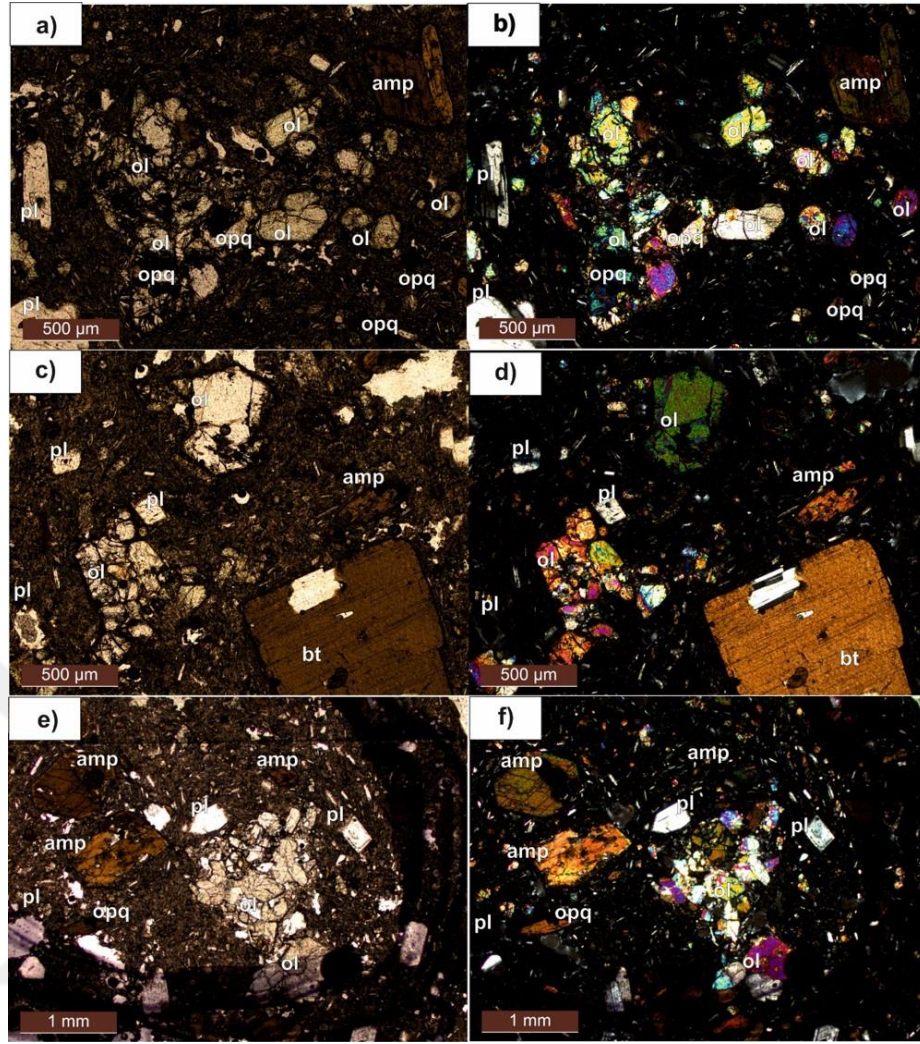
4.2.2.2.3.1. Andezit-2

Hipokristalin porfirik dokuludur. Kayadaki feno ve mikrofenokristalleri plajiyoklaz (% 22), amfibol (% 18), biyotit (% 15), klinopiroksen (% 12), olivin ksenokristalleri (% 6), opak mineraller (% 2) ve ortopiroksen (% 2) oluşturmaktadır. Hamur fazında ise bu minerallere ilaveten volkanik cam (% 20) gözlenmektedir. Ayrıca tali mineral (% 3) olarak apatit ve biyotitlerde zirkon mineralleri içinde kapanım olarak bulunmaktadır. Andezit-2 türü kayalar bol miktarda olivin ksenokristali içermeleri ile diğer andezitlerden ayrılmaktadırlar.

Plajiyoklaz feno ve mikrofenokristalleri yaygın olarak yarıözşekilli-özşekilsiz olarak bulunur. Fenokristallerde zonlanma ve süngersi dokulu kenarlar yaygındır (plajiyoklazların dokusal stratigrafisi bölümünde detaylı anlatılmaktadır). Ayrıca bazı plajiyoklazlar rezorbe fenokristaller olarak gözlenmektedir.

Amfiboller çoğunlukla altıgen forma sahip özşekilli ve yarıözşekilli kristaller olarak gözlenir. Kahverengi ve 56° lik çift yönlü dilinimleriyle karakteristiktir. Bazılarında basit ikizler ve zonlanmalar gelişmiştir. Amfibollerde yaygın olarak opak minerallerce zengin bozunma çeperleri gözlenmektedir.

Piroksenler çoğunlukla özşekillidir. Klinopiroksenler çoğunlukla kısa prizmatik kristal formuna sahip görünmektedir. Ortopiroksenler ise sekizgen kristal formu ve birbirini 90° lik açı ile kesen dilinimleri ile tipiktir. Piroksenler opak mineral kapanımları içermektedir. Andezit-2 türü kayalar genel itibariyle olivin ksenokristalleri içermektedir (Şekil 4.26). Olivinlerin kırıklanmış ve özşekilsiz olmaları, özellikle amfibollerin özşekilsiz olmaları, biyotitlerin genelde özşekilli ve lata plajiyoklaz içermeleri dikkat çekmektedir. Olivinlerin iskeletsel doku göstermesi hızlı soğumanın göstergesi olarak kabul edilmektedir (Gómez-Ulla ve ark., 2017).



Şekil 4.26. Andezit-2 türü kayalardan GK-6 ve içerdiği olivin ksenokristallerine ait (a)-(c)-(e) tek nikol ve (b)-(d)-(f) çift nikol mikrofotografılar (2.5X; ol: olivin ksenokristalleri)

Andezit-2 grubu kayalarından bazıları Öbektaş mevkiinde geniş bir mostra vermekte ve buralarda yaygın olarak açık ve koyu renkli lavların ardalandığı bantlaşma (mermer-kek) dokusu göstermektedir. Andezit-2 türü kayalardan bantlaşma gösteren kayalarda iki farklı tür (MMA ve akraba anklav), bantlaşma göstermeyenlerde ise tek tür (akraba) anklav olduğu düşünülmektedir. Detaylı petrokimya çalışmaları sonucu koyu renkli olan ana kaya genel olarak hipokristalin porfirik doku gösteren, klinopiroksen, amfibol, plajiyoklaz ve opak mineraller ile aynı minerallerin içine dağıldığı volkanik cam içeren andezitik bir kayadır. Bantlaşmadaki açık renkli kısımdan alınan kaya örneği ise genel olarak holokristalinporfirik doku göstermekte ve mineralojik bileşim olarak olivin, klinopiroksen mikro ve fenokristalleri, plajiyoklaz mikrolitleri içeren, bazalt bileşiminde bir magma karışım anklavıdır. (Şekil 4.27).

Ayrıca andezitik ana kaya içerisinde $\text{cpx} + \text{pl} + \text{Fe-Ti}$ oksit kümelenmelerinden oluşan gabroik magma segregasyon anklavları da yer almaktadır (Şekil 4.27 c, d).

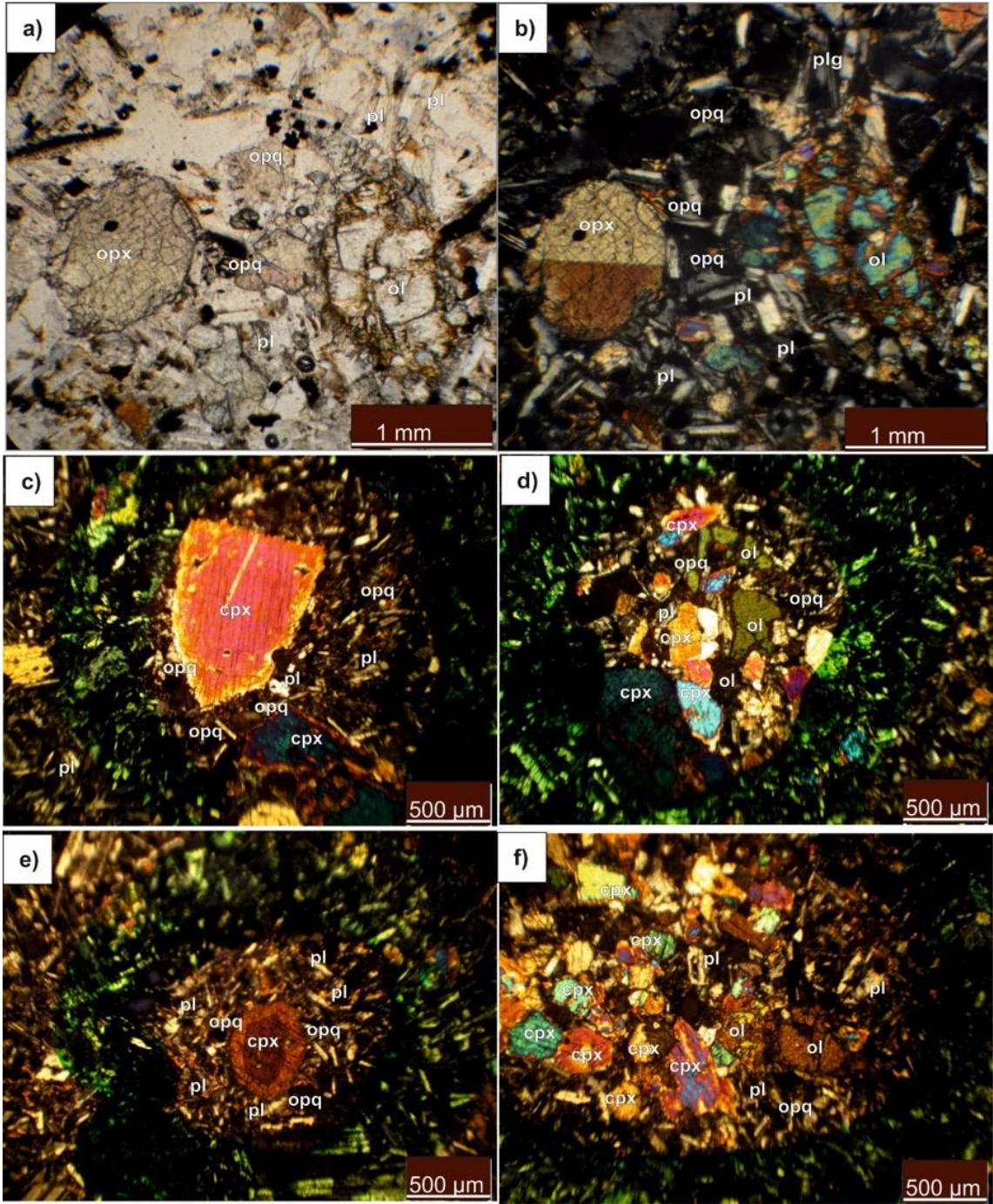
4.2.2.3.2. Anklavlar

1) Magma karışımı anklavları (MMA)

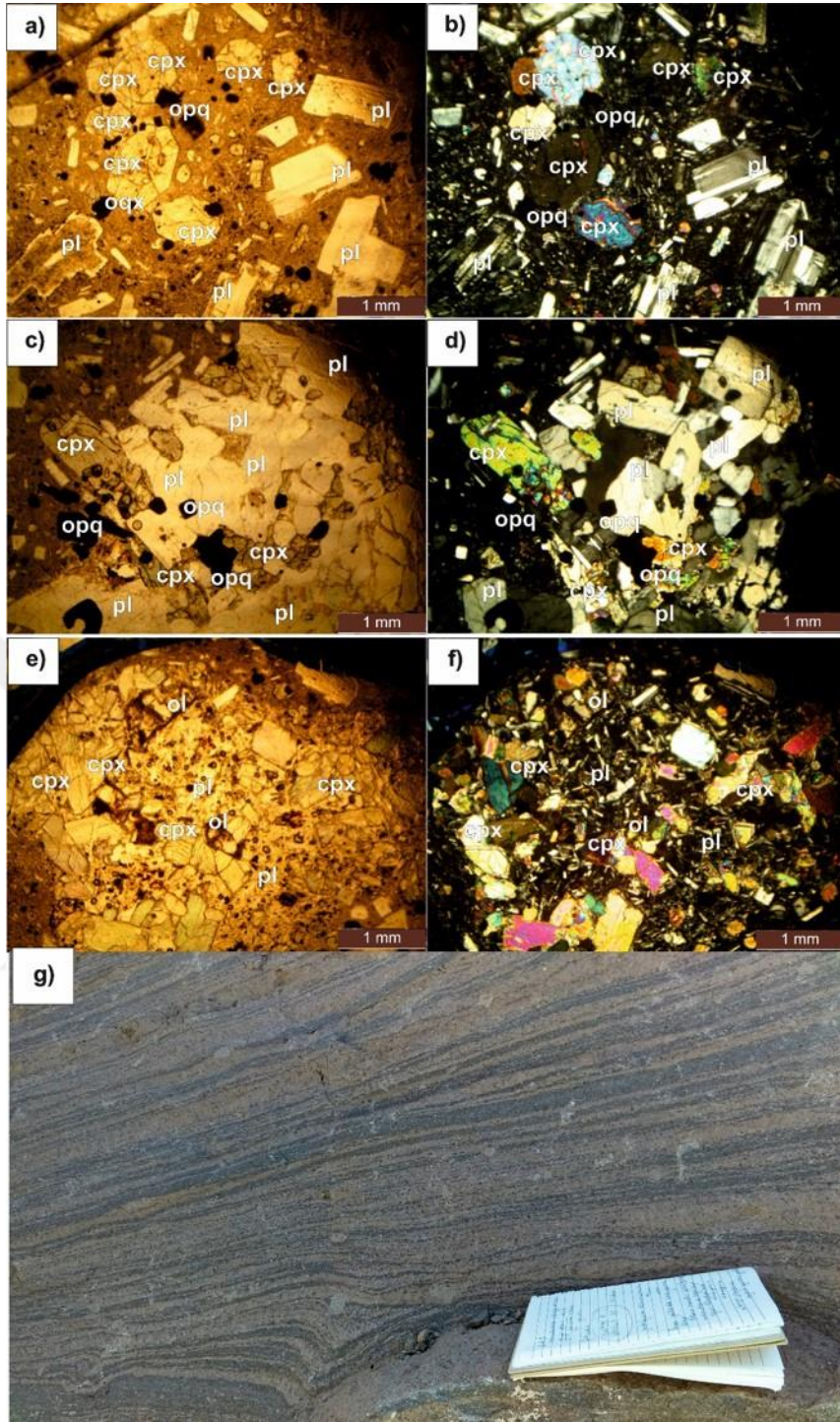
Tipik olarak intergranüler dokulu, olivin ve klinopiroksen fenokristallerinin plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşan bir hamura dağıldığı bazaltik MMA (GK-15) olarak gözlenmektedir. Olivinler yaklaşık eş boyutlu, yarıözşekilli veya özşekilsizdir. Olivinlerde kırılanmalar ve iddingsitleşmeler gözlenmektedir (Şekil 4.27). Bazı orto (Şekil 4.27 b ve e) ve klinopiroksenler zonlanma göstermektedirler. Plajiyoklaz mikrofeno-kristalleri yaygın kirli elek (dusty sieve) dokusu göstermektedir. Kayada demiroksitleşmeler yaygındır (Şekil 4.27).

2) Magma segregasyon anklavları (CX)

Ana kayada belli bölgelerde yer yer $\text{pl} \pm \text{opx} + \text{cpx} + \text{Fe-Ti}$ oksit kristal kümelenmelerinden oluşan gabroik magma segregasyon anklav (GK-12, GK-14-GK-16, GK-19) görülmekte ve tipik olarak glomeroporfirik doku göstermektedir. Plajiyoklazlarda zonlanma, süngersi doku, erime çözünme dokuları, yoğun killeşme, biyotit ve amfibollerde opaklaşma ve opasitleşmeler gözlenmektedir. Şekil 4.27 (d) ve (f)'de bazalt bileşimli MMA içerisindeki gabroik bileşimli akraba anklavı görülmektedir. Şekil 4.28 (a) ve (b) de andezitik ana kayada yoğun ince taneli elek dokusu gösteren plajiyoklazlar, kırılanmış klinopiroksenler dikkat çekmektedir. Şekil 4.28 (c) ve (d)'de ana kaya içerisinde akraba anklavlar göze çarpmaktadır. Şekil 4.28 (e) ve (f) ise iğnemsî kristallerin hızlı soğumayı gösterdiği, intersertal dokulu tipik bazalt bileşiminde magma karışımı anklavı (MMA) görülmektedir. Bu bantlı yapının arazi görünümü Şekil 4.28 (g)'de verilmektedir.



Şekil 4.27. Andezit-2 türü kayalardan GK15AK.'nın içermiş olduğu MMA (GK-15) ait (a)-(b) iddingsitleşmiş olivin (10X), (c)-(e) zonlu klinopiroksen fenokristali, (d)-(f) gabroik bileşimde akraba anklav (5X, opx: ortopiroksen)



Şekil 4.28. Andezit 2 türü kayalardan (a)-(b) GK-15 ana kayanın tek ve çift nikol mikrofotografı, (c)-(d) aynı ana kayanın içerdiği akra anklav, (e)-(f) aynı ana kayada bantlaşmanın içerdiği bazalt bileşimli MMA'nın mikrofotografı (2.5X) ve (g) kayaların mostra görünümü

4.2.2.2.4. Andezit-3 ve Anklavlar

4.2.2.2.4.1. Andezit-3

Hipokristalin porfirik dokuludur. Kayadaki feno ve mikrofenokristalleri plajiyoklaz (% 30), klinopiroksen (% 25), ortopiroksen (% 12) ve opak mineraller (% 8) oluşturmaktadır. Hamur fazında ise bu minerallere ilaveten volkanik cam (% 25) da gözlenmektedir. Andezit-3 türü kayalarda en dikkat çeken özellik $cpx + pl \pm Fe-Ti$ oksit kümelenmeleri içermeleri ve sulu faz içermemeleridir (Şekil 4.29 c ve d).

Plajiyoklaz feno ve mikrofenokristalleri yaygın olarak albit ikizlidir. Çoğunlukla yarı özşekilli-özşekilsiz kristaller olarak gözlenirler. Bazıları rezorbsiyon nedeniyle yuvarlaklaşmış, kırılanmışlardır. Plajiyoklazlarda elek-süngersi doku yaygındır. Bazen apatit kapanımları içermektedirler.

Klinopiroksen feno ve mikrofenokristalleri çoğunlukla özşekilli ve tipik sekizgen kristal formuna sahiptir. Çift yönlü dilinimleri oldukça belirgindir. Piroksenler çoğunlukla opak mineral kapanımları içermektedir. Ortopiroksenler de tıpkı klinopiroksenler gibi yarıözşekilli-özşekilli olarak gözlenmektedir

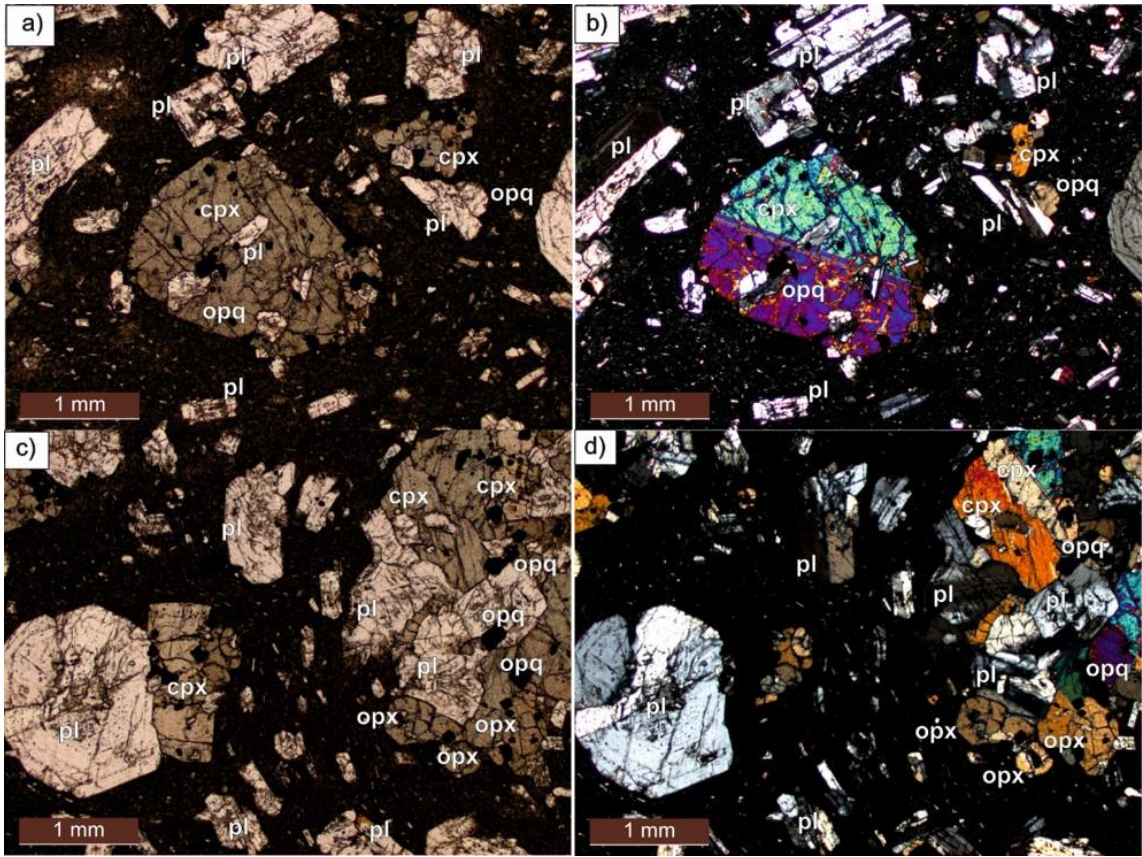
4.2.2.2.4.2. Anklavlar

Andezit-3 türü kayalarda $cpx + pl \pm Fe-Ti$ oksit minerallerinin üst üste yığılarak glomeroporfirik doku özelliği sergilemeleriyle oluşan magma segregasyon anklavları yer almaktadır. Sulu faz içermeyen bu tür kayalarda $cpx + pl \pm Fe-Ti$ oksit kümelenmelerinin Brueseke ve Hart (2008)'e göre 2 sebebi olabilir.

1) Gelişen silisik magmada kristal gelişimini takiben aniden farklı bir magmanın mixingi

2) Yerel granitoid kabuğunun asimilasyon, parçalanma ve evrimleşmiş bir sıvıdaki ergime/yeniden kristalleştirmesini takip eden biyotit \pm amfibol dehidrasyonu. Bir kayacın içerisinde restit türü anklavın bulunması magmanın kabuksal olarak kısmi ergimesi ile oluşan bir üründen oluştuğunu gösterebilir (Brueseke ve Hart, 2008). Plajiyoklazlarda gözlenen rezorbsiyon ve elek dokuları, piroksenlerde gözlenen rezorbsiyon ve poiklitik plajiyoklaz kapanımları gibi dengesizlik dokuları nedeniyle bu çalışmada bu tür kristal kümelenmelerinin kısmi ergimeyle oluşmuş restit türü bir

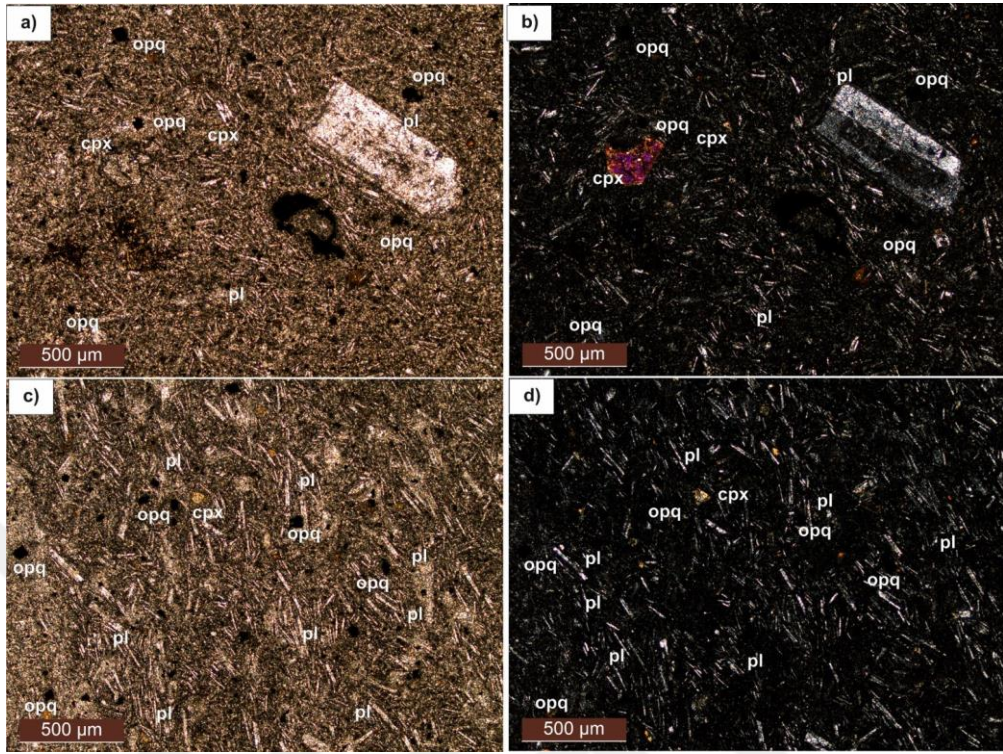
anklavdan daha ziyade çoklu ve karmaşık magma yeniden beslenme süreçleri ile sisteme yeniden katılmış akraba anklavlar oldukları düşünülmektedir.



Şekil 4.29. Andezit-3 türü kayalardan GK-24'e ait (a)-(b) opq ve plajiyoklaz kapanımlı poiklitik dokulu klinopiroksen ve (c)-(d) pl + cpx + opq kristal kümelenmelerinin sırasıyla tek ve çift nikol mikrofotografaları (2.5X)

4.2.2.2.5. Andezit-4

Karacadağ eteklerinde Salur yayla civarında yayılımı az koyu gri-açık gri renkli andezitik lav akıntıları yüzeylemektedir. Bunlar tipik olarak holokristalin porfirik doku ve pilotaksitik doku göstermektedir. Hamur tamamen mikrolitlerden oluşmaktadır. Çok küçük, ince-uzun feldispat (türü ayırt edilemeyen) mikrolitleri belirgin bir şekilde akma doğrultusuna paralel dizilerek trakitik doku oluşturmaktadırlar. Genel itibariyle % 20 plajiyoklaz fenokristali, % 5 klinopiroksen mikrofenokristalleri, % 5 opak mineral ve aynı minerallerin içine dağılmış olduğu % 70 hamur içermektedir (Şekil 4.30). Andezit-4 türü kayalar mafik mineral olarak yalnızca klinopiroksen mikro-fenokristalleri içermeleri ile diğer andezitlerden ayrılmaktadırlar.



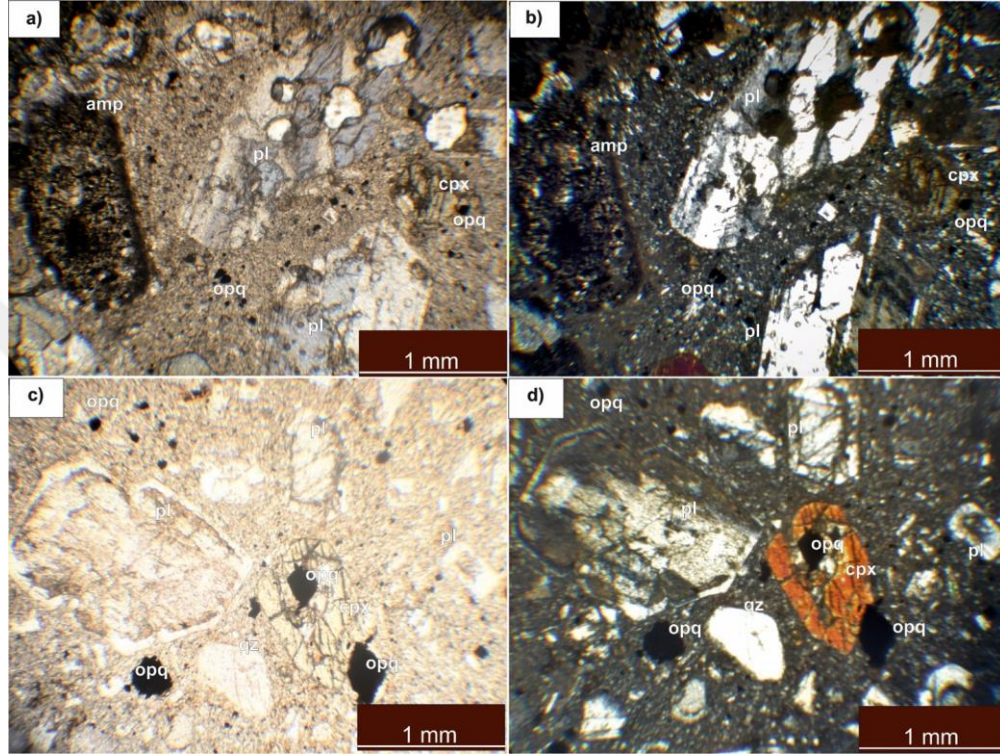
Şekil 4.30. Andezit-4 türü kayalardan GK-55'e ait sırasıyla (a)-(c) tek nikol (b) –(d) çift nikol mikrofotografaları (5X)

4.2.2.2.6. Andezit-5

Andezit-5 türü kayalar Kötüdağ ve Arısama dağı civarında yüzeylemektedir. Karacadağ civarında yüzeyleyen kayalardan daha altere görülmektedirler. Açık gri ve yer yer kahverengi renkteki bu lav akıntıları genel itibariyle düşey soğuma çatlakları göstermektedir. Makro boyuttaki epidotlaşmalar ve mafik mineral kümelenmeleri dikkat çekmektedir (Şekil 4.8 d ve e). Genel itibariyle hipokristalin porfirik doku sergilemektedir. Kayacın feno ve mikrofenokristallerini plajiyoklaz, piroksen, opak mineral ve nadiren kuvars krsitalleri oluşturmaktadır. Bazı örneklerde bol miktarda plajiyoklaz megakristalleri gözlenmektedir. Tali olarak apatit bulunabilmektedir. Andezit-5 türü kayalar makroskobik mafik mineral kümelenmeleri, polarizan mikroskop altında incelendiklerinde opasitleşmiş opaklaşmış amfibol ve biyotit psödomorfları içermeleri ile diğer andezit türlerinden ayrılmaktadırlar.

Plajiyoklazlar piroksen ve apatit kapanımları içermektedirler. Plajiyoklazlar özşekilliden özşekilsiz kadar değişen kristal şekillerine sahiptir. Plajiyoklazlar albit,

albit-periklin ve karlspat ikizlenmesi sunarlar. Kırıklanma ve elek dokusu yaygındır. Bazı plajiyoklazlar kurtçuklu hücrel doku göstermektedir. Piroksenler genellikle özşekilsiz, kırıklanmış ve opak mineral kapanımı içermektedir (Şekil 4.31 c ve d). Kayada amfibol ve biyotitler opaklaşmış, opasitleşmiş olarak gözlenmektedir (Şekil 4.31 a ve b).



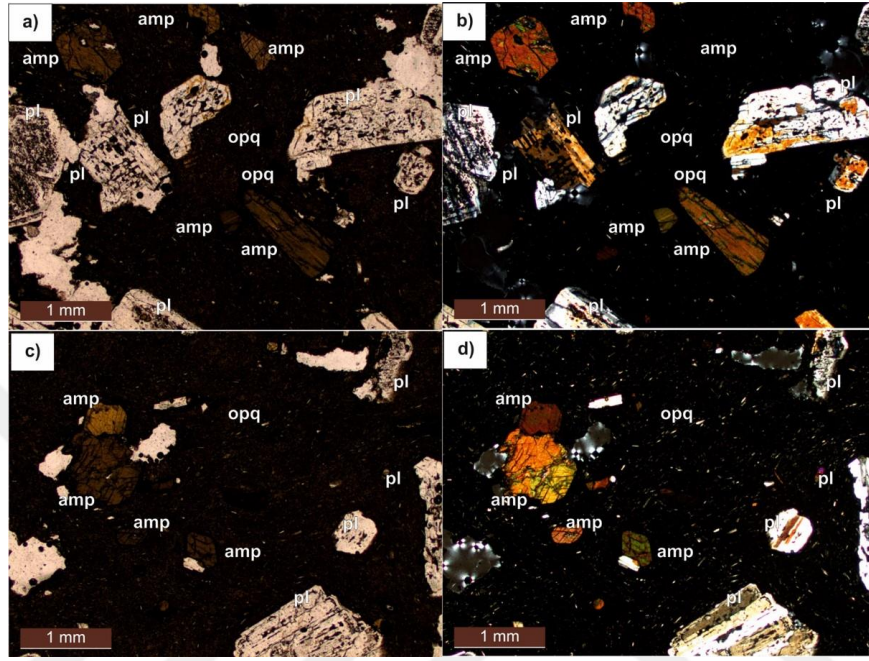
Şekil 4.31. Andezit-5 türü kayalarda yer alan (a)-(b) amfibol psödomorfları (c)-(d) elek dokulu plajiyoklaz ve kırıklanmış ve Fe-Ti oksit kapanımlı klinopiroksen kristalleri

4.2.2.2.7. Dasit

Dasitler hipokristalin porfirik doku sergilemektedir. Kayadaki feno ve mikrofenokristalleri plajiyoklaz (% 22), kuvars (% 12), amfibol (% 15), biyotit (% 10) ve opak mineraller (% 3) oluşturmaktadır. Hamurda (% 38) bu minerallere ilaveten volkanik cam da gözlenmektedir. Ayrıca plajiyoklazlar megakristal olarak da bulunabilmektedir.

Plajiyoklaz feno ve mikrofenokristalleri özşekilli-yarı özşekilli, albit, albit-periklin ikizli ve zonlu kristaller olarak gözlenirler. Bazen kemirilmiş ve kırılmış kristaller şeklindedir. Plajiyoklazlarda çoğunlukla elek-hücrel dokular gelişmiştir. Yaygın olarak kurtçuklu hücrel dokusu göstermektedir.

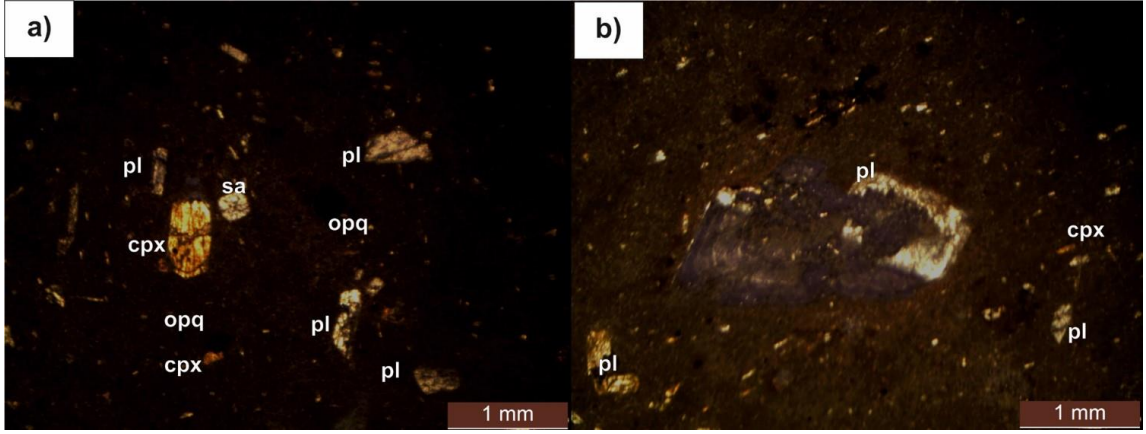
Biyotitler çoğunlukla yarı özşekilli ve pleokroiktir. Amfiboller çoğunlukla özşekilli, altıgen veya prizmatik ve mükemmel çift yönde dilinimli gözlenmektedir. Yeşil renkli ve pleokroiktir. Bazen ikizli ve zonlu olarak görmek mümkündür. Yer yer kırıklanmıştır ve opak mineral kapanımları içermektedirler (Şekil 4.32).



Şekil 4.32. Dasit türü kayalardan GK-26'a ait (a)-(b) ince taneli-kaba taneli-kirli yüzeyli elek dokuları gösteren plajiyoklaz ve (b)-(d) zonlu ve mükemmel dilinimli amfibol kristallerinin sırasıyla tek ve çift nikol mikrofotografaları (5X)

4.2.2.2.8. Trakit

Karacadağ volkanitlerinin bir alt üyesi olan trakitlerin dokusu hipokristalin porfirikten vitrofirik porfiriğe kadar değişen dokudur (Şekil 4.33). Kayadaki feno ve mikrofenokristalleri plajiyoklaz, sanidin, klinopiroksen ve opak mineraller oluşturmaktadır. Hamurda bu minerallere ilaveten volkanik cam gözlenmektedir. Kayada modal olarak; plajiyoklaz (% 10), sanidin (% 2), klinopiroksen (% 3), opak mineraller (% 2) ve volkanik cam (% 83) bulunmaktadır.



Şekil 4.33. Trakit türü kayalardan HKA-3'e ait (a)-(b) çift nikol mikrofotografaları (10X; sa: sanidin)

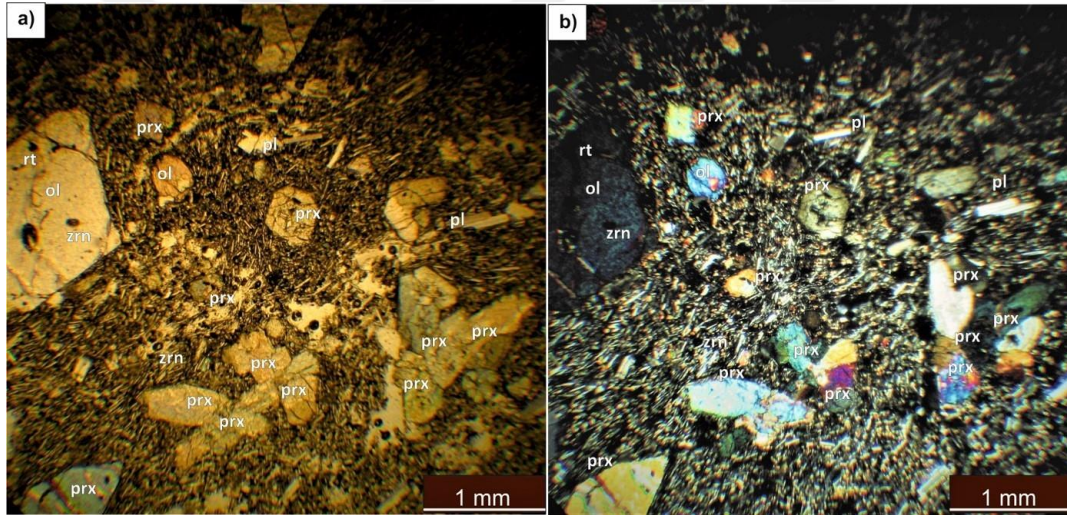


4.2.2.3. Karapınar Volkanitlerinin Petrografisi

4.2.2.3.1. Bazalt-2 ve Anklavlar

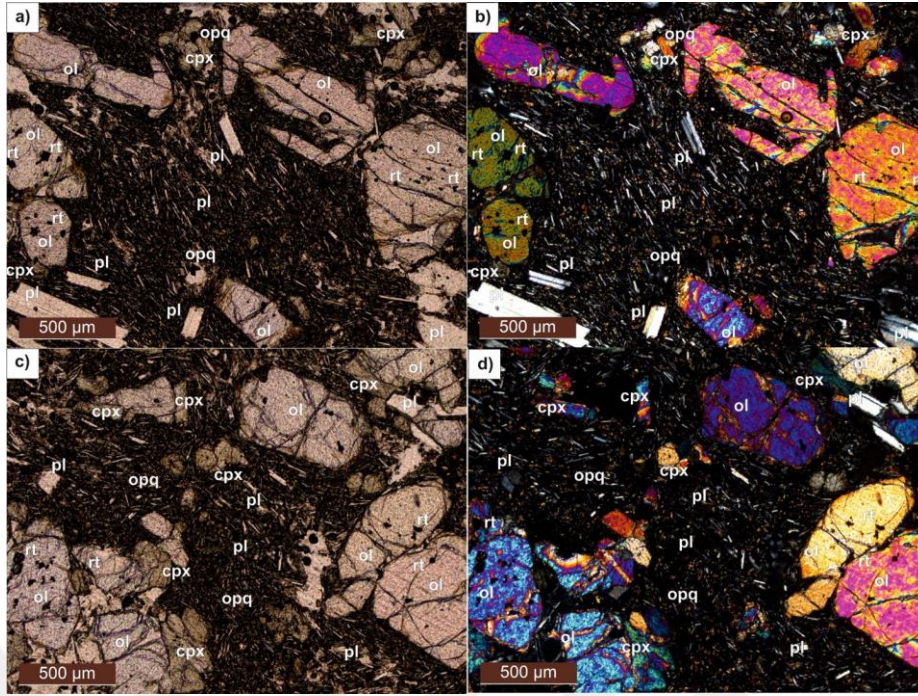
4.2.2.3.1.1. Bazalt-2

Bazaltik kayaların detaylı petrografik incelenmesi sonucu genel olarak holokristalin porfirikten hipokristalin porfirik dokuya değişen doku özelliği sergilemektedir. Genel itibariyle mineralojik bileşim olarak da olivin (% 27), klinopiroksen fenokristalleri (% 10), plajiyoklaz mikrofeno-kristalleri (% 10) ve mikrolitleri (% 47), Fe-Ti oksit (% 3), kuvars ksenokristali (% 1) tali bileşen (% 2) olarak da zirkon ve rutil kristalleri içerdikleri gözlenmektedir (Şekil 4.34 a ve b).



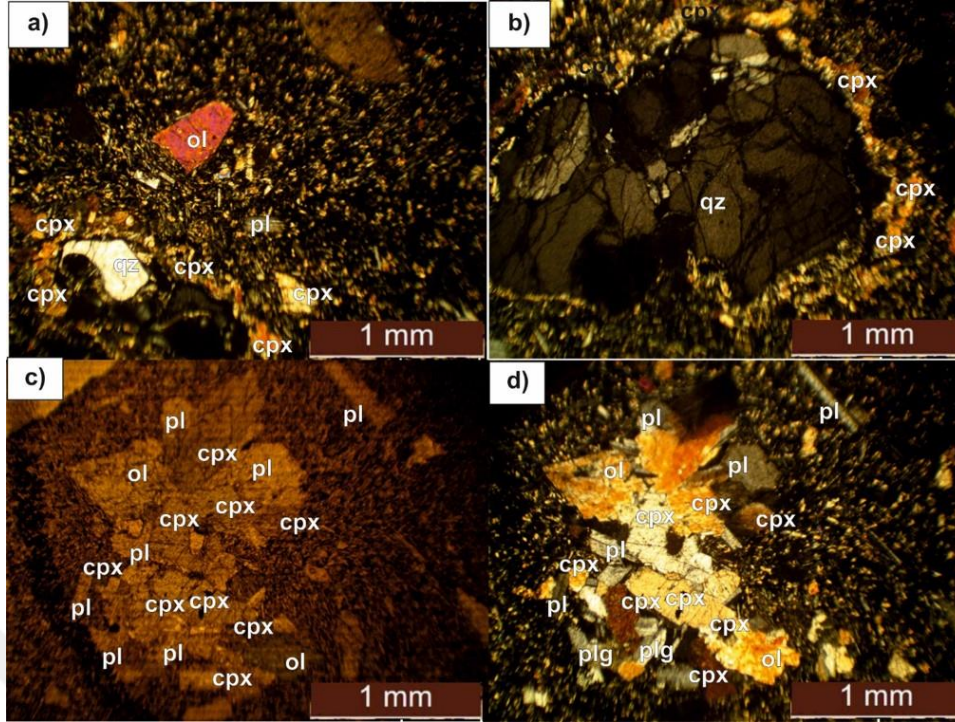
Şekil 4.34. Bazalt-2 türü kayalardan GK-31'e ait sırasıyla (a)-(b) tek ve çift nikol mikrofotografaları (5X, prx: piroksen, ol: olivin, pl: plajiyoklaz, rt: rutil, zrn: zirkon)

İncelenen kayalarda özellikle olivinlerin bol miktarda rutil kapanımı ve Fe-Ti oksit kapanımları içerdiği gözlenmektedir (Şekil 4.35). Ayrıca olivinlerin yer yer iddingsitleşme gösterdiği ve hızlı soğumanın bir kanıtı olarak sık sık iskeletsi doku gösterdikleri gözlemlenmiştir (Şekil 4.35 a ve b).



Şekil 4.35. Bazalt-2 türü kayalardan GK-32'ye ait sırasıyla (a)-(b) iskeletsi olivin (c)-(d) olivinlerde rutil ve zirkon kapanımları (2.5X)

Plajiyoklaz feno ve mikrofeno kristalleri özşekilli-yarı özşekilli, albit ikizli ve zonlu kristaller olarak gözlenmektedirler. Bunların dışında nadiren kuvars ksenokristali ve bununla birlikte etrafını klinopiroksenlerin çevrelemesiyle yer yer osellar (gözlü doku) dokusunun gözlenmiş olması dikkat çekmektedir. Şekil 4.36 (a)'da kemirilmiş ve etrafı klinopiroksenlerle çevrilmiş osellar dokulu kuvars ksenokristali ve şekil 4.36 (b)'de kuvarsit ksenoliti gözlenmektedir.



Şekil 4.36. Bazalt-2 türü kayalardan GK-32'ye ait mikrofotografılar (a) Kemirilmiş/körfez dokulu kuvars ksenokristali, (b) kuvarsit ksenolitinde osellar dokusu, (c)-(d) pl+ol+cpx kümelenmelerinin sırasıyla tek ve çift nikol mikrofotografıları (5X; cpx=klinopiroksen, qz=kuvars)

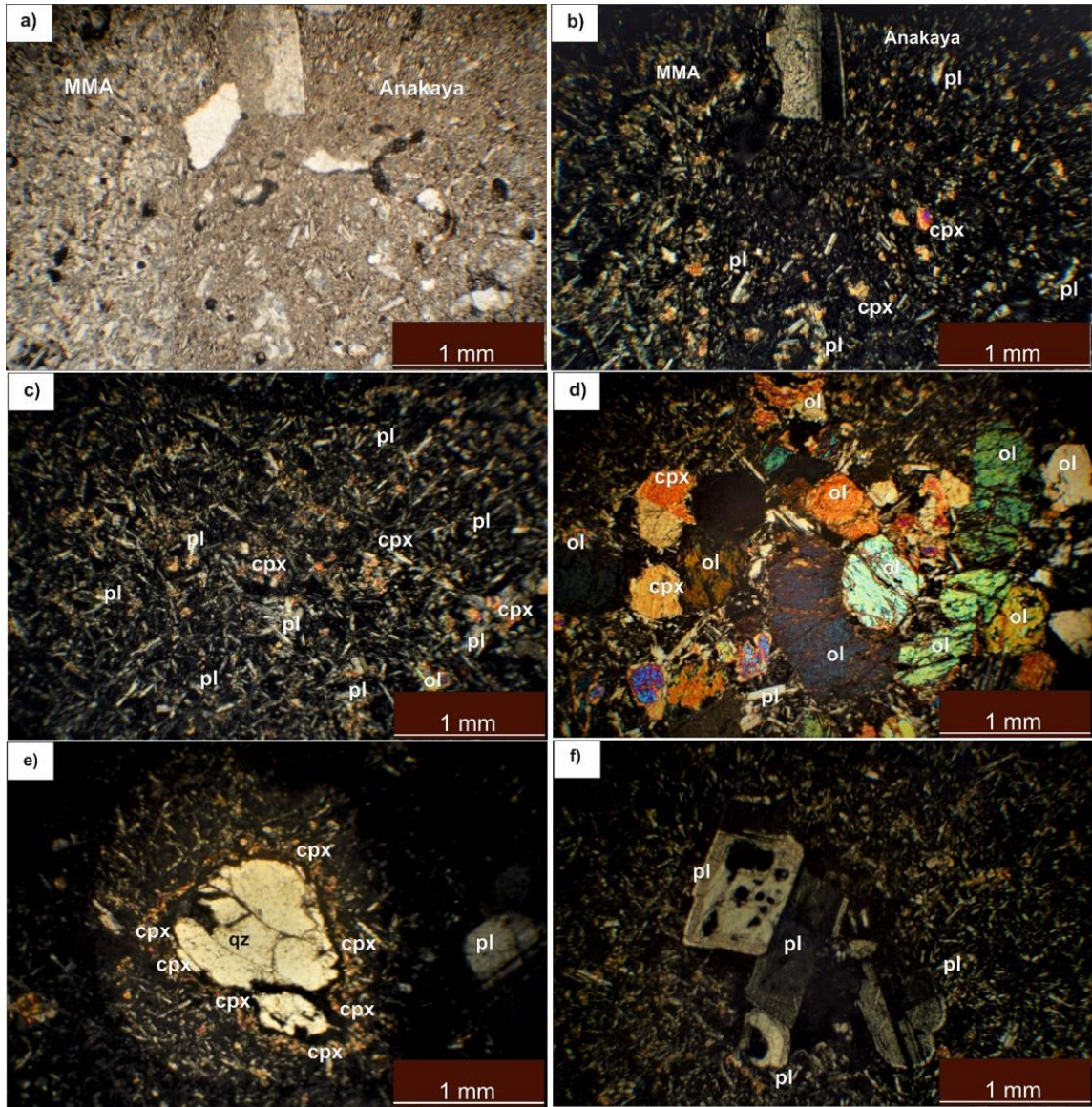
4.2.2.3.1.2. Anklavlar

1) Magma karışımı anklavları (MMA)

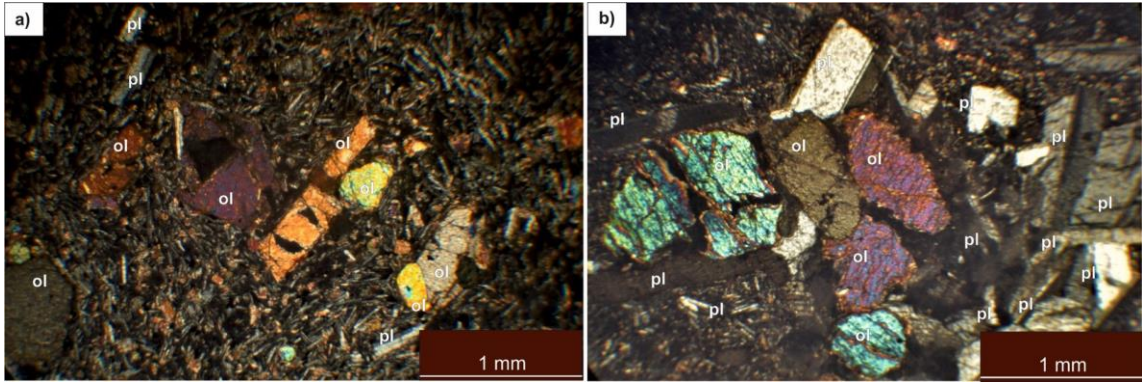
Bu anklavlar ana kaya ile aynı mineralojik bileşimi sergilemektedir, olivin ve klinopiroksen fenokristalleri ve onları çevreleyen plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşmaktadır. MMA için tipik olan ince taneli bir doku göstermektedir. Genel itibariyle holokristalin porfirik doku ve intersertal doku göstermektedirler (Şekil 4.37). Jeokimya ve mineral kimyası verileri ile oluşumlarında aynı bileşimli fakat daha sıcak magmanın magma odasındaki konveksiyon sırasında self mixing ve magma mixing sürecinin etkisinin olduğu düşünülmektedir. Magma karışım anklavları (MMA) tipik magma karışım dokularından plajiyoklazlarda elek-süngersi doku, lata şekilli plajiyoklaz oluşumları, plajiyoklazlarda erime çözünme dokuları göstermekte, kuvars ksenokristallerinde magma korozyonu dokusu ve etrafında piroksenlerin dizilimi ile gözlü doku sergilemekte, bozunma türlerinden yoğun karbonatlaşma, opaklaşma, opasitleşme içermektedir. Magma karışımı anklavları bazalt-2 türü kayalardan yalnızca kalk-alkalen karakterli olanlarda gözlemlenmektedir.

2) Magma segregasyon anklavları

Bazı bazalt-2 türü kayalarda olivin ve piroksen fenokristalleri (bazen plajiyoklaz mikrokristalleri) yer yer üst üste kümelenerek glomeroporfirik doku oluşturmuşlardır (Şekil 4.37 d, 4.38 b). Magma segregasyon anklavı genelde monomineralik mafik mineral kümelenmesi olarak gözlenmektedir ve küçük boyutlu olduklarından mikroskop altında gözlemlenebilmektedir (Kadioglu ve Güleç, 1999). Magmanın kristalleşmesi sırasında aynı magmadan türeyen erken evrede kristallenen minerallerin belirli bir alanda yığılarak kümelenme özelliği gösterecek şekilde yer almasıyla oluşurlar. Bazalt-2 türlerinde yer alan magma segregasyon anklavları dünit, klinopiroksenit, verlit ve bazalt bileşimlerindedir. Ultramafik bileşimdeki magma segregasyon anklavları manto malzemesini temsil etmektedir ve magmanın yükselimi sırasında konveksiyonla koparılarak sisteme dâhil edildikleri düşünülmektedir (Cigolini ve ark., 2008). Bu anklavlar yalnızca ana kayada değil aynı zamanda intersertal dokulu bazaltik bileşimli MMA içinde de (Şekil 4.37 d) gözlenmektedir.



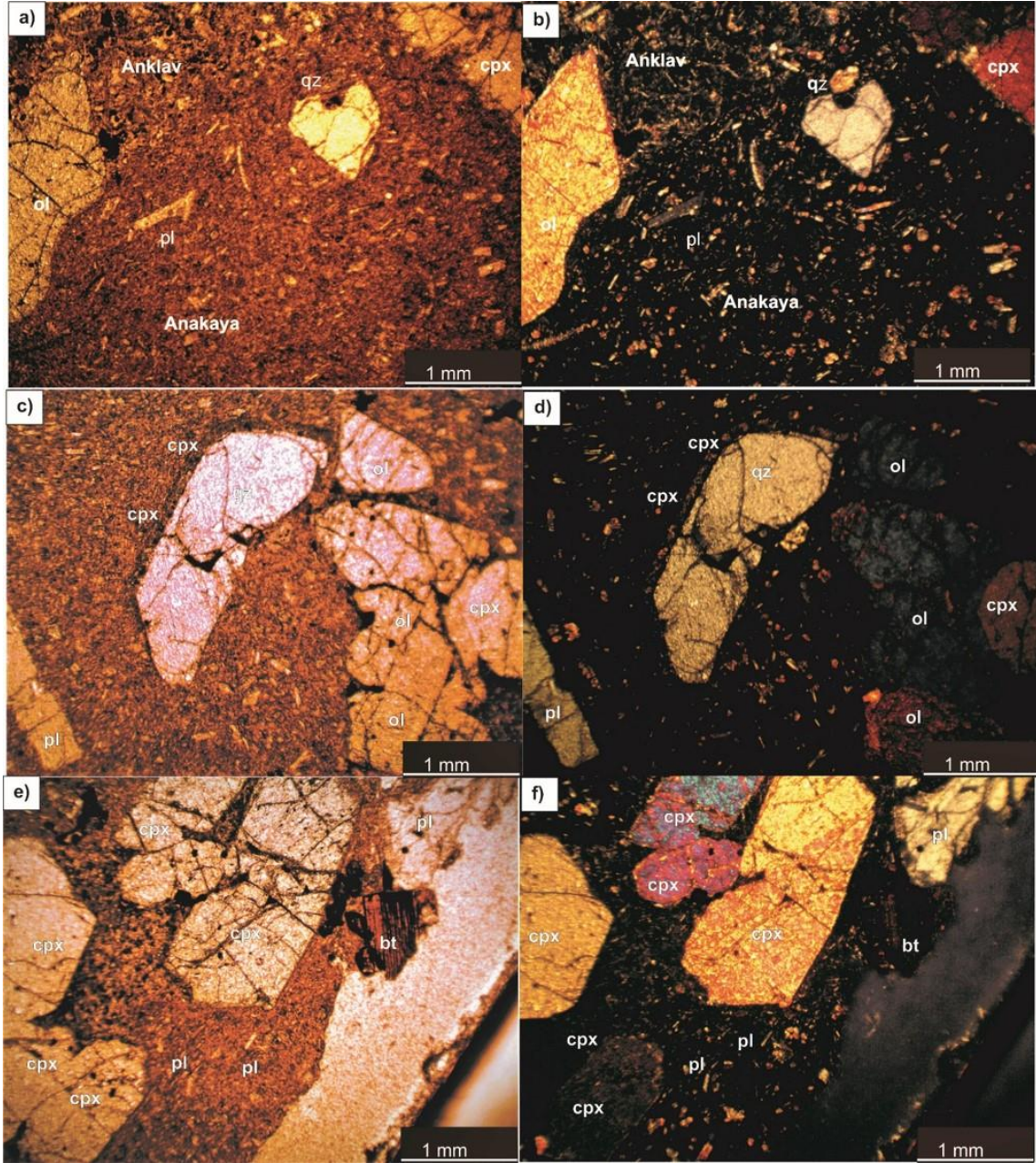
Şekil 4.37. Bazalt-2 türü kayalardan KR-21'e ait (a)-(b) ana kaya ve bazaltik MMA sınırının sırasıyla tek ve çift nikol mikrofotografaları, (c) intersertal dokulu bazaltik MMA çift nikol görüntüsü, (d) MMA'nın içindeki holokristalin tanesel dokulu verlit bileşimli magma segregasyon anklavı (e) MMA içindeki oseller dokulu kuvars ksenokristali, (f) MMA içinde glomerokristal oluşturan ve kaba taneli elek dokusu/ince taneli elek dokusu gösteren plajiyoklaz ksenokristalleri (5X)



Şekil 4.38. Bazalt-2 türü kayalardan (a) GK-405 ana kaya ve (b) içermiş olduğu holokristalin taneseli dokulu bazaltik bileşimli magma segregasyon anklavının mikrofotografı (5X)

3) Ksenolit

Holokristalin porfirik doku sergileyen bazalt-2 türü kayaların bazıları (GK-31), kuvars ksenokristallerinin (Şekil 4.36 a) dışında, ksenolit türü anklav olarak da kuvarsit kaya parçası içermektedir (Şekil 4.36 b). Bunun dışında gerek hipokristalin porfirik dokulu bazaltik ana kayada (KR-21, KR-22, KR-25), gerekse holokristalin porfirik dokulu bazaltik anklavların (KR-21 a, KR-22 a) içerisinde çoğunlukla kuvars, plajiyoklaz (mineral kimyası bölümünde anlatılmaktadır) nadiren biyotit, amfibol ksenokristalleri gözlenmektedir. Kuvarslar genel itibariyle körfez dokusu göstermekte ve etrafları klinopiroksen mikrolitleri ile çevrelenerek gözlü doku/osellar dokusu sergilemektedir (Şekil 4.39 c, d). Biyotit ve çoğunlukla amfiboller opaklaşmış-opasitleşmiştir ve psödömorf olarak gözlenmektedir (Şekil 4.39 e, f). Bunların dışında plajiyoklaz fenokristalleri elek ve hücreli doku (Şekil 4.37 f) çeşitlerini göstermektedir. İncelenen plajiyoklaz fenokristallerinin genel itibariyle oligoklaz bileşiminde olup (mineral kimyası bölümünde anlatılmaktadır) bazaltik ana kaya içerisinde fenokristal olarak oluşamayacakları, ancak başka bir sistemin ürünü olup daha sonradan bu sisteme katılmış olabilecekleri düşünülmektedir. Tüm bu dengesizlik dokuları bu kristallerin bazaltik ana kayaya ait olmadığını, magmanın yükselimi sırasında yan kayadan koparılan ksenokristal olduklarını ve sisteme sonradan dâhil edildiklerini anlatmaktadır.



Şekil 4.39. Bazalt-2 türü kayalardan KR-22'ye ait tek ve çift nikol mikrofotografılar (a) ve (b) ana kaya ve anklav sınırı, kuvars ksenokristali ve olivinlerde körfez dokusu (c) ve (d) kuvars ksenokristallerinde gözlenen osellar dokusu (e) ve (f) biyotit ksenokristali (5X)

4.2.2.3.2. Bazalt-3 ve Anklavlar

4.2.2.3.2.1. Bazalt-3

Bazalt-3 türü kayalar makroskobik olarak afanitik doku ve yer yer amigdaloidal doku, mikroskobik olarak genel itibariyle hipokristalin porfirik doku göstermektedir. Bazaltik ana kaya olivin, klinopiroksen, plajiyoklaz mikrolitleri ve çok az volkanik camdan oluşan bir hamur malzemesine dağılmış olivin, klinopiroksen, plajiyoklaz ve kuvars fenokristalleri içermektedir (Şekil 4.40 ve 4.41).

Olivin mineralleri genellikle yarı özşekilli, nadiren özşekilli fenokristaller halinde gözlenmektedir. Çoğunlukla yoğun çatlaklanmalıdır. Opak mineral kapanımları içermektedir. Genellikle kristal kenarları ve çatlakları boyunca kısmen iddingsitleşmişlerdir. Plajiyoklaz mega ve fenokristalleri ise yoğun ince/kaba taneli elek dokusu, kurtçuklu çukurluklu/hücresele doku ve bu çukurluklarda yer yer cam ve plajiyoklaz mikroliti kapanımları içermektedir. Bazı örneklerde amigdaloidal doku gözlenmektedir. Kaya gözenek ve çatlakları genellikle kuvars ile doldurulmuştur. Kuvarslar özşekilsiz, yuvarlağımsı ve çatlaklı gözlenmektedir. Bazıları kenarlarından itibaren yenmiş-kemirilmiş olarak gözlenmektedir. Yenmiş-kemirilmiş kuvarslar iki şekilde oluşabilmektedir. Magmanın yüzeye doğru yükselmesi esnasında basınçtaki azalma, sıcaklıktaki artma nedeniyle gelişen korozyon veya dengesiz ilksel büyüme nedeniyle bu tür dokular gelişebilmektedir (Donaldson ve Henderson, 1988).

Ana kayanın içermiş olduğu plajiyoklazlarda erime-çözünme ve elek-süngerli dokuları (Şekil 4.40 a, b ve 4.41 a, b), kuvars ksenokristallerinde gözlenen magma korozyon dokuları (Şekil 4.40 c, d) ile osellar dokuları (4.41 c, d, g, h) ve biyotit-amfibol ksenokristalleri dikkat çekmektedir.

4.2.2.3.2.2. Anklavlar

1) Magma karışımı anklavları

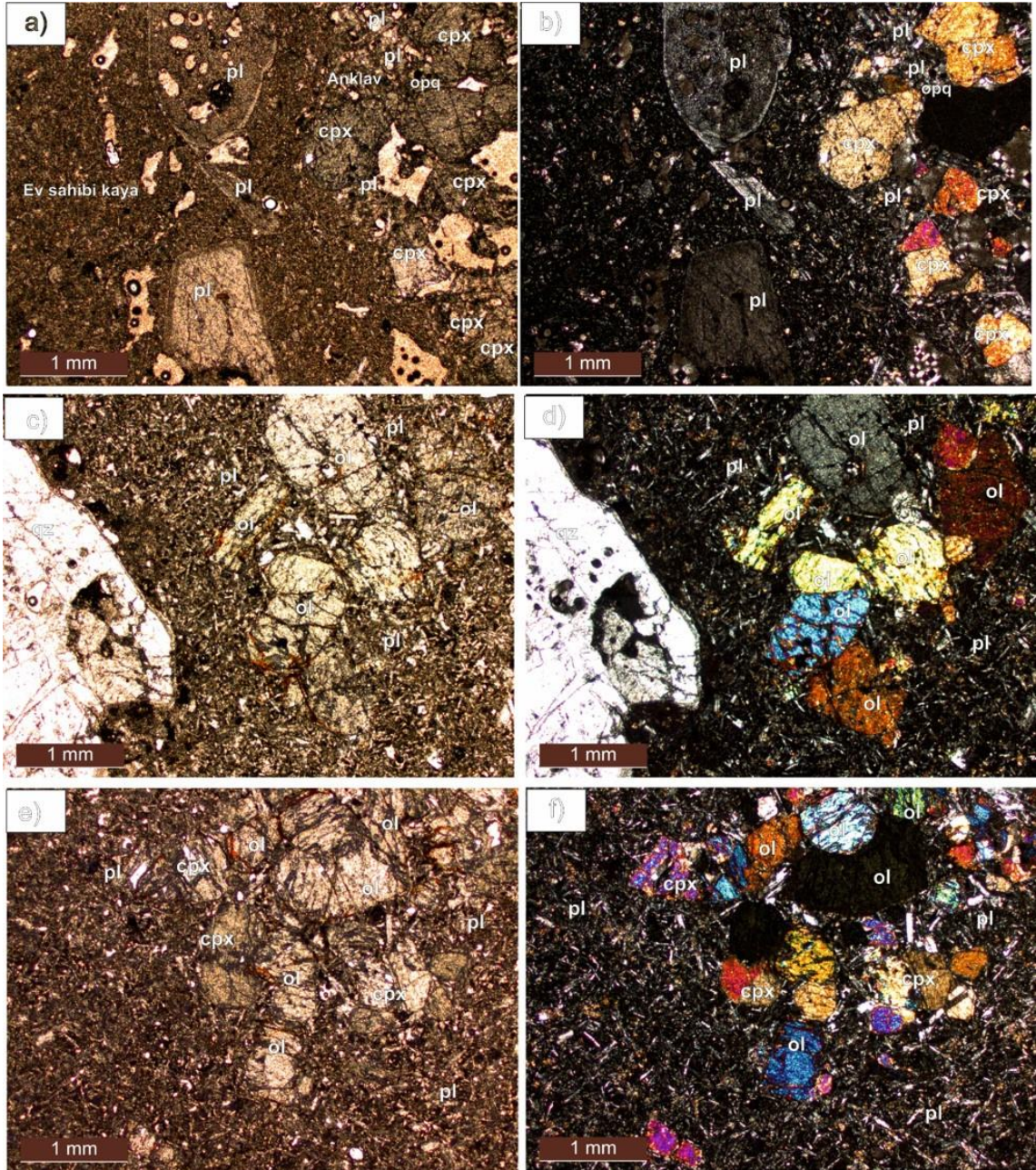
Bu anklavlar ana kaya ile aynı mineralojik bileşimi sergilemektedir, olivin ve klinopiroksen fenokristalleri ve onları çevreleyen plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşmaktadır (Şekil 4.40 c, d, e, f).

2) Magma segregasyon aklavları

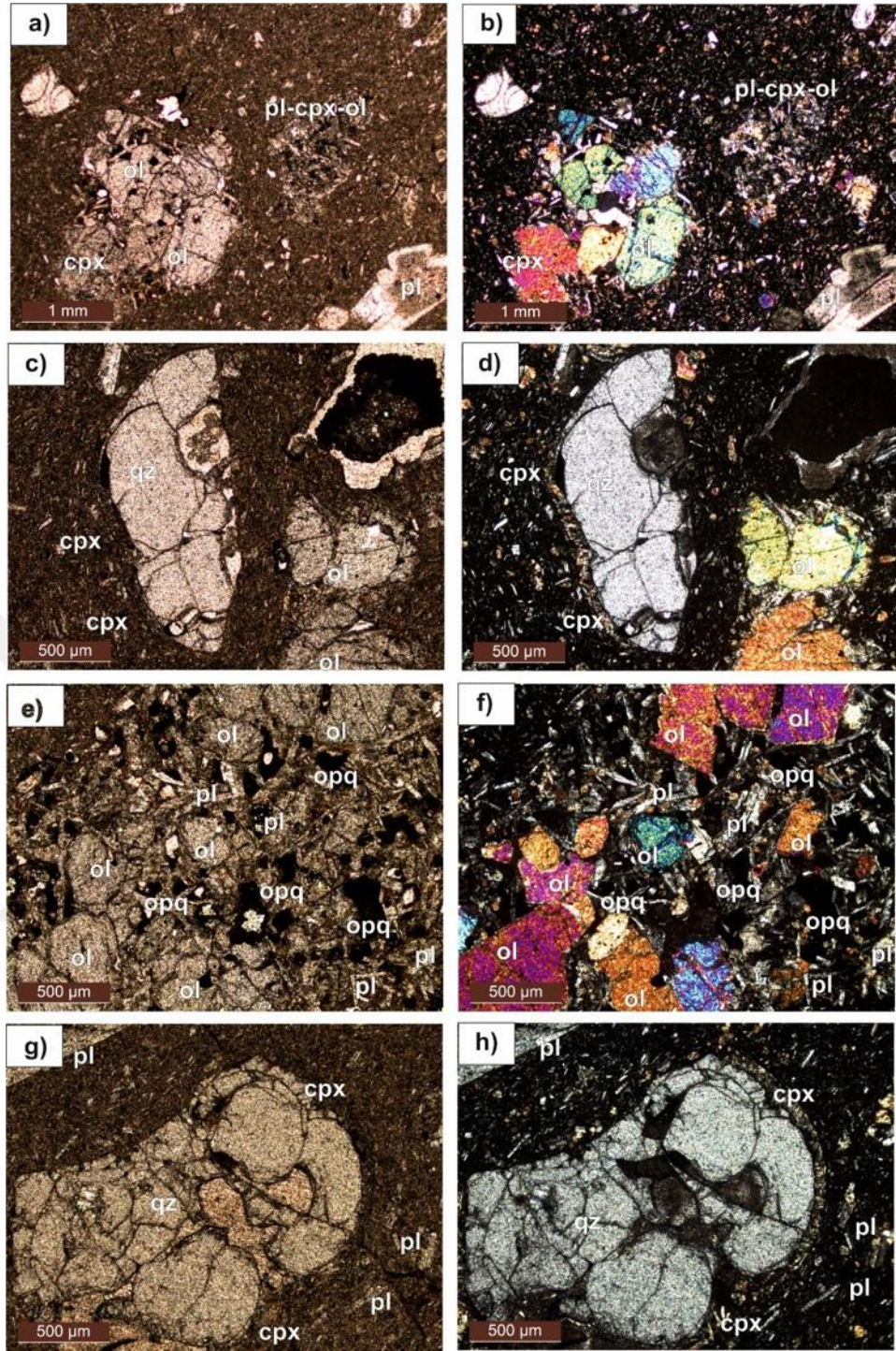
Bu anklavlar ana kaya ile aynı mineralojik bileşimi sergilemektedir. Anklavda olivin ve/veya klinopiroksen fenokristalleri sık sık kümelenme gösterip glomeroporfirik doku sergilemektedir. Bazı ana kayalarda tipik bazalt, bazılarında ise dunit bileşimi sergilemektedir. Ana kaya ile aynı mineralojik bileşimi sergilediklerinden bunların erken evrede kristallenmiş magma segregasyon aklavları oldukları düşünülmektedir. Bu anklav türü ayrıca yalnızca hipokristalin porfirik dokulu bazaltik ana kayanın değil ayrıca intersertal dokulu bazaltik MMA'nın içerisinde de gözlenmektedir (Şekil 4.40 c, d, e, f).

3) Ksenolit

Gerek hipokristalin porfirik dokulu bazaltik ana kayada gerekse holokristalin porfirik dokulu bazaltik anklavların içerisinde çoğunlukla kuvars, plajiyoklaz nadiren biyotit, amfibol ksenokristalleri gözlenmektedir. Kuvarslar genel itibariyle körfez dokusu ve osellar dokusu sergilemektedir. Biyotit ve çoğunlukla amfiboller opaklaşmış-opasitleşmiştir ve psödömorf olarak gözlenmektedir. Bunların dışında plajiyoklaz fenokristalleri elek ve hücreli doku çeşitlerini göstermektedir. Tüm bu dengesizlik dokuları bu kristallerin bazaltik ana kayaya ait olmadığını, magmanın yükselimi sırasında yan kayadan koparılan ksenokristal olduklarını ve sisteme dâhil edildiklerini anlatmaktadır (Şekil 4.40 c, d ve 4.41 c, d, g, h).



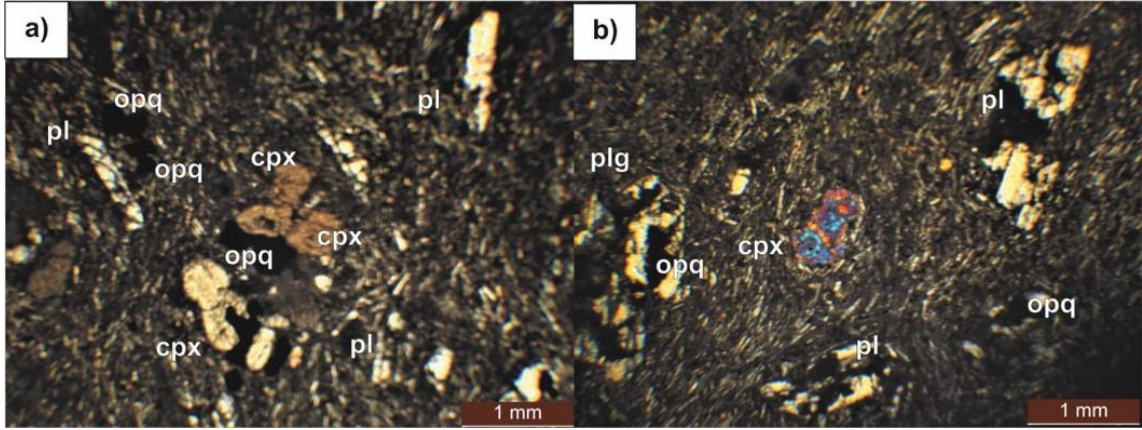
Şekil 4.40. Bazalt-3 türü kayalardan KR-25'e ait (a)-(b) ana kaya ve anklav sınırı, plajiyoklazlarda elek dokusu (c)-(d) intersertal dokulu bazaltik anklavda dünit bileşimli magma segregasyon anklavı (e)-(f) intersertal dokulu bazaltik anklavda bazalt bileşimli magma segregasyon anklavının mikrofotoğrafları (5X)



Şekil 4.41. Bazalt-3 türü kayalardan KR-30'a ait (a)-(b) ana kayada yer yer ol + cpx ve ol + cpx + pl kümelenmeleri ile bazaltik magma segregasyon anklavı (c)-(d) kuvars ksenokristalinin etrafını klinopiroksenlerin sarması ile osellar dokusu (e)-(f) ana kaya ile aynı bileşimli anklavda intersertal dokulu bazaltik MMA (g)-(h) ana kayada kuvars ksenokristali ve osellar dokusu (5X)

4.2.2.3.3. Andezit-6

Gözbeği tepede yayılımı az açık-gri renkli andezitik lav akıntıları yüzeylemektedir. Bunlar tipik olarak holokristalin porfirik doku ve pilotaksitik doku göstermektedir. Hamur tamamen mikrolitlerden oluşmaktadır. Çok küçük, ince-uzun feldispat (türü ayırt edilemeyen) mikrolitleri belirgin bir şekilde akma doğrultusuna paralel dizilerek trakitik doku oluşturmaktadırlar (Şekil 4.42). Genel itibariyle % 10 plajiyoklaz, % 8 klinopiroksen mikrofeno kristalleri, % 2 olivin, % 5 opak mineral ve % 75 mikrolitik hamur içermektedir. Bazıları nadiren iddingsitleşmiş olivin kristali içermektedir.



Şekil 4.42. Andezit-6 türü kayalardan HKA-8'e ait (a)-(b) çift nikol mikrofotografılar (10X)

4.2.3. Mineral Kimyası

4.2.3.1. Karacadağ Volkanitlerinin Mineral Kimyası

Detaylı petrografik ve jeokimyasal incelemeleri tamamlanan örnekler içerisinde imkânlar dâhilinde yalnızca bazı andezit-1 ve bazı andezit-2 türü kayalar ile anklavlarının mineral kimyası çalışmaları yapılabilmektedir. İncelenen mineraller içinde bulunduğu örnek numarası, daire numarası ve incelenen noktaya göre kodlanmıştır (örneğin GK-35/C6/S5; Andezit-1/6.daire/5.nokta).

4.2.3.1.1. Olivin

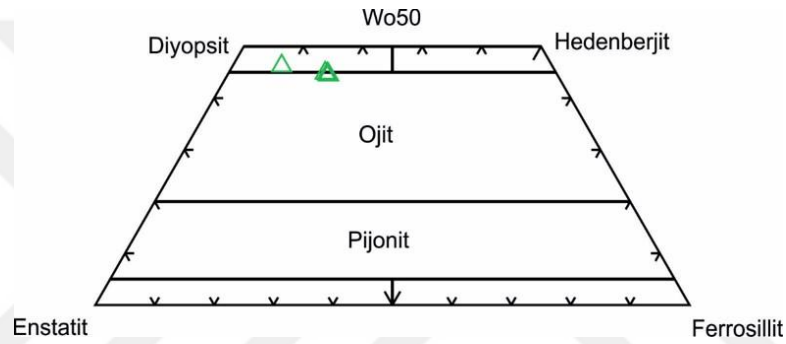
Andezitlerde yer alan olivinlerin fenokristal mi yoksa ksenokristal mi olup olmadıklarının belirlenmesi oldukça önemlidir. Bu da olivinlerin içlerinde buldukları eriyik ile denge koşullarını sağlayıp sağlamadıklarından, Kd değerleri, CaO, Fo, ¹⁸O izotop içeriklerinden anlaşılabilir. İncelenen andezitlerde yer alan olivinlerin mikroprob sonuçları EK-2 te verilmektedir.

Genel olarak Andezit-2 türü kayalardan GK-6'a ait olivinin bileşimi merkezden kenara doğru Fo₈₈₋₈₇ dir ve normal zonlanma göstermektedir. Fo=0.88-0.92 arası manto olivini için oldukça önemlidir. GK-6'a ait olivinlerden bazıları Fo=0.88 sınır değeri göstermektedir. Ancak Kd_(Fe-Mg) değerleri denge şartını sağlamamaktadır. Kd_(Fe-Mg) 0.30±0.03 (olivin-eriyik) olmaması durumu olivinlerin içlerinde buldukları eriyik bileşimi ile dengede olmadığını göstermektedir.

Andezit-2 türü kayalardan GK-15AK.'ye ait olivinin merkezi Fo₈₇ içeriğine sahiptir. İçerdiği MMA GK-15'e ait olivinler ise merkezde Fo=0.86-0.87 kenarda Fo=0.87-0.86 bileşimindedir. Anklavda yer alan olivinlerden bazıları MgO, Fo, Mg# açısından ana kayaya ait olivin merkezi ile benzer özellik sergilerken bazıları oldukça farklı içeriğe sahiptir (EK-2). Ancak andezit-2 türü kayalar ve MMA'larında yer alan olivinler Kd denge şartını sağlamamaktadır.

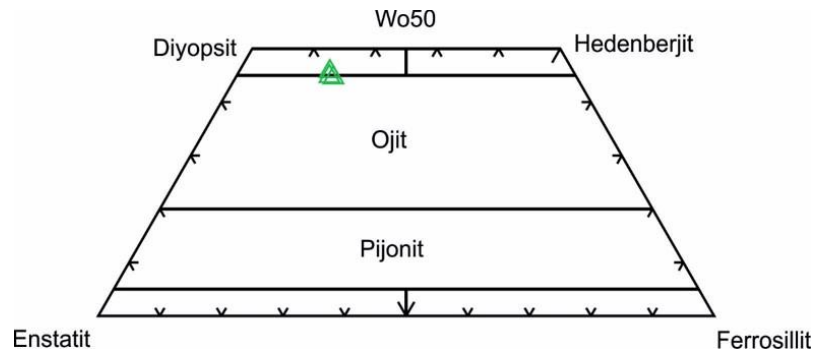
4.2.3.1.2. Klinopiroksen

Andezit-1 türü kayalardan GK-35'e ait klinopiroksenlerin mikroprob analizleri (EK-3) dikkate alındığında, klinopiroksenler Morimoto ve ark. (1988)'nin sınıflamasına göre diyopsit ve yer yer ojit-diyopsit olarak isimlendirilebilir (Şekil 4.43). Bazı piroksenlerde merkez ojit-diyopsit geçişi gösterirken kenar ise diyopsit bileşimindedir. Ojit-diyopsit geçişinde yer alan klinopiroksenlerin bileşimleri mineralin merkezden kenara doğru $Wo_{44-45}En_{39-39}Fs_{17-16}$ arasında değişmektedir. Piroksenlerin kenar zonu $Mg\# >80$ ile yüksek sıcaklık magmasına işaret etmektedir (Nakagawa ve ark., 2002). İncelenen ana kayada MgO açısından ters zonlanma, TiO_2 açısından hem normal hem ters zonlanmalar gösteren piroksenler yer almaktadır.



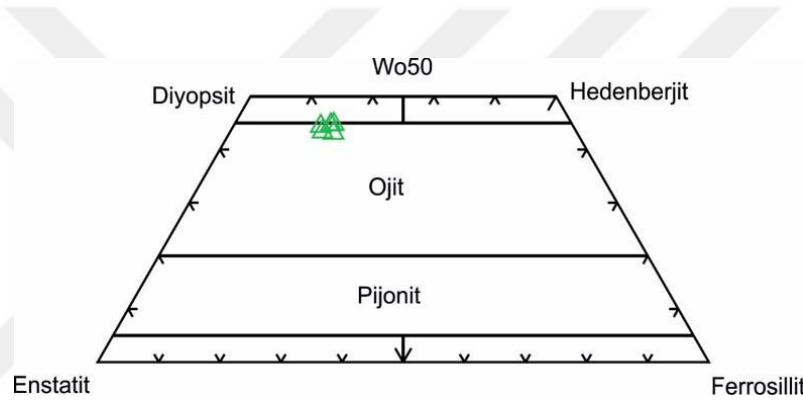
Şekil 4.43. Andezit-1 türü kayalardan GK-35'e ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988) göre sınıflaması

Andezit-1 türü kayalardan GK-80'e ait klinopiroksenlerin mikroprob analizleri (EK-3) dikkate alındığında, klinopiroksenler Morimoto ve ark. (1988)'nin sınıflamasına göre ojit-diyopsit olarak isimlendirilebilir (Şekil 4.44). Ojit-diyopsit geçişinde yer alan klinopiroksenlerin bileşimleri orta-kenardan kenara doğru $Wo_{46-45-45}En_{40-40-40}Fs_{15-16-15}$ arasında değişmektedir. Klinopiroksenlerde MgO ve Cr içeriğinde ters zonlanmalar gözlenmektedir (EK-3).



Şekil 4.44. Andezit-1 türü kayalardan GK-80'e ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması

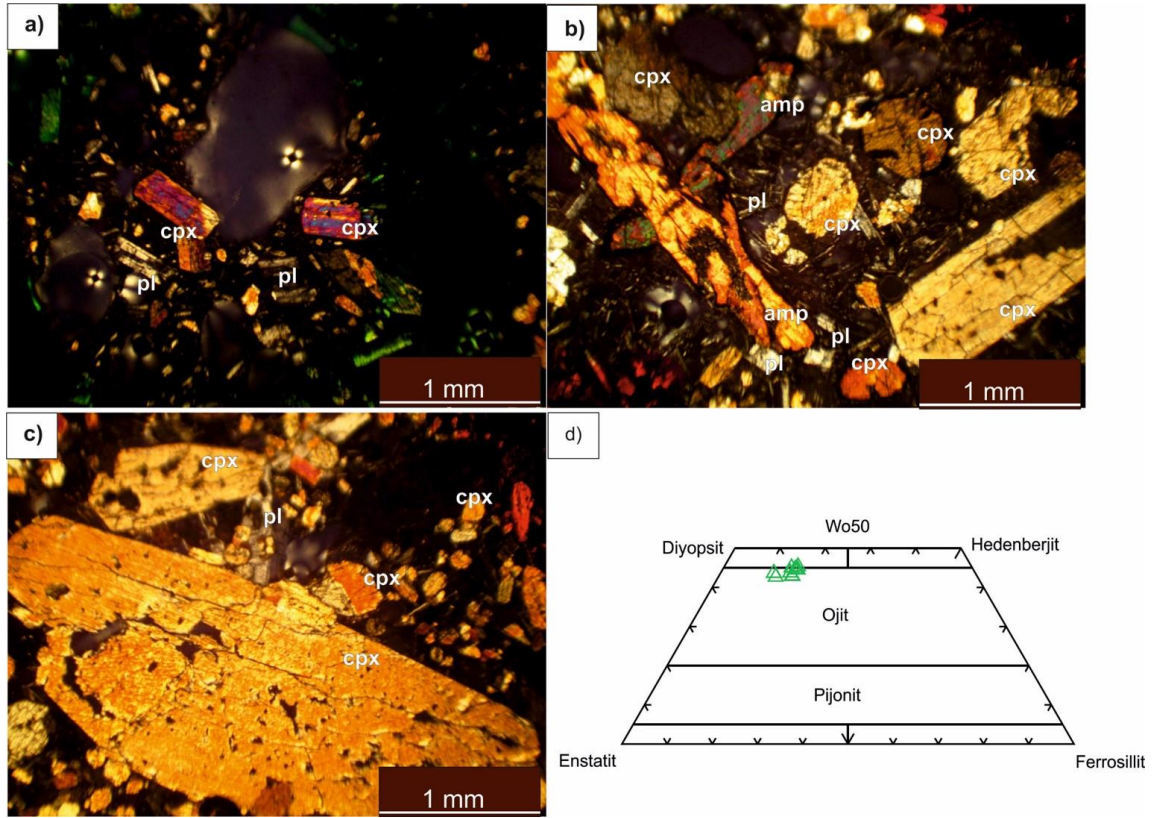
Andezit-1 türü kayalardan GK-108'e ait klinopiroksenlerin mikroprob analizleri (EK-3) dikkate alındığında, Morimoto ve ark. (1988)'nin sınıflamasına göre ojit ve ojit-diyopsit olarak isimlendirilebilir (Şekil 4.45). Ojit olarak isimlendirilen piroksenler $Wo_{43}En_{42}Fs_{15}$ ve $Mg_{\#74}$ tür. Ojit-diyopsit geçişinde yer alan klinopiroksenlerin bileşimleri mineralin merkezinden kenarına doğru $Wo_{45-44}En_{39-40}Fs_{16-16}$ arasında değişmektedir. İçermiş olduğu MMA GK-108A'ya ait klinopiroksenin merkezi ise ojit diyopsit geçişindedir ve bileşimi $Wo_{45}En_{41}Fs_{14}$ tür. İncelenen klinopiroksen merkezi ana kayasındaki klinopiroksenlerden daha yüksek MgO içeriğine sahiptir (EK-3). MMA anklava ait piroksenin ana kayaya ait piroksenden daha mafik olması dikkat çekmektedir.



Şekil 4.45. Andezit-1 türü kayalardan GK-108 ve içerdiği MMA'a ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması

Andezit-1 türü kayalardan GK-139'ye ait klinopiroksenlerin mikroprob analizleri (EK-3) dikkate alındığında, klinopiroksenler Morimoto ve ark. (1988)'nin sınıflamasına göre ojit ve ojit-diyopsit olarak isimlendirilebilir (Şekil 4.46). Ana kayaya (Şekil 4.46 a) ait piroksenlerden bazılarının merkezi ojit-diyopsit geçişi alanına düşerken, kenarı ojit alanına düşmektedir. Buna göre klinopiroksenlerin bileşimleri mineralin merkezinden kenarına doğru $Wo_{45-42}En_{40-45}Fs_{15-13}$ ve $Mg_{\#}$ sırasıyla 73-78 arasında değişmektedir. Tamamen ojit-diyopsit geçişi özelliği gösterenlerde ise mineralin merkezinden kenarına doğru $Wo_{44-45}En_{39-39}Fs_{17-16}$ arasında değişmektedir. $Mg_{\#}$ ise 71 dir. İçermiş olduğu gabroik akraba anklavdan (Şekil 4.46 c) alınan piroksenler ise Morimoto ve ark. (1988)'nin sınıflamasına göre ojit olarak adlandırılabilir. Merkezden kenara doğru TiO_2 , FeO_t , MgO , Cr_2O_3 , $Mg_{\#}$ osilasyonlu artış azalışlar göstermektedir. Özellikle orta kenarda TiO_2 , MgO ve Cr_2O_3 ile zenginleşme söz konusudur. Anklav ile ana kaya arasında gözlenen soğuma kenarına

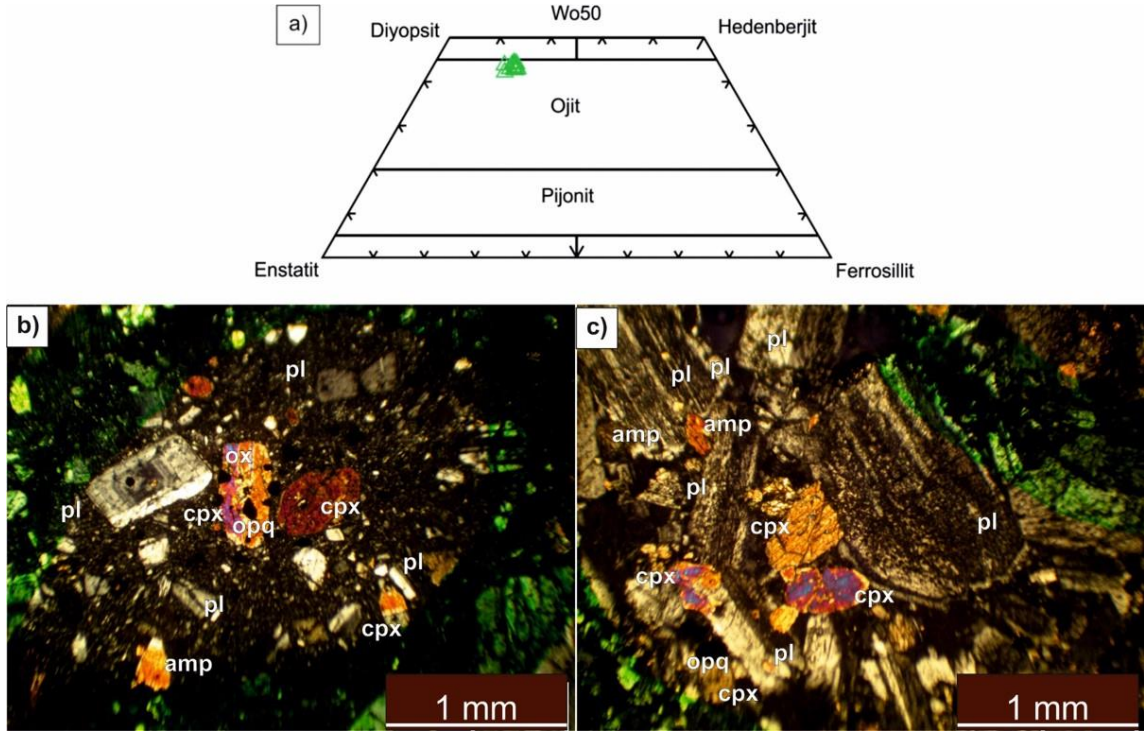
(Şekil 4.46 b) ait piroksenler ojit-diyopsit geçişi özelliği göstermektedir. Buna göre mineralin merkezinden orta-kenarına doğru $Wo_{45-44}En_{39-40}Fs_{16-16}$ ve Mg# sırasıyla 71-72 arasında değişmektedir. Anklavdan alınan klinopiroksenin merkezi, soğuma kenarı ve ana kayadaki klinopiroksenlerden daha yüksek MgO ve Mg# içermektedir ve daha primitif özellik sergilemektedir (EK-3).



Şekil 4.46. Andezit-1 türlerinden GK-139'ye ait (a) ana kayada yer alan piroksenin (b) anklav-ana kaya sınırı/soğuma kenarında yer alan piroksenin (c) klinopiroksence zengin gabroik akraba anklavda yer alan piroksenin mikrofotografı (d) piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması

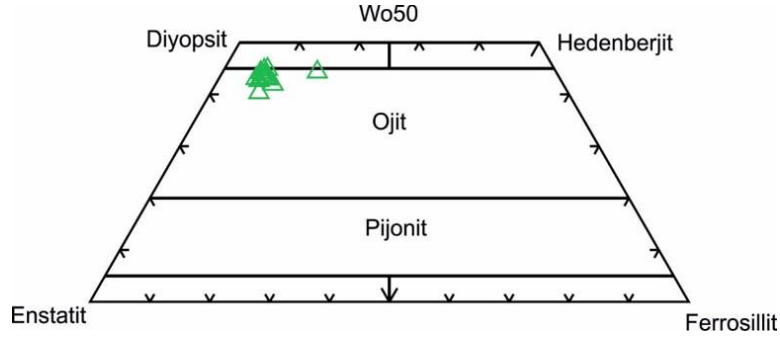
Andezit-1 türü kayalardan GK-144'e ait klinopiroksenlerin mikroprob analizleri (EK-3) dikkate alındığında, klinopiroksenler Morimoto ve ark. (1988)'nin sınıflamasına göre ojit ve ojit-diyopsit olarak isimlendirilebilir (Şekil 4.47 a). Ana kayaya ait piroksenlerin bazıları tamamen ojit türü iken, bazılarının yalnızca merkezi ojit-diyopsittir. Buna göre yalnızca ojit bileşiminde olanlardan bazıları merkezden kenara doğru $Wo_{43-43}En_{41-41}Fs_{16-16-17}$ sahiptir. Merkezi ojit-diyopsit geçişinde yer alan klinopiroksenlerin bileşimleri ise merkezden kenara doğru $Wo_{44-44}En_{41-40}Fs_{15-16-16}$ arasında değişmektedir. Ana kayada (Şekil 4.47 b) merkezden kenara doğru TiO_2 ve MgO içeriğinde osilasyonlu zonlanma görülmektedir. İçermiş olduğu akraba anklava ait piroksen ise (Şekil 4.47 c) tamamen ojit-diyopsit geçiş türüdür. Cr_2O_3 , TiO_2 , FeO

açısından normal zonlanma MgO ters zonlanma göstermektedir. Anklavin içermiş olduğu klinopiroksenler ana kayanın içermiş olduğu klinopiroksenlere göre daha primitif özellik sergilemektedir (EK-3).



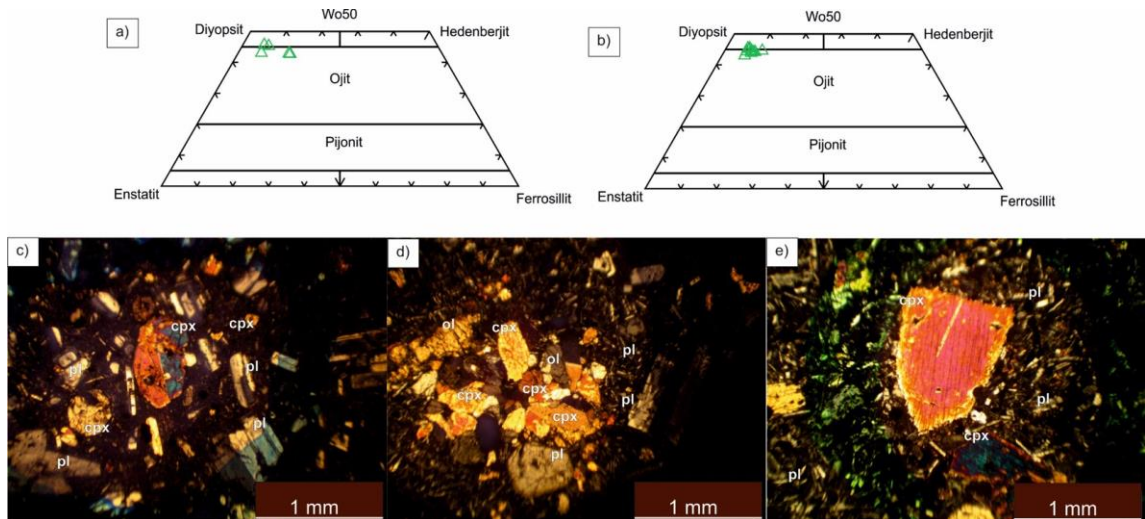
Şekil 4.47. Andezit-1 türlerinden GK-144'e ait (a) piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması (b) ana kayada yer alan piroksenin (c) gabroik akraba anklavda yer alan piroksenin mikrofotografı

Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait klinopiroksenlerin mikroprob analizleri (EK-3) dikkate alındığında, klinopiroksenler Morimoto ve ark. (1988)'nin sınıflamasına göre ojit ve yer yer ojit-diyopsit olarak isimlendirilebilir (Şekil 4.48). GK-6-C2 ana kayaya ait klinopiroksen fenokristalinde merkezden kenara doğru TiO_2 , $Mg\#$ ve MgO da düzensiz artış azalışlar osilasyonlu zonlanmalar gözlenmektedir. Cr_2O_3 düzenli azalmakta ve $FeOt$ düzenli artmaktadır. Ana kayanın içerdiği gabroik akraba anklava ait piroksenlerde merkezden kenara doğru $Wo_{44-45}En_{49-48}Fs_{7-7}$ arasında değişmektedir ve TiO_2 , $FeOt$ ve Cr_2O_3 azalmakta, MgO ve $Mg\#$ artmaktadır. MgO , Ti ve $Mg\#$ ters zonlanma göstermektedir. Anklava ait bir başka piroksen ise merkezden kenara doğru TiO_2 , Cr_2O_3 , $FeOt$, MgO ve $Mg\#$ düzensiz artış azalışlarla osilasyonlu zonlanma göstermektedir (EK-3).



Şekil 4.48. Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması

Andezit-2 türü kayalardan GK-15AK. ve içerdiği MMA'a ait klinopiroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'nin sınıflaması Şekil 4.49 (a) ve (b)'de sırasıyla verilmiştir. Ana kayaya ait klinopiroksenler ojit türü olup (Şekil 4.49 c) $Wo_{43}En_{43}Fs_{14}$ tir. Ana kayada klinopiroksen ve olivin kümelenmelerinden oluşan gabroik akraba anklava ait piroksenler (Şekil 4.49 d) merkezde ojit bileşimine sahiptir (EK-3). Ana kayada yer alan MMA türü anklav GK-15'e (Şekil 4.49 b ve e) ait piroksenlerden bazıları ise ojit-diyopsit geçişinde yer almaktadır ve orta kenardan-kenara doğru $Wo_{45-45}En_{48-45}Fs_{7-10}$ tir. TiO_2 , FeO , MgO , $Mg\#$ ve Cr_2O_3 düzenli artış azalış ilişkisi göstermemekte ve osilasyonlu zonlanma göstermektedir. Akraba anklava ait piroksenler hem ana kayada yer alan piroksenlerden hem de magma karışımı anklavına ait piroksenlerden daha primitif özellik göstermektedir.



Şekil 4.49. Andezit-2 türlerinden GK-15 (a) ana kayaya (GK-15AK.) ait piroksenlerin (b) içerdiği MMA'a (GK-15A.) ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması (c) ana kayanın içerdiği piroksen fenokristalinin (d) içerdiği gabroik akraba anklavda yer alan piroksenin (e) içerdiği MMA GK-15'e ait piroksenin mikrofotografaları (5X)

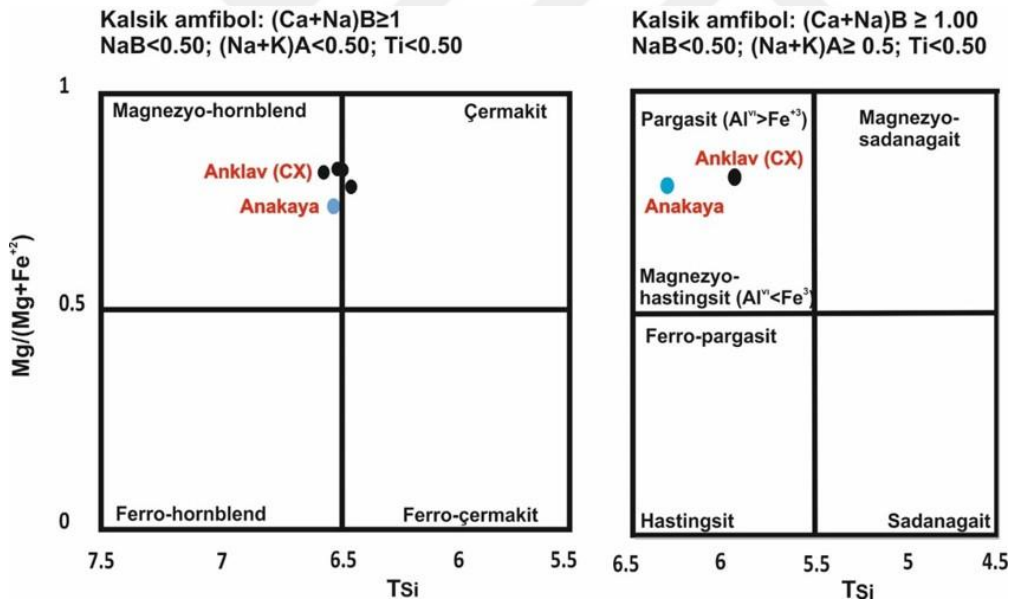
Yüksek Mg ve yüksek Cr piroksen daha mafik magmalardan kristallenir (Streck ve ark., 2002; Streck, 2008) ve piroksen içerisindeki Ti içeriği, sıcaklık, basınç veya su içeriğinden daha ziyade magma bileşimlerinden daha çok etkilenmektedir (Gaetani ve ark., 1993; Adam ve Green, 1994; Streck ve ark., 2002). Özellikle ters ve osilasyonlu zonlanma gösteren piroksenler için Mg#, Cr ve Ti içerikleri ilişkileri önemlidir.

Hem ana kayalarda hem de içermiş oldukları anklavlarda yer alan klinopiroksenlerde osilasyonlu ve ters zonlanmalar sıklıkla görülmektedir. MgO, Mg#, Cr₂O₃, Ti içeriklerinde merkezden kenara doğru olan artışın (EK-3) magmanın yüksek sıcaklıkta daha primitif bir magma tarafından yeniden beslenmesinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Bununla birlikte aynı kaya içerisinde farklı bileşimde aynı minerallerin birarada bulunması magma odasında kaotik süreçlerin varlığı ile açıklanabilir. Bu durum andezitik ana kayalarda birbirinden farklı tür (akraba anklav ve magma karışımı anklavları) ve bileşimde (gabro, bazalt ve andezit) anklavların varlığı ile desteklenmektedir. Bazı gabroik akraba anklavların, ana kayalarına ait piroksenlerden hem daha primitif hem de daha evrimleşmiş olan piroksenler içerdiği görülmektedir. Bununla birlikte Mg# dikkate alındığında anklavlardaki piroksenlerin yüksek sıcaklık magmalarından itibaren oluştukları (Mg# >80, (Nakagawa ve ark., 2002), düşünülmektedir. Bütün bunlar göz önünde bulundurulduğunda magma odasındaki konveksiyonla daha derinden yükselen daha primitif magma, magma odasının tabanında ve duvarlarında erken oluşmuş kristal birikimlerini de (akraba anklav) beraberinde taşıyarak ana kayaya dâhil etmiş ve bu sırada ana kayada yer alan piroksenler orta-kenarda mantolanmıştır denilebilir. Konveksiyon sırasında gelişen magma mixing ve/veya self mixing süreçleri ile de magma karışımı anklavları oluşabileceği düşünülmektedir. Bu durum zonlu magma odaları kavramını (Spera ve ark., 1986; Keskin ve ark., 1998; Matthews ve ark., 1999; Kaneko ve ark., 2007; Trubač ve ark., 2017; Liszewska ve ark., 2018) düşündürmektedir. Bu prosesler plajiyoklazların dokusal stratigrafisi bölümü ile uyum içerisinde olup daha detaylı olarak anlatılmaktadır.

4.2.3.1.3. Amfibol

İncelenen kayalara ait amfibol minerallerinin mikroprob analizi sonuçları EK-4'de verilmektedir. İncelenen kayalarda yer alan amfiboller kalsik gruptan olup andezit-1 türü kayalar ve anklavlarında magnezyo-hornblend, magnezyo-hastingsit ($Al^{VI} < Fe^{+3}$), nadiren çermakit, andezit-2 türü kayalarda ise magnezyo-hastingsit bileşimindedir.

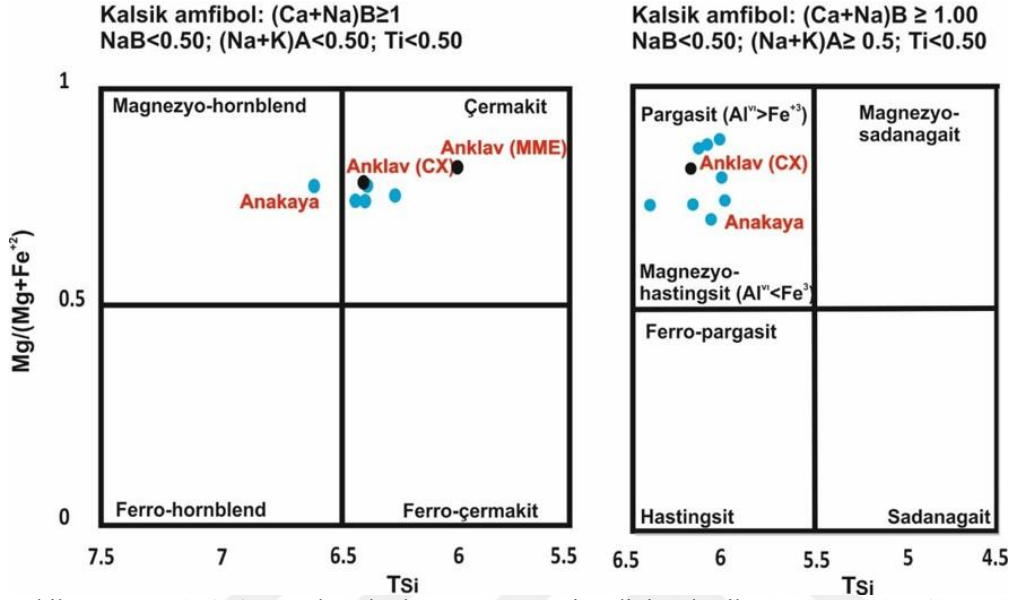
Andezit-1 türü kayalarda GK-35'de incelenen amfiboller rezorbsiyon yüzeyleri göstermektedir. Bu nedenle ana kayaya ait amfibollerden çok fazla düzgün sonuç elde edilememiştir. Buna rağmen bazı noktalar magnezyo-hornblend, magnezyo-hastingsit ($Al^{VI} < Fe^{+3}$) bileşimindedir. Ancak içermiş olduğu amfibolce zengin gabroik bileşimli akraba anklavlarında (GK-35-C1 ve C2) yer alan amfiboller magnezyo-hornblend, magnezyo-hastingsit ve çermakittir (Şekil 4.50; EK-4). Anklavlardaki amfibollerden bazılarının MgO açısından normal, bazılarının ise ters zonlanma göstermesi dikkat çekmektedir (EK-4).



Şekil 4.50. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 ve içerdiği amfibolce zengin gabroik akraba anklavdaki amfibollerin Leake ve ark. (1997)'na göre sınıflaması

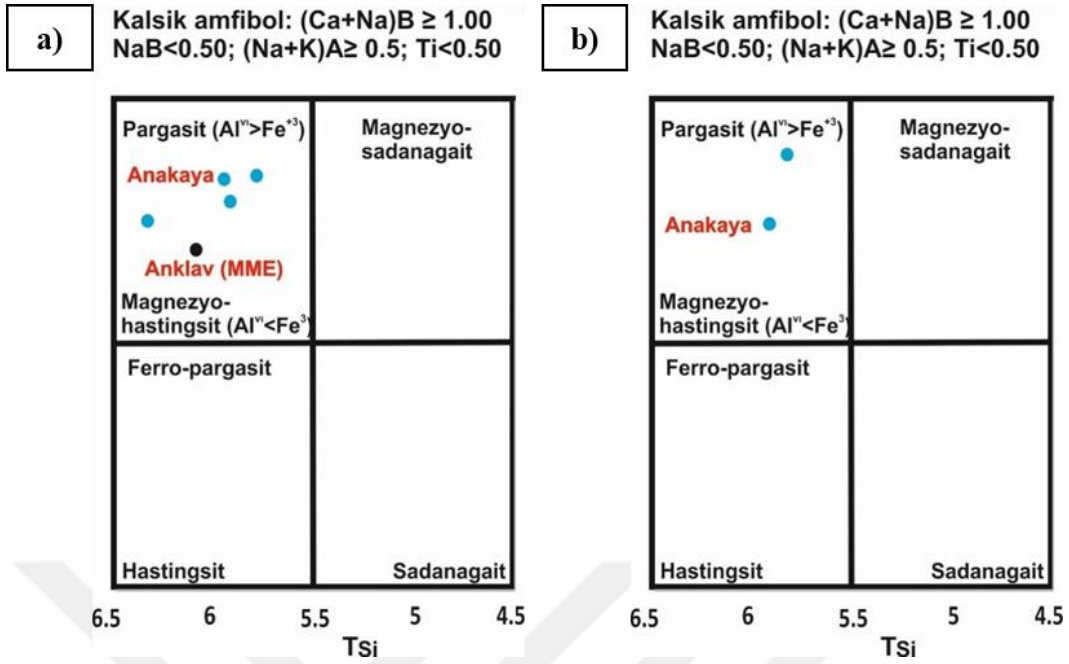
Andezit-1 türü kayalardan GK-80'e ait amfibollerin türleri magnezyo-hastingsit ($Al^{VI} < Fe^{+3}$), çermakit ve nadiren magnezyo-hornblenddir. Amfibollerden bazılarında kenardan merkeze doğru MgO artmakta ve normal zonlanma göstermektedir. FeO azalmakta ve TiO_2 osilasyonlu bir artış azalış göstermektedir. İçermiş olduğu mikro-gabro bileşimli akraba anklavda (GK-80-C2) ise amfibol türü çermakit ve magnezyo-

hastingsittir (Şekil 4.51; EK-4). Ana kayaya ait andezit bileşimli MMA'da (GK-80-C8) ise amfibol türü çermakittir. MMA, ana kaya ve gabroik anklava göre daha evrimleşmiş bileşime sahiptir (EK-4).



Şekil 4.51. Andezit-1 türü kayalardan GK-80 ve içerdiği gabroik akraba anklav ile andezitik MMA amfibollerin Leake ve ark. (1997)'na göre sınıflaması. (CE=Akraba anklav, MME=Magma karışımı anklavı)

Andezit-1 türlerinden GK-108 ve aynı kayaya ait MMA'nın amfibol türleri bileşimsel olarak magnezyo-hastingsittir ($Al^{VI} < Fe^{+3}$) (Şekil 4.52 a). Ana kayanın içerdiği amfibol fenokristali MgO ve Mg #açısından ters zonlanma göstermektedir (EK-4). Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait amfibol türleri ise magnezyo-hastingsittir ($Al^{VI} < Fe^{+3}$) (Şekil 4.52 b; EK-4).



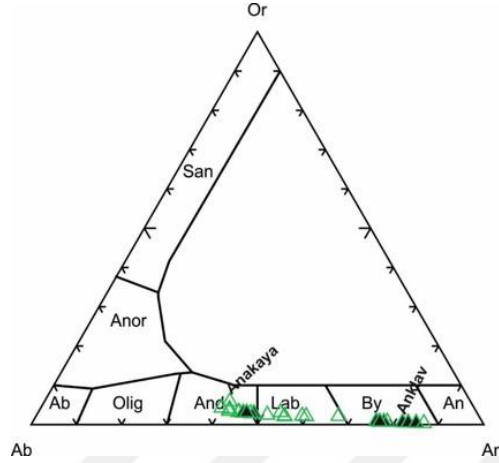
Şekil 4.52. (a) Andezit-1 türü kayalardan GK-108 ve içerdiği andezitik MMA'daki amfibollerin ve (b) Andezit-2 türü kayalardan GK-6'daki amfibollerin Leake ve ark. (1997)'na göre sınıflaması

Özellikle anklav içeren andezit türlerine ait bazı amfibollerde yoğun rezorbsiyon görülmesi, bazı amfibollerin MgO, TiO₂ açısından osilasyonlu ve ters zonlanma göstermeleri magma odasında süper ısıtma süreçlerinin varlığını düşündürmektedir. Aynı kaya içerisinde farklı bileşimde amfibol minerallerinin yer alması ve bazı kayaların farklı türde anklavları birarada içermeleri, kayaların gelişimindeki magma yenilenmesi olaylarını destekler niteliktedir.

4.2.3.1.4. Feldispat

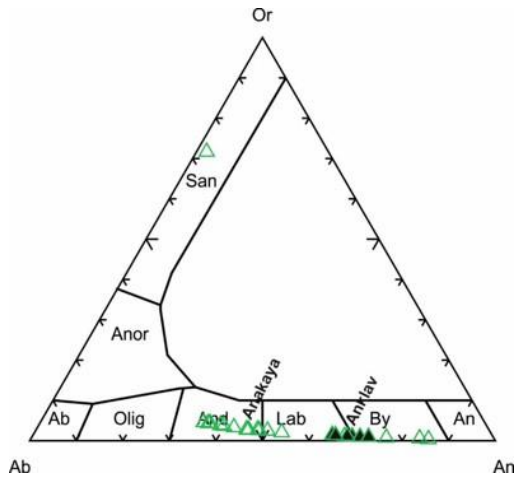
İncelenen feldispat minerallerinin mikroprob sonuçları EK-5 de verilmektedir. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 ana kaya içerisinde, mikrofeno-kristaller halinde gözlenen plajiyoklazlar çoğunlukla labradorit, nadiren de andezindir (EK-5, Şekil 4.53). Plajiyoklazlarda An içeriği merkezde An₄₂₋₆₀ kenarda An₄₀₋₅₉ arasında değişmektedir ve normal zonlanma göstermektedir. Ana kayanın içermiş olduğu holokristalin dokulu gabroik akraba anklav içerisinde ise plajiyoklazlar çoğunlukla bitovnit, nadiren de andezindir (EK-5, Şekil 4.53). Plajiyoklazlarda An içeriği merkezde An₅₁₋₈₃ kenarda An₄₅₋₇₀ arasında değişmektedir ve genel itibariyle osilasyonlu zonlanma göstermektedir. Ana kaya ve anklavda merkezindeki An içeriği açısından 2 farklı tür plajiyoklaz olduğu

düşünülmektedir. Farklı bileşimde aynı tür minerallerin birarada bulunması magma karışımı sürecinin bir göstergesi olarak kabul edilmektedir (Nakagawa ve ark., 2002). Bununla birlikte genel itibariyle anklav içerisinde yer alan plajiyoklazlar ana kayaya ait plajiyoklazlardan daha primitif ve daha kalsiktir.



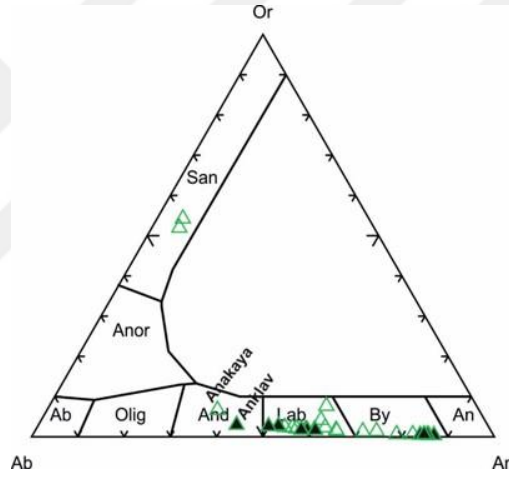
Şekil 4.53. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

Andezit-1 türü kayalardan GK-80 ana kaya içerisinde, mikrofeno-kristaller halinde gözlenen plajiyoklazlar çoğunlukla andezin nadiren de labradorit ve bitovnitir (EK-5, Şekil 4.54). Plajiyoklazlarda An bileşimi merkezde An_{39-85} kenarda An_{36-72} arasında değişmektedir ve bazı plajiyoklazlarda normal zonlanma gözlenirken bazılarında osilasyonlu zonlanma görülmektedir. İçerdiği gabroik akraba anklav ise labradorit ve bitovnit bileşiminde plajiyoklazlara sahiptir. Akraba anklava ait plajiyoklazlar An içeriği merkezde An_{68-69} kenarda An_{67-64} arasında değişmektedir ve normal zonlanma göstermektedir. Anklava ait plajiyoklazların merkezi, ana kayaya ait bazı plajiyoklazların merkezinden An içeriği açısından daha zengindir (EK-5).



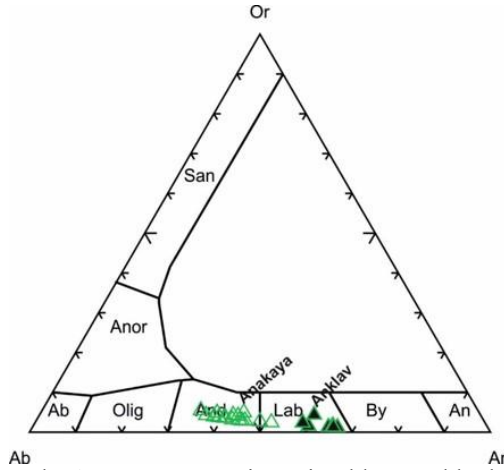
Şekil 4.54. Andezit-1 türü kayalardan GK-80 ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

Andezit-1 türü kayalardan GK-108 içerisinde, yer alan feldispatlar çoğunlukla labradorit, andezin, nadiren sanidindir (EK-5, Şekil 4.55). Kayaya ait plajiyoklazlarda An içeriği merkezde An_{60-79} kenarda An_{6-61} arasında değişmektedir ve bazı plajiyoklazlar normal zonlanma gösterirken bazıları önce ters sonra normal zonlanma göstermektedir. Ters zonlanma gösteren plajiyoklazlarda özellikle kenarda yoğun elek dokusu görülmektedir. İçermiş olduğu MMA'da ise feldispatlar çoğunlukla labradorit, nadiren andezin ve bitovnittir. Anklavın içermiş olduğu plajiyoklazların An içeriği merkezde An_{60-87} kenarda An_{52-84} arasında değişmektedir ve bazılarının orta kenarda kaba taneli süngersi doku göstermesi dikkat çekmektedir. Genel itibariyle, anklavın içermiş olduğu bazı plajiyoklazlar ana kayaya kıyasla An açısından daha zengin iken bazıları daha fakirdir.



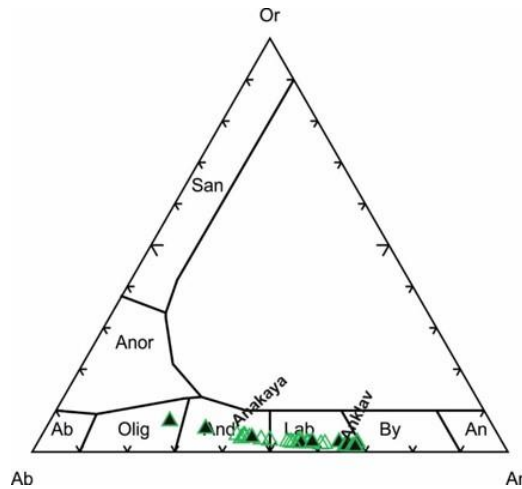
Şekil 4.55. Andezit-1 türü kayalardan GK-108 ve içermiş olduğu anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

Andezit-1 türü kayalardan GK-139 içerisinde, mikrofenkristaller halinde gözlenen plajiyoklazlar çoğunlukla andezin, nadiren de labradorittir (EK-5, Şekil 4.56). Ana kayaya ait plajiyoklazlarda An içeriği merkezde An_{38-41} kenarda An_{44-60} arasında değişmektedir ve bazıları süngersi doku göstermenin yanında osilasyonlu zonlanma göstermektedir. İçermiş olduğu gabroik akraba anklav içerisinde yer alan plajiyoklazların bileşimi ise labradorittir (An_{65}). Anklavın içermiş olduğu plajiyoklazların merkezi ana kayanın içermiş olduğu plajiyoklazlara göre An açısından daha zengindir.



Şekil 4.56. Andezit-1 türü kayalardan GK-139 ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

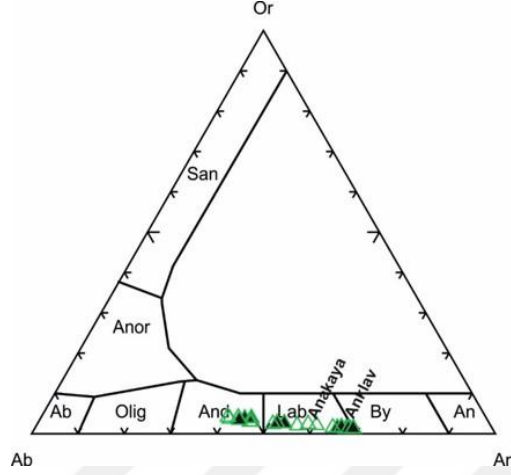
Andezit-1 türü kayalardan GK-144 içerisinde yer alan plajiyoklazlar çoğunlukla labradorit, nadiren de andezindir (EK-5, Şekil 4.57). Ana kayaya ait plajiyoklazların An içeriği merkezde An₅₆₋₆₀ kenarda An₄₂₋₅₂ arasında değişmektedir. Bu plajiyoklazlar ince taneli elek doku göstermenin yanı sıra osilasyonlu zonlanma sergilemektedir (EK-5). İçerdiği gabroik akraba anklav içerisinde yer alan plajiyoklazlar ise merkezde An₂₅₋₆₇ kenarda An₂₇₋₃₄ bileşimindedir ve plajiyoklazlar orta kenarda An içeriğinde önemli ölçüde artış göstermektedir (EK-5). Anklava ait plajiyoklazlardan bazıları ana kayaya ait plajiyoklazlardan daha kalsik görülmektedir.



Şekil 4.57. Andezit-1 türü kayalardan GK-144 ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

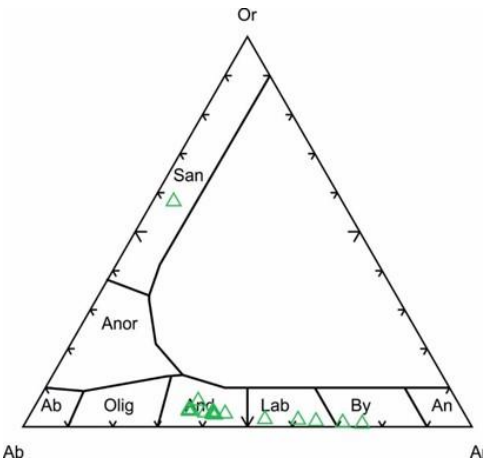
Andezit-1 türü kayalardan GK-161 içerisinde, mikrofeno-kristaller halinde gözlenen plajiyoklazlar çoğunlukla labradorit, nadiren de andezindir (EK-5, Şekil 4.58). Ana kayaya ait plajiyoklazlar merkezde An₅₆₋₆₀ bileşimine sahiptir ve osilasyonlu zonlanma göstermektedir. İçerdiği gabroik akraba anklav içerisinde yer alan

plajiyoklazlar ise merkezde labradorittir ve genel itibariyle ters zonlanma göstermektedirler. An bileşimi merkezde An_{53-68} kenarda An_{44-69} dur. Anklavda, ana kayaya ait plajiyoklazların merkezinden hem daha yüksek hem de daha düşük An içeriğine sahip plajiyoklazlar yer almaktadır.



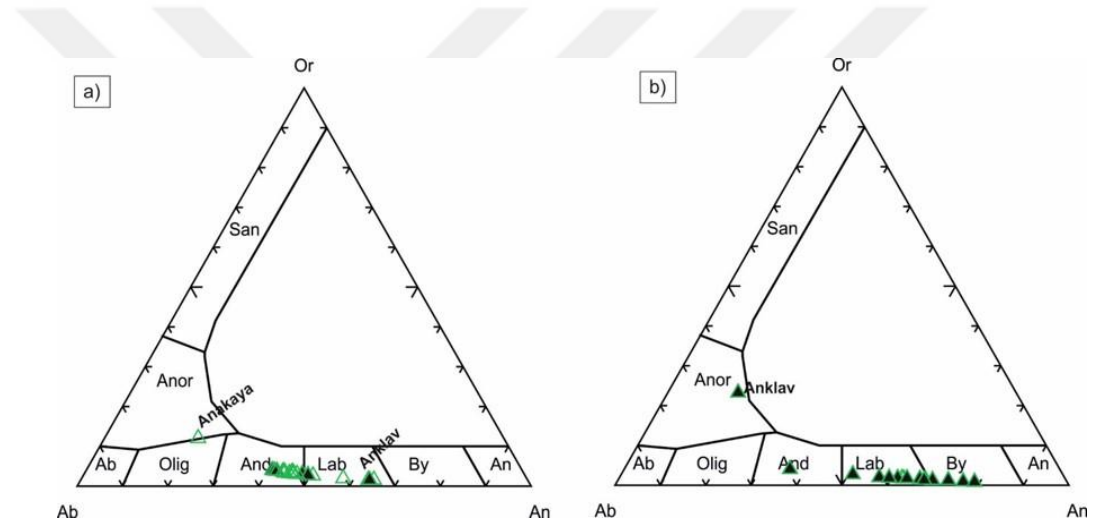
Şekil 4.58. Andezit-1 türü kayalardan GK-161 ve içerdiği anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

Andezit-2 türü kayalardan GK-6 içerisinde feldispatlar çoğunlukla labradorit, andezin nadiren de sanidin ve bitovnitir (EK-5, Şekil 4.59). İncelenen plajiyoklazlar merkezde An_{41-43} kenarda An_{40-41} bileşimi sergilmektedir ve orta kenarda An içeriğinde önemli derece artış görülmektedir (EK-5). Genel itibariyle ters ve osilasyonlu zonlanmalar görülmektedir. Bununla birlikte özellikle ters ve osilasyonlu zonlanmaların görüldüğü plajiyoklazlarda ince taneli ve/veya kaba taneli elek dokularının görülmesi (Şekil 4.79 ve 4.80) dikkat çekmektedir.



Şekil 4.59. Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

Andezit-2 türü kayalardan GK-15AK. içerisinde plajiyoklazlar çoğunlukla andezin, nadiren de labradorit ve yer yer oligoklazdır (EK-5, Şekil 4.60 a). Ana kayaya ait plajiyoklazlar merkezden kenara doğru $An_{46-44-58}$ bileşimine sahiptir ve osilasyonlu zonlanma göstermektedir. İçermiş olduğu gabroik akraba anklava ait plajiyoklaz için ise bileşim merkezde An_{49-65} kenarda An_{49-51} dir ve ters zonlanma göstermektedir. Ana kayaya ait bazaltik GK-15 MMA içerisinde ise feldispatlar çoğunlukla labradorit, nadiren andezin, bitovnit ve anortoklazdır (Şekil 4.60 b). Bazı plajiyoklaz mineralleri için bileşim merkezde An_{63-73} , kenarda ve An_{59-66} arasında değişmektedir ve osilasyonlu zonlanma göstermektedir. Akraba ve magma karışımı anklavlara ait plajiyoklazlardan bazılarının ana kayaya ait plajiyoklazlardan daha kalsik olduğu görülmektedir.



Şekil 4.60. Andezit-2 türü kayalardan GK-15AK. ve içermiş olduğu anklavlara ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

Plajiyoklazların % An içeriğindeki değişimler (ters-osilasyonlu zonlanmalar) kristallenme şartlarındaki değişimleri göstermektedir. Birçok araştırmacı bu değişimler için magma karışımlarını işaret etmektedir. Osilasyonlu zonlanma, sirkülasyon sıcaklık ve basınçta düzenli aralıklarla değişikliklere neden olduğundan magma odasındaki konveksiyonla veya belirli aralıklarla tekrar eden yeniden beslenme süreçleri ile (magma mixing/self mixing/kriptik mixing) ile gerçekleşebilir. Nixon ve Pearce (1987) önceden kristallenmiş plajiyoklazların, magma odasına sıcak ve bazik bir magmanın tekrarlı girişi ile rezorbe olabileceklerini, Gill (1981), Pearce (1994) ve Singer ve ark. (1995) kristal-eriyik ara yüzeyinde difüzyon oranı kontrollü bileşimsel gradyanlar ile veya P ve su basıncı gibi çevresel değişkenlerde ritmik değişiklikler ile osilasyonlu

zonlanmaların gerçekleşebileceğini belirtmişlerdir. Ayrıca plajiyoklazın likidus-solidus eğrilerinin konumu magmanın su içeriğine bağlı olarak da değişmektedir. Su, likidus-solidus eğrilerinin değerini birkaç yüz °C düşürebilmektedir. Böylece magmanın su içeriğindeki alçalıp yükselmeler kristallenme koşullarında değişikliklere neden olmakta ve An içeriğinde değişimlere sebep olmaktadır.

Hem ana kayalara ait hem de içermiş oldukları anklavlara ait plajiyoklazlarda ters ve osilasyonlu zonlanmalar yaygın olarak görülmektedir. Bununla birlikte ters ve osilasyonlu zonlanmaları gösteren bazı plajiyoklazlarda ince/kaba taneli elek dokuları, uzun süren dissolüsyon işaretçisi kirli yüzeyli elek dokusu gibi dengesizlik dokuları belirgin biçimde görülmektedir. Ayrıca bazı anklav ve ana kayalarında magma karışımı sürecinin bir göstergesi olarak farklı bileşimde aynı tür mineraller birarada bulunmaktadır (Nakagawa ve ark., 2002). Bununla birlikte bazı ana kayalarda birbirinden farklı tür ve bileşimde anklavlar yer almaktadır. Tüm bunlar magma odasındaki karmaşık süreçlerin varlığını göstermektedir. Minerallerin dokusal ve kimyasal özellikleri göz önünde bulundurulduğunda, ters ve osilasyonlu zonlanmaların oluşmasında dekompresyon veya sıcaklık-basınç değişiminden daha ziyade magma odasındaki tekrarlı ve çoklu yeniden beslenme süreçlerinin (magma mixing/self mixing/kriptik mixing) etkisinin olduğu ve zonlu magma odalarının varlığını (Keskin ve ark., 1998) düşündürmektedir.

4.2.3.1.5. Karacadağ Volkanitlerinde Jeotermobarometre Hesaplamaları

İncelenen volkanik kayaların gelişimini ve kökenini daha sağlıklı bir şekilde açıklamak ve yorumlayabilmek için, bu kayaların termodinamik koşullarının yani oluşum sıcaklık ve basınçlarının bilinmesi gerekir. Bunun için çeşitli araştırmacılar tarafından geliştirilen bazı ampirik formüllerden ve diyagramlardan yararlanılarak, volkanik kayaların oluşum sıcaklık ve basınç koşulları saptanmaya çalışılmıştır.

Andezitler üzerinde yapılan jeotermobarometre hesaplamaları Putirka (2008b) “klinopiroksen-eriyik jeotermobarometresi” ve Ridolfi ve ark. (2010b) “amfibol termobarometresine” dayanmaktadır. Ayrıca andezitlerde gözlenen olivinlere Putirka ve ark. (2007) olivin-eriyik termometresi uygulanmamıştır. Çünkü $K_{d_{Fe-Mg}} = 0.30 \pm 0.03$ olmadığından bu kayayı oluşturan eriyik ile dengede olmadıkları böylelikle elde edilen sonuçların değerlendirilemeyeceği düşünülmektedir. Bu nedenle bu hesaplamalar

olivinler için gerçek kristallenme koşullarını göstermemektedir. Ridolfi ve ark. (2010b)'amfibol termobarometresi' ile $T-P-H_2O_{eriyik}-fO_2$ koşulları belirlenebilmektedir. Bu hesaplamalar $1064-766^\circ C$, $73-1000$ MPa, $-0.3 < \Delta NNO < 2.5$, H_2O_{eriyik} % 3.4-10.6 aralığında güvenilir sonuçlar vermektedir.

Karacadağ andezitlerinden elde edilen jeotermobarometre hesaplamaları ve fizikokimyasal koşulları EK-3 ve 4 de verilmektedir. Bazı mineraller için polibarik kristallenme koşullarının varlığı dikkat çekmektedir. Karacadağ andezitlerinden elde edilen amfibol ve klinopiroksen fenokristalleri için sıcaklık hesaplamaları sırasıyla $855-1023^\circ C$ ve $1114-1198^\circ C$ arasındadır. Bununla birlikte amfibol ve klinopiroksen fenokristalleri için basınç hesaplamaları sırasıyla 1.46-6.78 kbar ve 1.34-4.56 kbar aralığındadır. Amfibol termobarometresi ve klinopiroksen-eriyik jeotermobarometresinden elde edilen sonuçların çoğunun birbirleri ile uyum içinde olduğu görülmektedir. Bu durumda andezitik kayalar için orta-üst kabukta bir magma odasının varlığından söz edilebilir. Ancak bazı amfiboller piroksenlerden daha yüksek basınç değeri vermektedir (Andezit-2 türü kayalardan GK-6; $P= 6.78$ kbar). Bu durum bazı amfibollerin piroksenlerden daha erken ve daha derinde oluştuklarını göstermektedir. Andezitlerin içerdikleri akraba anklavlar için amfibol ve piroksen termobarometreleri uygulandığında farklı basınç aralıkları dolayısı ile üç farklı derinlik söz konusu olabileceği görülebilmektedir.

Bu durum 1) amfibol jeotermobarometresine göre $T_{merkez-kenar}= 891- 881^\circ C$ $P_{merkez-kenar}=1.96-1.84$ kbar ile üst kabuk (GK-35,GK-80), 2) amfibol jeotermobarometresine göre $T_{merkez-kenar}=993- 869^\circ C$ ve $P_{merkez-kenar}=5-1.66$ kbar ile orta kabuk-üst kabuk (GK-35, GK-144), 3) klinopiroksen termobarometresine göre $T_{merkez-kenar}=1248-1232^\circ C$ ve $P_{merkez-kenar}= 7.58-4.21$ kbar, amfibol jeotermobarometresine göre $T=993^\circ C$ ve $P=4.69$ kbar ile alt-orta kabuk (GK-139) (EK-4). Bu durumlar göz önünde bulundurulduğunda akraba anklavların ana kayalarına göre daha erken ve derinde oluştukları ve magma odasındaki konveksiyonla koparılarak, magmanın yükselmeye devam etmesi ile taşınarak ana kayaya hapsoldükleri söylenebilir. Andezit-2 türü kayaların (GK-6) içerdiği amfibollerin piroksenlerden daha yüksek sıcaklık basınç değeri veriyor olması (EK-4) bu amfibollerin piroksenlerden daha erken evrede ve daha derinde oluşumunu tamamladıklarını göstermektedir. Magma karışımı anklavı içeren ana kayaların amfibol jeotermobarometresine göre $T_{merkez-kenar} =963- 980^\circ C$, $P_{merkez-kenar} = 3.48- 4.83$ kbar (GK-80) ve $T_{merkez-kenar} =1017- 988^\circ C$, $P_{merkez-kenar} = 5.95-4.43$ kbar (GK-108) değerleri göstermesi, buna karşın içerdiği MMA'ların yine

amfibol jeotermobarometresine göre $T_{\text{merkez-kenar}} = 907 - 891^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{merkez-kenar}} = 3.24 - 1.92$ kbar değerlerini göstermesi, magma karışımı olaylarının sığ derinliklerde olabileceğini göstermektedir.

Elde edilen sonuçlara göre özellikle oldukça farklı (P) sonuçları KKVK magmatizmasının, alt kabuktan üst kabuğa kadar değişen farklı derinliklerde magma odaları oluşturduğunu göstermektedir (Putirka, 2017). Andezitler için hesaplanan amfibol ve klinopiroksen basınçları orta-üst kabukta oluştuklarını göstermektedir.



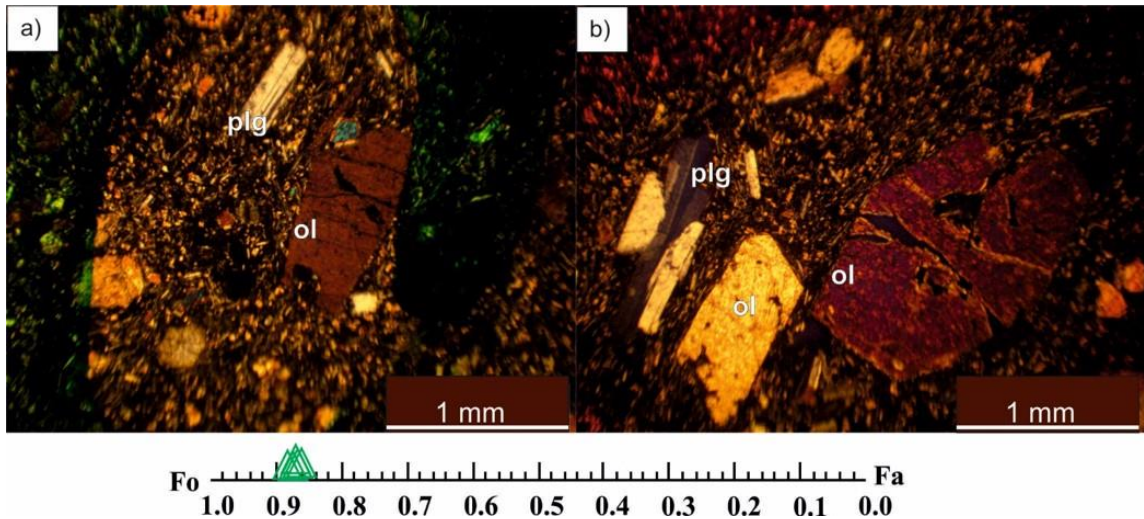
4.2.3.2. Karapınar Volkanitlerinin Mineral Kimyası

Detaylı petrografik ve jeokimyasal incelemeleri tamamlanan örnekler içerisinde imkânlar dâhilinde Karapınar volkanitleri içerisinde yalnızca bazı bazalt-2 ve bazı bazalt-3 türü kayalar ile anklavlarının mineral kimyası çalışmaları yapılabilmektedir. İncelenen mineraller içinde bulunduğu örnek numarası, daire numarası ve incelenen noktaya göre kodlanmıştır (örneğin GK-31/C6/S5; Bazalt-2/6.daire/5.nokta).

4.2.3.2.1. Olivin

Olivin feno ve mikrofenokristallerinin bileşimi FO_{74} den FO_{89} 'a kadar değişmektedir (EK-2). Genel olarak hafif alkali bazaltlarda yer alan olivinlerin Fo içeriği kalk-alkali bazaltlardaki olivinlere göre daha yüksektir.

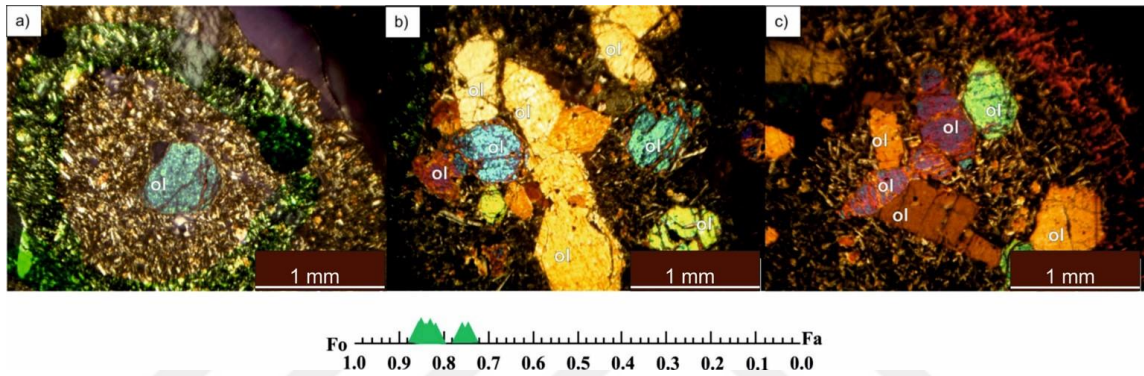
Bazalt-2 türü kayalardan GK-31'e ait olivin fenokristalleri merkez: FO_{89-88} , kenar: FO_{86-86} içeriği ile normal zonludur (EK-2). Kayaya ait olivinler merkezden kenara doğru TiO_2 , MgO, Mg# Fo açısından normal zonlanma göstermektedir (EK-2). Bununla birlikte olivinler merkezde $FO=0.88$ ve 0.89 içerikleri ile (Şekil 4.61) manto peridotiti olivini için önemli sınır değeri teşkil etmektedir.



Şekil 4.61. Bazalt-2 türü kayalardan (a) GK-31-C1 (b) GK-31-C3'e ait mikrofotoğraflar ve olivinlerin Fo içerikleri

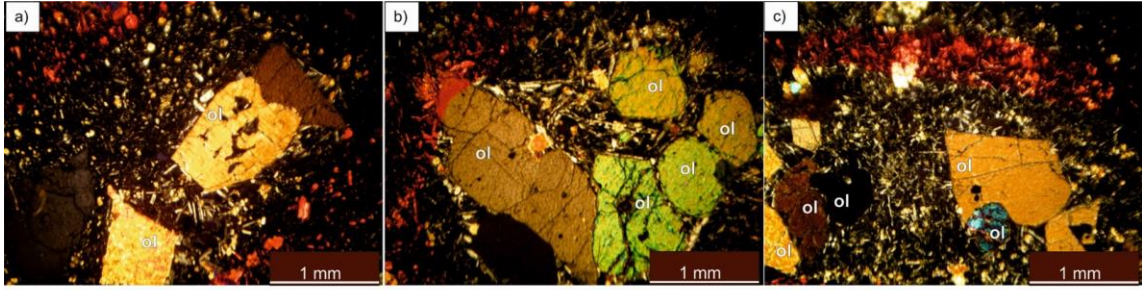
Bazalt-3 türü kayalardan KR-29'e ait olivin fenokristalleri hem normal hem ters zonlanma göstermektedir. Ana kayada yer alan olivin fenokristali merkezden kenara

doğru Fo_{85-86} içeriği ile ters zonludur (Şekil 4.62 a). Piroksenlerde merkezden ortakenara doğru Fe ve Ti azalmakta MgO , $Mg\#$, Cr_2O_3 , Fo içerikleri artış göstermekte ve bazı piroksenler osilasyonlu bazıları ise ters zonlanma sunmaktadır (EK-2). Ana kayada yer alan dunit bileşimli magma segregasyon anklava ait olivin (Şekil 4.62 b) ise merkezden kenara doğru Fo_{86-84} içeriği ile normal zonludur. Merkezden kenara doğru TiO_2 , FeO , Cr_2O_3 artmakta MgO , $Mg\#$, Fo azalmakta ve normal zonlanma göstermektedir (EK-2). Anklavlarda normal zonlanma ana kayalarda ise ters ve osilasyonlu zonlanmaların görülmesi dikkat çekmektedir.



Şekil 4.62. Bazalt-3 türü kayalardan (a) Ana kaya (b) ve (c) MMA içindeki akraba anklava ait mikrofotografılar ve olivinlerin Fo içerikleri

Bazalt-3 türü kayalardan KR-32 ana kayada yer alan olivinler genel itibariyle merkezden kenara doğru Fo içeriğinde bir değişiklik sergilememektedir (Şekil 4.63). KR-32-C3 ana kayadan alınan olivinin EPMA sonuçlarına göre olivin fenokristali Fo_{86} içermektedir ve merkezden kenara doğru Fe, Ti, Mg artmakta, $Mg\#$ ve Cr_2O_3 içerikleri azalmakta Fo içeriği ise sabit kalmaktadır (EK-2). İçermiş olduğu dunit bileşimli magma segregasyon anklava ait olivin (Şekil 4.63 b) Fo_{87} içeriğine sahiptir ve merkezden kenara doğru Fe, Ti, Mg artmakta, $Mg\#$ ve Cr_2O_3 içerikleri azalmaktadır ve $Fo=0.87$ ile değişmemektedir. Ana kayadan alınan olivinin merkezi MMA'na ait olivinden daha primitif özellik sergilemekte, fakat anklav içerisindeki magma segregasyon anklava ait olivinin daha primitif özellik sergilemesi, erken evrede kristallenen mineral olmalarından dolayı olağandır.



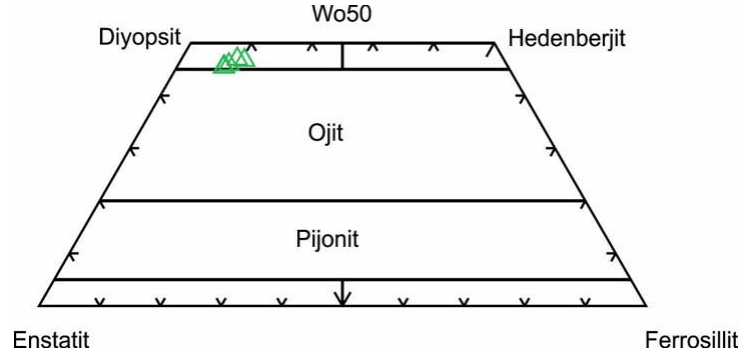
Şekil 4.63. Bazalt-3 türü kayalardan (a) KR-32 ana kaya (b) ve (c) içerdiği MMA içindeki dünit bileşimli magma segregasyon anklava ait mikrofotoğraflar ve olivinlerin Fo içerikleri

Merkezlerinde belirgin bileşimsel farklılıklar bulunan aynı minerale ait fenokristallerin varlığı, Cr_2O_3 , MgO, FeO, Mg#, Fo açısından olivinlerden bazılarının ters bazılarının osilasyonlu zonlanma göstermesi (EK-2) ve kayaların farklı tür (ksenolit, magma karışımı, magma segregasyonu) ve bileşimde (bazalt, dünit, klinopiroksenit) anklav içermeleri magma odasındaki konveksiyonla tekrarlı yeniden beslenme ve yeniden ısıtılma olaylarının varlığını düşündürmektedir.

4.2.3.2.2. Klinopiroksen

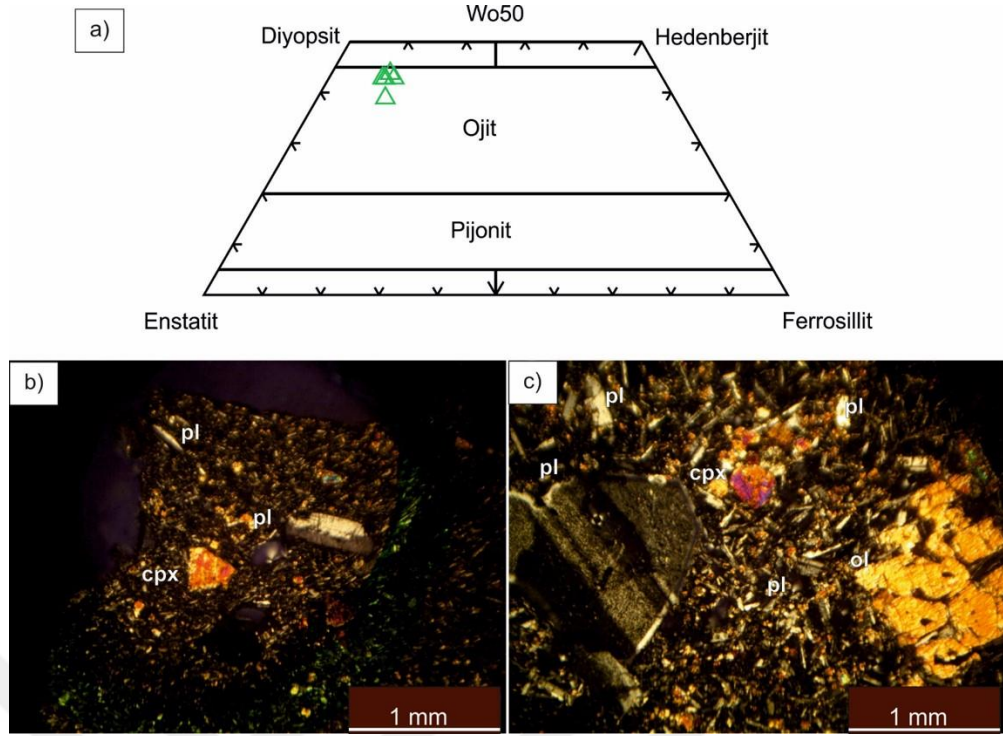
Karapınar bazaltlarına ait EPMA yapılmış olan piroksenlerin ana oksit içerikleri ve bazı fizikokimyasal şartları EK-3 de verilmektedir. Karapınar bazaltları klinopiroksen fazları olarak diyopsit ve ojit içermektedir.

Bazalt-2 türü kayalardan GK-31'e ait klinopiroksenlerin mikroprob analizleri dikkate alındığında, klinopiroksenler Morimoto ve ark. (1988)'nin sınıflamasına göre diyopsit olarak isimlendirilebilir (Şekil 4.64). Diyopsitlerin bileşimleri mineralin kenar kısımlarında $Wo_{47}En_{44}Fs_9$, mineralin merkez kısımlarında ise $Wo_{45}En_{47}Fs_8$ 'tir. Piroksenlerde merkezden kenara doğru TiO_2 , FeO, MgO, Cr_2O_3 , Mg# osilasyonlu artış azalışlar göstermektedir (EK-3).



Şekil 4.64. Bazalt-2 türü kayalardan GK-31'e ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması

Bazalt-3 türü kayalardan KR-29'ye ait klinopiroksenlerin mikroprob analizleri dikkate alındığında, klinopiroksenler Morimoto (1988)'nın sınıflamasına göre ojit (merkez) ve beraberinde diyopsit (kenarda ojit-diyopsit geçişli) olarak isimlendirilebilir (Şekil 4.65). KR-29-C5 ana kayaya ait klinopiroksende (Şekil 4.65 b) ojitlerin (merkezde) ve ojit-diyopsit geçişinin (kenarda) bileşimleri mineralin kenar kısımlarında $Wo_{44}En_{46}Fs_{10}$, mineralin merkez kısımlarında ise $Wo_{43}En_{48}Fs_9$ dur. Merkezden kenara doğru TiO_2 artmakta, MgO azalmakta ve normal zonlanma gözlenmektedir (EK-3). Ana kaya içerisindeki MMA KR-29-C2'e ait klinopiroksende ojitlerin bileşimleri mineralin merkez kısımlarında $Wo_{43}En_{47}Fs_{10}$ mineralin kenar kısımlarında ise $Wo_{39}En_{49}Fs_{12}$, dur ve merkezden kenara doğru MgO , CaO , Cr_2O_3 açısından ters zonlanma göstermektedir (EK-3). Anklavdan alınan klinopiroksen merkezi ana kayaya ait klinopiroksen merkezine göre daha düşük Cr_2O_3 , TiO_2 , MgO içermekte ve ana kayanın içermiş olduğu piroksen daha primitif özellik sergilemektedir (EK-3).

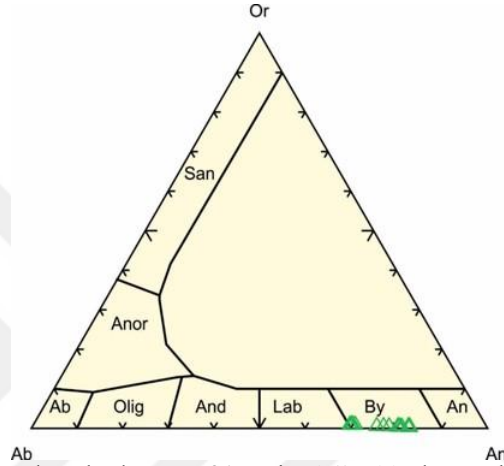


Şekil 4.65. (a) Bazalt-3 türü kayalardan KR-29'ye ait piroksenlerin Morimoto ve ark. (1988)'na göre sınıflaması (b) KR-29-C5 ana kayaya ait klinopyroksenin (c) KR-29-C2 MMA ait klinopyroksenin mikrofotoğrafi

Piroksenlerde merkezden kenara doğru TiO_2 , FeO_t , MgO , Cr_2O_3 , $Mg\#$ osilasyonlu artış azalışlar görülmektedir (EK-3). Orta ve kenarda MgO ve Cr_2O_3 bakımından kendinden daha mafik daha sıcak bir magma ile yeniden beslenme söz konusudur ve magma odasındaki konveksiyonla kendi kendine yeniden beslenme ile (self mixing) açıklanabilir. Bazaltlarda yer alan magma segregasyon anklavlarına ait piroksenlerin ana kayalarda yer alan piroksenlere göre daha primitif olması, aynı kayalarda yer alan magma karışımı anklavlarına ait piroksenlerin ise ana kayalarda yer alan piroksenlerden daha evrimleşmiş olması oldukça önemlidir (EK-3). $Mg\# > 80$ olduğu için hem ana kayaya hem de anklava ait piroksenler yüksek sıcaklık magmadan itibaren oluşmaya işaret etmektedir (Nakagawa ve ark., 2002). Bazalt-2 türü kayalar için Putirka (2008b) piroksen jeotermobarometresi hesaplamaları 11.36 kbar basınç, 1258.76 °C sıcaklık ve 43.75 km derinlik değerleri vermektedir. Bazalt-3 türü kayalar için ise merkezden kenara doğru $P= 5.42-9.70$ kbar, $T=1173-1183$ °C, oluşum derinliği $(D)=20.8-37.6$ km dir (EK-3) ve bu durum kenar ve orta-kenar zonda mantolanmaya sebep olan magmanın daha yüksek basınç ve derinlikten geldiğini göstermektedir. Hafif alkalin özellikteki kayalardan (GK-31) alınan piroksenler kalk-alkalin karakterli kayalara (KR-29) ait piroksenlerden daha yüksek P,T,D sonuçları vermekte ve daha derinden gelen magmadan itibaren oluşmaya işaret etmektedir.

4.2.3.2.3. Feldispat

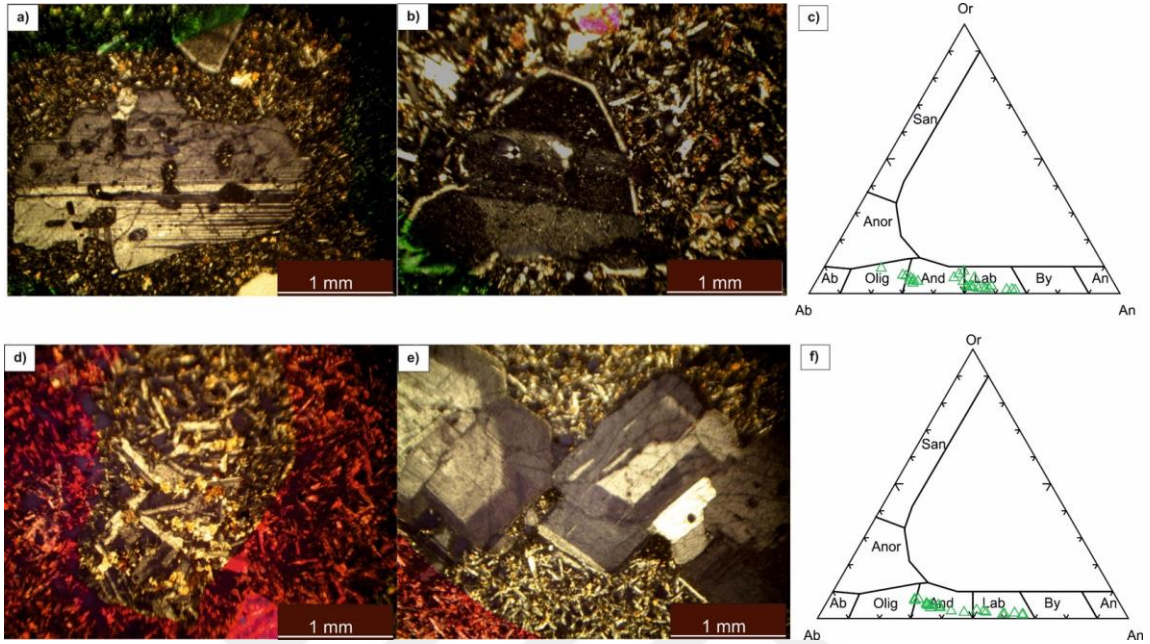
İncelenen bazaltlara ait plajiyoklazların mikroprop analizi sonuçları EK-5 de yer almaktadır. Bazalt-2 türü hafif alkalen kayalardan GK-31 içerisinde, mikrofenokristaller halinde gözlenen bazı plajiyoklazlar tamamen bitovnit, bazıları kenarda yer yer labradorittir (EK-5, Şekil 4.66). Bileşim merkezden kenara doğru $An_{83-71-80-69}$ arasında değişmektedir ve osilasyonlu zonlanma görülmektedir.



Şekil 4.66. Bazalt-2 türü kayalardan GK-31'e ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

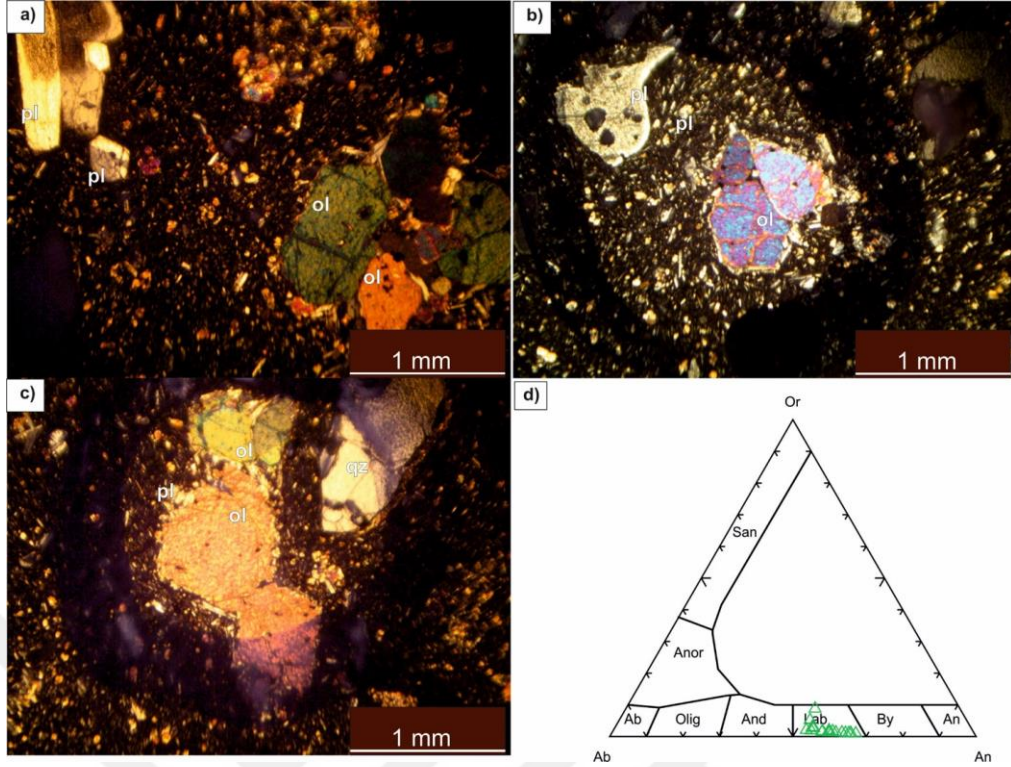
Bazalt-3 türü Karapınar kalk-alkalen bazaltlarının bazıları, oligoklaz, andezin ve nadir labrador kompozisyonunda bulunan fenokristal faz ve bitovnit-anortit bileşiminde bulunan mikrolitik faz olmak üzere iki farklı tipte plajiyoklaz içermektedir (EK-5, Şekil 4.67). Buna göre merkezde 2 farklı bileşim gösteren 2 farklı plajiyoklaz kristalinden söz edilebilir. Bazalt-3 türü kayalardan KR-29'a ait plajiyoklaz merkezden kenara An_{28-31} bileşimine sahiptir. Bununla birlikte cam ve mikrolit kapanımından oluşan kaba taneli kurtçuklu hücresele dokuya sahiptir (Şekil 4.67 a). An içerikleri bazaltik bir kayada oluşamayacak kadar düşüktür. Bu nedenle bu kristallerin fenokristalden daha ziyade ksenokristal oldukları düşünülmektedir. İçermiş olduğu MMA içerisindeki plajiyoklaz merkezden kenara An_{49-65} bileşimine sahiptir ve kenarında yoğun elek dokusu göstermektedir (Şekil 4.67 b). Bazalt-3 türü kayalardan KR-28'e ait MMA içerisinde gözlenen plajiyoklaz kristalleri (Şekil 4.67 e) merkezden kenara doğru An_{37-18} ile andezinden oligoklaza değişen bileşimdedir ve normal zonlanma göstermektedir. Hem anklavda hem de ana kayada gözlenen bazı plajiyoklaz kristalleri An içerikleri açısından bazaltik ana kayaya ait fenokristal olmaktan daha ziyade ksenokristal özelliği

göstermektedir. Bu ksenokristal fazların, kuvars ve biyotit ksenokristalleri gibi Karacadağ volkanitlerinden koparılan ksenokristaller olabilecekleri düşünülmektedir.



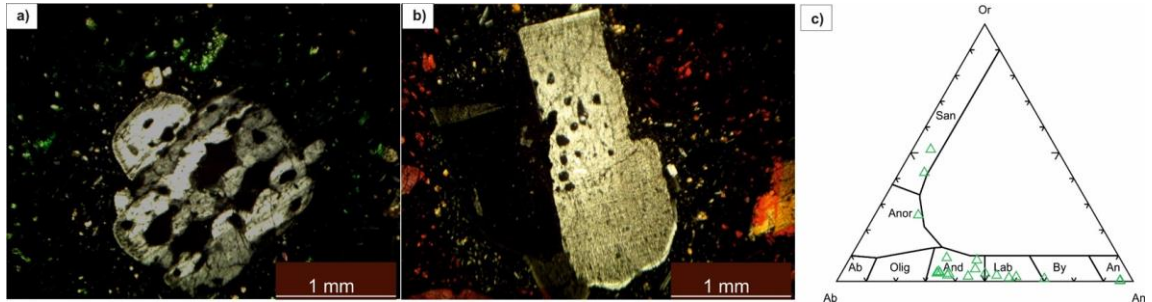
Şekil 4.67. Bazalt-3 türü kayalardan (a) KR-29 ana kayadaki (b) KR-29 ana kayadaki MMA içerisindeki plajiyoklazların mikrofotografı (c) KR-29 içerisindeki feldispatların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması (d) KR-28 MMA'daki ofitik dokulu akraba anklavdaki ve (e) KR-28 MMA'daki plajiyoklazların mikrofotografı (f) KR-28 MMA'daki plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

Bazalt-3 türü kayalardan KR-30 içerisinde gözlemlenen plajiyoklazlar labradorit ve andezin bileşimindedir (EK-5, Şekil 4.68). Bileşim merkezde An_{32-59} kenarda An_{59-60} arasında değişmekte ve osilasyonlu zonlanma göstermektedir. Plajiyoklazlar genel itibariyle yoğun elek-süngersi doku göstermeleri ile dikkat çekmektedir (Şekil 4.68 a ve b). Aynı kaya içerisinde yer alan plajiyoklaz mikrolitleri ise An_{65} ile labrador bileşimindedir (Şekil 4.68 c). Böylelikle, ana kayada hem fenokristal hem de ksenokristal olarak plajiyoklaz kristali yer aldığı düşünülmektedir.



Şekil 4.68. Bazalt-3 türü kayalardan KR-30'a ait (a) merkezde geniş, yoğun ve yuvarlaklaşmış ince taneli elek dokusu gösteren plajiyoklaz kristali, (b) kenarı yuvarlaklaşmış, merkezde büyük oyukları olan kaba taneli elek dokulu plajiyoklaz kristali, (c) olivin megakristalinin etrafına birikmiş plajiyoklaz mikrolitleri, (d) aynı plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

Bazalt-3 türü kayalardan KR-32 içerisinde yer alan plajiyoklazlar çoğunlukla andezin bileşimindedir (EK-5, Şekil 4.69). Nadiren anortoklaz ve sanidin türü feldispatlar da gözlenmektedir. Plajiyoklazlar merkezde An_{32-43} kenarda An_{6-49} bileşimindedir. Kaba çukurluklu hüresel doku ve osilasyonlu zonlanma göstermeleri ile karakteristiktir. Bu mineraller bazaltik bir kayanın içerisinde fenokristal olarak oluşabilecek plajiyoklaz bileşimi sergilememektedir. Bu nedenle bazaltik kayalarda incelenen bazı plajiyoklaz kristallerinin fenokristalden daha ziyade ksenokristal olabilecekleri düşünülmektedir.



Şekil 4.69. Bazalt-3 türü kayalardan KR-32'e ait (a) kenarı yuvarlaklaşmış, merkezde büyük çukurlukları olan kaba taneli elek dokulu plajiyoklaz kristali, (b) merkezde daha küçük çukurlukları olan kaba taneli elek dokulu plajiyoklaz kristali, (c) aynı plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramında (Deer ve ark., 1963) sınıflaması

Bazaltlara ait bazı plajiyoklazların kenar zonlarında gözlenen yoğun elek dokusu, kenarda yeniden beslenme süreci geçirmesinden daha ziyade mineralin daha primitif olan eriyikle dengelenmeye çalıştığını düşündürmektedir. Plajiyoklazların daha çok dekompresyonla ilişkili kaba taneli kurtçuklu hücreli doku içermesi, çukurluklarında eriyik kapanımı ve plajiyoklaz mikroliti içeriyor olması da oldukça önemlidir. Kayalar içerisinde bulunan plajiyoklazlarda gözlenen An açısından ters-osilasyonlu zonlanmalar, Fe, Mg içeriklerindeki değişimler, kaba taneli elek dokuları ve büyük çukurluklu dokuları, kayaların anklav içermeleri ve ana kayada hem fenokristal hem de ksenokristal olarak plajiyoklaz kristali olması göz önünde bulundurulduğunda magma odasında tekrarlı yeniden beslenme süreçleri (self mixing-magma mixing), dekompresyon ve magmanın su içeriğindeki değişimlerin birlikte etkin olduğu düşünülmektedir.

4.2.3.2.4. Karapınar Volkanitlerinde Jeotermobarometre Hesaplamaları

Bazaltlar üzerinde yapılan jeotermobarometre hesaplamaları Putirka (2008b) “klinopiroksen-eriyik jeotermobarometresine” dayanmaktadır. Ayrıca bazaltlarda Putirka ve ark. (2007) “olivin-eriyik termometresi” de kullanılmıştır. Klinopiroksen-eriyik termobarometresinin ve olivin-eriyik termometresinin kullanılabilmesi için, klinopiroksenin ve olivinin dengede kristallendiği eriyik bileşiminin bilinmesi gereklidir. Eriyik bileşimi olarak tüm kaya (whole rock) veya cam (glass) bileşimi kullanılabilir. Eriyik bileşimi olarak kullanılan tüm kaya analiz değerlerinin denge şartını sağlayıp sağlamadığı ise klinopiroksenin ve olivinin $Kd_{(Fe-Mg)}$ değerleri hesaplanarak test edilebilmektedir. Klinopiroksenler için $Kd_{(Fe-Mg)}=0.27\pm 0.03$ (klinopiroksen-eriyik) ve olivinler için $Kd_{(Fe-Mg)} = 0.30\pm 0.03$ (olivin-eriyik) olması durumunda kullanılan eriyik bileşiminin klinopiroksen/olivine ile dengede olduğu varsayılmaktadır. Yapılan hesaplamalarda piroksen ve olivinler için bu değerler genel itibarıyla sağlanabilmektedir.

Karapınar bazaltları için klinopiroksen-eriyik jeotermobarometresi uygulandığında, elde edilen sonuçlar klinopiroksen fenokristallerinin 1173-1251°C sıcaklıkta ve 8.9-12.2 kbar basınçta, alt kabukta (25-45 km/ 6.72-12.42 kbar) kristalize olduklarını göstermektedir (EK-3). Bazaltlarda gözlenen dünit ve bazalt bileşimli

magma segregasyon anklavlarının klinopiroksen-eriyik jeotermobarometresi hesaplamaları sonucu $T_{\text{merkez-kenar}} = 1212-1227^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{merkez-kenar}} = 9.77-9.01$ kbar değerleri elde edilmiştir. Burada merkezden kenara P, T arasında gözlenen negatif ilişki nedeni ile aynı bileşimde daha sıcak bir magmanın yeniden ısıtmasından söz edilebilir. Bazalt-2 türü kayalar için klinopiroksen-eriyik jeotermobarometresinden elde edilen basınç değerleri kullanılarak olivin-eriyik termometresine uygulandığında GK-31C1, C3 ve C6 olivinleri sırasıyla merkez noktalarda 1318°C , 1316°C ve 1309°C sıcaklık değeri vermektedir. Olivinler astenosfere benzer ($<1350^{\circ}\text{C}$) sıcaklık değerleri sunmaktadır (Reid ve ark., 2017). Bazalt-3 türü kayalarda ise hem MMA türü anklavlarda gözlenen olivin kümelenmeleri, hem de ana kayalarda gözlenen olivin fenokristalleri Kd denge şartını çoğunlukla sağlamamaktadır.



4.2.4. Dokusal Stratigrafi

4.2.4.1. Magmanın yeniden beslenmesi (Magma recharging)

Çarpışma ile ilişkili tektonik ortamlarda magmatik sistemlerin yaygın olarak yeniden beslendiği (recharging) bilinmesine rağmen, ilksel magma üzerindeki yeniden beslenme olaylarının, termal ve bileşimsel etkilerin karakteri ve sıklığı tam olarak bilinmemektedir. Bu nedenle incelenen kayalarda özellikle dokusal olarak çeşitlilik sergileyen plajiyoklaz mineralleri bu süreçler hakkında yorum yapabilmek için kullanılmıştır. İlerleyen P_{H_2O} artışı, anortitçe daha zengin bileşimin kristalizasyonuna etki edebilir. Anortit içeriğindeki düşüş hem basınç hem su içeriğindeki düşüşe bağlanabilir ve/veya kristalizasyon boyunca eriyik bileşimsel olarak daha albitik bileşime değişiyor olabilir. Birçok araştırmacının yapmış olduğu deneysel çalışmalar An-zengin plajiyoklaz gelişiminin düşük basınçta yüksek sıcaklık magmalarında (<6-8 km derinlik) gelişebildiğini kanıtlamaktadır (Renjith, 2014).

Süper ısıtma olayı kriptik mixing, self mixing ve magma mixing olmak üzere üç yeniden besleme prosesi ile gerçekleşebilmektedir (Renjith, 2014). Anklavların olmayışı, iğnemi, çukurluklu biyotit-amfibol-plajiyoklaz mineral parajenezinin varlığı, olivin kenarlarının reaksiyona uğramış olması magma mixingden ziyade diğer süper ısıtma olaylarını anlatmaktadır (Renjith, 2014). Kriptik mixing varlığından söz edilebilmesi için öncelikle aynı bileşimde fakat farklı oksijen fugasitesi ve su içeriğine sahip magmanın küçük katılımlar halinde tekrarlayan kapanımlarının olması gerekir. Bu sırada plajiyoklazlarda yoğun dissolüsyona (çözünme) bağlı ince taneli elek dokusu ve An içeriğinde aşırı sıçrama gözlenmektedir. Self mixing olayında ise magma odasının tabanındaki daha sıcak magma ile yeniden beslenme söz konudur. Tekrarlı dissolüsyon ve yeniden büyüme prosesleri konveksiyona bağlı olarak gelişebilir (Renjith, 2014). Bu çalışmada özellikle plajiyoklaz minerallerinin Fe, Mg, Sr, Ba ve An içerikleri ve birbirleri ile ilişkileri yorumlanarak süper ısıtma olayları anlaşılmasına çalışılmıştır.

4.2.4.2. Plajiyoklazların Dokusal Stratigrafisi

EPMA analizi yapılmış olan bazı bazalt ve andezitlere ait 15 adet ince kesitten 42 adet plajiyoklaz kristali dokusal stratigrafi çalışması için kullanılmış, plajiyoklazların büyüme koşulları, dokusal türleri ve bileşimsel zonlanmaları ile uyumlu bir şekilde mafik ve ortaç kayaların oluşumunda etkin olan magma dinamikleri yorumlanmaya çalışılmıştır. İncelenen plajiyoklaz minerallerinde gözlenen tipik dokuların çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan tanımlamaları Çizelge 4.5 de yer almaktadır. Çizelgelerde belirtilen D sembolü dokusal alanı temsil etmekte olup sırasıyla ilk oluşan dokusal alandan (alt) son oluşan dokusal alana (üst) doğru gösterim D1-D(4) şeklindedir.

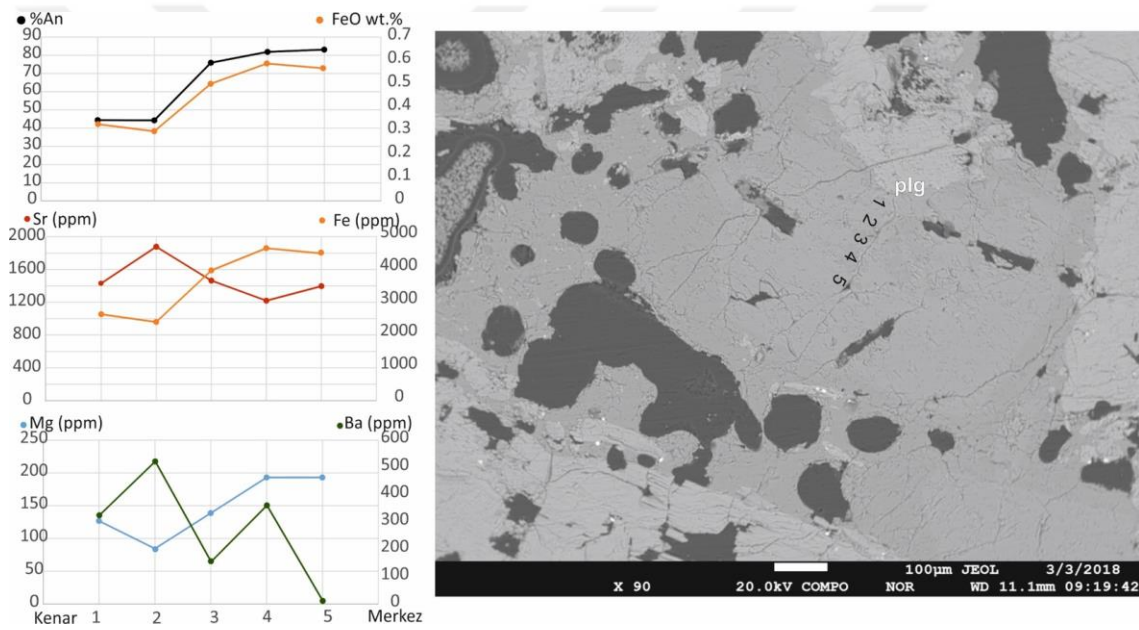


Çizelge 4.5. İncelenen plajiyoklazlarda gözlenen büyüme-rezorbsiyon-dissolüsyon dokuları ve çeşitli araştırmacılara göre tanımlamaları

Doku	Tanımlama	Referans
Dalgalı /Salımlı zonanma (Oscillatory zoning) 1) İnce tabakalı dalgalı zonanma (Fine banding) 2) Kalın tabakalı dalgalı zonanma (Coarse banding)	a. Kristal-eriyik ara yüzeyinde difüzyon oranı kontrollü bileşimsel gradyanlar b.Çevresel değişkenlerde ritmik değişiklikler (P veya PH ₂ O) ile gerçekleşebilir c.Susuz eriyikte tekrarlayan süpersatürasyon ve kristalizasyon ile gerçekleşebilir d.İnce tabakalı=Kinetik kontrollü=küçük ölçekli bileşimsel dalgalanmalar (1-10 µm) gelişir. Kalın tabakalı=Dinamik magmatik süreç kontrollü= gelişim zonu, gelişim tabakası, mantolanma olarak da bilinir.	a. Gill (1981); Pearce (1994);Singer ve ark. (1995);Brophy ve ark. (1996) b. Gill (1981) c. Vance (1965) d.Streck ve ark. (2008); Duda ve Schmincke (1985)
Yamalı zonanma (Pachy zoning)	a.Bir kristal, difüzyon yoluyla yeniden dengeleme sürecinde olduğunda gerçekleşebilir. b.Bazı kristallerde sodik yamalar bulunan kısımlar muhtemelen sığ derinlikte kristalizasyon ve gazların uzaklaşması ile devam eden suya-doymun dekompresyonu yansıtabilir. c. Eğer bir yamadan komşu yamaya geçme ile ilgili olan bileşimsel değişim keskin ise, kristal büyümesi olasıdır. d.Eğer bir yamadan komşu yamaya ilerleyen bir geçiş söz konusu ise difüzyonal yeniden dengeleme söz konusudur.	a. Streck (2008) b.Ginibre ve Wörner (2007) c.Stewart ve Pearce (2004) d.Tomiya ve Takahashi (2005); Streck ve ark. (2007)
Büyüme zonu (Growth zone)	a. Bir doku üretmek için gerekli sıcaklık dalgalanmalarından yoksun, sakin bir ortamda kristalleşme ile gerçekleşebilir b. Kristalize olan plajiyoklazın sürekli olarak yenilendiği yerde ergiyik ile gerçekleşebilir	a. Brophy ve ark. (1996) b. Hibbard (1995)
Elek (Sieve) dokusu = Hücresel(Cellular) doku=Çukurlu doku (Pitted) (A,B) 1) İnce taneli elek dokusu (Fine sieve) 2) Kaba taneli elek dokusu (coarse sieve) A)Kurtçuklu hücresel (sieve-dokusu) (camsı) (Spongy cellular) B) Kutu şekilli Hücresel (sieve-dokusu) (Boxy cellular)	Elek dokusu hücresel doku ve çukurlu doku olarak da bilinmektedir. Mineralin yüzeyinde oluşturduğu şekil ve şeklin büyüklüğüne göre çeşitli araştırmacılar tarafından sınıflandırılabilir. a.Daha ilkel-primitif bir magma ile etkileşimi ile uzun süren ve yoğun çözünme ile b. Çukurlu doku; Kurtçuklu (Spongy cellular) ve kutu şekilli (boxy cellular) olmak üzere iki kategoride incelenebilir ve cam içerikli veya depresyon çukurları/ kraterler şeklinde gözlenebilirler. a.Sodik plajiyoklaz ile zengin eriyiğin daha kalsik plajiyoklaz ile zengin eriyik ile dengeleme reaksiyonu ile gerçekleşebilir b. Hızlı dekompresyon ile (sıcaklık sabit düşen basınç altında) gerçekleşebilir c. Daha kalsik eriyik ile reaksiyon sebebiyle kısmi dissolüsyon/çözünme ile gerçekleşebilir d. Genellikle yaygın dissolüsyon ile gerçekleşebilir a.Sodik kristalin daha kalsik eriyik ile dengeleme reaksiyonu ile gerçekleşebilir b.Suya doymun olmayan magmanın adyabatik dekompresyon oranındaki değişim yüzünden meydana gelen çözünme-dissolüsyon ile gerçekleşebilir c. Hızlı büyüme ile (iskeletsi büyümeler gibi) gerçekleşebilir d. Rezorbsiyon ile (deneysel olarak kare ve zikzak şekilli eriyik paketlerini kutu şekilli hücresel olarak yorumlamışlardır) gerçekleşebilir	a. Renjith (2014) b. Lunney (2002) a.Nelson ve Montana (1992); Pearce (1994); Singer ve ark. (1995); Tsuchiyama (1985) b. Nelson ve Montana (1992) Singer ve ark. (1995) c. Renjith (2014) d. Streck (2008) a. Nakamura ve Shimakita (1998) b. Renjith (2014) c. Hibbard, 1995 d. Nakamura ve Shimakita (1998)
Kırıklanmış kristaller (Broken)	a.Güçlü karasal volkanik patlamalar nedeniyle gelişen dekompresyon ile gerçekleşebilir.	a. Renjith (2014)
Sinüs kristaller (Synneusis)	a. Türbülanslı magmatik durumla ilgili konveksiyon ile gerçekleşebilir. b. Mikrolitlerin bir arada sürüklendiği ve daha büyük fenokristallere bağlandığı ve magmatik türbülansın göstergesi olan bir süreçtir.	a. Renjith (2014) b. Vance (1969)

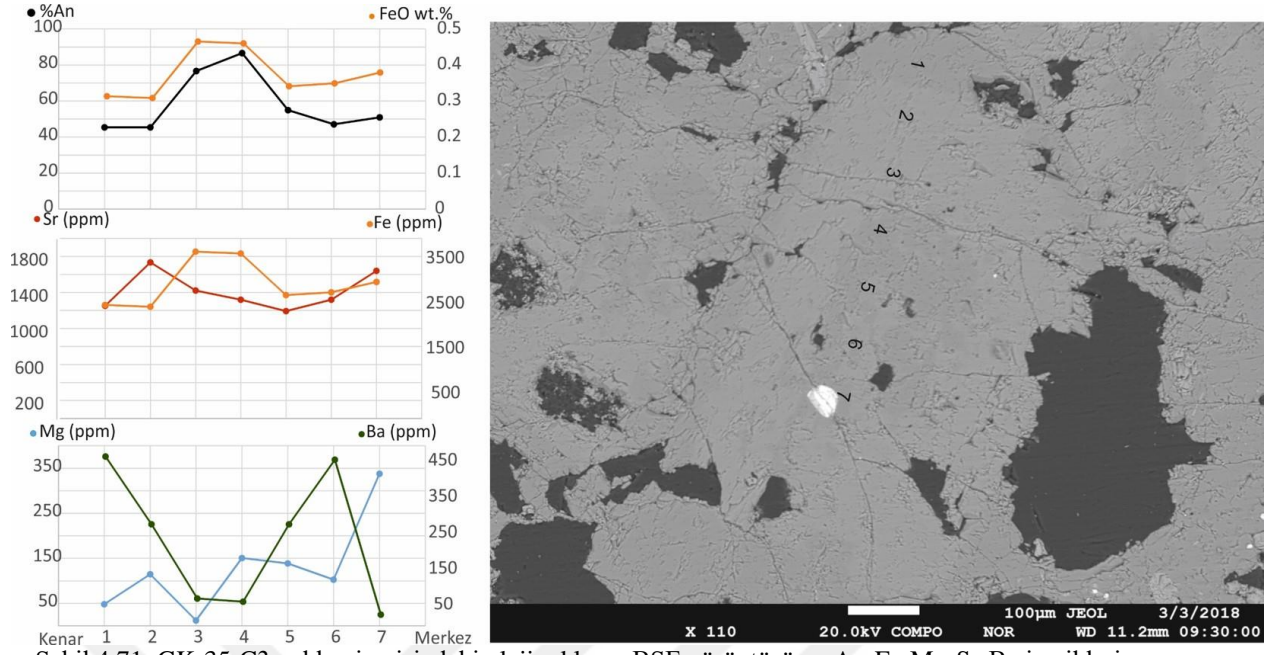
4.2.4.2.1. Andezit-1 türü kayalara ait plajiyoklazların dokusal stratigrafisi

GK-35-C1- Akraaba anklav/Magma Segregasyon Anklavı - Dokusal stratigrafisi		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D1	CS= Kaba taneli elek dokusu Kenar zonda hakimdir ve eriyik kapanımı içermektedir.	An normal zonlanma göstermektedir. Merkezden orta-kenara Fe-Mg An içeriği ile genel itibariyle uyumlu ilişki sergilemekte ve merkezden orta-kenara neredeyse normal zonlanma göstermektedir (Şekil 4.70). Ba düzgün olmayan bir eğilim sergilemektedir. Kenar zonda Fe-Mg nin hafif artış göstermesi kenarda gözlenen iri taneli çukurluklar ve eriyik kapanımı içermesi kendinden çok farklı kimyasal bileşime sahip olmayan aynı kaynak tarafından tekrarlı ısıtma olayına işaretler. Akraaba anklava ait plajiyoklaz merkezde An (% 83.08), Sr (1395.33 ppm), Fe (4457.16), Mg (192.99) ve Ba (0) içeriğine sahiptir. Oldukça kalsik bileşime sahip olması erken evrede oluştuğunu kanıtlar niteliktedir.



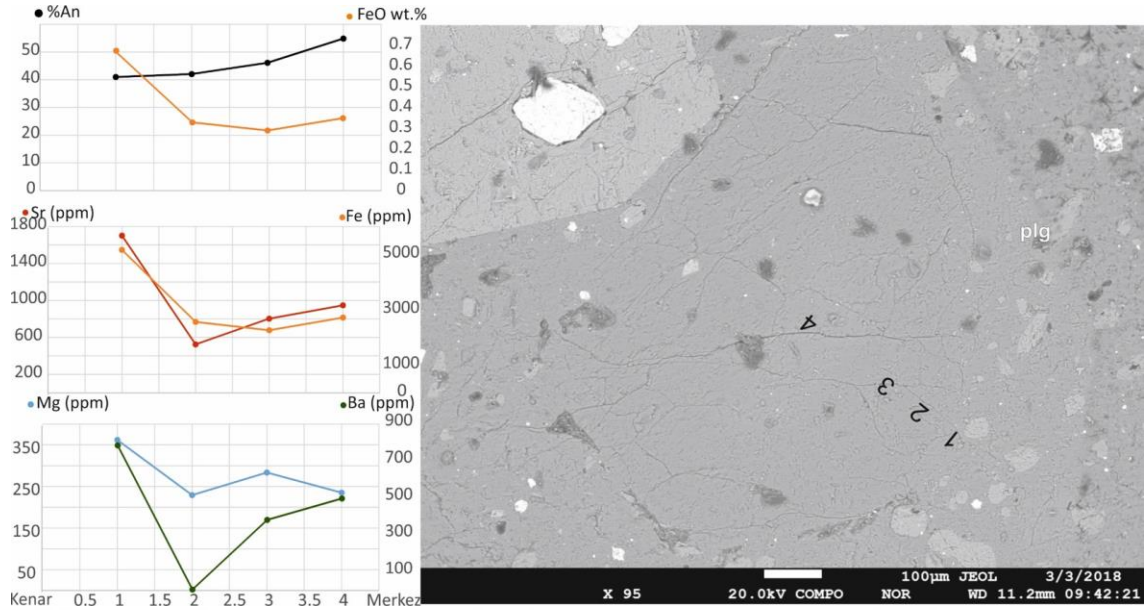
Şekil 4.70. GK-35-C1 anklav içerisindeki plajiyoklazın BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

GK-35-C3- Akraaba anklav/ Magma Segregasyon Anklavı- Dokusal stratigrafisi		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D1	CS= Kaba taneli elek dokusu Kenar zonda hakimdir ve eriyik kapanımı içermektedir.	Daha sıcak, Fe-Mg-Ca-FeO-Sr zengin Ba tüketilmiş magma ile etkileşim söz konusudur. Özellikle orta-kenardan kenara doğru kendinden daha mafik daha sıcak bir magma ile mixing olayı sonucu süper-ısıtılma söz konusudur. Bu anklav içerisindeki plajiyoklazda Fe-Mg-An hatta Sr merkez-kenar arasında uyumlu ilişki sergilemektedir (Şekil 4.71). Isınma olayı gerçekleştikten sonra Fe-Mg-An hatta Sr normal zonlanma göstermektedir. Kenarda Fe ve An değerlerine göre pozitif bir eğilim göstermektedir. Sr ve Mg azalmaya devam ederken An ve Fe çok hafif artışı oksijen fugasitesi veya su içeriğindeki değişimden kaynaklanabileceği düşünülmektedir. Ba düzgün olmayan bir eğilim sergilemektedir. Fe, Mg ve An içeriği ana kayaya ait plajiyoklaz çekirdeğinin içeriğinden daha yüksektir.



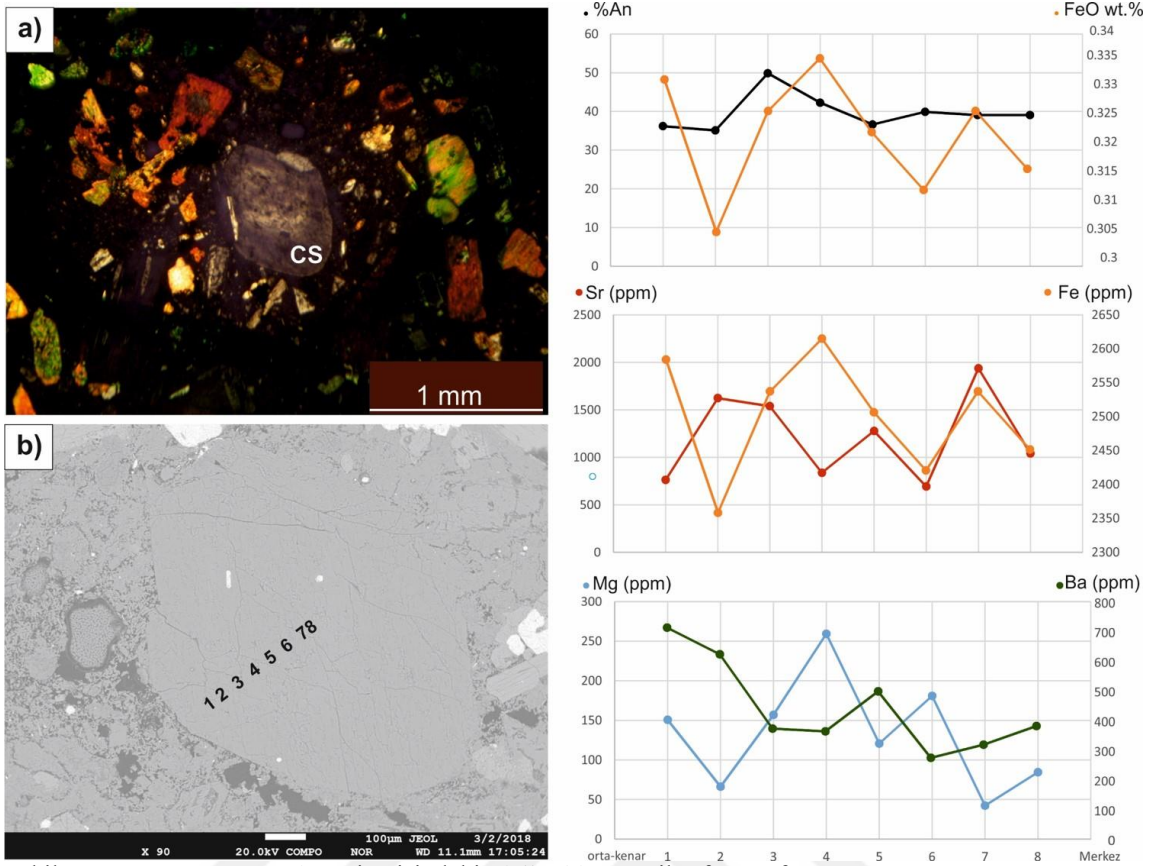
Şekil 4.71. GK-35-C3 anklav içerisindeki plajiyoklazın BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

GK-35-C5-Ana kaya-Dokusal stratigrafisi		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D1	CS= Kaba taneli dokusu Kaba elek	Kendinden daha sıcak özellikle Mg bakımından zengin magma ile merkezden orta-kenara doğru etkileşim gerçekleşmiştir. Orta kenardan sonra Fe, An içeriğindeki uyumsuz ilişki oksijen fugasitesi ve su içeriğindeki değişimlerden kaynaklanabilir. Merkezden orta kenara Fe-An azalarak uyumlu ilişki sergilemesine rağmen orta-kenarda özellikle ısıtma olayının olduğu yerlerde Fe-Mg-FeO artarak An ile uyumsuz ilişki göstermektedir (Şekil 4.72). An merkezden kenara azalarak normal zonlanma göstermektedir. Ba-Sr tamamen uyumsuz ilişkilidir. Belirgin rezorbsiyon yüzeyi gözlenmemektedir. Kenar zonda Fe, Mg, Ba, Sr artışı içindeki eriyik ile dengelenmeye çalışması ile açıklanabilmektedir. Genel itibariyle merkezde An =% 54.86, Sr= 947.13 ppm, Fe=2745.86 ppm, Mg= 235.20 ppm ve Ba= 492.62 ppm ile içerdiği akraba anklavın plajiyoklaz merkezine göre çok daha düşük değerler sergilemektedir. Bu da anklavda yer alan C1 ve C3 plajiyoklazlarının erken evrede kristallenen plajiyoklaz kristalleri olduğunu, magma odasındaki konveksiyonla taşınarak ana kayaya dâhil olduklarını göstermektedir.



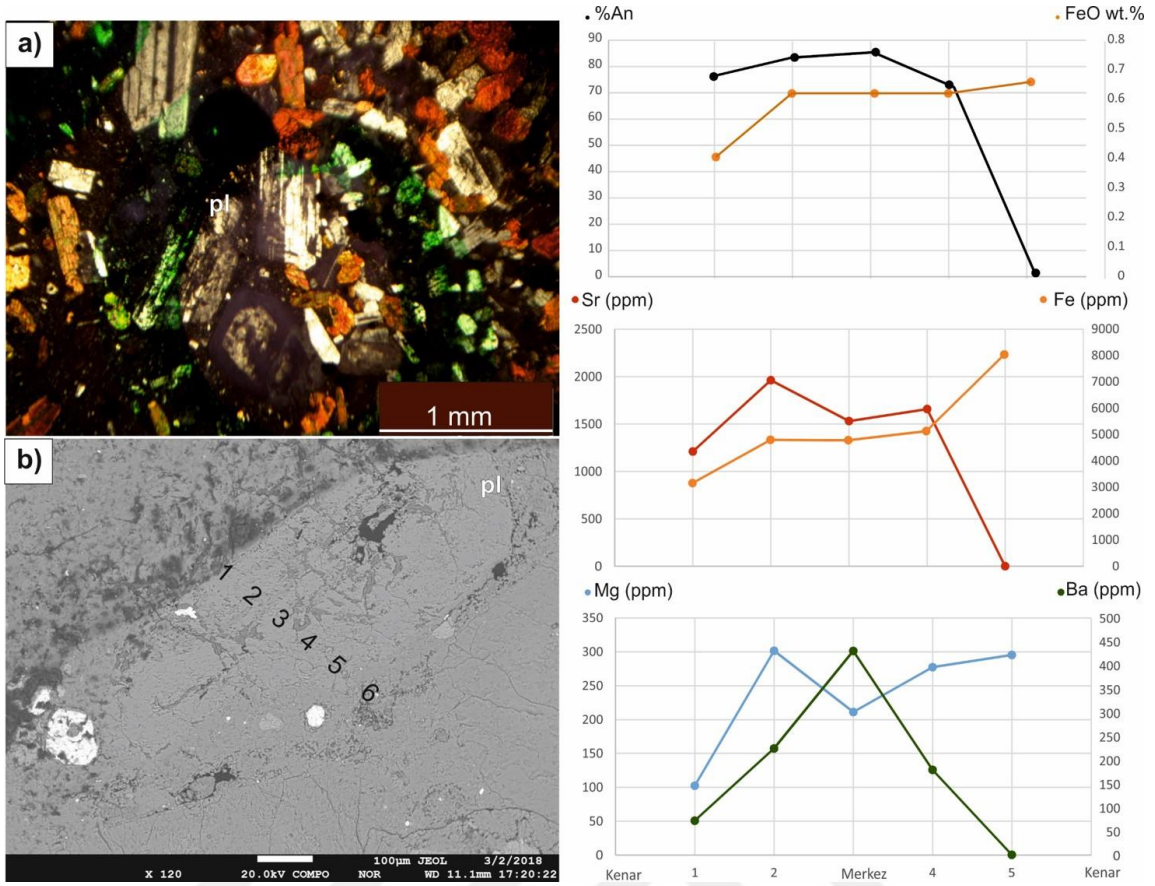
Şekil 4.72. GK-35-C5 ana kaya içerisindeki plajiyoklazın BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

GK-80-C4- Ana kaya-Dokusal stratigrafisi		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D1	CS=Kaba taneli elek dokusu Yuvarlaklaşmış kenara sahiptir.	Daha sıcak, Fe-Mg-FeO zengin Sr-Ba-Ca tüketilmiş magma ile etkileşim söz konusudur. Tekrarlı ısıtma olayı söz konusudur. Fe, Mg, An, Sr, Ba osilasyonlu zonlanma göstermektedir (Şekil 4.73). Kenara yaklaşırken tekrar Fe-Mg ce zengin kaynakla etkileşim ve ısıtılma söz konusudur. An ile Fe ve Mg arasındaki uyumsuz ilişki An açısından oksijen fugasitesi ve su basıncındaki değişimlerden kaynaklanmaktadır. FeO-An özellikle ısıtma olayının olduğu yerlerde uyumsuz ve Ba-Sr tamamen uyumsuz ilişkili görülmektedir. Ancak belirgin rezorbsiyon yüzeyi yoktur.



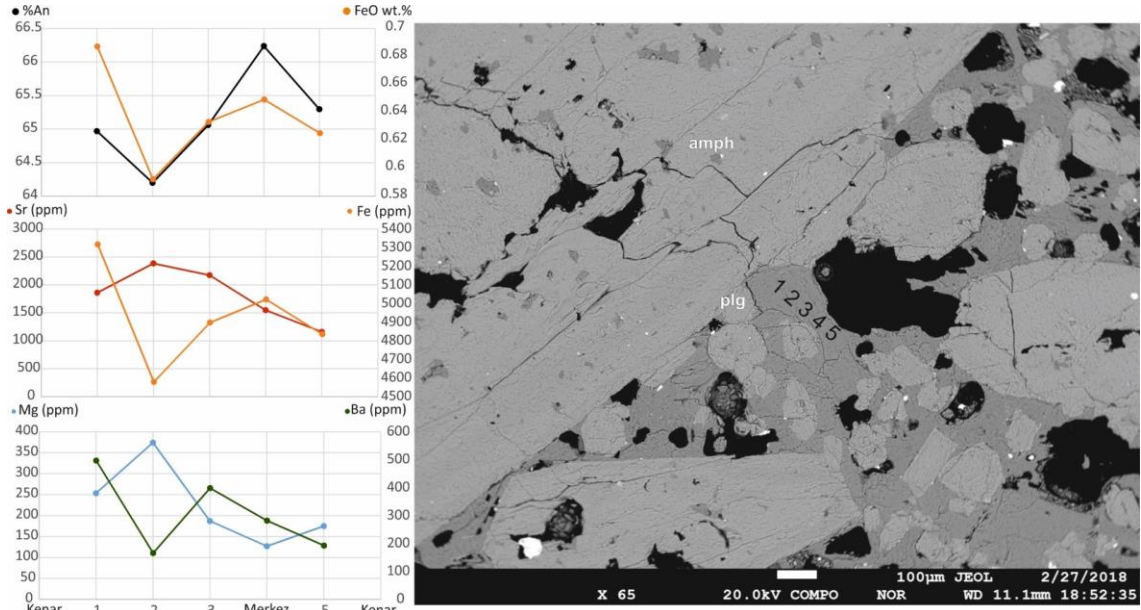
Şekil 4.73. GK-80-C4 ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

GK-80-C6 Magma Karışımı Anklavı- Dokusal stratigrafi		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D1	<p>FS= İnce taneli elek dokusu</p> <p>Oldukça geniş yayımlı, yoğun ve birbiriyile bağlantılı küçük çukurluklar şeklinde görülmektedir.</p>	<p>Daha sıcak, Fe-Mg-FeO-Sr zengini Ba tükenmiş magma ile merkezden orta-kenara doğru etkileşim gerçekleşmiştir. Birbiri ile bağlantılı çukurluklar yoğun veya uzun süreli bir çözünmeyi gösterir. Fe-Mg içerikleri ppm düzeyinde incelendiğinde merkezden ortaya artmaktadır, yani merkezden kenara doğru daha mafik bir kaynak tarafından ısıtılmadan bahsedilebilir. Fe-Mg birbiriyile uyumlu ilişkilidir (Şekil 4.74). Merkezden kenara An normal zonlanma göstermektedir. An ve Sr yalnızca kenarda uyumlu ilişki göstermekte bunun dışında özellikle merkezde uyumsuz ilişkilidir. Yeniden beslenmeye sebep olan magmanın oksijen fugasitesi veya su içeriğindeki değişim ile bu durum açıklanabilir. Belirgin olmayan rezorbsiyon yüzeyi gelişmiştir. Ana kayasının içermiş olduğu (GK-80-C4) plajiyoklazın merkezi An= % 39,05, CaO=% 8,5, Sr=1936,54 ppm, Fe=2535,83 ppm, Mg=42,21 ppm, Ba=295,57 içeriğine sahiptir. MMA'nın içerdiği plajiyoklaz fenokristali ise An=% 85,48, CaO=% 17,36, Sr=1530,63 ppm, Fe=4853,87 ppm, Mg=211,08 ve Ba=429,92 ppm içermektedir. Ana kayanın kendinden daha sıcak daha primitif bir magma ile karışımı sonucu oluşmuş bir anklav olduğundan bahsedilebilir.</p>



Şekil 4.74. GK-80-C6 ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

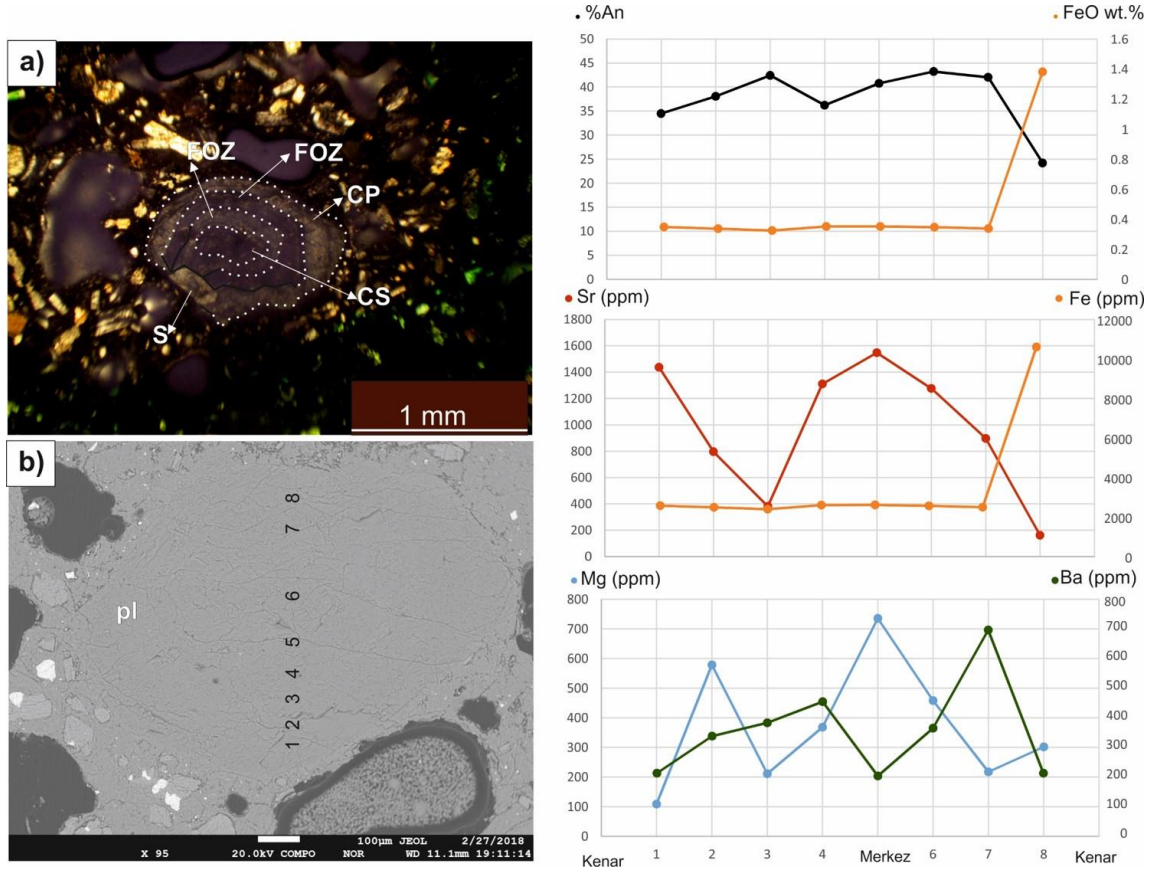
GK-139-C2 Akraha anklav/ Magma Segregasyon Anklavı - Dokusal stratigrafı		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D1	Herhangi bir dokusal özellik gelişmemiştir. Bileşimsel zonlanma olmasına rağmen dokusal zonlanma görülmemektedir.	Merkez-orta kenar arasındaki An-Fe-FeO azalışı su içeriği ve oksijen fugasitesindeki değişimden kaynaklanabilir. Merkez-Orta kenar arasında Mg artışı daha mafik bir kaynaktan beslendiğini göstermektedir (Şekil 4.75). Anklavda ve ana kayada bolca boşluk gözlenmesi de uçucu içeriği ile ilgili olabilir. Merkez noktası An=% 65,05, Sr= 2173,33 ppm, Fe=4923,88 ppm, Mg=186,96 ppm, Ba=403,05 ppm içermektedir.



Şekil 4.75. GK-139-C2 anklav içerisindeki plajiyoklazın BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

GK-139-C5 Ana kaya- Dokusal stratigrafisi		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D5	S=Synneusis Sinüs kristaller	Türbülanslı magmatik durumla ilgili konveksiyon ile oluşmuştur. Magmatik olarak son evrede oluşmuştur. Rezorbsiyon yüzeyi S oluşumundan hemen önce oluşmuştur. Çünkü S yüzeyi düzgün-özşekilli kristaldir. Magma odası içerisindeki konveksiyonlarla gerçekleşen tekrarlı beslenme-ısıtma olaylarının ardından konveksiyonla S gelişimi gerçekleşmiştir (Şekil 4.76).
<i>RS (Resorption Surface)= Daha ilkel magma ile reaksiyona girerken yoğun ve uzun süreli çözünme/dissolüsyon = Majör RS gelişmiştir</i>		
D4	CS= Kaba taneli elek dokusu Yuvarlaklaşmış kenara sahip	Fe-Mg ce zengin An ce fakir bir magma tarafından beslenme ile içerikleri artmakta ve CS gelişmektedir (Şekil 4.76). Besleyen bu magma oldukça sıcak ve primitif olmalıdır ve süreç uzun sürmelidir ki yuvarlaklaşmış ve en sonunda kırıklanmış geniş RS sahip kristal haline gelmiştir.
<i>RS (Resorption Surface)=Daha ilkel magma ile reaksiyona girerken yoğun ve uzun süreli çözünme/dissolüsyon = Majör RS gelişmiştir</i>		
D3	FOZ= İnce tabakalı osilasyonlu zonlanma Kristal eriyik ara yüzeyinde konveksiyonla yürütülen küçük ölçekli fiziksel-kimyasal pertürbasyon söz konusudur	Kristal eriyik ara yüzeyinde konveksiyonla oluşturulan küçük ölçekli fiziko-kimyasal pertürbasyon ile oluşabilmektedir. Merkez-kenar arasında An-Fe(az)-Mg osilasyonlu artış azalış göstermektedir (Şekil 4.76). Burada FOZ gözlenmektedir. Küçük ölçekli kimyasal değişimlerle tekrarlı beslenme olayı söz konusudur.
<i>RS (Resorption Surface)=Daha ilkel magma ile reaksiyona girerken yoğun ve uzun süreli çözünme/dissolüsyon = Majör RS gelişmiştir</i>		
D2	FOZ=İnce tabakalı osilasyonlu zonlanma Kristal eriyik ara yüzeyinde konveksiyonla yürütülen küçük ölçekli fiziksel-kimyasal pertürbasyon söz konusudur.	Kristal eriyik ara yüzeyinde konveksiyonla oluşturulan küçük ölçekli fiziko-kimyasal pertürbasyon ile oluşabilmektedir. Merkez-kenar arasında An-Fe (az)-Mg osilasyonlu artış azalış göstermektedir (Şekil 4.76). Burada FOZ gözlenmektedir. Küçük ölçekli kimyasal değişimlerle tekrarlı beslenme olayı söz konusudur.
<i>RS (Resorption Surface)=Daha ilkel magma ile reaksiyona girerken yoğun ve uzun süreli çözünme/dissolüsyon = Majör RS gelişmiştir.</i>		

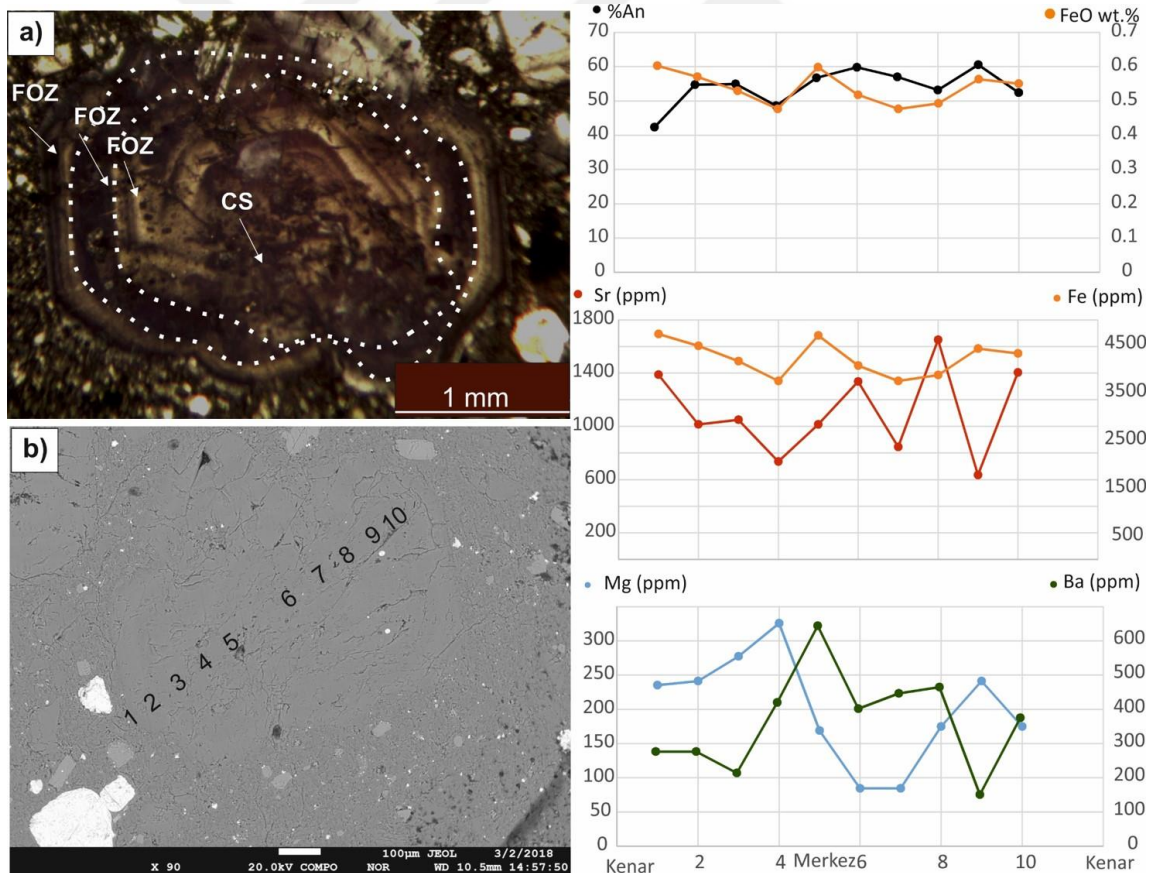
D1	CS =Kaba taneli elek dokusu Yuvarlaklaşmış çekirdek ve yoğun çukurluklar	Fe-Mg-An içerikleri (çok az da olsa) merkezden-orta kenara azalarak normal zonlanma göstermektedir. Hemen ardından daha primitif bir kaynakla ısıtılma ve beslenmeden dolayı içerikleri artmakta ve CS dokusu oluşmaktadır. Merkezde An=% 40,74, Sr=1547,54 ppm, Fe=2636,95 ppm, Mg=735,78 ppm dir. İçerdiği akraba anklavın plajiyoklaz fenokristalinin merkezi (GK-139-C2) kendinden daha primitif özellik sunmaktadır.
----	---	---



Şekil 4.76. GK-139-C5 ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

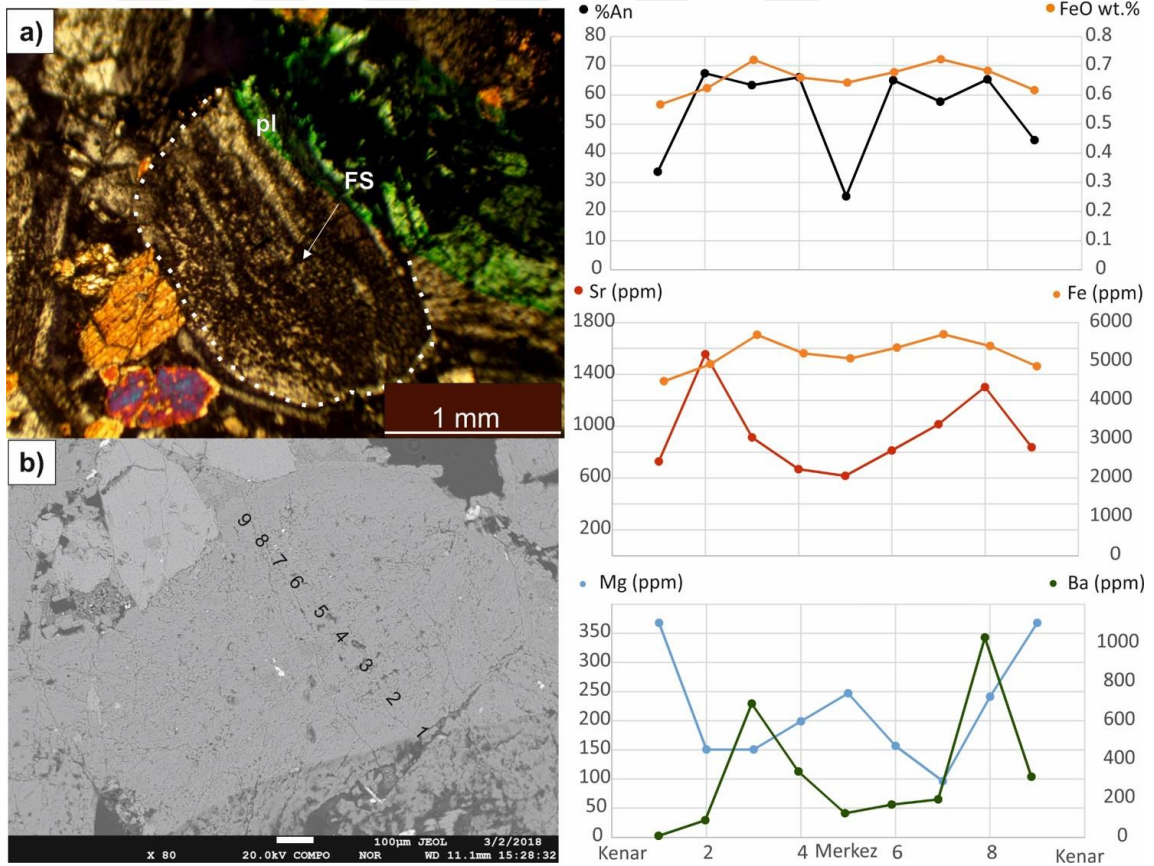
GK-144-C1-Ana kaya- Dokusal stratigrafı		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D4	FOZ=İnce tabakalı osilasyonlu zonlanma Kristal eriyik ara yüzeyinde konveksiyonla yürütülen küçük ölçekli fiziksel-kimyasal pertürbasyon söz konusudur.	Kristal eriyik ara yüzeyinde konveksiyonla oluşturulan küçük ölçekli fiziko-kimyasal pertürbasyon ile oluşabilmektedir. Aralıklı dissolüsyon-yeniden büyüme özellikleri ve An değişimindeki yüksek genlik (> %2) dinamik modeli güçlü bir şekilde destekleyen kanıtlardır (Ginibre ve ark., 2002). FOZ büyüme zonları dalgalıdan daha ziyade düzdür. An genliği (> %2) dir (Şekil 4.77). Dinamik model ile oluşum söz konusudur.
<i>RS (Resorption Surface)=Daha sıcak Fe-Mg-Sr-An-FeO-Ca-zengin Ba ile tüketilmiş magma ile etkileşim=Majör RS gelişmiştir.</i>		
D3	FOZ= İnce tabakalı osilasyonlu zonlanma Kristal eriyik ara yüzeyinde konveksiyonla yürütülen küçük ölçekli fiziksel-kimyasal pertürbasyon söz konusudur.	Sıcak ve daha primitif magmayla etkileşim söz konusudur. FOZ Kristal eriyik ara yüzeyinde konveksiyonla oluşturulan küçük ölçekli fiziko-kimyasal pertürbasyon ile oluşabilmektedir. FOZ büyüme zonları dalgalıdan daha ziyade düzdür. (Şekil 4.77). Dinamik model ile oluşum söz konusudur.
<i>RS (Resorption Surface)=Daha sıcak Fe-Mg-Sr-An-FeO-Ca-zengin Ba ile tüketilmiş magma ile etkileşim=Majör RS gelişmiştir.</i>		

D2	<p>FOZ=İnce tabakalı osilasyonlu zonlanma</p> <p>Kristal eriyik ara yüzeyinde konveksiyonla yürütülen küçük ölçekli fiziksel-kimyasal pertürbasyon söz konusudur.</p>	<p>Kristal eriyik ara yüzeyinde konveksiyonla oluşturulan küçük ölçekli fiziko-kimyasal pertürbasyon ile oluşabilmektedir. Aralıklı dissolüsyon-yeniden büyüme özellikleri ve An değişimindeki yüksek genlik (> %2) dinamik modeli güçlü bir şekilde destekleyen kanıtlardır (Ginibre ve ark., 2002). Dinamik modelde kristallerde, konveksiyon veya türbülans etkisi altında magma haznesinde hâkim olan magmatik bir gradyan (sıcaklık P(H₂O) ve bileşim) boyunca tekrar tekrar hareket ettirilir ve ince osilasyon zonlarının gelişmesine neden olur. (Singer ve ark., 1995; Ginibre ve ark., 2002). Dinamik modelde FOZ büyüme zonları dalgalıdan daha ziyade düzdür. Bununla birlikte FOZ gözlenen yerlerde An sıçrayışı >2 olduğundan yine bir dinamik modelden bahsedilebilir. Bu özellikler gelişimleri boyunca majör dissolüsyon olduğunu göstermektedir (Ginibre ve ark., 2002).</p>
<i>Belirgin olmayan rezorbsiyon yüzeyi= Minör RS gelişmiştir.</i>		
D1	<p>CS=Kaba taneli elek dokusu</p> <p>D= Dentritik doku</p>	<p>Daha sıcak, Fe-Mg-An-Sr zengin magma ile etkileşim söz konusudur. Merkezden ort-kenara doğru Fe-Mg-An-Sr içeriği önce çok hafif azalış sonra düzenli artış göstermektedir (Şekil 4.77). Kendinden daha sıcak ve primitif bir magmayla ısıtılması söz konusudur. Kayanın içindeki akraba anklav varlığının self mixing göstergesi olabileceği düşünülmektedir. CS oluşmuş merkezde dentritik doku kristalin bir kenarına doğru oldukça yaygın gözlenmektedir.</p>



Şekil 4.77. GK-144-C1 ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

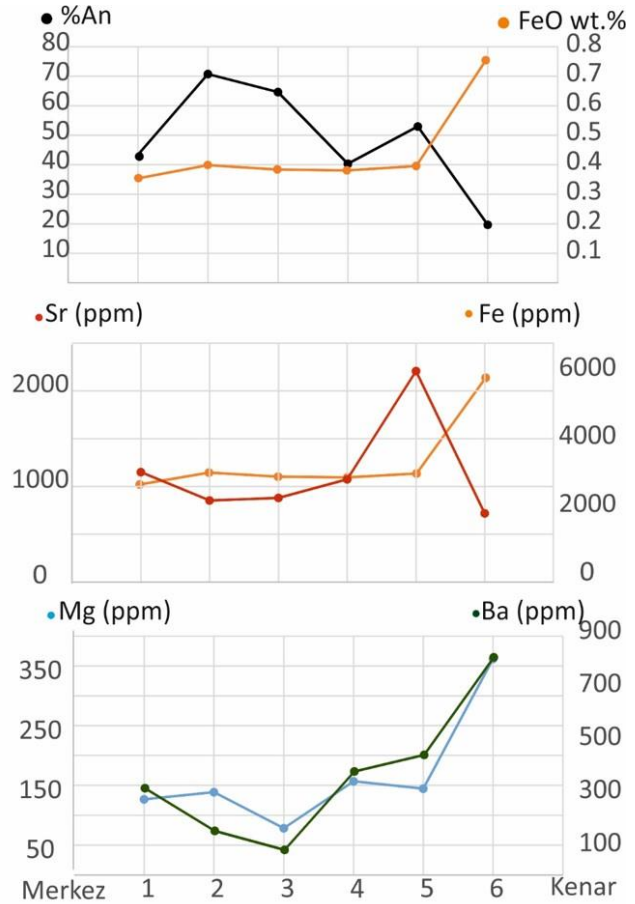
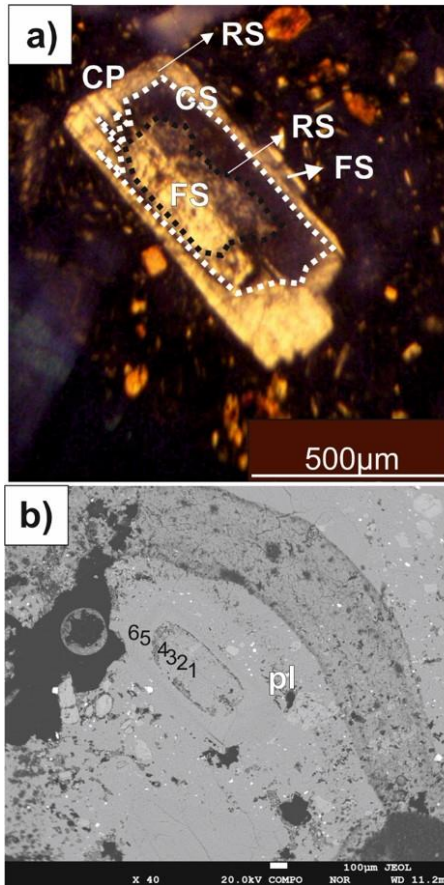
GK-144-C5 Akraba anklav/ Magma Segregasyon Anklavı- Dokusal stratigrafi		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D1	<p>FS=İnce taneli elek dokusu</p> <p>DS= Oldukça yoğun ince taneli kirli yüzeyli elek dokusu</p> <p>Yoğun ince taneli çukurluklar yoğun veya uzun süreli çözünmeyi gösterir.</p>	<p>Daha sıcak, Fe-Mg-An-Sr-Ba zengin magma ile etkileşim gerçekleşmiştir. An içeriği merkez dışında Fe-Mg ile uyumlu ilişki sergilemektedir. Sr, Ba, Fe tamamen uyumlu ilişki sergilemektedir. An-Fe-Mg içerikleri dalgalı artış azalışlar göstermektedir (Şekil 4.78). Kendinden daha mafik bir magma tarafından uzun süreli yeniden beslenme ile yoğun ve kristalin tamamını kaplayan FS dokusu gözlenmektedir. Hatta bu durum yoğun ince taneli kirli yüzeyli elek dokusu (dusty sieve) olarak adlandırılabilir. Merkezde An içeriğindeki oldukça düşük değer magmanın su içeriği ve oksijen fugasitesindeki değişimden kaynaklanabilir. İçinde bulunduğu ana kayada plajiyoklazın (GK-144-C1) merkezi An (% 59.7), Sr (1336 ppm), Fe (4060.45 ppm), Mg(84.43 ppm), Ba (394.09 ppm) içermektedir. Buna göre akraba anklavın içerdiği plajiyoklaz fenokristalinin merkezi, daha düşük An (% 25), Sr (617.32 ppm) ve Ba(116.43 ppm), daha yüksek Fe (5048.33 ppm) ve Mg(247.27 ppm) içermektedir. Magma odasında erken evrede kristallenmiş daha yüksek Fe-Mg içerikli plajiyoklaz fenokristali magma içindeki konveksiyonla ile andezitik ana kayanın içine getirilmiş, bu süreç sırasında kendini taşıyan daha primitif magma ile uzun süre etkileşime geçerek Fe-Mg-An içeriği daha da artmasına sebep olmuştur. Bu sırada dengesizlik dokusu DS gelişmiştir.</p>



Şekil 4.78. GK-144-C5 Akraba anklav içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

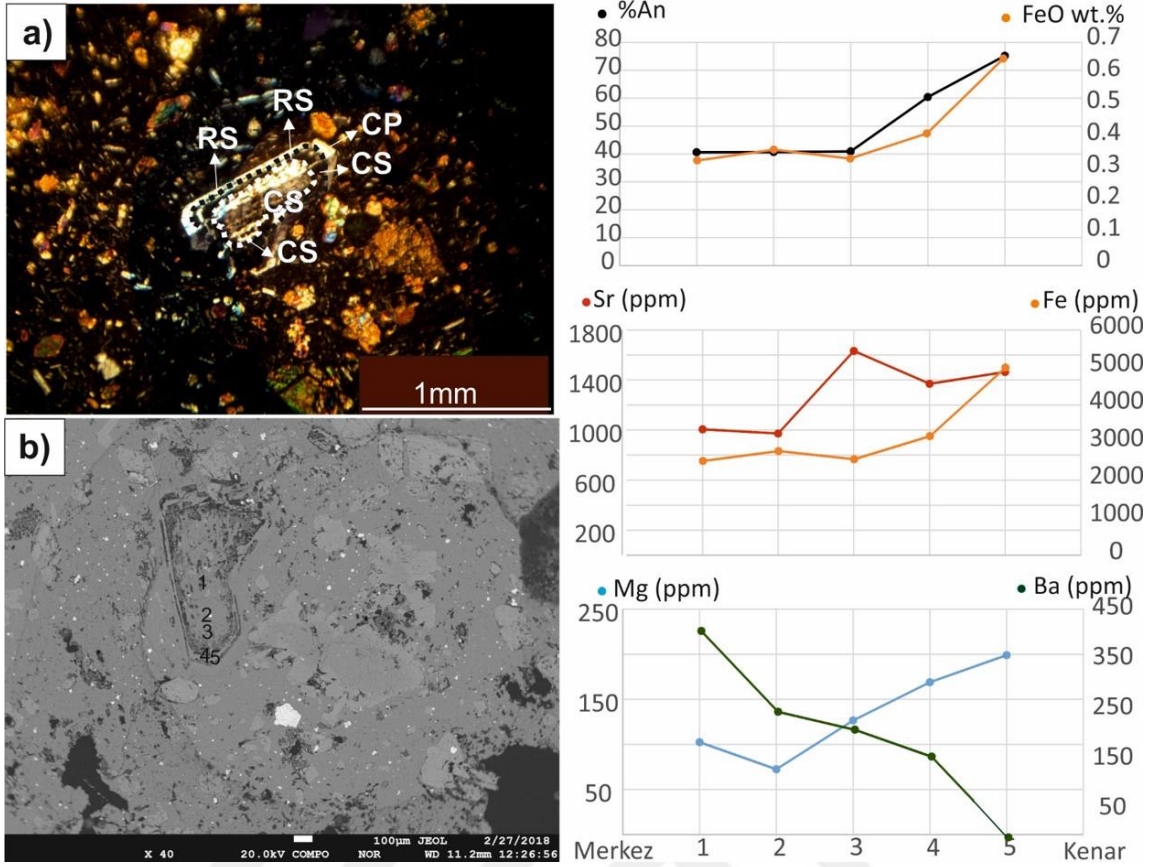
4.2.4.2.2. Andezit-2 türü kayalara ait plajiyoklazların dokusal stratigrafisi

GK-6-C3 Ana kaya -Dokusal stratigrafisi		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D4	CP=Temiz yüzeyli plajiyoklaz	Denge durağan magmatik durumdaki öhedral-özşekilli kristal büyümesi gerçekleşmiştir.
D3	FS= İnce taneli elek dokusu	Fe-Mg-FeO-Ba zengin An-Sr tüketilmiş magma ile etkileşim gerçekleşmesi söz konusudur (Şekil 4.79). Özellikle Fe-Mg içeriklerinde artış görülmektedir. An bunlarla uyumsuz ilişkide olması oksijen fugasitesi ve su basıncı ile açıklanabilmektedir.
<i>RS (Resorption Surface)=Fe-Mg-FeO zengin An-Sr-Ba tüketilmiş magma ile etkileşim= Majör RS gelişmiştir.</i>		
D2	CS= Kaba taneli elek dokusu	Daha sıcak ve Fe-Mg-Sr-Ba-Ca magma ile etkileşim gerçekleşmesi söz konusudur (Şekil 4.79). Birbirleri ile bağlantılı ve büyük boyutlu oyukların oluşumu yoğun ve uzun süren çözünme ile ilişkilidir.
<i>RS (Resorption Surface)=Daha sıcak ve Fe-Mg-Sr-Ba-Ca zengin magma ile etkileşim= Majör RS gelişmiştir.</i>		
D1	FS= İnce taneli elek dokusu	Daha sıcak ve Fe-Mg-Sr-Ca-An zengin magma ile etkileşim gerçekleşmiştir (Şekil 4.79). Merkezden orta kenara doğru An, Fe, Mg ile zenginleşme söz konusudur.



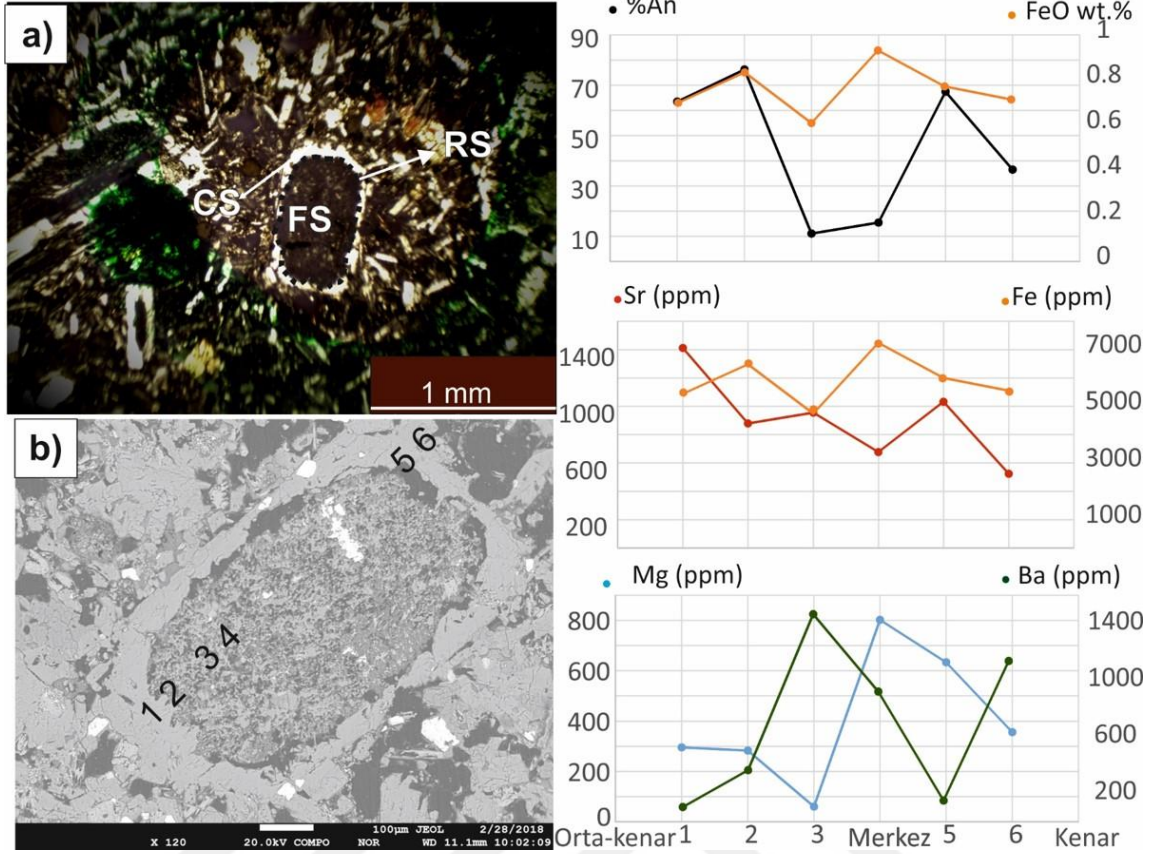
Şekil 4.79. GK-6-C3 ana kayaya ait plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

GK-6-C6 Ana kaya-Dokusal stratigrafi		
Dokusal alan	Doku	Yorumlama
D4	CP=Temiz yüzeyli plajiyoklaz gelişimi	Denge durağan magmatik durumdaki öhedral-özşekilli kristal büyümesi gerçekleşmiştir.
<i>RS (Resorption Surface)=Daha sıcak Fe-Mg-Sr-An-FeO zengin Ba tüketilmiş magma ile etkileşim= Majör RS gelişmiştir.</i>		
D2	CS= Kaba taneli elek dokusu Birbiri ile bağlantılı çukurluklar söz konusudur.	Daha sıcak, Fe-Mg-Sr-An-FeO-Ca-zengin Ba ile tüketilmiş magma ile etkileşimi söz konusudur. Birbirine bağlı ve büyük boyutlu elekler yoğun veya uzun süreli çözünme gösterir (Şekil 4.80).
<i>RS (Resorption Surface)=Daha sıcak Fe-Mg-Sr-An-FeO zengin Ba tüketilmiş magma ile etkileşim= Majör RS gelişmiştir.</i>		
D2	CS=Kaba taneli elek dokusu Birbiri ile bağlantılı çukurluklar söz konusudur.	Daha sıcak, Fe-Mg-Sr-An-FeO-Ca-zengin Ba ile tüketilmiş magma ile etkileşimi söz konusudur. Birbirine bağlı ve büyük boyutlu elekler, yoğun veya uzun süreli çözünmeyi gösterir (Şekil 4.80).
<i>Belirgin rezorbsiyon yüzeyi gelişmemiştir.</i>		
D1	CS=Kaba taneli elek dokusu SC=Kurtçuklu hücreli doku	Daha sıcak magma ile etkileşim söz konusudur. An, Fe'de önemli bir bileşim değişikliği bulunmamaktadır. Isı transferi, aşırı ısınma sırasında difüzyon yoluyla kimyasal değişimden daha hızlıdır (Şekil 4.80).



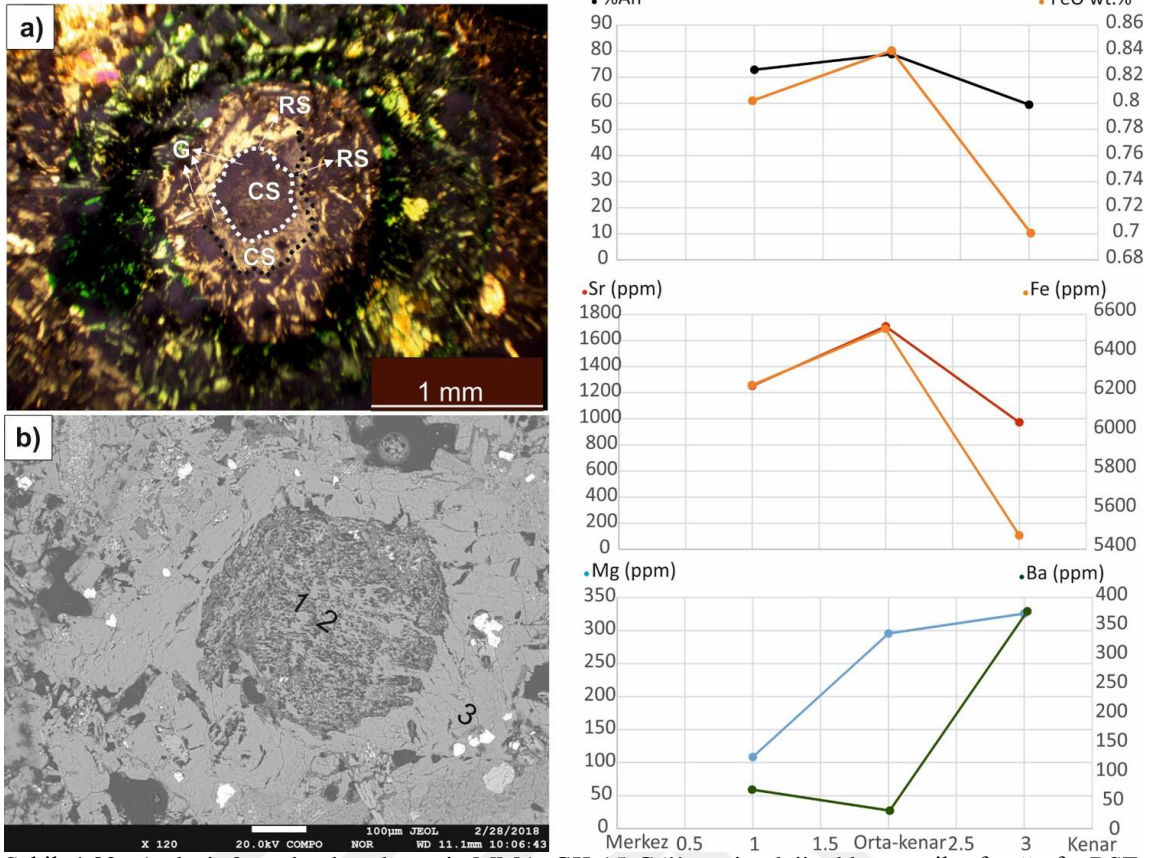
Şekil 4.80. GK-6-C6 ana kayaya ait plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

GK-15-C5-Magma Karışımı Anklavı- Dokusal stratigrafi		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D2	CS= Kaba taneli elek dokusu Eriyik kapanımı içermektedir.	Daha sıcak magma ile etkileşim söz konusudur. An, Fe'de önemli bir bileşim değişikliği bulunmamaktadır. Isı transferi, aşırı ısınma sırasında difüzyon yoluyla kimyasal değişimden daha hızlıdır.
<i>RS (Resorption Surface)=Daha sıcak ve Fe-Mg-FeO zengin Sr, Ba tüketilmiş magma ile etkileşim=Majör RS gelişmiştir.</i>		
D1	FS=İnce taneli elek dokusu Yuvarlaklaşmış ve yaygın DS= Yoğun ince taneli, kirlili yüzeyli elek dokusu	Daha sıcak, Fe-Mg-FeO zengin Sr-Ba ile tüketilmiş magma ile etkileşimi söz konusu olabilir (Şekil 4.81). Cam kapanımları olan ve birbirine bağlı ve ince çukurluklar yoğun veya uzun süreli bir çözünmeyi gösterir. Önemli ölçüde rezorbe olmuş, yuvarlaklaşmış, yoğun kirlili sieve dokusu gösteren merkeze sahiptir. Merkezde düşük An içeriğinin magmanın su içeriği ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Merkezden kenara doğru gidildikçe genel itibariyle FeO-An içerikleri uyumlu ilişki sergilese de çukurlukların yoğunlaştığı orta kısımda An önemli ölçüde pozitif yönde pik yaptığı ve burada FeO ile uyumsuz ilişki sergilediği gözlenmektedir. Merkezde en yüksek Fe-Mg ve düşük Sr-Ba içeriği ile daha primitif bir kaynak tarafından ısıtılma olayının varlığından söz edilebilir. Kenara doğru gittikçe Fe-Mg-Sr-Ba içeriklerindeki osilasyonlu değişimin tekrarlı, yoğun ve uzun süren etkileşimden kaynaklanabileceği düşünülmektedir. Yoğun etkileşimin ardından gelişen rezorbsiyon yüzeyinin etrafına, neredeyse özşekilli, normal zonlanma gösteren, yer yer iri taneli çukurluklar (CS) ve cam kapanımı içeren plajiyoklaz gelişimi gerçekleşmiştir.



Şekil 4.81. Andezit-2 grubu kayalara ait MMA GK-15-C5'e ait plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

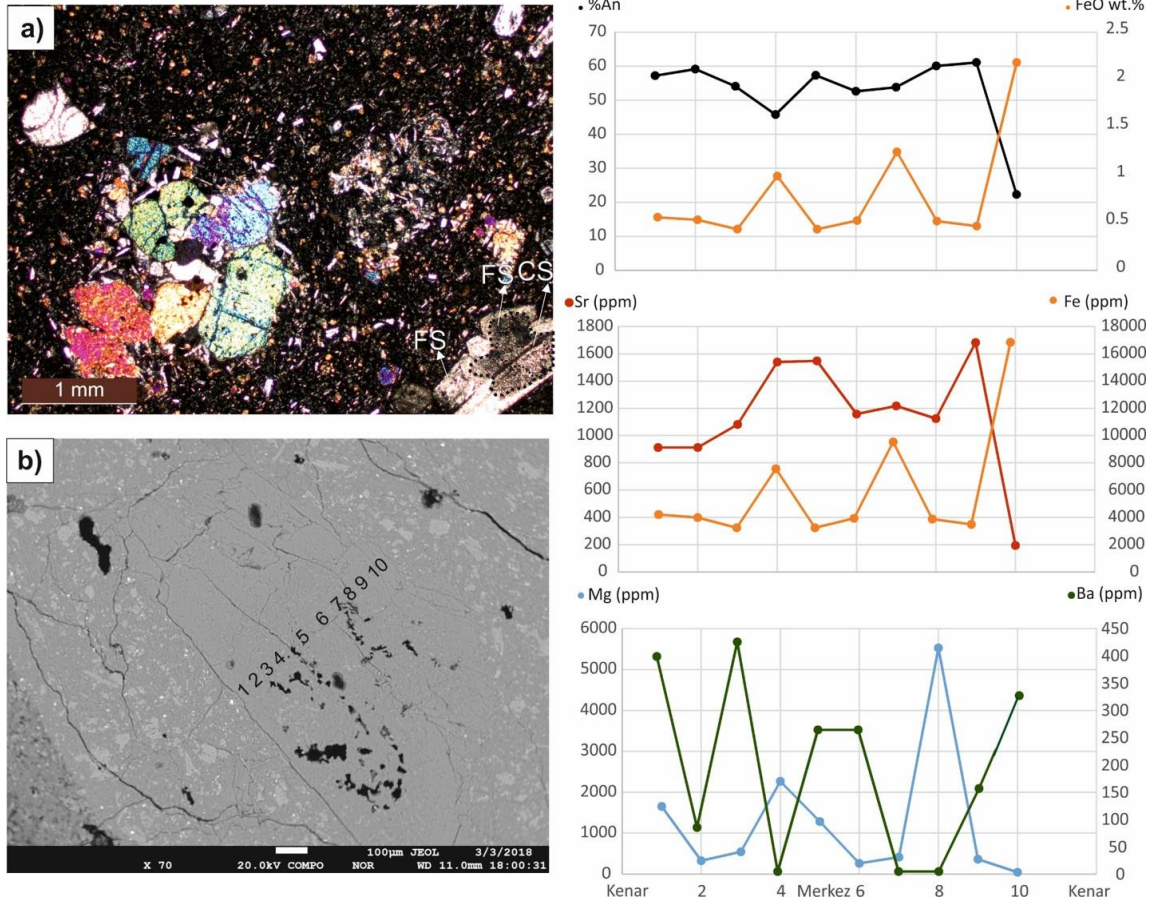
GK-15-C6 Magma Karışımı Anklavı - Dokusal stratigrafi		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
<i>RS (Resorption Surface)=Daha sıcak Fe-Mg-Sr-An-FeO-Ca-zengin Ba ile tüketilmiş magma ile etkileşim= Majör RS gelişmiştir.</i>		
D3	CS= Kaba taneli elek dokusu Eriyik kapanımlı ve normal zonlu plajiyoklaz	Daha sıcak ve daha primitif magma ile etkileşim söz konusudur.
D2	G=Glomerokristal	Birbirine yakın rezorbe/emilmiş kristallerin sütürlenmesi gerçekleşmiştir. Mikrokristaller bir araya geldikten sonra tekrar CS gelişmiştir (Şekil 4.82). Etkileşimin yoğun ve uzun sürmesi ile kenar yuvarlaklaşmıştır.
<i>RS (Resorption Surface)=Daha sıcak Fe-Mg-Sr-An-FeO-Ca-zengin Ba ile tüketilmiş magma ile etkileşim= Majör RS gelişmiştir.</i>		
D1	CS=Kaba taneli elek dokusu Oldukça kalın bir zon halinde gözlenmektedir. Yuvarlaklaşmış çekirdek-yoğun ve birbiri ile bağlantılı çukurluklar söz konusudur.	Daha sıcak, Fe-Mg-Sr-An-FeO-Ca-zengin Ba ile tüketilmiş magma ile etkileşimi söz konusudur. Birbirine bağlı ve büyük boyutlu elekler yoğun veya uzun süreli çözünme gösterir. Anklavın merkezi 6000-7000 ppm Fe, % 60-70 An içerirken, ana kayadan alınan plajiyoklaz fenokristallerinin merkezleri daha düşük Fe (3000-3900 ppm ve % 45-65) An içermektedir (GK-15AK.-C1-1-2). (Şekil 4.82).



Şekil 4.82. Andezit-2 grubu kayalara ait MMA GK-15-C6''ya ait plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

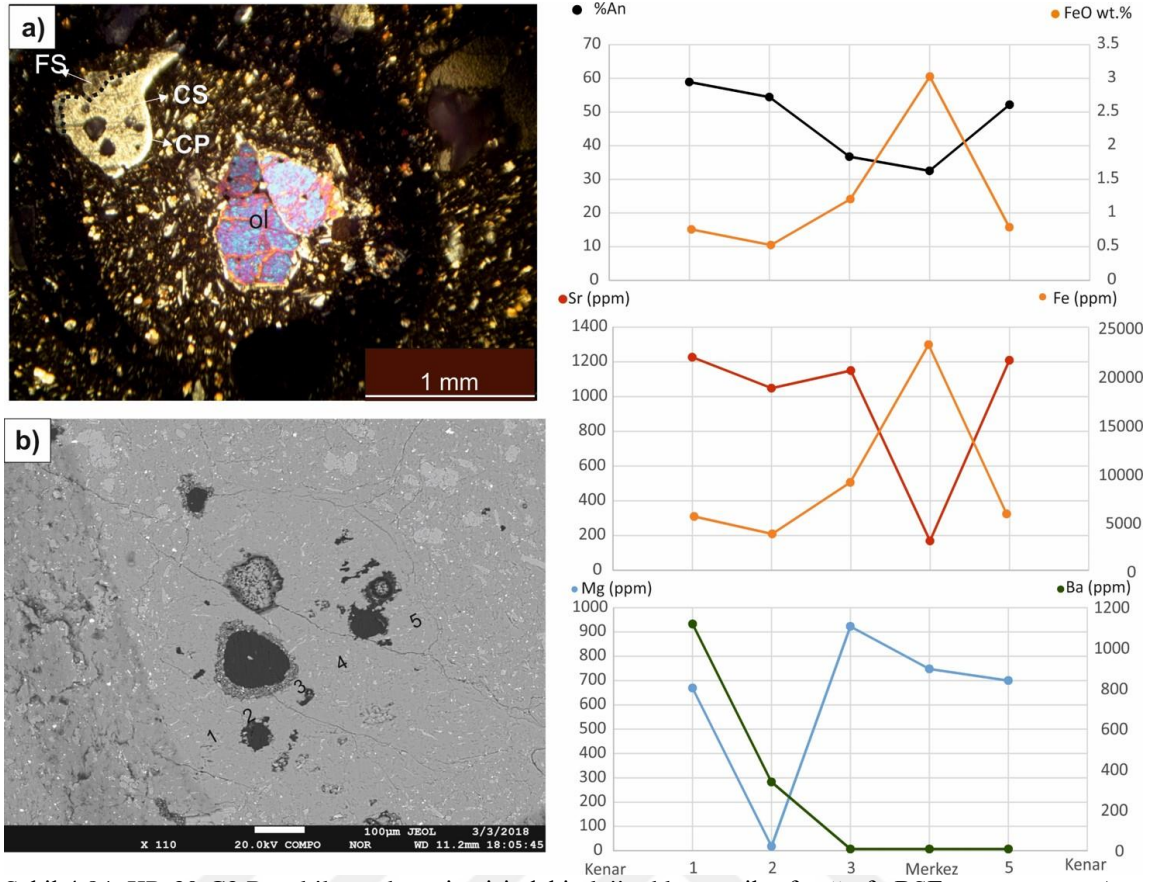
4.2.4.2.3. Bazalt-3 türü kayalara ait plajiyoklazların dokusal stratigrafisi

KR-30-C2- Ana kaya-Dokusal stratigrafı (Ana kaya içerisindeki plajiyoklaz ksenokristali)		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D3	FS= İnce taneli elek dokusu	Daha sıcak Fe-Mg zengin Ba ile tüketilmiş magma ile etkileşim gerçekleşmiştir. Mikrofotografılar incelendiğinde, RS yüzeyinin ardından merkezdekinden çok daha küçük çukurluklara sahip daha az yoğun FS dokusu oluşmuştur (Şekil 4.83). Bu noktalarda Fe-Mg içeriğinde artış gözlenmektedir. Fe-Mg ce zengin daha mafik daha sıcak bir magma ile beslenmesi söz konusudur.
<i>RS (Resorption Surface)</i> =Daha sıcak Fe-Mg zengin Ba ile tüketilmiş magma ile etkileşim. Major RS gelişmiştir		
D2	FS= İnce taneli elek dokusu	Daha sıcak Fe-Mg zengin Ba ile tüketilmiş magma ile etkileşim gerçekleşmiştir. CS boyutu küçülmüş yerini FS bırakmıştır (Şekil 4.83).
Herhangi bir RS gelişmemiştir.		
D1	CS=Kaba taneli elek dokusu Oldukça kalın bir bant şeklinde ve yoğun görülmektedir.	Daha sıcak, Fe-Mg- zengin Ba tüketilmiş magma ile etkileşim söz konusudur. Merkezde An normal zonlanma göstermektedir. Ardından osilasyonlu artış azalışlar sergilemektedir. Bunun sebebi su basıncı ve oksijen fugasitesi ile ilgili olabilir. Bu noktalarda Fe-Mg içeriğinde artış gözlenmektedir ve CS dokusu izlenmektedir. Fe-Mg'ca zengin daha mafik daha sıcak bir magma ile beslenmesi söz konusudur. Fe-Mg deki osilasyonlu artış-azalış beslenme olayının birkaç defa gerçekleştiğini göstermektedir. Mikrofotografılar incelendiğinde merkezden orta kenara doğru eleklerin yoğunluğu azalmaktadır (Şekil 4.83).



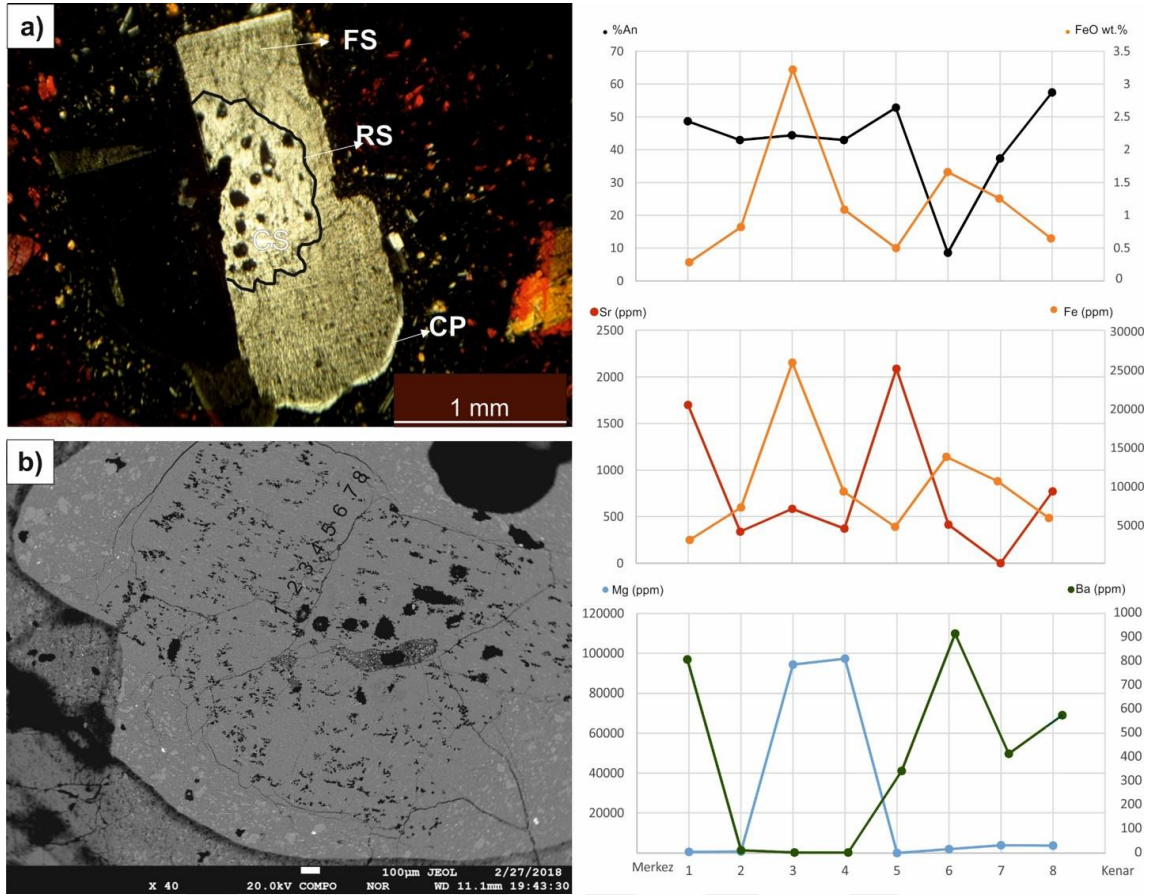
Şekil 4.83. KR-30-C2 Bazaltik ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

KR-30-C3- Ana kaya-Dokusal stratigrafı (Ana kaya içerisindeki plajiyoklaz ksenokristali)		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D3	CP= Temiz yüzeyli plajiyoklaz	Fe-Mg içeriğinde azalma ve normal zonlanma gözlenmektedir (Şekil 4.84).
D2	FS= İnce taneli elek dokusu	Dekompresyon ile oluşmuş olabileceği düşünülmektedir Merkezde gözlenen büyük ve yoğun çukurluklar azalmış ve boyutları küçülmüştür. (Şekil 4.84).
<i>Belirgin olmayan RS= Minör RS gelişmiştir</i>		
D1	CS=Kaba taneli elek dokusu	Dekompresyon ile oluşmuş olabileceği düşünülmektedir. Kristalin merkezinde Fe (2250 ppm)-Mg (850ppm)-An(% 35) içerikleri incelendiğinde ksenokristal olabileceği düşünülmektedir. Merkez-kenar arasındaki artışları ise içinde bulunduğu bazaltik magmanın besleyebileceği miktardan oldukça düşüktür. Merkezden orta kenara doğru Mg-An-Sr içeriğinde artış Fe içeriğinde azalış gözlenmektedir. Bu noktalarda CS dokusu izlenmektedir. Fe-Mg-An arasındaki yer yer uyumlu yer yer uyumsuz ilişki magmanın su içeriği ve oksijen fugasitesindeki değişimlerden kaynaklanabileceği düşünülmektedir. An ve Sr genellikle birbiri ile uyumlu eğilim göstermektedir (Şekil 4.84).



Şekil 4.84. KR-30-C3 Bazaltik ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

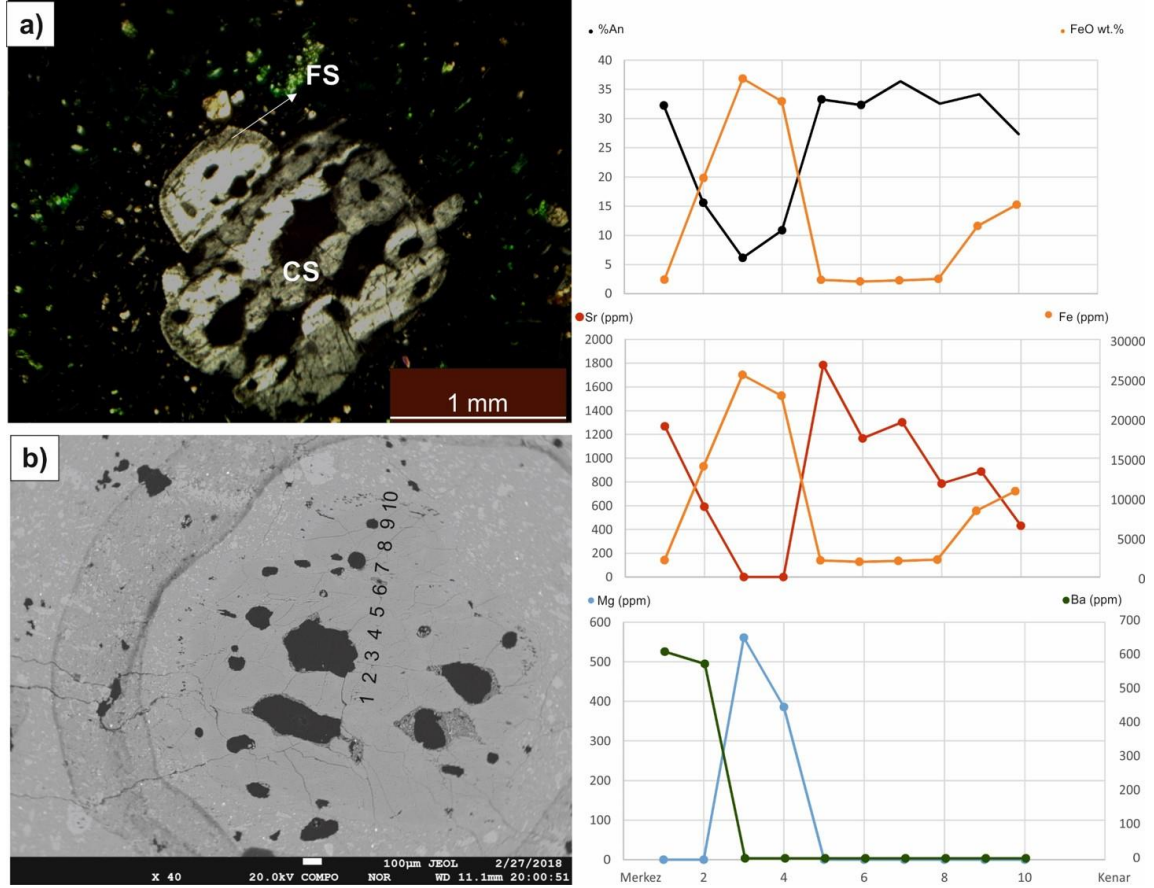
KR-32-C4- Ana kaya- Dokusal stratigrafi (Ana kaya içerisindeki plajiyoklaz ksenokristali)		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D3	CP= Temiz yüzeyle plajiyoklaz	Özşekilli ve temiz yüzeyle kristal gelişimi
<i>Belirgin rezorbsiyon yüzeyi gözlenmemiştir.</i>		
D2	FS=İnce taneli elek dokusu DS= Oldukça yoğun ince taneli kirlili yüzeyle elek dokusu	Daha sıcak, Fe-Mg-FeO zengin magma ile etkileşim gerçekleşmiştir. Yoğun ince elekler yoğun veya uzun süreli çözünmeyi gösterir. Isıtma devam etmektedir ve merkezde oluşan büyük oyuklardan daha küçük fakat çok yoğun FS dokusu oluşmaktadır. Yoğun görünmesi uzun süren dissolüsyondan kaynaklanabileceği düşünülmektedir. Kenara yaklaştıkça Fe-An osilasyonlu/düzensiz artış azalışlar su içeriği ve oksijen fugasitesi ile açıklanabilmektedir (Mg =0 olduğundan beslenme ilişkisinden bahsedilmemektedir) (Şekil 4.85).
<i>Belirgin olmayan RS yüzeyi=Minör RS gelişmiştir.</i>		
D1	CS=Kaba taneli elek dokusu	Merkezden orta-kenara doğru Fe-Mg içeriğindeki ciddi artış nedeniyle Fe-Mg ce zengin bir kaynak tarafından ısıtılma söz konusu olabilir. Merkezde Fe (2400 ppm), Mg (0), An (% 45) içerikleri ile incelenen kristal bazaltik magmaya ait fenokristal olmaktan ziyade ksenokristal özelliği göstermektedir. Merkez-Orta kenar arası An-Sr düzenli azalarak normal zonlanma ve birbiri ile uyumlu ilişki sergilemektedir. Fe-Mg ise düzenli artarak birbiriyle uyumlu ilişki An ile negatif ilişki sergilemektedir (Şekil 4.85). Bu noktalarda FS dokusu oluşumu gözlenmektedir. Bu nedenle Fe-Mg ce zengin bir kaynak tarafından ısıtılma (Fe-Mg içeriğindeki ciddi artış) söz konusu olabilir. An içeriğindeki düzensiz artış-azalış su içeriği ve oksijen fugasitesindeki değişimlerle açıklanabilmektedir.



Şekil 4.85. KR-32-C4 Bazaltik ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı, BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

KR-32-C7- Ana kaya- Dokusal stratigrafı (Ana kaya içerisindeki plajiyoklaz ksenokristali)		
Dokusal alan	Doku	Yorum-Tanımlama
D5	CP= Temiz yüzeyli plajiyoklaz	İnce bir seviye halinde temiz yüzeyli özşekilli plajiyoklaz gelişmiştir.
<i>Belirgin rezorbsiyon yüzeyi gözlenmemiştir.</i>		
D4	FS= İnce taneli elek dokusu DS=Oldukça yoğun ince taneli kirlili yüzeyli elek dokusu	Daha sıcak, Fe-Mg-FeO zengin magma ile etkileşim söz konusudur. Isıtma devam etmektedir ve merkezde oluşan büyük oyuklardan daha küçük fakat çok yoğun FS dokusu oluşmaktadır (Şekil 4.86). Yoğun görünmesi uzun süren dissolüsyondan kaynaklanabileceği düşünülmektedir. Kenara yaklaştıkça Fe-An osilasyonlu/düzensiz artış azalışlar su içeriği ve oksijen fugasitesi ile açıklanabilmektedir (Mg =0 olduğundan beslenme ilişkisinden bahsedilmemektedir).
<i>Belirgin olmayan rezorbsiyon yüzeyi= Minör RS gelişmiştir.</i>		
D3	CS=Kaba taneli elek dokusu	Isıtma devam etmektedir ve kenara yaklaştıkça merkezde oluşan büyük oyuklardan daha küçük oyuklar gözlenmektedir (Şekil 4.86).
<i>Belirgin rezorbsiyon yüzeyi gözlenmemiştir</i>		
D2	PZ=Yamalı zonlanma	Geniş ve yaygın yamalı zonlanma geniş çaplı rezorbsiyon işaret eder.
<i>Belirgin rezorbsiyon yüzeyi gözlenmemiştir</i>		
D1	CS=Kaba taneli elek dokusu SC=Kurtçuklu hücreli doku	Dekompresyon söz konusudur. Merkezde Fe (2000 ppm), Mg (0), An (% 32) içerikleri ile incelenen kristal bazaltik magmaya ait fenokristal olmaktan ziyade ksenokristal özelliği göstermektedir. Merkez-Orta kenar arası An-Sr düzenli azalarak normal zonlanma ve birbiri ile uyumlu ilişki sergilemektedir. Fe-

		<p>Mg ise düzenli artarak birbiriyle uyumlu ilişki An ile negatif eğilim sergilemektedir (Şekil 4.86). Fe-Mg içeriğindeki artış ve An içeriğindeki azalış bazaltik bir kaynağın beslemesinden daha ziyade su içeriği ve oksijen fugasitesindeki değişimlerle açıklanabilmektedir. SC oluşumunun yine hızlı dekompresyon ile oluştuğu düşünülmektedir.</p>
--	--	---



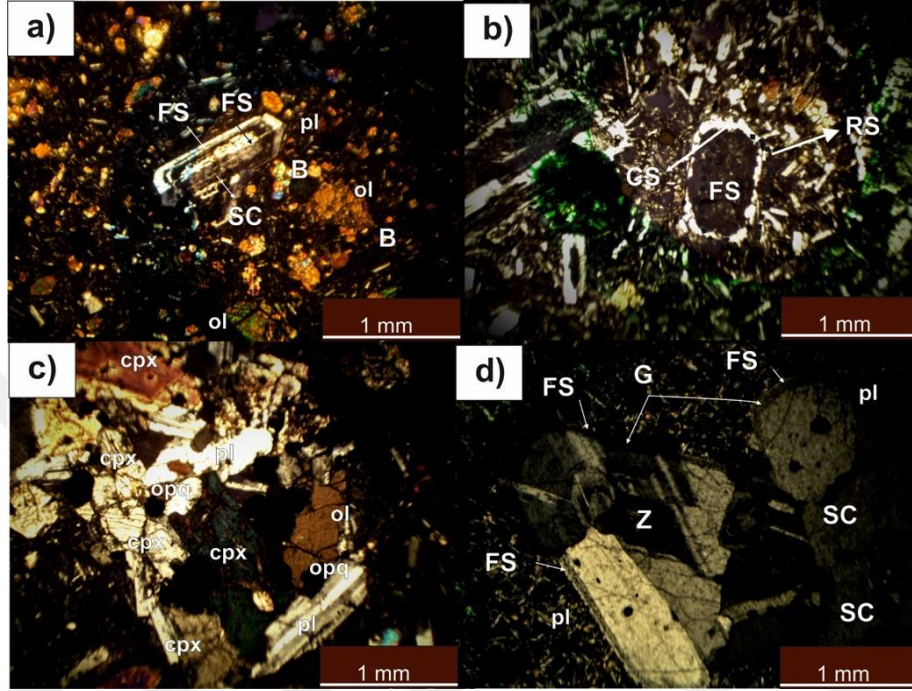
Şekil 4.86. KR-32-C7 Bazaltik ana kaya içerisindeki plajiyoklazın mikrofotografı BSE görüntüsü ve An-Fe-Mg-Sr-Ba içerikleri

4.2.4.3. Plajiyoklazların dokusal özellik ve kimyasal değişimlerinin önemi

Bu çalışma dengesizlik dokuları ile plajiyoklazların modal oranının, boyut ve içeriklerinin örnekten örneğe değiştiğini; farklı dokusal sekansa sahip fenokristallerin, ince bir kesitte yan yana meydana gelebileceğini ve plajiyoklaz fenokristalleri arasında ortak bir dokusal özelliğin bulunmadığını göstermektedir. Bu durum lav ünitesinin birden fazla kristal topluluğu açısından heterojen olduğunu göstermektedir. Bu heterojenlik, birçok faktöre bağlı olarak gelişebilmektedir: Sığ magma odasında magmatik prosesler homojen bir kristal topluluğu üretecek kadar tekdüze değildir ve magma karışımı (self-mixing, magma mixing), dokusal heterojeniteyi oluşturabilen karmaşık bir dinamik prosestir (Perugini ve ark., 2004). Böylelikle, sığ magma odasına derin magma odasından daha taze, daha primitif magma gelmektedir ve çoklu yeniden beslenme olayları gelişmekte (Renjith, 2014) ve heterojen kristal toplulukları birarada bulunabilmektedir.

Elek ve hüresel dokuların bir sodik plajiyoklazın daha kalsik bir eriyik ile temasının sonucu (Tsuchiyama, 1985; Nelson ve Montana, 1992; Pearce, 1994; Singer ve ark., 1995; Nakamura ve Shimakita, 1998) veya hızlı dekompresyon (adyabatik dekompresyon) sonucu oluştuğu bilinmektedir. Sığ magma odası, konveksiyonla veya yeni magma girişimleri (magma pulse) veya her ikisinin kombinasyonu ile dinamik olarak aktiftir. Tek bir plajiyoklaz kristalinde tekrarlı ince taneli elek meydana gelmesi, birden fazla süper-ısıtma olayı meydana geldiğini gösterebilir (Renjith, 2014). Sığ magma odasındaki kristaller, konveksiyon veya türbülans yoluyla magma odasının tabanında daha sıcak magma ile yeniden beslenmesiyle meydana gelen kendiliğinden karıştırma (self mixing) ile karşılaşabilir (Huppert ve ark., 1986; Couch ve ark., 2001) (Şekil 4.87 a ve c). İncelenen plajiyoklazların mineral kimyası verileri ve dokusal özellikleri incelendiğinde An-FeO-MgO-CaO içeriklerindeki artış azalışlar (EK-5) bu doku oluşumları ile ilgili önemli bilgiler vermektedir. İncelenen volkanitlerde ince ve/veya kaba taneli elek dokusu, kurtçuklu dokular, ters ve/veya osilasyonlu zonlanmalar sıklıkla görülmektedir. Plajiyoklazlarda gözlenen bu dokuların andezitlerde daha primitif bir eriyik ile etkileşim (magma mixing) ve kendi kendine karışma (self-mixing) olayları ile gerçekleşmiş olabileceği, bazaltlarda ise hızlı dekompresyon ve tekrarlı kendi kendine karışma olaylarından kaynaklanabileceği düşünülmektedir.

Karapınar bazaltlarının bazılarının plajiyoklaz glomerokristalleri içeriyor olması (Şekil 4.87 d) ve kırılanmış olivin kristallerinin varlığı (Renjith, 2014) elek dokulu plajiyoklazların oluşumundaki süper ısıtma olaylarının yanında dekompresyon etkisini kanıtlar niteliktedir.



Şekil 4.87. (a) GK-6; merkezde SC, merkezi mantolayan tekrarlı FS kenar, kırılanmış olivinler self mixing göstergesi olarak yorumlanmaktadır; (b) GK-15; magma mixing anklavında, merkezde oldukça kalın yuvarlaklaşmış ince taneli elek dokusu gösteren plajiyoklaz, Ca-zengin daha primitif bir magma ile yoğun dissolüsyon ve magma mixing'in göstergesi olarak yorumlanmaktadır (c) GK15AK.; gabroik akraba anklav- mineral kümelenmelerinin konveksiyon ile magma odasının taban veya kenarlarından getirildiği düşünülmektedir (d) KR-30; bazaltik MMA içerisinde yer alan kristallerde SC veya Z merkez ve ince FS kenarlı glomerokristallerin oluşumunun magma odasındaki konveksiyon ve türbülans kaynaklandığı düşünülmektedir (B: Kırılanmış kristal, FS: İnce taneli elek dokusu, G: Glomerokristal, SC: Kurtçuklu hücresel doku; Z: Zonlu doku)

4.2.5. Mineral iz element jeokimyası

4.2.5.1. Giriş

Kayaların mikroskobik ölçekte bileşimsel değişimleri, jeolojik süreçlerin kimliğini ve ortamların evrimini anlatabilir. Zengin bileşim özellikle her bir kristaldeki kimyasal zonlanma magmatik petrolojide, magmatik ortamdaki değişikliklerle doğrudan ilişkili olabilir (Streck, 2008; Bussweiler ve ark., 2015). Kristal büyümesi sırasındaki iz element değişimleri, kristalizasyon sırasında magma bileşimi ve koşulları hakkında önemli bilgiler taşır (Ginibre ve Wörner, 2007). Kontaminasyon, yeniden beslenme, magma mixing gibi karmaşık sistemlerin varlığını anlatabilir (Francalanci ve ark., 2012; Sakyi ve ark., 2012; Ubide ve ark., 2014a; Ubide ve ark., 2014b). Genellikle sığ magma odalarında daha primitif ve sık sık akışkanca zengin magmatik kütlelerle yeniden beslenme olayları volkanik patlamaların tetikleyicisi olarak kabul edilmektedir (Kent ve ark., 2010; Kent, 2014).

Plajiyoklaz, klinopiroksen, amfibol fenokristal/ksenokristallerinin dokusal ve kimyasal gelişimi/stratigrafisi birbirini izleyen karmaşık magmatik süreçlerin hikâyesini anlatabilmektedir. Dokusal stratigrafi bölümünde yeniden beslenme olaylarından sıklıkla bahsedilmiştir. Bu bölümde yeniden beslenme olayları mineral iz element kimyası çalışmaları ile desteklenmiştir. Tez kapsamında KKVK'e ait kayaların gelişiminde magmanın yükselimi ve yerleşimi sırasında birbirini izleyen tekrarlı ve çoklu yeniden beslenme, magma mixing, self mixing gibi süreçlerinin etkin olduğu düşünülmektedir.

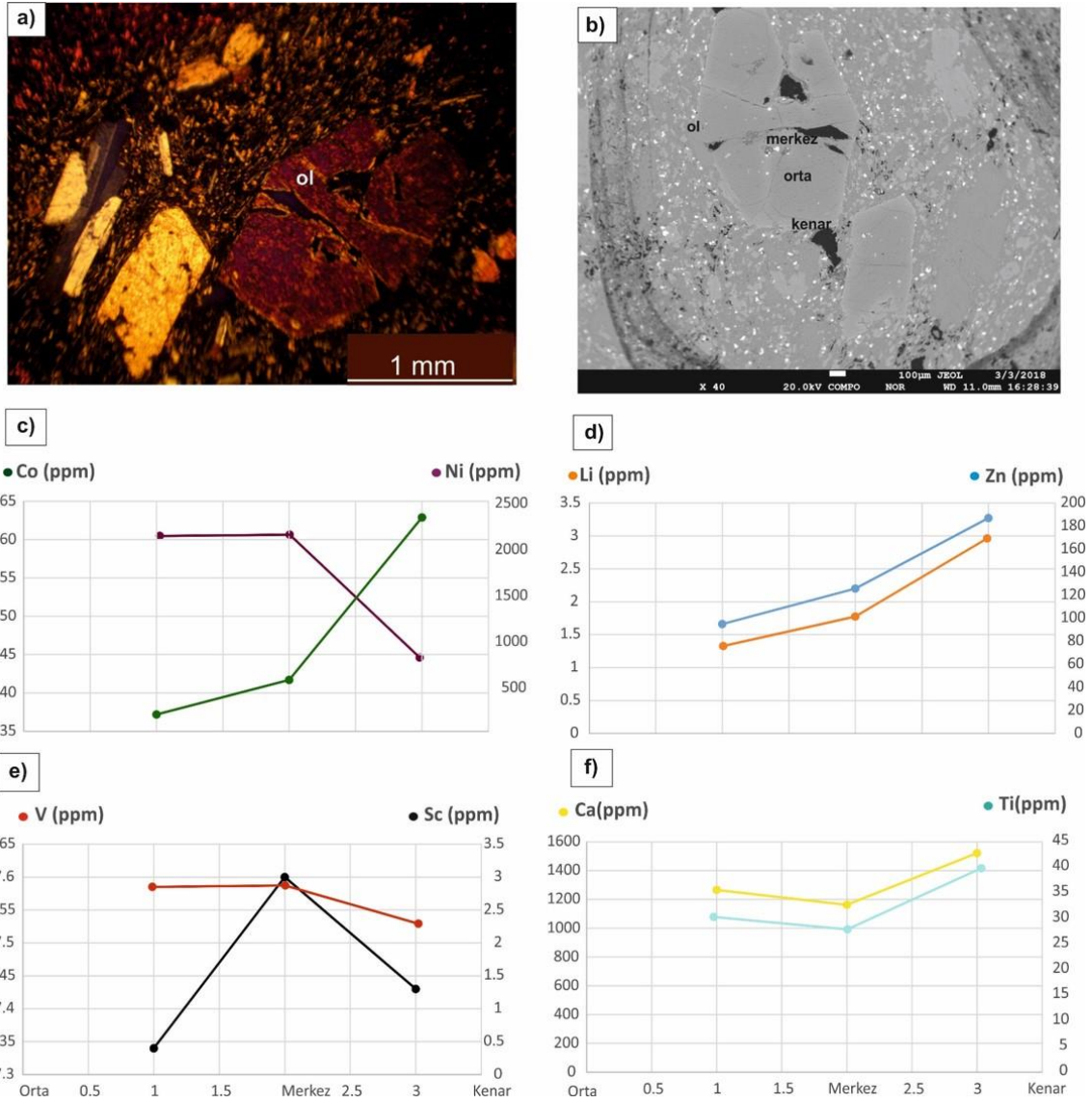
Bu amaçla EPMA analizi yapılmış örnekler içerisinde seçilen en temsil edici örneklerden (andezit-1, andezit-2, bazalt-2, bazalt-3, MMA-1, MMA-2, CX-1, CX-2) olivin, piroksen ve amfibol mineralleri belirlenmiş LA-ICP-MS ile mineral iz element analizleri gerçekleştirilmiştir. Özellikle piroksen ve amfibol mineralleri iz element bollukları açısından bu tür çalışmalarda kullanılmaktadır (Wood ve Blundy, 1997; Bottazzi ve ark., 1999). Bu minerallerin merkez, orta-kenar ve kenar olmak üzere özellikle zonlanma gösteren kısımlarından toplamda 135 nokta üzerinde analiz gerçekleştirilmiştir. Elde edilen veriler Ek-6-7-8 de yer almaktadır.

4.2.5.2. Olivinlerin iz element kimyası

Manto ve erken magmatik proseslerin aydınlatılabilmesi için olivinlerin iz element içerikleri oldukça önemlidir (Foley ve ark., 2013). Fakat kristal yapıları oldukça küçük olduğundan, piroksen ve amfibollerin aksine nadir toprak elementleri olivinlerin yapısına yerleşemez (Foley ve ark., 2013) ve bu nedenle ölçümü yapılamaz. Olivinlerin kökensel yorumlanmasında kullanılabilir önemli iz elementler Li, V, Sc, Mn, Co, Cr, Zn, Zr, Ni, Al ve Ti'dir. Özellikle Ca, Al, Ti ve Ni magmatik olivinler ile olivin ksenokristali (manto olivini) ayırmak için kullanılabilir. Zn geri dönen okyanusal kabuk bileşeni etkisini ve Li ise geri dönen kıtasal kabuk materyali etkisini anlatmaktadır (Foley ve ark., 2013).

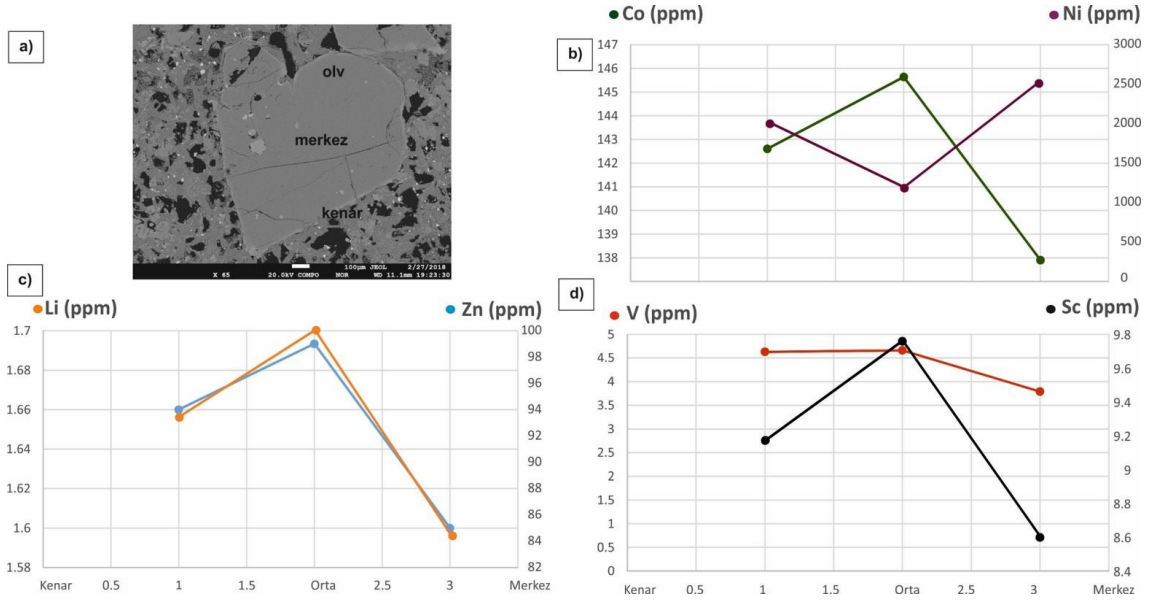
Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait olivinler oldukça düşük Ni, Co, Cr içerikleri (EK-6) ile sistemden daha önceden kristallenerek ayrılmış olan olivinlerin varlığını anlatmaktadır (Foley ve ark., 2013). Andezit-2 türü kayalara ait MMA içermiş olduğu gabroik akraba anklava ait olivinler Ni, Co, Mn açısından osilasyonlu artış azalış ilişkisi göstermektedir. Andezit-2 türü kayalara ait olivin kristalleri mineral kimyası bölümünde de değinildiği gibi $Kd_{Fe-Mg} = 0.30 \pm 0.03$ olmadığından bu kayayı oluşturan eriyik ile dengede değildir.

Bazalt-2 türü kayalardan GK-31'e ait olivinlerde merkezden kenara doğru Li, V, Sc, Mn, Co, Cr, Zn açısından osilasyonlu artış azalış sergilemektedir (Şekil 4.88). Kayaya ait olivinlerin Li içerikleri genel itibariyle 1-3 arasında olup OIB tip kayalara benzerlik göstermektedir (Foley ve ark., 2013).



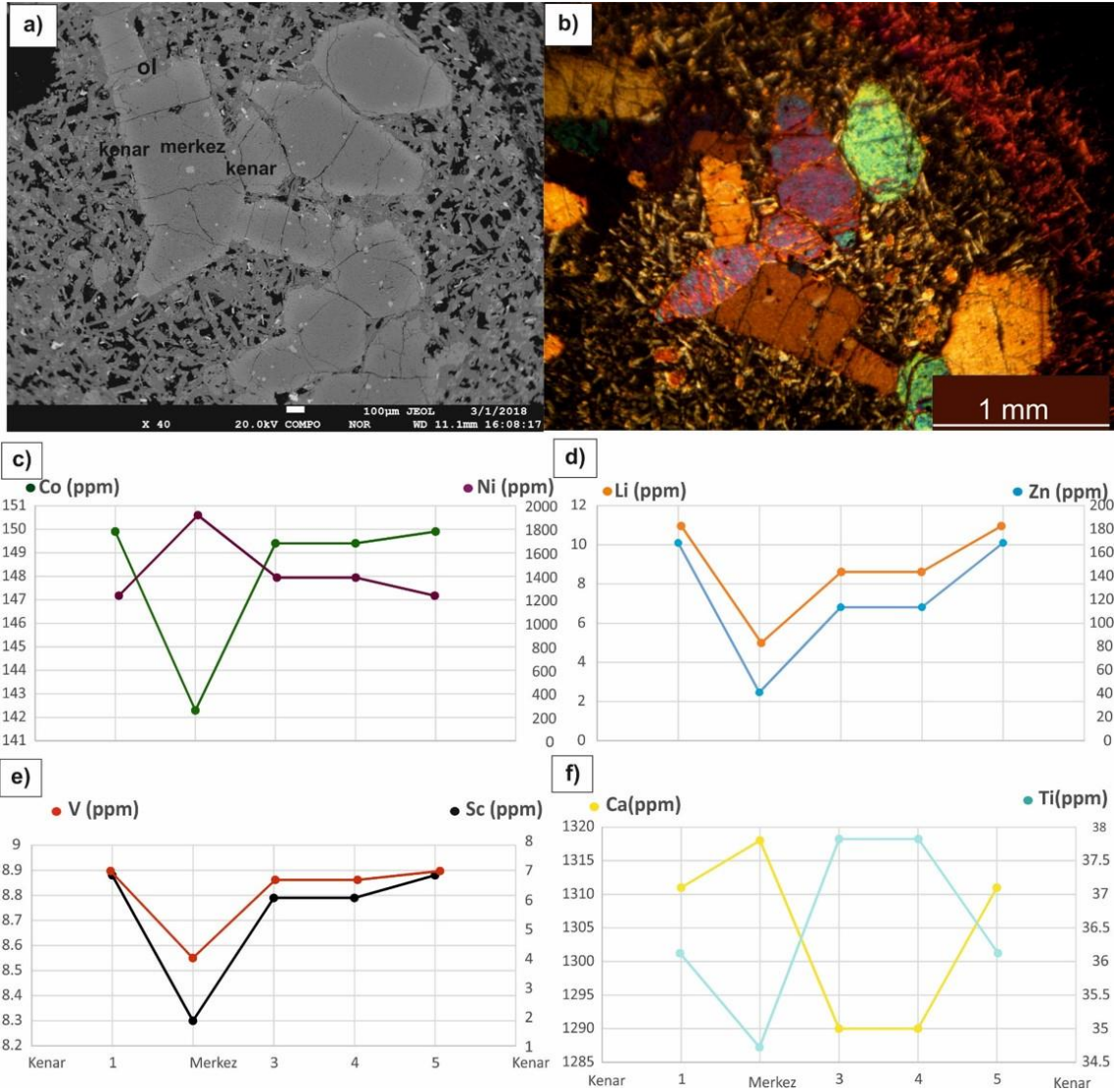
Şekil 4.88. Bazalt-2 türlerinden GK-31'e ait olivinlerin (a)mikrofotografı (b)BSE görüntüsü (c)-(d)-(e)-(f) bazı iz element içerikleri

Bazalt-3 türü kayalardan KR-32'e ait olivinler merkezden kenara doğru azalan Cr, Ni içeriğine sahiptir (Şekil 4.89). Kenarlarda Li içeriğinin artması dikkat çekmektedir. Aynı kaya içerisinde yer alan akraba anklava ait olivinler ise merkezden kenara doğru Cr, Ni, Sc, V içeriğinde azalış, Li, Ti, Mn içeriğinde artışa sahiptir (EK-6).



Şekil 4.89. Bazalt-3 türlerinden KR-32/C1'e ait olivinlerin (a) BSE görüntüsü (b)-(c)-(d)-(e) bazı iz element içerikleri

Bazalt-3 türü kayalara ait bazaltik MMA içerisinde yer alan olivin fenokristallerinde (KR-28/C3) kenar zonda Ca, Cr, Co, Mn ile zenginleşme ile (EK-6) ters zonlanmalar söz konusudur (Şekil 4.90).



Şekil 4.90. Bazalt-3 türü kayalarda yer alan KR-28/C3 MMA-1 bazaltik anklavın içerisinde olivin kümelenmelerine ait (a) zonlanmaların önemli ölçüde gözlemlendiği BSE fotoğrafı (b) mikrofotografı (c)-(d)-(e)-(f) iz element değişim diyagramları

Andezit-2 ve içermiş olduğu anklavlarda yer alan olivinler daha önceki bölümlerde de değinildiği gibi fenokristalden daha ziyade ksenokristal özelliği sunmaktadırlar. Andezit-2 türlerinde MMA'nın içermiş olduğu gabroik akraba anklava ait olivinler Ni, Co, Mn, Zn içeriklerindeki osilasyonlu artış azalışlar (EK-6) kendinden daha mafik bir kaynak tarafından yeniden beslenme olayı ile açıklanabilmektedir. Mineral majör oksit kimyası ve plajiyoklazların dokusal stratigrafisi bölümlerinde anlatıldığı gibi, erken evrede kristallenerek magma odasının kenarlarında ve/veya tabanında bulunan gabroik kristal kümelenmelerinin konveksiyonla yeniden taşınması sırasında sistemde yeniden beslenmesi olayını desteklemektedir. 1.69-8.72 ppm arasında değişen Li içerikleri bu olivinlerin kökeninde kabuksal malzeme katkısının

oldukça önemli olduğunu göstermektedir ve bu durum merkezden kenarlara artan Zn, Ti içerikleri ile de desteklenmektedir (EK-6).

Ca ile basınç arasında ters bir ilişki olduğu bilinmektedir (Simkin ve Smith, 1970). Bazı bazaltlarda yer alan olivinlerde merkezden kenara Ca artışı buna rağmen Ni azalışı (EK-6) daha mafik bir kaynak ile yeniden beslenmesinden daha ziyade dekompresyon süreci ile açıklanabilmekte bu durum plajiyoklazların dokusal stratigrafisi bölümünde anlatıldığı gibi CS dokularının görülmesi ile desteklenebilmektedir. Olivinlerdeki merkezde düşük kenarda yükselen Ti, Cr, V, Zn, Mn içeriği (EK-6) metasomatizma ile eriyiklerin yeniden zenginleşmesi ile açıklanabilmektedir (Foley ve ark., 2013). Ayrıca aynı kaya içerisinde merkez Ni konsantrasyonları birbirinden oldukça farklı olan 2 ayrı olivin kristali varlığı görülmektedir (Çizelge 4.6). Aynı mineralin farklı bileşimler sergileyerek bir arada bulunması (Nakagawa ve ark., 2002) ve kaya içerisinde anklavların varlığı magma mixing süreçlerini desteklemektedir. Bazaltlara ait olivinler Li=1-3 ile OIB benzerlik sunarlar. Ancak anklava ait olivinlerin özellikle orta kenarlarında Li içeriğindeki önemli artış (EK-6) kıtasal kabuk materyalinin katkısının önemini anlatmaktadır (Foley ve ark., 2013). Aynı minerallerde merkezden kenara doğru Zn içeriğindeki önemli artış da (89.4-149.7-188.7) kıtasal kabuk döngüsünün önemli rol oynadığı kaynak alanı göstermektedir (Foley ve ark., 2013). Bu nedenlerle bazaltların oluşumunda magmanın yeniden beslenmesi (magma mixing/self mixing), manto metasomatizması, kabuk kontaminasyonu ve dekompresyon süreçlerinin birlikte etkin olduğu düşünülmektedir.

Çizelge 4.6. Bazaltların içerdiği olivinlerin merkez noktalarına ait iz element içerikleri (ppm)

Örnek/Daire	Mg#	Cr#	Cr	Ni	Co	Ca	Ti	Sc	V	Li	Zr	Al	Zn
GK-31-C1 (Bazalt-2)	87.14	0.360	220	2476	128.3	1239	31.9	7.35	3.01	1.76	0.03	390	75
GK-31-C3 (Bazalt-2)	87.6	0.455	178.3	2284	141.7	1162	30.9	7.6	2.93	2.2	0.015	213	105.2
GK-31-C6 (Bazalt-2)	89.25	0.455	326	3113	134	1180	37.3	7.53	3.88	1.86	0.054	390	84.8
KR-28- C3(Anklav)	85	0.416	182	1841	142.3	1318	34.7	8.3	3.93	2.46	0.025	255	89.4
KR-32- C1(Bazalt-3/ Ana kaya)	83.9	0.452	248	2474	137.9	1265	35	8.54	3.79	1.6	0.039	300.5	96.7
KR-32- C3(Anklav)	86	0.468	233	2332	133.7	1213	32	7.89	4.11	1.58	0.058	265	83.3

Mg# Mg/(Mg+Fe)

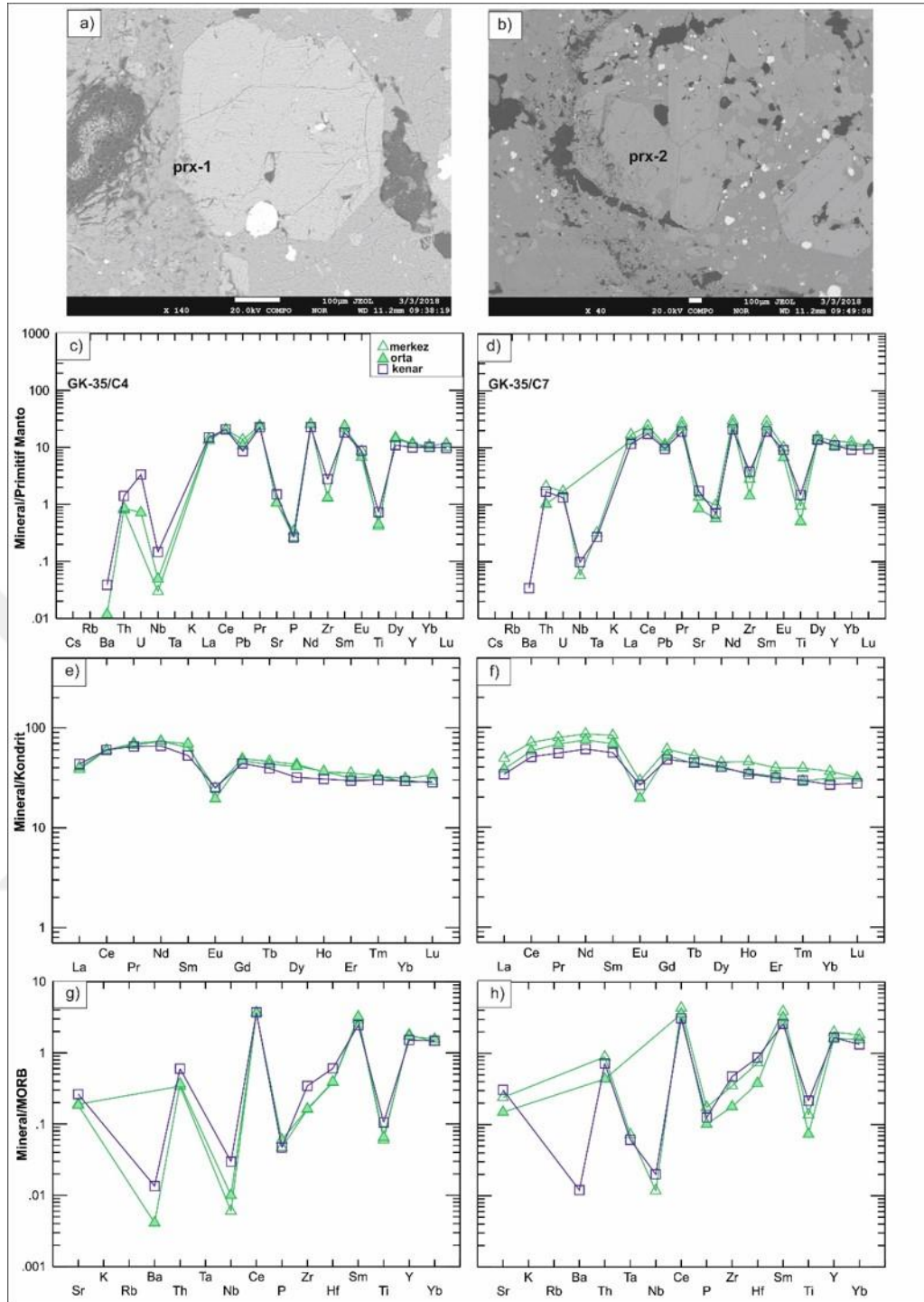
Cr#Cr/(Cr+Al)

4.2.5.3. Klinopiroksenlerin iz element kimyası

Lav akıntularından alınan klinopiroksenler çeşitli dokusal ve bileşimsel zonlanmalar göstermektedir. Bu tür zonlanmalar volkanik patlamanın tetikleyicisi olan çoklu magma yeniden beslenme ve magma karışımı proseslerine işaret edebilir (Hu ve ark., 2018). Bu dokusal özellikler magma odasındaki önemli sıcaklık ve/veya bileşimsel dalgalanmaları göstermektedir ki bu da magmanın yeniden beslenmesi olaylarına sebep olmaktadır (Nakagawa ve ark., 2002; Humphreys ve ark., 2006; Stroncik ve ark., 2009; Hu ve ark., 2018).

İncelenen minerallerde genel olarak primitif manto (McDonough ve Sun, 1995)'a göre geçiş metalleri Sc (16-27 kat), V (2-4 kat), zenginleşme Co, Cr, Ni ise tüketilme göstermektedir. Li konsantrasyonları ise primitif mantoya göre yaklaşık olarak 3-15 kat zenginleşme göstermektedir (EK-7). Bunlarla birlikte incelenen volkanitlerde piroksenlerin MORB normalize iz element diyagramlarından orojenik etki içerdikleri gözlenmektedir.

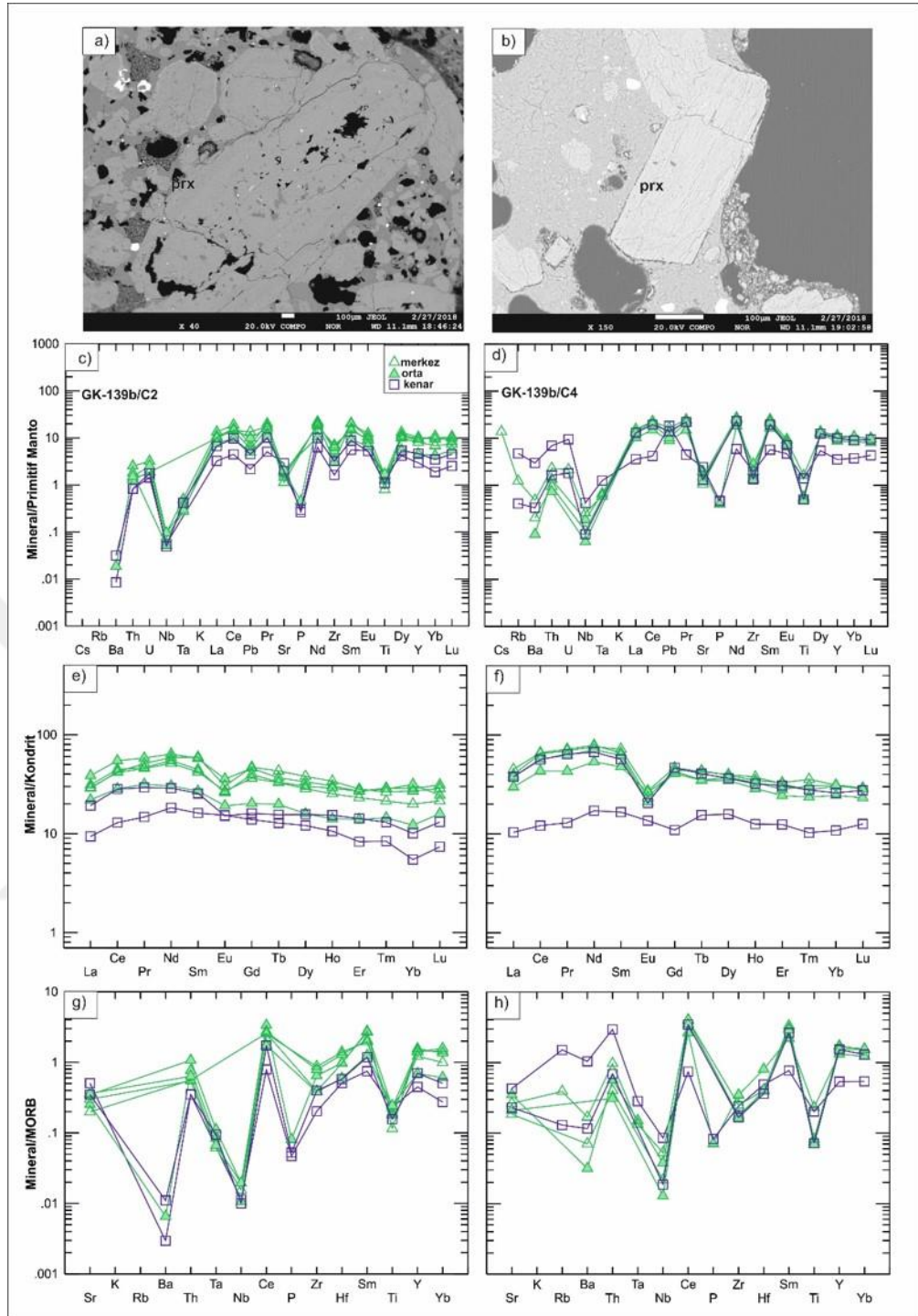
Primitif manto normalize iz element diyagramlarında andezit-1 türü kayalardan GK-35 ana kayaya ait piroksenlerde (C4-C7) özellikle merkez kısımların önemli ölçüde negatif Nb içermesi dikkat çekmektedir (Şekil 4.91). Bunun dışında merkezde daha fazla olmak üzere negatif Pb, P, Zr, Ti anomalileri de göze çarpmaktadır. Ayrıca kondrit normalize nadir toprak elementi diyagramlarında önemli ölçüde Eu (GK-35-C4, $Eu/Eu^*=0.34-0.51$; GK-35-C7, $Eu/Eu^*=0.32-0.50$) negatif anomalisi görülmektedir (Şekil 4.91). Bununla birlikte $La/Lu_N=1.16-1.51$ ve $La/Yb_N=1.16-1.39$ arasında değişmektedir. İz element diyagramları detaylı incelendiğinde (Şekil 4.91 ve EK-7) özellikle kenarlarda Cr, Ni, Co, V, Ti, Zr içeriğinde önemli ölçüde artış gözlenmekte ve bu nedenle kenarda bir beslenme olayından söz edilebilmektedir. Kaya içerisinde akraba anklavların varlığı bu durumu desteklemekte ve anklavların magma odasındaki konveksiyonla ana kayaya taşınmaları sırasında klinopiroksenlerin yeniden beslenme olaylarına maruz kaldıkları düşünülmektedir. MORB normalize iz element diyagramlarında göstermiş oldukları özellikle belirgin negatif Nb anomalisi, Nb nin uyumlu olduğu amfibollerin (amfibolce zengin gabroik anklav) ayrılması ile eriyiğin Nb ile aşırı tüketilmesi ile açıklanabilmektedir.



Şekil 4.91. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 (a) ana kayaya ait ve (b) gabroik mineral kümelenmesine ait klinopiroksenlerin BSE görüntüsü, (c)-(d) primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989), (g) ve (h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)

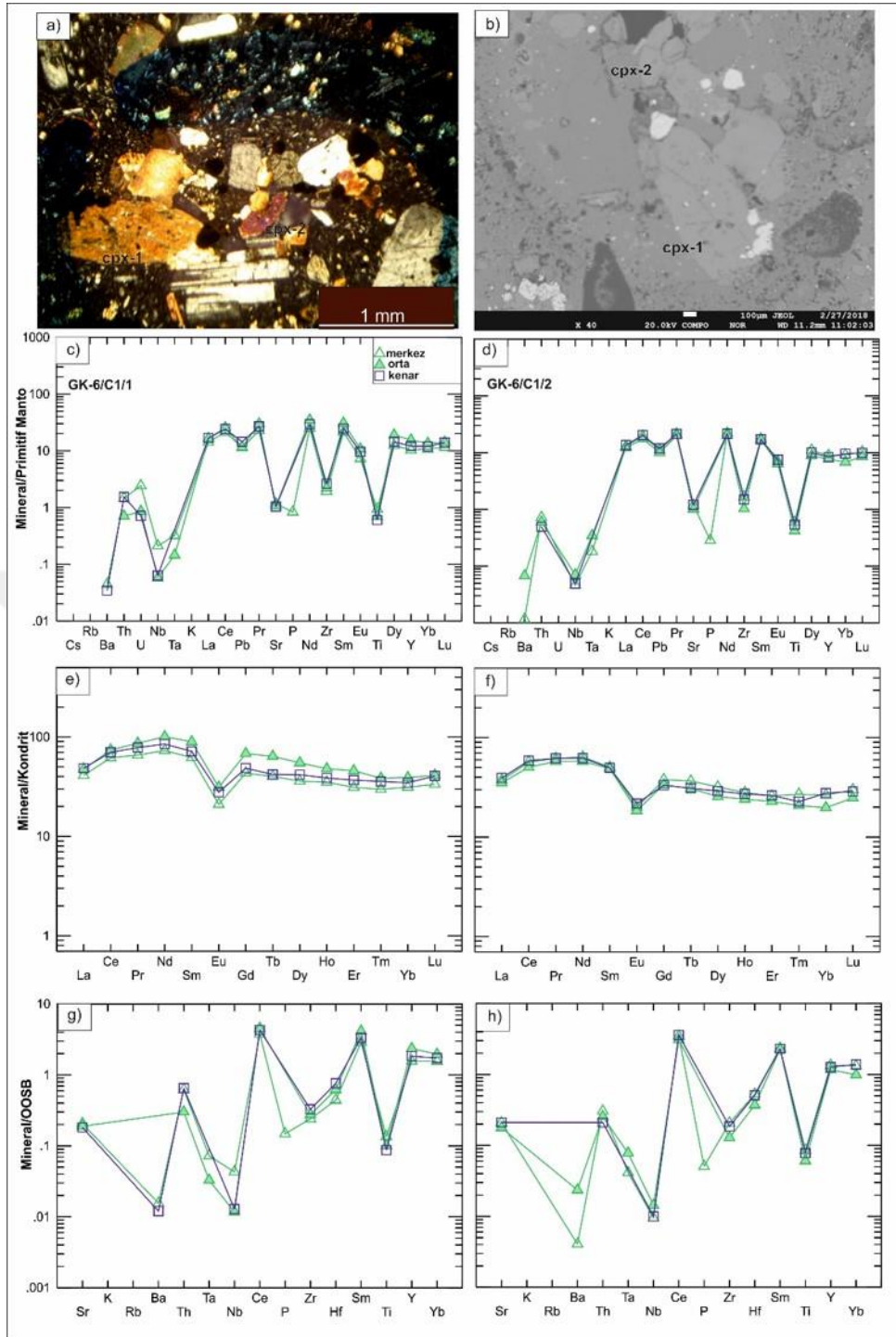
Primitif manto normalize iz element diyagramlarında andezit-1 türü kayalardan GK-139 ait akraba anklav-2 (CX-2) içerisindeki piroksenlerde özellikle Nb, P, Zr, Ti ve çok hafif Pb negatif anomalileri göze çarpmaktadır (Şekil 4.92). Önemli ölçüde Eu ($Eu/Eu^*=0.57-1.02$), özellikle kenarlarda Yb negatif anomalisi gözlenmektedir. Merkez ve orta kenarda genel itibariyle Dy, Y, Yb, Lu düz bir desen sergilemektedir (Şekil

4.92). Primitif mantoya göre Sc 11-19 kat, V 2.9-3.78 kat, Li 2-7 kat zenginleşmiş ve Cr, Ni Co önemli ölçüde tüketilmişlerdir (EK-7). Sc, V, Ni, Co, Cr içeriklerinde osilasyonlu artış azalışlar gözlenmektedir. Merkezde Sc içeriği en yüksek fakat Li içeriği en düşüktür Orta kenarda Li, V, Cr, Co, Ni içerikleri merkeze göre arttığından muhtemelen Li, V, Cr, Co, Ni zengin bir magmayla yeniden beslenme olayı söz konusu olabileceği düşünülmektedir (EK-7). Bu durum kenar zonda NTE içeriklerinin daha primitif oluşu ile desteklenmektedir (Şekil 4.92 e). Ana kayada ise merkezde önemli ölçüde Cs pozitif anomalisi gözlenmektedir (Şekil 4.92 d). Bununla birlikte Th, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Dy, Y, Yb, Lu pozitif anomalisi gözlenmektedir. La, Ce, Nd içeriklerinin kenarda daha yüksek olması dikkat çekmektedir. P, Zr, Ti ve çok hafif Pb negatif anomalileri göze çarpmaktadır. Primitif mantoya göre iz elementlerce 2-20 kat zenginleşme ve önemli ölçüde Eu ($Eu/Eu^*=0.39-1.00$) negatif anomalisi gözlenmektedir (Şekil 4.92). $La/Lu_N=0.79-1.49$, $La/Yb_N=0.90-1.37$ dir. Sc, V, Ni, Co, Cr içeriklerinde osilasyonlu artış azalışlar gözlenmektedir. Anklava ait piroksenlerin Cr, Ni, V, Co içeriği ana kayanın piroksenlerinden daha yüksektir (EK-7). Bununla birlikte iz element diyagramları incelendiğinde anklava ait piroksenlerin ana kayadaki piroksenlere benzer desen sergiledikleri görülmektedir (Şekil 4.92). EK-7’de iz element içerikleri incelendiğinde, anklava ait piroksenlerin biraz daha primitif olduğu, ana kayada kenarlarda gözlenen daha mafik bir kaynak tarafından beslenmenin, akraba anklavin magma odasındaki konveksiyon ile sisteme getirilmesi sırasında gerçekleşmiş olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 4.92. Andezit-1 türü kayalardan GK-139'ye ait (a) gabroik akraba anklavda (b) ana kayada yer alan klinopiroksenlerin BSE görüntüsü, (c)-(d) sırasıyla anklava ait piroksenin ve ana kayaya ait piroksenin primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi diyagramı (Sun ve McDonough, 1989), (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)

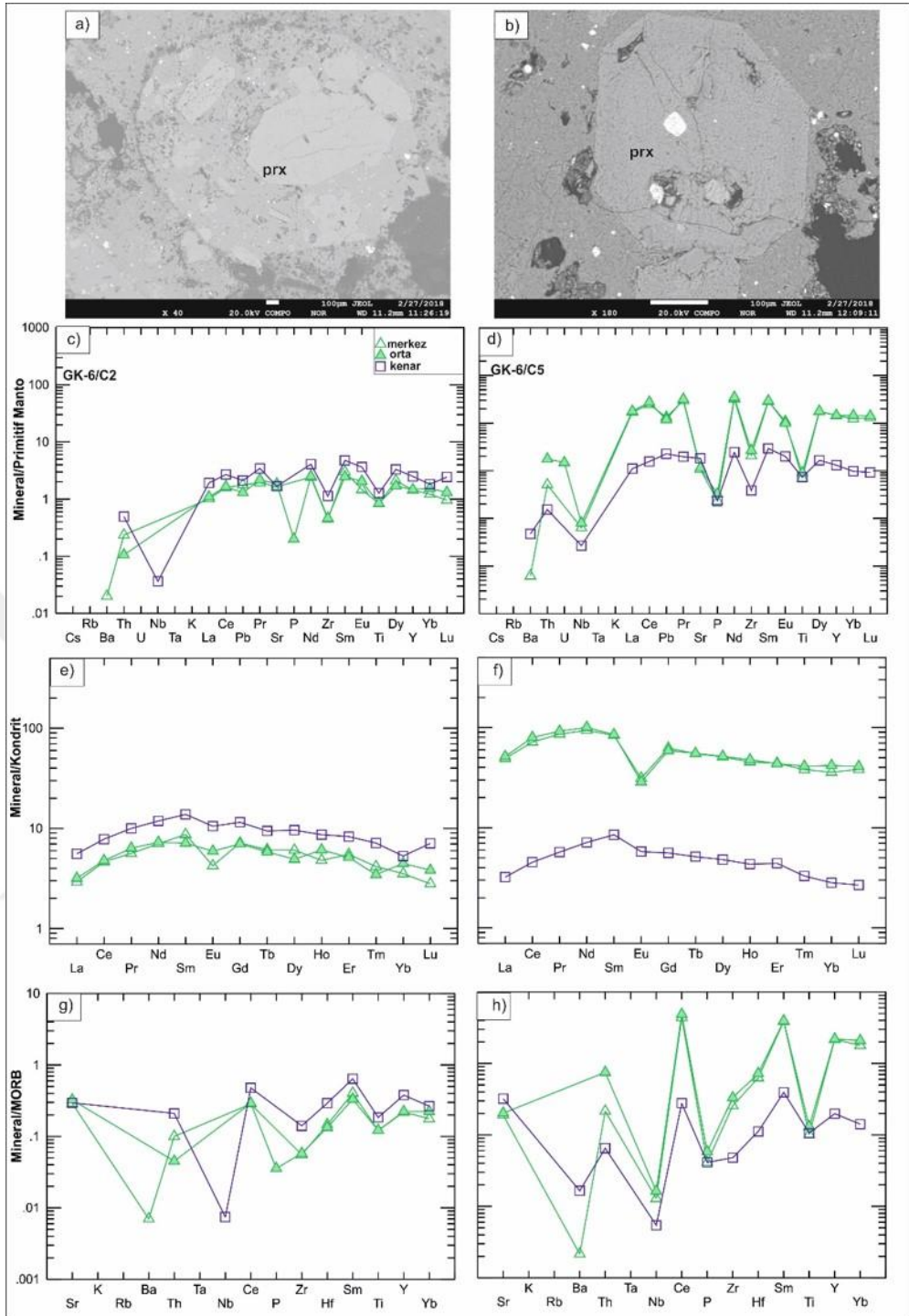
Andezit-2 türü kayalardan GK-6, andezit-1 türleri ile hemen aynı deseni göstermektedir. Primitif mantoya göre merkez 2-20 kat zenginleşme göstermektedir. Bu kaya içerisindeki gabroik akraba anklava ait piroksenler (GK6-C1) negatif Ba, Nb, P, Zr, Ti ile karakteristiktir. Kondrit normalize diyagramlarda ise merkezin yaklaşık 20-100 kat, kenarların ise 20-90 kat zenginleştiği görülmektedir (Şekil 4.93). Ayrıca önemli ölçüde Eu (GK6-C1-1=Eu/Eu*=0.39-0.46; GK6-C1-2= Eu/Eu*=0.45-0.53) negatif anomalisi sergilemektedir. Her iki piroksen için de kondritlere göre merkez Li açısından zenginleşme göstermektedir ve sırasıyla Li 10.3-11 ve 8-10 kat zenginleşme göstermektedir. Co, Ni, Cr da önemli ölçüde tüketilme söz konusudur (EK-7). Her iki piroksen için de merkezden kenara doğru Sc, Zr, V, Ti, Cr açısından osilasyonlu zonlanma görülmekte ve özellikle kenar zonda hafif bir artış gözlenmektedir. Bu durum bu tür kayalarda tekrarlı beslenme olaylarının varlığını düşündürmektedir. Akraba anklavların ve olivin ksenokristallerinin sisteme konveksiyonla taşınmaları bu durumu desteklemektedir.



Şekil 4.93. Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait klinopiroskenlerin (a) polarizan mikroskop altında mikrofotoğrafı ve (b) BSE görüntüsü (c)-(d) primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989), (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)

Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait bir başka piroksen minerali GK6-C2 ise negatif Nb, P, Zr, Ti ile karakteristiktir. Ancak merkez kısımlar kenar kısımlardan iz element açısından daha primitif görülmektedir. HNTE açısından merkez 3-20 kat zenginleşme göstermektedir. Ayrıca zayıf Eu ($Eu/Eu^*=0.40-0.83$); negatif anomalisi

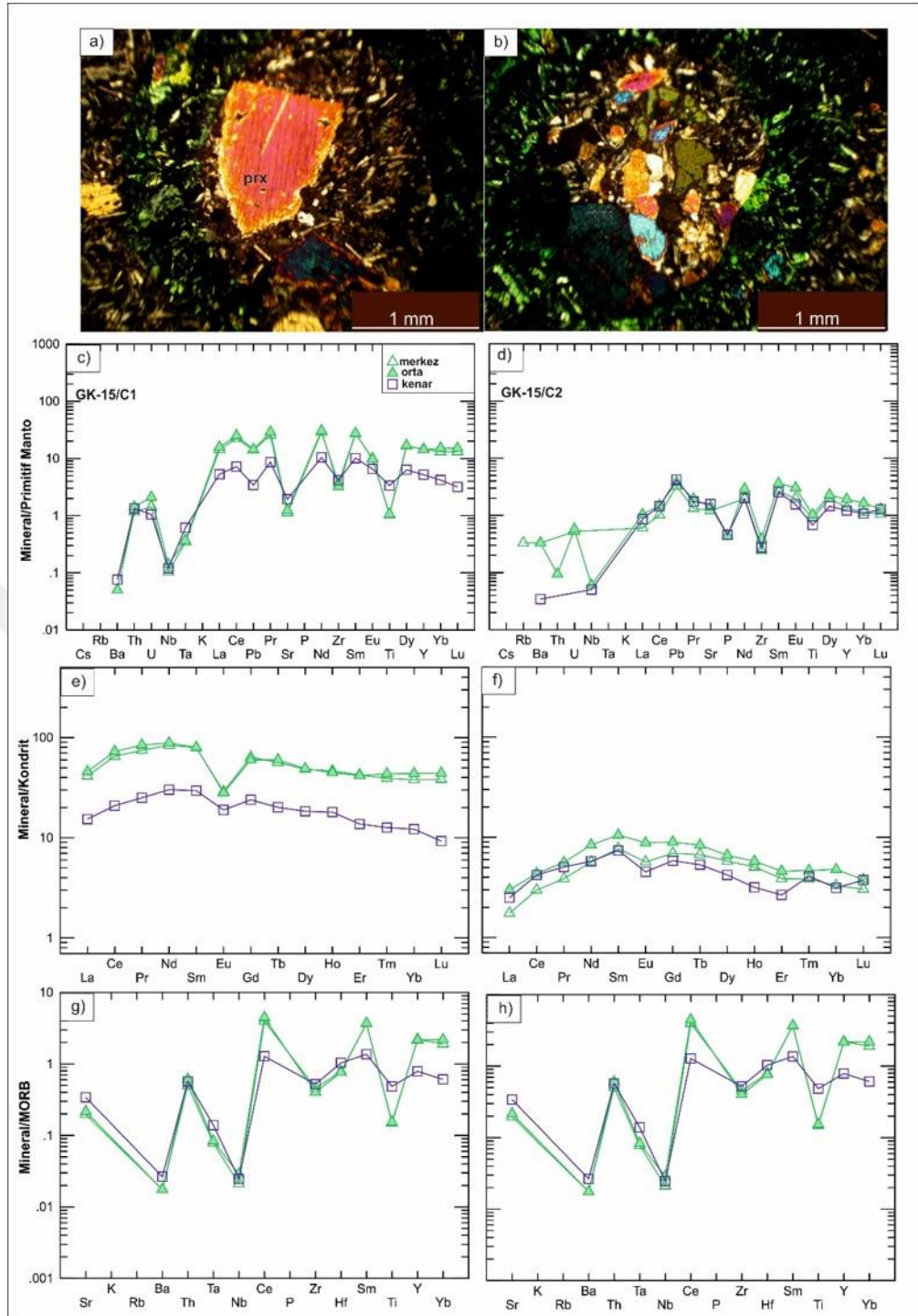
içermesi ve merkez ile orta kenarın, kenardan daha primitif NTE içermesi dikkat çekmektedir. La/Yb_N değeri 1.31 dir. Li içeriği merkezde primitif mantoya (PM: 1.6) yakınlık göstermektedir (De Hoog ve ark., 2010) ancak orta kenarda ve özellikle kenarda zenginleşme söz konusudur. Ni, Co, V içerikleri açısından ise kenar zonda zenginleşme göstererek osilasyonlu zonlanma sergilemektedir (EK-7). Andezit-2 türü kayalara ait bir başka piroksen minerali GK6-C5 ise GK6-C2 mineraline göre iz elementlerce daha zengindir. HNTE açısından kondritlere göre 50-100 kat zenginleşmeye sahiptir (Şekil 4.94). Merkezde önemli ölçüde Eu anomalisi içermektedir ve iz element içerikleri merkezde kenar kısımlara göre çok daha zengindir. Orta-kenar, kenar ve merkeze göre Li açısından 8.6 kat zenginleşme ile kıtasal kabuk malzemesi etkisini göstermektedir. Primitif mantoya göre merkezde Sc 22 kat, kenarda 12 kat, V merkezde 1.83 orta kenarda 2.16 kat zenginleşme göstermektedir. Co, Ni, Cr da önemli ölçüde tüketilme söz konusudur. (EK-7). Orta kenarda kabuksal malzeme katkısı içeren Co, Ni, Ti ile zengin magma ile yeniden beslenmeden söz edilebilir. İz element içerikleri göz önünde bulundurulduğunda andezit-2 türü kayalarda 2 ayrı piroksen türü olabileceği (C1/C5 ve C2), Cr, Ni, T, NTE açısından C2 pirokseninin daha primitif olabileceği (Şekil 4.94) ve C5 pirokseninin kenar kısımlarının C2 pirokseninin ana magması tarafından yeniden beslenmiş olabileceği düşünülmektedir. C2 pirokseni V açısından en yüksek değeri, Li açısından en düşük ve primitif mantoya yakın değeri içerdiğinden, C1 ve C5 piroksenlerine göre daha erken evrede oluşmuştur denilebilir. Aynı kayada 2 farklı bileşimde piroksen kristali varlığı yeniden beslenme süreçlerini desteklemektedir.



Şekil 4.94. Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait klinopyroksenlerin (a)-(b) BSE görüntüsü, (c)-(d) primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989), (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)

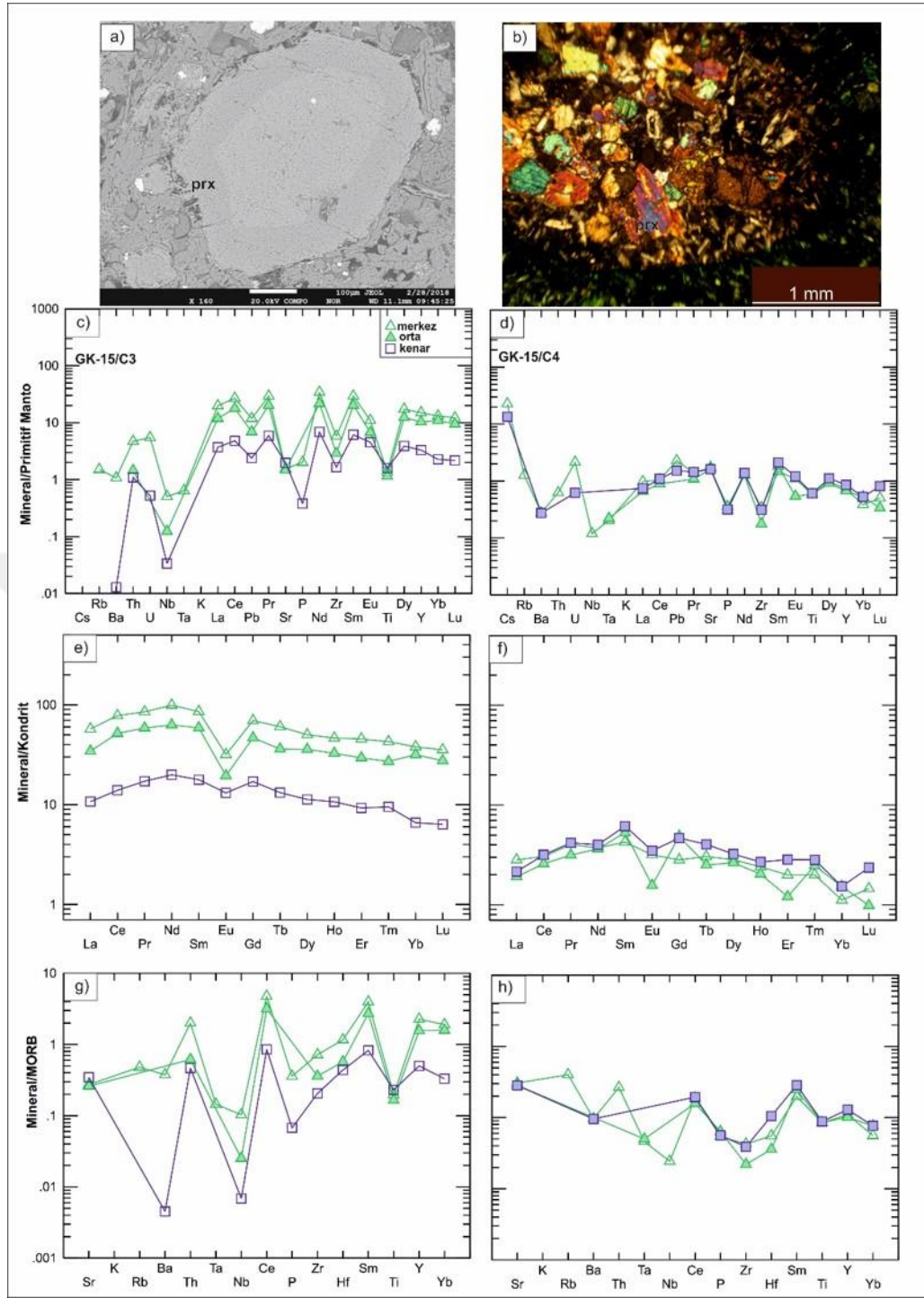
Andezit-2 türü kayalara ait MMA alınan piroksenler (GK-15) önemli ölçüde zonlanma göstermektedirler. MMA kendi içerisinde piroksen fenokristalleri (Şekil 4.95 a) içermesinin yanı sıra içerdiği gabroik akraba anklavlar (Şekil 4.95 b) da piroksen mikrofeno-kristali içermektedir. Piroksen fenokristalleri (GK15-C1) merkez ve orta kenarda önemli ölçüde pozitif Th, U, La, Ce, Nd, Sm negatif Zr, Ti anomalileri

göstermesinin yanı sıra düz Dy, Y, Yb, Lu deseni göstermektedir. Genel olarak primitif mantoya göre merkez daha fazla olmak üzere yaklaşık Sc= 18-20 kat, V= 2.6-5.6 kat, Li=12-20 kat zenginleşme, Co, Ni, Cr da önemli ölçüde tüketilme göstermektedir. Özellikle kenar zonda Ni, V, Ti, Zr ile zengin bir magma ile yeniden beslenmesi söz konusu olabilir (EK-7). NTE desenleri incelendiğinde merkez ve orta kenarda HNTE 20-90 kat ANTE 40 kat zenginleşme kenarda ise HNTE 10-30 kat ANTE 10 kat zenginleşme göstermektedir (Şekil 4.95). $Eu^*=0.40-0.71$, $La/Lu_N=1.0-1.60$, $La/Yb_N=0.99-1.19$ dur. Kenarın merkezden daha primitif NTE sahip olması ve daha zayıf Eu negatif anomalisi içermesi dikkat çekmektedir. MMA içerisinde bulunan gabroik akraba anklava ait piroksenler (GK15-C2) ise primitif manto normalize diyagramlarında önemli ölçüde zenginleşme göstermemektedir. Pb, Nd, Sm içeriklerinde pozitif ve Zr, Ti içeriklerinde negatif anomali göstermenin yanında Dy, Y, Yb, Lu içeriklerinde dik desen sergilemektedir. Genel olarak primitif mantoya göre merkez daha fazla olmak üzere yaklaşık Sc 16-19 kat, V 2-3 kat, Li=6-10 kat zenginleşme, Co, Ni, Cr da önemli ölçüde tüketilme söz konusudur. $Eu^*=0.68-0.90$, $La/Lu_N=0.55-0.76$, $La/Yb_N=0.50-0.75$ tir. Özellikle kenarda yüksek Cr, Ni içeriğinden dolayı daha primitif bir kaynak tarafından beslenme söz konusu olabilir. Gabroik akraba anklava ait Cr-Ni içerikleri kaya içerisindeki piroksen fenokristallerinden daha yüksektir ve NTE açısından daha primitiftir. Piroksenler MORB normalize iz element diyagramında negatif Nb, Ta, Ti ile tipik orojenik desen sergilemektedir (Şekil 4.95 g ve h).



Şekil 4.95. Andezit-2 türü kayalara ait GK-15 MMA içerisindeki (a) klinopirosenlerin ve (b) gabroik mineral kümelenmesinde yer alan klinopirosenlerin mikrofotografı, (c)-(d) sırasıyla MMA ve gabroik mineral kümelenmesinde yer alan piroksenin primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989), (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)

Aynı MMA'a ait zonlanma gösteren piroksen fenokristallerinden GK15-C3 merkezde önemli ölçüde iz element zenginleşmesi içermektedir (Şekil 4.96). Pozitif Th, U, La, Ce, P, Nd, Sm, Dy negatif Nb, Ta, P, Zr, Ti anomalileri ve dik bir Dy, Y, Yb, Lu deseni göstermektedir (Şekil 4.96). Orta kenarda özellikle Cr, Ni açısından zengin daha primitif kaynakla yeniden ısıtılması söz konusudur (EK-7). Bu durumun magma mixing prosesinden kaynaklandığı düşünülmektedir. $Eu^*=0.37-0.75$, $La/Lu_N=1.20-1.63$, $La/Yb_N=1.02-1.54$ dur. Kenarın merkezden daha primitif NTE sahip olması ve daha zayıf Eu negatif anomalisi içermesi dikkat çekmektedir. MMA'nın içermiş olduğu gabroik akraba anklava ait piroksenlerden GK15-C4 ise orta-kenar ve kenarda önemli ölçüde Cs merkezde U, Pb zenginleşmesi ile dikkat çekmektedir. Primitif mantoya göre Cr, V, Sc önemli derecede zenginleşme göstermektedir. Kenar kısımlarda Sc, Ni, Co, V, Ti artışı göstermektedir (Şekil 4.96). Bu da kendinden daha zengin bir magmayla yeniden ısıtılma ve beslenme olayına maruz kaldığını düşündürmektedir. $Eu^*=0.3-0.91$, $La/Lu_N=0.88-1.88$, $La/Yb_N=1.18-2.39$ dur. MMA içerisindeki gabroik anklava ait piroksenlerin Cr ve NTE içeriğinin, MMA içerisindeki piroksen fenokristallerine (C1 ve C3) göre daha primitif olması dikkat çekmektedir. Ayrıca gabroik akraba anklavlarda yer alan piroksenlerin (C2 ve C4) oldukça farklı Ni-Cr içerikleri piroksenlerin tek tip olmadığını göstermektedir.

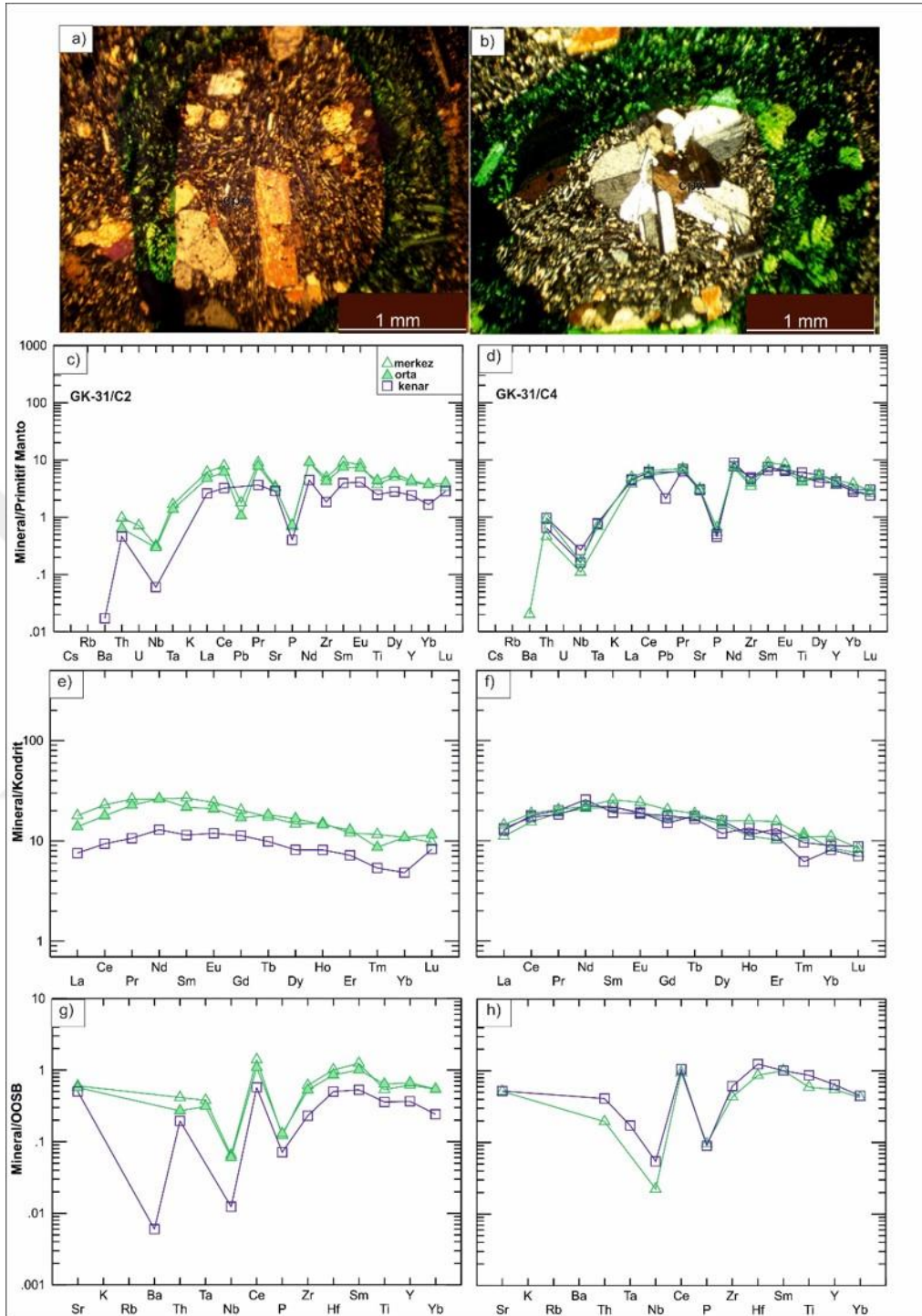


Şekil 4.96. Andezit-2 türü kayalara ait GK-15 MMA içerisindeki (a) klinopiroksenlerin ve (b) gabroik mineral kümelenmesinde yer alan klinopiroksenlerin mikrofotografı, (c)-(d) sırasıyla MMA ve gabroik mineral kümelenmesinde yer alan piroksenin primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989) (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)

Bazalt-2 türü kayalardan alınan piroksenlerin kondrit normalize diyagramları incelendiğinde NTE konsantrasyonları tüm piroksenler için 8-20 kat zenginleşme göstermektedir. Herhangi bir negatif Eu ($Eu/Eu^*=0.99-1.08$) anomalisi

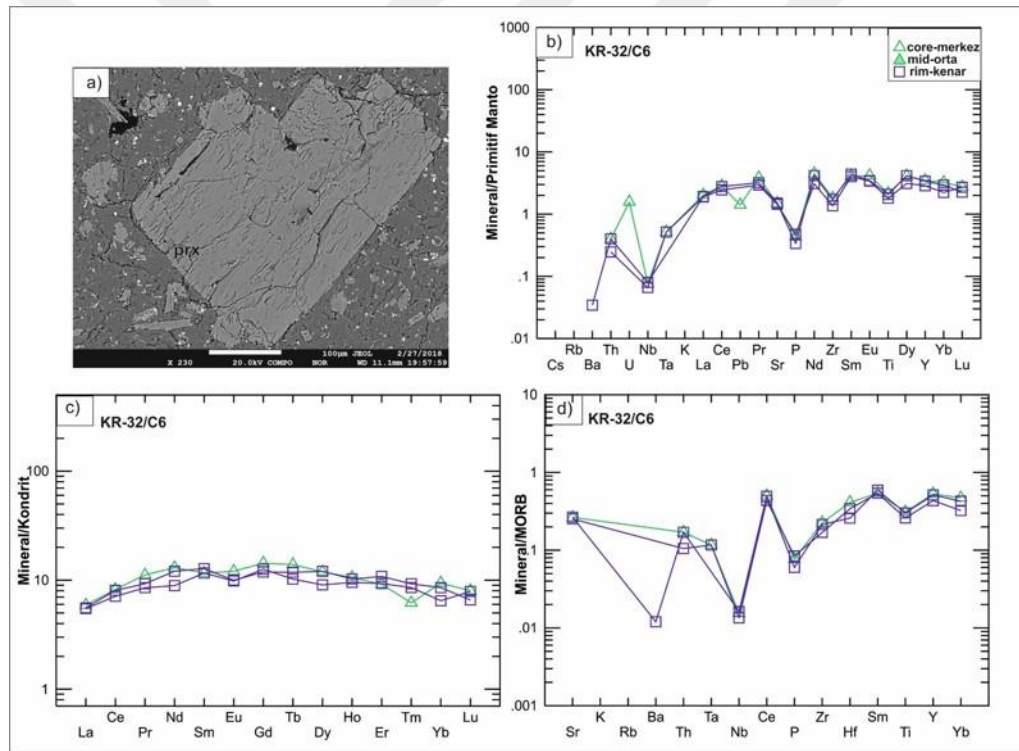
göstermemektedir. Ortalama La_N/Yb_N değerleri 1.33-1.40 tır (EK-7). Özellikle merkez ve orta kenarda Nb, P, Pb, Zr, Ti ile önemli ölçüde tüketilme gözlenmektedir. Kenar kısmında da aynı elementlerce tüketilme (Pb hariç) gözlenmektedir. Özellikle merkez ve orta kenarda Th, La, Ce, Pr, Nd, Sm ve Eu (hafif) pozitif anomali göstermektedir (Şekil 4.97). İncelenen piroksenlerden bazıları Ni, Co, V, Sc, Ti ve Zr açısından ters zonlanma bazıları ise osilasyonlu zonlanma göstermektedir (EK-7). Orta kenarda Ni, Co, V, Sc, Zr, Ti açısından zengin bir magma ile yeniden beslendiği düşünülmektedir.





Şekil 4.97. Bazalt-2 türü kayalardan GK-31 (a) ana kayaya ait ve (b) gabroik mineral kümelenmesine ait klinopyroksenlerin mikrofotografı (c)-(d), sırasıyla ana kaya ve gabroik mineral kümelenmesinde yer alan piroksenin primitif manto normalize iz element ve (e)-(f) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989) (g)-(h) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)

Bazalt-3 türü kayalara ait piroksenler bazalt-2 türü kayalardan farklı olarak merkezde önemli ölçüde U açısından zenginleşme göstermektedir. La, Ce, Pr, Nd ve Sm açısından hafif zenginleşme göstermektedir. Kondritlere göre Sc (16 kat), V (4 kat), Cr (2 kat) açısından zenginleşme Co, Ni açısından ise önemli ölçüde tüketilme göstermektedir. Li ise 6 kat zenginleşme göstermektedir (EK-7). Merkezden kenara doğru Ni, Co açısından osilasyonlu zonlanma göstermektedir. Orta kenarda Ni, Co, V açısından zengin bir magma ile yeniden beslenmesi söz konusudur. Kondrit normalize diyagramlarında özellikle merkez kısımları çok hafif negatif Eu ($Eu/Eu^*=0.80-0.93$) ve Tm anomalisi göstermektedir (Şekil 4.98). Eu anomalisi merkezden kenara doğru azalırken La/Lu_N (0.71-0.82-0.67) osilasyonlu ve $La/Yb_N=0.59-0.61-0.80$ artan bir ilişki göstermektedir.



Şekil 4.98. Bazalt-3 türü kayalardan GK-32'e ait klinopiroksenlerin (a) BSE görüntüsü, (b) primitif manto normalize iz element ve (c) nadir toprak elementi (Sun ve McDonough, 1989), (d) MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983)

İncelenen piroksenler genel itibariyle yüksek U, Th, Pb, V, Zr, Ti ve Sc, konsantrasyonuna sahiptir. Bu durum kabuk kayalarından asimilasyona işarettir. Kabuk kayaları primitif mantoya kıyasla yüksek U, Pb, V içermektedir (McDonough ve Sun, 1995; Rudnick ve Fountain, 1995). Ayrıca piroksenler için Pb^* değeri $Pb/Pb^*=Pb_N / \sqrt{(Ce_N/Pr_N)}$ hesaplanmıştır (genellikle >0.3), bu değer de kontaminasyon için önemli

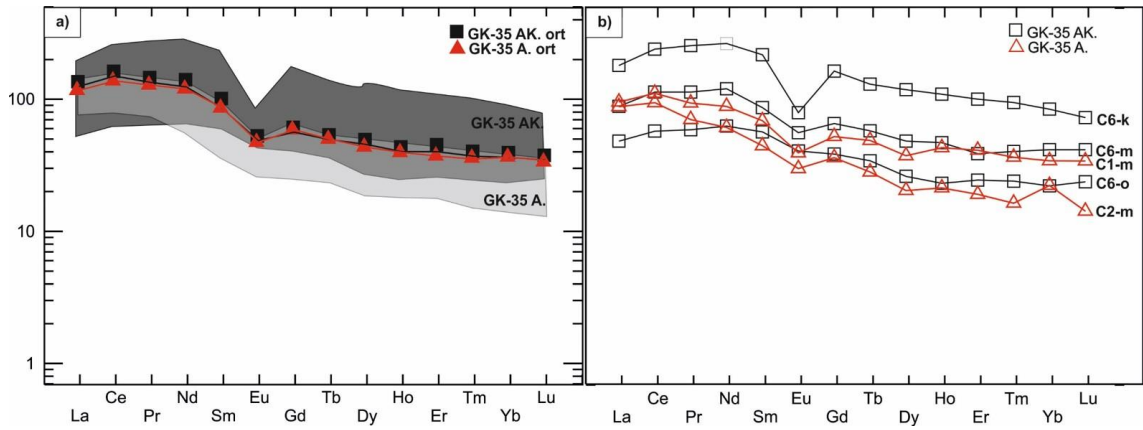
bir parametredir (Marks ve ark., 2004). İncelenen kayalarda kabuk kontaminasyonunun etkisi önemli ölçüde görülmektedir.

Andezitlerde yer alan piroksenlerde gözlenen ters ve osilasyonlu zonlanmalarda kendinden daha primitif olan magmayla çoklu ve tekrarlı yeniden beslenme süreçlerinin etkisinin olduğu düşünülmektedir. Bazaltlarda ise piroksenlerin özellikle orta kenarlarında gözlenen Ni, Co, V artışları, bazaltların gelişimindeki yeniden beslenme süreçlerinin etkisini ortaya koymaktadır.

4.2.5.4. Amfibollerin iz element kimyası

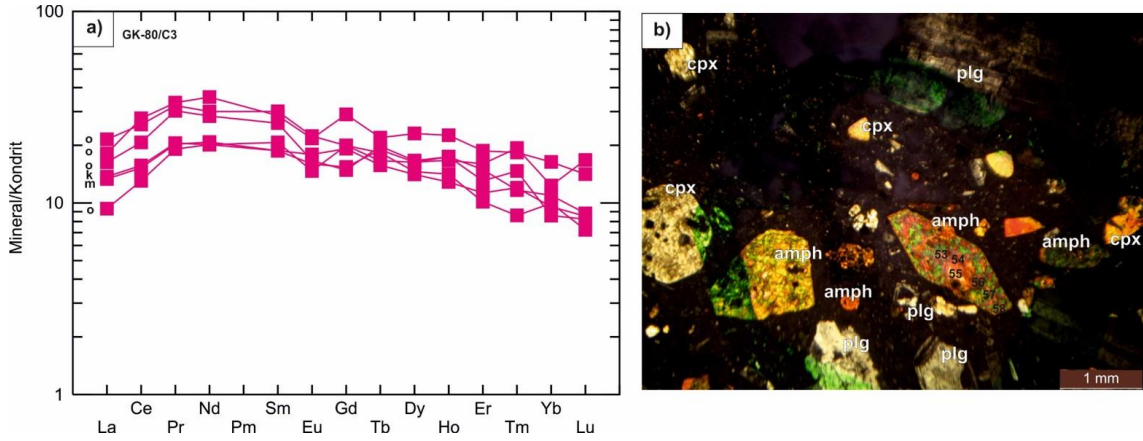
Amfibollerin iz element içerikleri ve bunların merkezden kenara değişimleri magma mixing ve yeniden beslenme olaylarını, jeotermobarometre hesaplamaları da bu olayların hangi derinliklerde gerçekleşmiş olabileceğini yorumlamada yardımcı olmaktadır.

Andezit-1 türü kayalardan GK-35'e ait gabroik akraba anklavlardan alınan amfiboller özellikle Ti, V, Ni, Zr, Co açısından osilasyonlu zonlanma göstermektedir (EK-8) ve kenar zonda iz element içeriklerinde artış görülmektedir. Ana kayaya ait amfiboller ise özellikle Sc, V, Nb, Cr, Ni açısından osilasyonlu zonlanma göstermektedir ve orta kenarda Cr, Ni ile zenginleşme söz konusudur (EK-8). Gabroik anklava ait amfibollerin kenarındaki özellikle Ni, Cr, Ti zenginleşmesi ana kaya ile dengelenmeye çalışması ile açıklanamaz çünkü ana kayaya ait amfibol çekirdeği aynı elementlerce oldukça fakirdir. Bu da akraba anklavın kenarda, magma odasındaki konveksiyonla yeniden beslendiğini göstermektedir. Gabroik akraba anklava ait amfibolün merkezi ana kayaya ait amfibole göre Cr, Ni açısından daha zengin, Sc, V, Ti, Zr açısından daha fakirdir. Merkez noktaları Cr, Ni ve NTE açısından ana kayaya göre daha primitiftir (Şekil 4.99 ve EK-8). Ana kayaya ait amfibolün çekirdeğini mantolayan magma, anklava ait amfibollerin bileşimi ile birebir örtüşme göstermektedir (Şekil 4.99 b). Akraba anklavın magma odasındaki konveksiyonla taşınıp ana kaya oluşurken sisteme getirilmesi ile, ana kayadaki amfibolün yeni gelen eriyik ile orta-kenarda dengelenmesi ve mantolanması söz konusu olmuştur denilebilir. Ayrıca ortalama NTE değerlerinin yer aldığı diyagramlar incelendiğinde (Şekil 4.99 a) anklava ait amfibollerin ortalama NTE değerleri ana kayaya ait amfibollerin ortalama NTE değerlerine göre daha primitiftir. Hem ana kaya hem de anklav belirgin negatif Eu anomalisi göstermektedir.



Şekil 4.99. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 ve içerdiği amfibolce zengin gabroik akraba anklava ait amfibollerin (a) ortalama değerlerinin (b) (m)erkez, (o)рта, (k)enar noktalarının NTE desenleri (Sun ve McDonough, 1989). Koyu gri ile taralı alan ana kayaya ait içeriği, açık gri renkli taralı alan ise anklava ait içeriği temsil etmektedir (AK.=Ana kaya, A.=Anklav)

Andezit-1 türü kayalardan GK-80 ana kayaya ait amfiboller birbirinden oldukça farklı bileşim sergilemektedir. Genel itibariyle Sc, Ni, Co, V, Nb açısından osilasyonlu zonlanma göstermektedirler. Ancak ana kayaya ait C3 de yer alan hornblend merkezi C5 te yer alan amfibole göre yüksek Ti, Ba, Sc içermektedir. Bu da aynı kaya içerisinde yer alan bu amfibollerin eş oluşumlu olamayacağını, bu iki amfibolün comagmatik olmadığını göstermektedir (Barnes ve ark., 2017). Kayanın içermiş olduğu MMA ait amfiboller ise Cr, Ni, Zr, Ti açısından osilasyonlu ve ters zonlanmalar göstermektedir (EK-8). Magma karışımı anklavı varsa Ti içeriğinde ters zonlanma beklenen bir durumdur (Barnes ve ark., 2017). Ana kayalara ait amfiboller MMA ait amfibollere göre Cr-Ni açısından daha zengindir. MMA ait amfibollerin çekirdekleri de üst kabuğun sığ derinliklerinde magma karışımının olduğunu göstermektedir. Şekil 4.100'de GK-80-C3 zonlu amfibole ait kondrit normalize diyagramı detaylı incelendiğinde orta kenarda HNTE ve Gd ile zengin magma ile yeniden ısıtılma olayı söz konusudur. Orta-kenardan kenara doğru ise FC ile yine merkez ile aynı bileşim kazanılmıştır. Bu durum magma odasında çoklu/tekrarlı yeniden beslenme olaylarını kanıtlar niteliktedir. İncelenen amfibollerde aynı mineral içinde V azalışı ile Eu negatif anomalisi azalmaktadır (EK-8). Açık sistem fraksiyonel kristalleşmede, V konsantrasyonları erken (yüksek V) ve geç (düşük V) kristallenmiş amfibollerini ayırtetmek için kullanılmaktadır (Meurer ve Claeson, 2002). Buna göre andezit-1 türü kayalara ait GK-80'in içerdiği C3 amfibölü (çekirdek V=596 ppm) C5 amfibölünden (çekirdek V=380 ppm) daha erken oluşmuştur denilebilir.

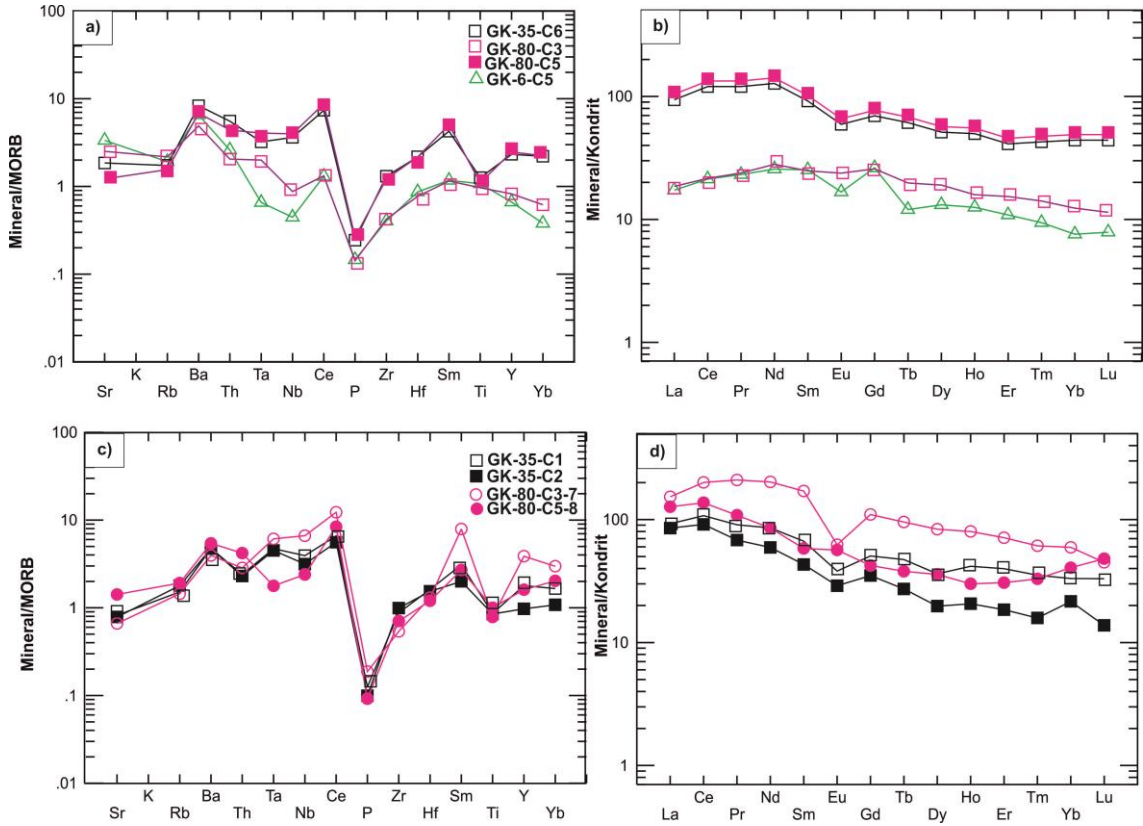


Şekil 4.100. Andezit-1 türü kayalardan GK-80/C3 ana kayaya ait zonlu amfibol mineralinin NTE değerlerinin merkez-kenar ilişkisini gösterir (a) Nakamura (1974)' göre kondrit normalize diyagramı (b) mikrofotografı

Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait amfibollerin merkezleri Cr, Ni, NTE açısından, diğer kaya grupları ve anklavlardaki amfibollere göre daha primitiftir (EK-8 ve Şekil 4.101 a ve b). Bazı iz elementlerde (Zr, Hf, Sr, T, V gibi) görülen merkezden kenara doğru monoton olarak azalma hornblend ile birlikte eş zamanlı olarak plajiyoklaz, ilmenit ve zirkon oluşumunu göstermektedir (Barnes ve ark., 2017). Ancak kenar zonda Zr, Hf, Sr, Ti, V, Nb elementlerce artış gözlenmektedir ve aynı elementlerce zengin bir magma tarafından kenarda beslenme olayı söz konusudur.

Andezit-1 ve Andezit-2 türlerinin içerdiği amfibollerin çekirdeklerinin MORB normalize iz element ve NTE diyagramları incelendiğinde birbirinden farklı üç tür (GK80-C3, GK80-C5/GK35-C6, GK6-C5) amfibol olduğu görülmektedir (Şekil 4.101). NTE açısından daha primitif olduklarından andezit-1 türlerinden GK-80 (C3) ve andezit-2 türlerinden GK-6'ya ait amfibollerin daha erken oluşmuş olabilecekleri düşünülmektedir. Bu amfiboller ANTE ve Gd açısından birbirinden farklılık sergilemektedir. Primitif amfibollerin özellikle negatif Nb anomalisi oldukça belirgindir. Bununla birlikte MORB normalize iz element diyagramlarında (Şekil 4.101 a) aynı amfibollerin Ti pozitif anomalisi göstermeleri oldukça önemlidir. Sistemde Fe-Ti oksitler oluşmadan önce kristallendiklerini göstermektedir. Anklavların MORB normalize iz element diyagramları incelendiğinde (Şekil 4.101 c) amfibol gabro bileşimli akraba anklava ait amfiboller Th'a göre pozitif Ta ve Nb anomalisi göstermektedir. Bu da kümülat fazda, amfiboller için uyumlu olan Ta, Nb elementlerinin birikimi anlamına gelmektedir. MMA'lardan GK-80-C7 amfibölü ana kayaya ait C5 amfibölü ile aynı NTE desenini sergilemektedir fakat anklava ait diğer bir

amfibol olan GK-80-C8 ile birbirinden farklı MORB ve kondrit normalize deseni sunmaktadır (Şekil 4.101 c ve d). Bu durum magmaların karışımı ve beraberindeki dengesizlikten kaynaklanmaktadır. Ayrıca andezit-2 türü kayalardan (GK-6) elde edilen jeotermobarometre ve derinlik hesaplamaları, bu kayalara ait amfibollerin diğer kayalara ait amfibol ve piroksenlerden daha erken ve daha derinde oluştuğunu göstermektedir.

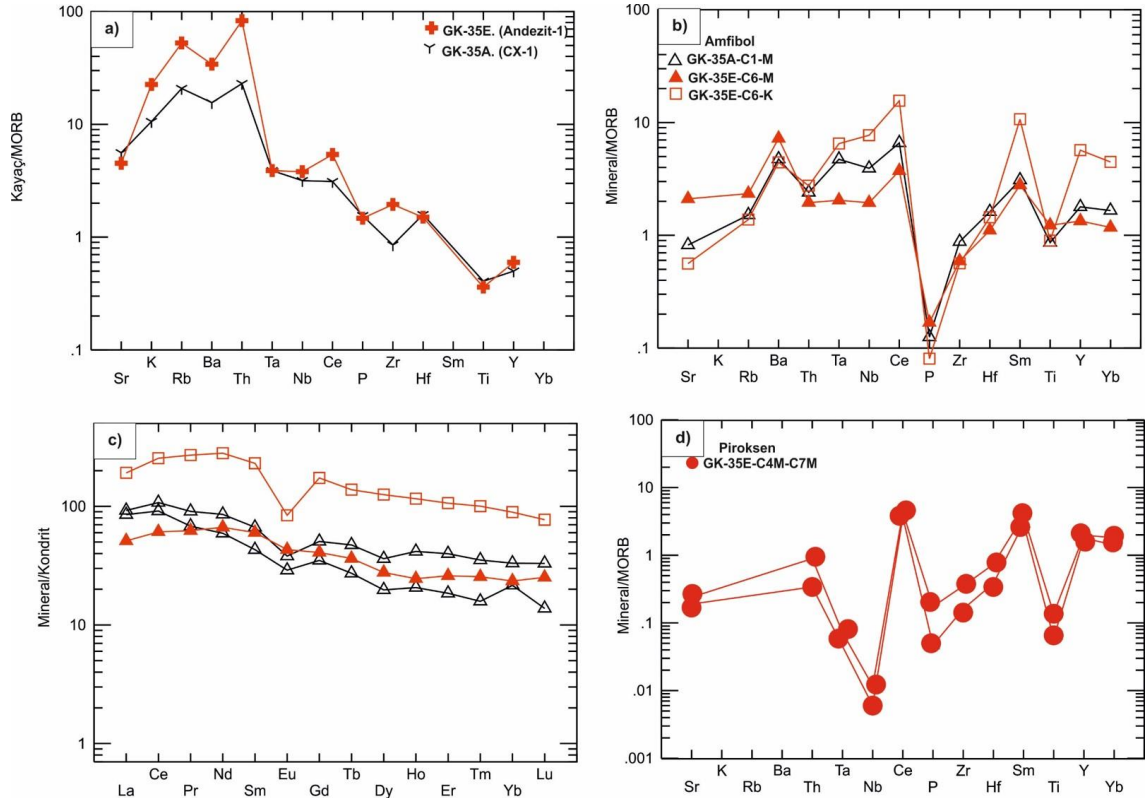


Şekil 4.101. Andezit-1 (GK-35 ana kaya, GK-80 ana kaya) ve Andezit-2 (GK-6) türü kayalara ait ait amfibol minerallerinin çekirdeklerinin (a) MORB (Pearce, 1983) normalize (b) kondrit (Sun ve McDonough, 1989) normalize diyagramı. Semboller diğer bölümlerdeki sembollerden farklıdır.

4.2.6. Petrokimyasal Stratigrafi ve Anklavların Oluşum Modeli

EPMA ve LA-ICP-MS verileri olan minerallerin Putirka (2008b) ve Ridolfi ve ark. (2010b)'ye göre P (basınç/kbar), T (sıcaklık/°C), D (derinlik/km) hesaplamaları yapılmış ve petrokimyasal süreçleri stratigrafik olarak yorumlanmıştır. Bunun için en iyi örnekler andezit-1 türü kayalardan GK-35 ve GK-80 ile bazalt-2 türü kayalardan GK-31 seçilmiştir.

Andezit-1 türü kayalardan GK-35'e ait amfibol ve piroksenlerin MORB normalize iz element (Pearce, 1983) diyagramları incelendiğinde (Şekil 4.102) ana kayaya ait amfibolün merkezi (GK-35-C6-M) birbirine neredeyse eşit Th, Nb, Ta değerleri içerdiği ve bu elementlerde herhangi bir negatif anomali göstermediği görülmektedir. Aynı kayaya ait amfibolce zengin gabroik akraba anklavlardan birine ait amfibol minerali çekirdeği (GK-35-C1-M) ise Nb, Ta açısından belirgin zenginleşme göstermektedir. Nb, Ta 'da gözlenen pozitif anomali amfiboller için uyumlu olan Nb, Ta elementlerinin erken evrede kristallenen bu amfibollerde birikimini anlatmaktadır. Ana kayaya ait amfibolün kenar zonu ise anklavın merkezi ile aynı deseni göstermektedir fakat daha evrimleşmiş görünmektedir. Ayrıca ana kayaya ait amfibollerin kenar zonunda (GK-35-C6-K) gözlenen pozitif Nb, Ta anomalisi, akraba anklavların magma odasındaki konveksiyonla sisteme taşınması sırasında anklava ait amfibollerin yeniden beslenmesinden kaynaklanabilir. Aynı kaya grubu için piroksenlerin kondrit normalize NTE diyagramları incelendiğinde aynı ilişki görülmemektedir ve önemli derece negatif Nb, Ta ile orojenik desen görülmektedir (Şekil 4.102d).



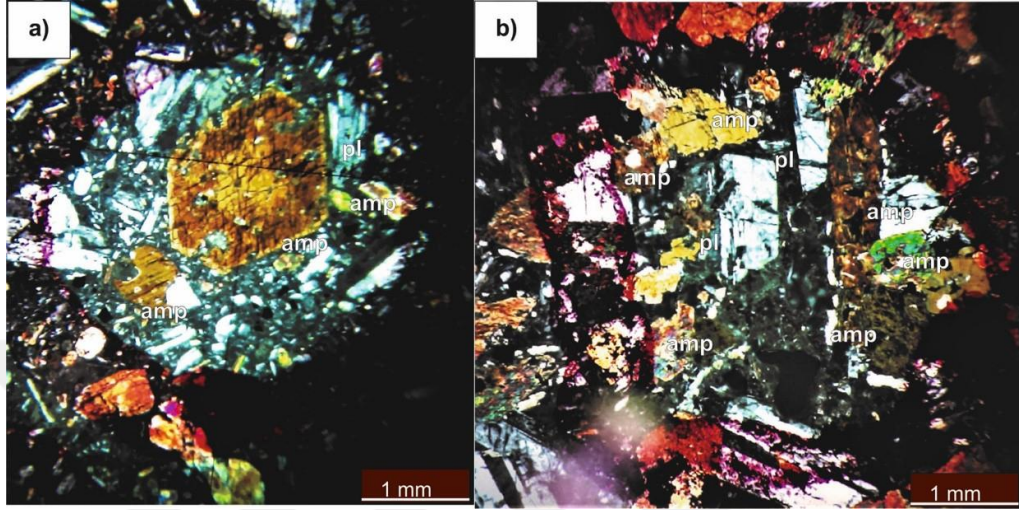
Şekil 4.102. Andezit-1 türü kayalardan GK-35'e ve içerdiği CX-1 anklava ait (a) tüm kaya MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983), (b) Ana kaya ve anklava ait amfibollerin MORB normalize iz element diyagramı (Pearce, 1983), (c) Ana kaya ve anklava ait amfibollerin kondrit normalize diyagramı (Sun ve McDonough, 1989), (d) Ana kayaya ait piroksenlerin kondrit normalize diyagramı (Sun ve McDonough, 1989). (AK.= Ana kaya, A.= Anklav, C= Daire, m= merkez nokta, o=orta-kenar nokta, k=kenar nokta)

Andezit-1 türü kayalardan GK-35'e ait petrokimyasal stratigrafi Çizelge 4.7 ve mikrofotograflar Şekil 4.103'de verilmektedir. Özellikle amfibol ve piroksenlerin mineral kimyası verileri incelendiğinde içermiş olduğu amfibolce zengin gabroik akraba anklavlar ana kayadan daha primitif özellikler sergilemektedir. Bu nedenle daha erken evrede oluşmuşlardır. Jeotermobarometre hesaplamaları sonucu anklavda yer alan amfibollerin ana kayada yer alan piroksenlere göre daha derinde oluştukları söylenebilir. Magmanın yükselimi ile plajiyoklaz gibi diğer minerallerin de eş zamanlı olarak oluştuğu söylenebilir (Çizelge 4.7).

Çizelge 4.7. Andezit-1 türü kayalardan GK-35'e ait petrokimyasal stratigrafi

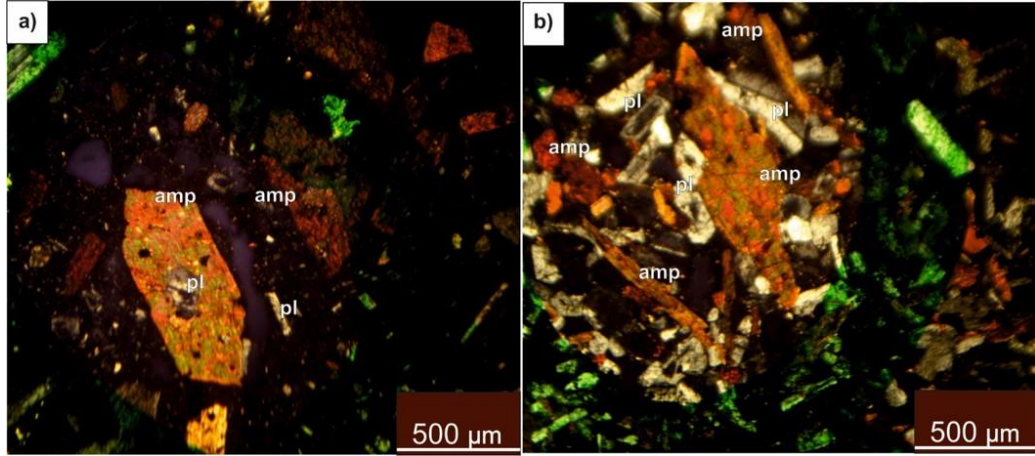
Petro-kimyasal stratigrafi	Daire/mineral	Proses Açıklama	Diğer özellikler
P9	C7 piroksen çekirdeğinin mantolanması	15.75 km'den gelen MgO, CaO ile zengin ve daha sıcak magma ile yeniden ısıtılma ve yeniden beslenme olaylarının söz konusu olduğu düşünülmektedir.	
P8	C7-C4 ana kayada piroksen çekirdeği oluşumu	5.16 km'de piroksen çekirdeklerinin oluşması söz konusudur. Amfibollerin daha derinde oluştukları piroksenlerin ise daha sığ derinlikte oluştukları düşünülmektedir.	Piroksen çekirdeklerinin MORB normalize iz element diyagramları incelendiğinde negatif Nb-Ta ile orojenik desen sergiledikleri görülmektedir.
P7	C6 ana kaya amfibol mantolanması ve yeniden ısıtılması	8.19 km'den gelen, majör oksit ve iz element içeriği açısından kendinden daha zengin ve daha sıcak magma ile yeniden beslendiği ve ısıtıldığı düşünülmektedir. Daha sığda oluşan (çekirdekleri 6.93 ve 6.97 km'de oluşan) anklava ait amfibollerini beraberinde getirdiği düşünülmektedir. İz element kimyasında incelendiği üzere Cr, Ni, Mn, V, Li, açısından zengin magma ile beslendiği düşünülmektedir.	MORB normalize iz element diyagramlarda kenarda pozitif Nb-Ta deseni göstermektedir. Beslenmeye sebep olan magmanın orojenik etki göstermediği, anklava ait amfibol merkezlerinin kimyası ile uyum içinde onların FC ile oluştuğu görülmektedir. Bu nedenle anklavların sisteme yaklaşık 5.54 km'de (amfibol kenar oluşumu) dâhil olabilecekleri düşünülmektedir
P6	C6 ana kaya amfibol çekirdeğinin oluşumu	5.54 km'den daha sığ derinlikte çekirdek oluşumu başladığı düşünülmektedir. Merkez noktasından alınan noktalar rezorbsiyon nedeniyle majör oksit açısından düzgün bir jeokimyasal veri vermediğinden orta ve kenar nokta verileri değerlendirilmiştir. İz element kimyası ile de merkezden orta-kenar noktasına doğru bir beslenme ve mantolanma olayı söz konusu olduğundan 5.45 km'den gelen magma ile orta kenarda mantolandığı düşünülmektedir.	Düzgün altıgen şekilli olup oldukça belirgin zonlanma göstermektedir. Çekirdeğin etrafında elek dokusu ve rezorbsiyon gelişmiştir (Şekil 4.103). MORBa göre merkezde negatif Nb-Ta ile tipik orojenik desen sergilemektedir. Hf, Zr azalmaya başlamıştır. Eş oluşumlu Zirkon çekirdekleri oluşmaya başlamaktadır.
P5	C1 amfibol çekirdeğinin yeniden beslenmesi ve yeniden ısıtılması	CaO-FeO ile zengin, daha sıcak ve 18.9 km'den gelen magma ile yeniden beslenmesi ve ısıtılması söz konusudur. Merkezden-kenara doğru P-T ve TiO ₂ , MgO, CaO içerikleri düzenli azalmaktadır.	MgO ve CaO açısından merkezden kenara normal zonlanma gözlenmektedir.
P4	C1 amfibol çekirdeği oluşumu	6.93 km'de C1 amfibol çekirdeği oluşumu gerçekleşmektedir	
P3	C2 amfibol çekirdeğinin yeniden beslenmesi	6.97 km'den yükselen, kendinden çok farklı bileşime sahip olmayan MgO ile zengin magma ile yeniden beslenme-mantolanma söz konusudur.	MgO açısından ters, TiO ₂ açısından normal zonlanma gözlenmektedir.
P2	C2 amfibol çekirdeği oluşumu	7.43 km'de NTE açısından C1 amfibolü çekirdeğine göre daha primitif fakat V açısından daha fakir amfibol çekirdeği oluşumu söz konusudur.	V içeriğindeki fakirlik Fe-Ti oksit (özellikle magnetit) oluşumu ile açıklanabilmektedir (Garcia ve Jacobson, 1979)
P1	C1-C2 Akraba anklavların oluşumu	MgO, V, Cr, Ni ve NTE açısından ana kayadan daha primitif özellik sergilemektedirler. Tüm kaya SiO ₂ arttıkça V azalması dikkat çekmektedir. Amfibollerin yüksek V içeriği ve daha	Anklavlara ait amfiboller pozitif Nb-Ta anomalisi gösterirken, ana kayaya ait amfiboller merkezde negatif Nb-Ta ile tipik orojenik desen, kenarda ise pozitif Nb-Ta deseni

		düşük NTE içerikleri nedeniyle anklavların erken evrede oluştuğu düşünülmektedir (Garcia ve Jacobson, 1979).	göstermektedir.
--	--	--	-----------------



Şekil 4.103. Andezit-1 türü kayalardan GK-35 (a) ana kayaya ait rezorbsiyon yüzeyi gelişmiş zonlu amfibolün (b) akraba anklava ait rezorbsiyon yüzeyi gelişmiş uzun prizmatik amfibolün çift nikol görünüşleri

Andezit-1 türü kayalardan GK-80'e ait petrokimyasal stratigrafisi Çizelge 4.8 ve mikrofotografılar Şekil 4.104'de verilmektedir. Buna göre ana kayada yer alan C3 amfibol çekirdeğinin en erken oluştuğu, daha sonra yeniden ısıtma proseslerine maruz kaldığı, bu sırada Hf, Zr azalması ile Zr kristal çekirdeklerinin eş zamanlı olarak oluşmaya başladığı düşünülmektedir. Ana kayada yer alan C5 amfibolünün NTE, Cr, Ni, V açısından daha primitif olmamasına rağmen P,T,D hesaplamalarında daha yüksek değerler vermesi (EK-4 ve EK-8) bu amfibolün eriyik ile dengede olmadığını magma mixing sırasında sisteme dâhil olduğunu düşündürmektedir (içinde yer alan kalsik plajiyoklaz kapanımı da bunu desteklemektedir).



Şekil 4.104. Andezit-1 türlerinden GK-80'e ait (a) ana kayada yer alan zonlu C5 amfibolü (b) MMA içerisinde yer alan C8 söndürülmüş amfibolünün çift nikol mikrofotografı (5X)

Çizelge 4.8. Andezit-1 türü kayalardan GK-80'e ait petrokimyasal stratigrafisi

Petro-kimyasal stratigrafisi	Daire/mineral	Proses Açıklama	Diğer özellikler
P7	Magma karışımı anklavlarına ait amfibol çekirdeklerinin (C8 ve C7) oluşumu	Magma mixing sürecinin gerçekleşmesi ile NTE içerikleri C5 amfibolü ile yaklaşık aynı bileşimde fakat daha evrimleşmiş anklava ait amfiboller oluşmuştur.	C8 ve C7 zonlu ve söndürülmüş (quenched) amfiboller oluşmuştur.
P6	C5 amfibolünün çekirdeğinin mantolanması ve ortakenarın ve kenarın gelişimi	Li-Sc-Ni-Cr ile zengin magma ile yeniden ısıtılma-mantolanma söz konusudur	Zonlanma gözlenmektedir.
P5	Ana kayaya ait C5 amfibolünün çekirdeğinin oluşması	V içeriği ve NTE açısından C3 amfibolden daha evrimleşmiş olduğundan daha geç oluşmuş olabileceği düşünülmektedir. Magma mixing kanıtı olarak iki farklı tür amfibol varlığı gösterilebilir. Bu amfibol mixinge sebep olan magmanın ürünü olabilir. İçinde plajiyoklaz kapanımı (kalsik) olması da bunu desteklemektedir.	Poiklitik doku (plajiyoklaz inklüzyonu) bulunmaktadır. Bu nedenle $Eu^* = -0.70$ olduğu düşünülmektedir.
P4	C3 amfibolünün ortakenarın mantolanması ve kenar oluşumu	Sc, Ni, Cr, V ile zengin magma ile yeniden ısıtılma-mantolanma söz konusudur	Zonlanma gözlenmektedir
P3	C3 amfibolünün ortakenarın mantolanması	Sc, Mn, Co, Ti ile zengin magma ile yeniden ısıtılma-mantolanma ve Hf, Zr azalması söz konusudur.	Zirkon çekirdekleri oluşmaya başlamaktadır.
P2	C3 amfibolünün çekirdeğinin mantolanması ve ortakenarın gelişimi	La, Ce, Zr, Mn, Ti ile zengin magma ile yeniden ısıtılma-mantolanma söz konusudur	Zonlanma gözlenmektedir
P1	Ana kayaya ait C3 amfibolünün çekirdeğinin oluşması	V içeriği ve NTE açısından C5 amfibolden daha erken oluşmuş olabileceği düşünülmektedir.	

Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait petrokimyasal olaylar Çizelge 4.9'da verilmektedir. Andezitik kayalar içerisinde mineral kimyası ve jeotermobarometrik hesaplamalar sonucu 25 km derinlikte oluşmuş ve en primitif bileşime sahip amfiboller GK-6'a ait amfibollerdir.

Çizelge 4.9. Andezit-2 türü kayalardan GK-6'ya ait petrokimyasal stratigrafisi

Petro-kimyasal stratigrafisi	Daire/mineral	Proses Açıklama	Diğer özellikler
P5	C1 piroksen çekirdeği oluşumu ve sisteme dâhil edilmesi	C5 piroksenin oluşturan magma 6.26 km derinlikte C1 Piroksen çekirdeğini oluşturmaktadır. NTE açısından C2'e göre yaklaşık 40 kat daha evrimleşmiştir. Özellikle Li açısından oldukça zengindir. Gabroik akraba anklavın C2 piroksenin oluşumundan sonra magmanın yükselimi sırasında sığ derinlikte yaklaşık 6 km'de duvar kayadan kopartılarak sisteme dahil edildiği düşünülmektedir.	
P4	C5 piroksen çekirdeğinin yeniden beslenmesi	Kendinden NTE açısından 40 kat daha primitif C2 piroksenini oluşturan magma tarafından kenar zonda mantolanması/yeniden beslenmesi söz konusudur	Kenar zonda Zr, Hf, Sr, Ti, V, Nb elementlerce artış gözlenmektedir ve aynı elementlerce zengin bir magma tarafından beslenme olayı söz konusudur
P3	C5 piroksen çekirdeğinin oluşumu	Yaklaşık 16 km'de, C2 piroksenini oluşturan magmadan daha evrimleşmiş magma tarafından C5 pirokseni çekirdek oluşumu söz konusudur. Merkezden orta kenara kadar düzenli Sc, Zr, Hf, Sr, Ti, Nb azalma ile normal zonlanma gözlenmektedir.	Düzenli azalan Sc, Zr, Hf, Sr, Ti ile eş oluşumlu zirkon, plajiyoklaz ve Fe-Ti oksit çekirdeklerinin oluşumu gerçekleşmektedir.
P2	C2 piroksen çekirdeği oluşumu	17.85 km'de NTE açısından C1 ve 5 piroksenleri çekirdeğine göre daha primitif (yaklaşık 40 kat) ve Cr, Ni, V açısından daha zengin piroksen çekirdeği oluşumu gerçekleşmiştir. Genel itibariyle merkezden kenara düzgün FC ilişkisi gözlenmektedir. Ancak kenarda çok az da olsa Co, Ni, V ve Ga artışı gözlemlenmiş ve polibarik FC'den kaynaklandığı düşünülmektedir.	Genel itibariyle polibarik kristalizasyon gerçekleşmiştir.
P1	C5 amfibol çekirdeği oluşumu	25 km derinlikte amfibol oluşumu	

Bazalt-2 türü kayalardan GK-31 'e ait petrokimyasal stratigrafisi Çizelge 4.10'da gösterilmektedir. Yaklaşık 46-47 km'de glomeroporfirik dokulu magma segregasyon anklavına ait piroksen (C4) çekirdeği, yaklaşık 43 km'de ana kayadaki piroksen (C2) çekirdeği oluşmaktadır. Özellikle NTE, V, Sc ve Li içerikleri incelendiğinde C4 pirokseninin daha erken oluştuğu, C2 pirokseninin oluşumu için özellikle kıtasal kabuk materyalinin varlığını anlatan Li zenginleşmesinin gerektiği düşünülmektedir. Yükselim

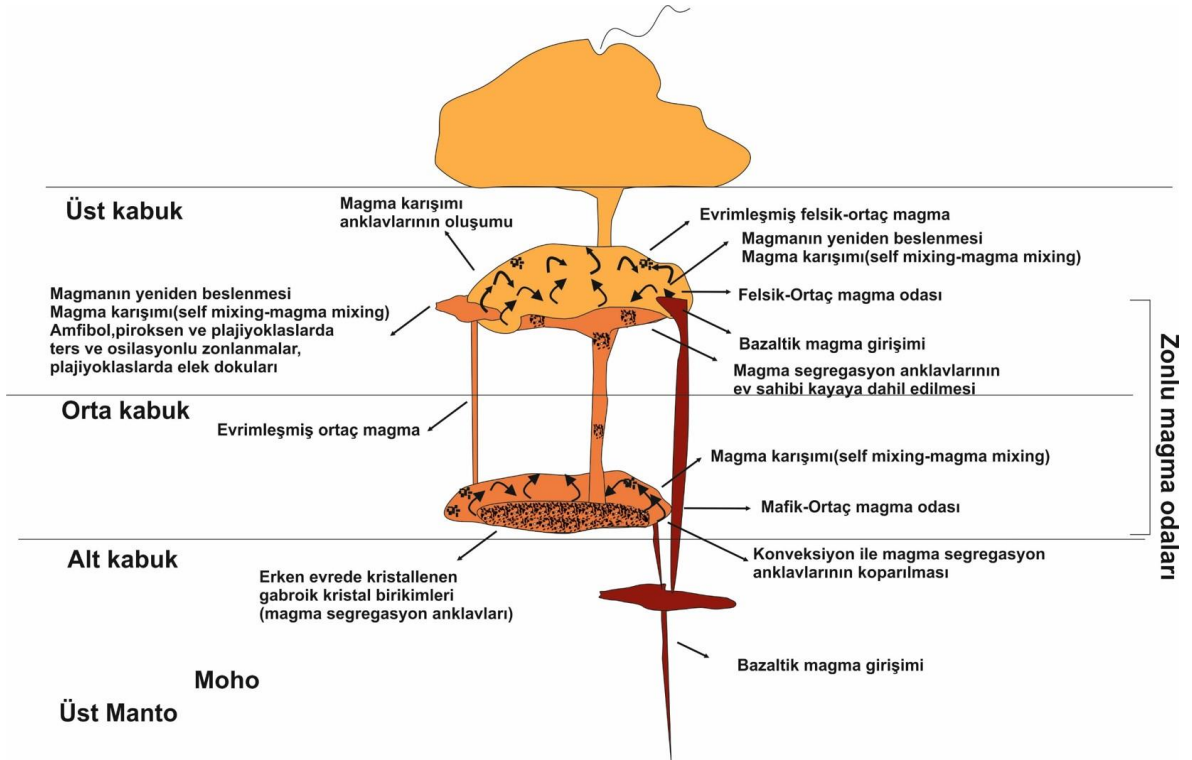
devam ederken C2 pirokseni orta-kenarda CaO, MgO, Cr, Co, Ni, Ti, V, Li ve Sc ile biraz daha zengin magma ile etkileşime geçerek yeniden beslenmektedir (EK-7). Kenarda ise 37 km'den gelen Cr, Sc, Li açısından bir magma ile zenginleşme söz konusudur. Yüksek Li kıtasal sedimentlerle etkileşimden kaynaklanabilir (Prelević ve ark., 2013) veya sodik karbonatit eriyiklerden kaynaklanabilir (Halama ve ark., 2007). Öyleyse bazalt-2 türü kayalar için hem akışkanlarca metasomatize olmuş hem de kabuk kontaminasyonuna uğramış bir kayaktan söz edilebilir.

Çizelge 4.10. Bazalt-2 türü kayalardan GK-31'e ait petrokimyasal stratigrafisi

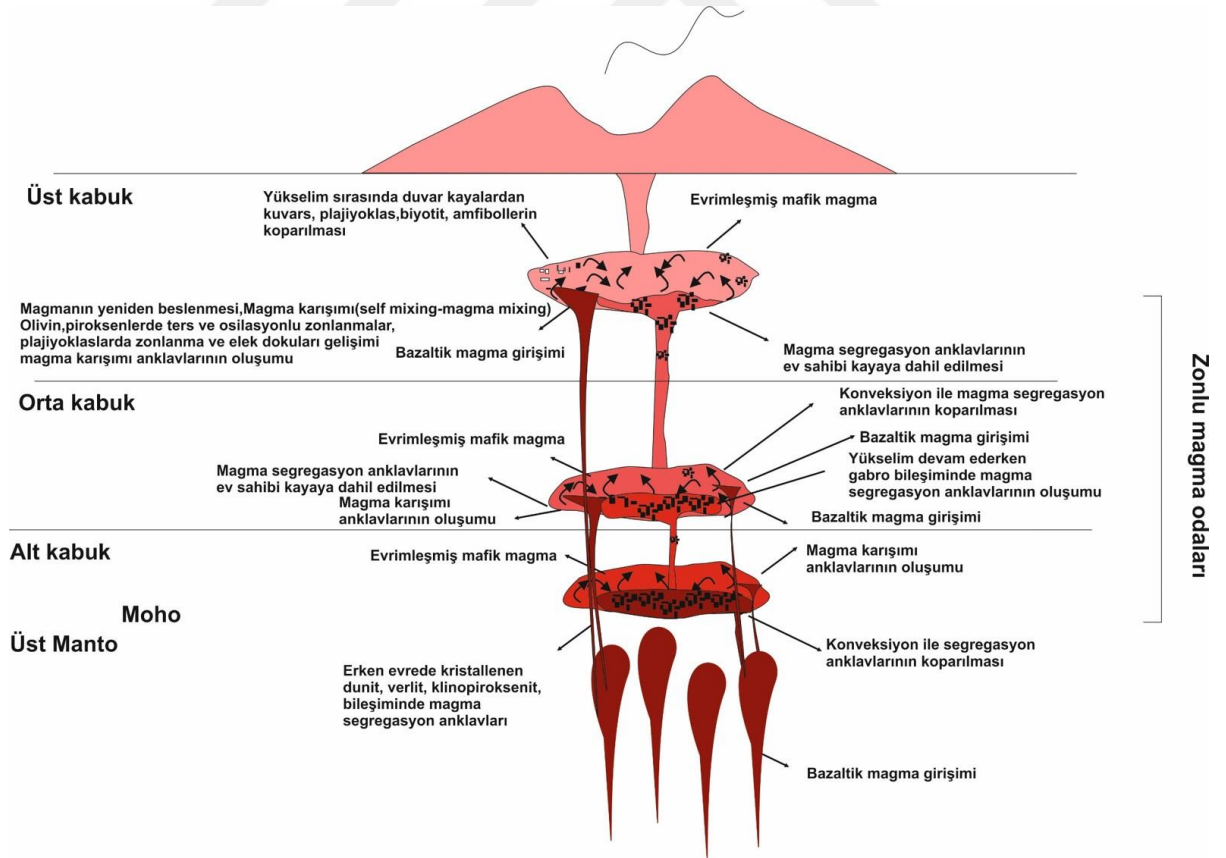
Petro-kimyasal stratigrafisi	Daire/mineral	Proses Açıklama	Diğer özellikler
P10	Kabuk kontaminasyonu ve dekompresyon	Kuvarlarda osellar dokusu, kemirilme dokusu, plajiyoklazlarda yer yer elek dokuları oluşumu söz konusudur	Dengesizlik dokuları
P9	Kabuk kontaminasyonu ve plajiyoklazlarda sinüs kristal dizilimi	Magmanın yükselimi devam ederken daha sık derinliklerde kalkalkalen ortaç volkanizmanın ürünlerinin koparılması söz konusudur	Konveksiyonla Sinüs dizilim gelişimi gerçekleşmiştir (Renjith, 2014).
P8	C2 piroksen çekirdeğinin yeniden beslenmesi	Kenarda ise Cr, Sc, Li açısından bir zenginleşme söz konusudur	Cr, Sc, Li açısından ters zonlanma gözlenmektedir. Yüksek Li içeriği kontaminasyon ve/veya manto metasomatizmasını desteklemektedir.
P7	C4-2 piroksen çekirdeğinin yeniden beslenmesi	Orta-kenardan kenara doğru Cr, Co, Ni, V, Sc, Mn açısından bir zenginleşme söz konusudur. Orta kenarda Li içeriğindeki önemli derecedeki yüksek içerik kontaminasyon ve/veya Li ile zengin akışkanlar tarafından manto metasomatizmasının olduğunu düşündürmektedir.	Cr, Co, Ni, V, Sc, Mn açısından ters zonlanma gözlenmektedir. Orta kenardaki yüksek Li içeriği kontaminasyon ve/veya manto metasomatizmasını desteklemektedir.
P6	Ana kayada yer alan C2 piroksen çekirdeğinin yeniden beslenmesi	Yükselim devam ederken C2 orta-kenarda yaklaşık 47 km'den gelen CaO, MgO, Cr, Co, Ni, Ti, V, Li ve Sc ile biraz daha zengin magma ile reaksiyona girerek yeniden beslenmektedir.	MgO, CaO, Cr, Ni, Ti, V, Sc açısından ters zonlanma gözlenmektedir.
P5	Ana kayada yer alan C2 piroksen çekirdeği oluşumu	Yükselim devam ederken ana kayada yaklaşık 43 km'de piroksen fenokristali oluşumu başlamaktadır. Li içeriğindeki zenginlik kontaminasyon veya manto metasomatizmasından kaynaklanabilir.	Negatif Nb-Ta ile tipik orojenik desen göstermektedir. Pozitif Ce, Zr, Hf, Sm ile karakteristiktir.
P4	Akraba (magma segregasyon) anklavda yer alan C4-1 ve C4-2 piroksen çekirdeklerinin oluşumu	MgO, V, Sc, Cr, Ni ve NTE açısından ana kayaya ait piroksenlerden (C2) daha primitif özellik sergilemektedirler. Oluşumları 46-47 km'de başlamaktadır.	Negatif Nb-Ta ile tipik orojenik desen göstermektedir. Pozitif Ce, Zr, Hf, Sm ile karakteristiktir.

P3	C1 olivini çekirdeğinin oluşumu	Genel itibariyle Ni, Cr normal, Co salımlı zonlanma göstermektedir. Merkezden kenara doğru Li, Ca, Sc, Ti, Mn, Co artmakta, Al, V, Cr, Ni azalmaktadır	C1 olivini merkezi 1318 °C sıcaklık değeri vermektedir. Genel itibariyle C1/3 ve C1/6 olivinleri yaklaşık değerler vermekte analitik hata payları kabul edilebilir düzeydedir. Merkezde düşük kenarda yükselen Ca, Ti, Cr, V, Zn içeriği metasomatizma ile, eriyiklerin yeniden zenginleşmesi ile açıklanabilmektedir (Foley ve ark., 2013).
P2	C3 olivini çekirdeğinin oluşumu	Genel itibariyle Ni normal, Co dalgali zonlanma göstermektedir. Merkezden kenara doğru Li, V, Sc, Mn, Co, Cr, Zn salımlı artış azalış sergilemektedir.	GK-31C3 merkezden orta-kenara 1316-1314 °C sıcaklık değeri vermektedir. Olivinlerdeki merkezde düşük kenarda yükselen Ca, Ti, Cr, V, Zn içeriği metasomatizma ile, eriyiklerin yeniden zenginleşmesi ile açıklanabilmektedir (Foley ve ark., 2013).
P1	C6 olivini çekirdeğinin oluşumu	Ni, Cr, Co, Ti açısından en primitif olan C6 çekirdeği oluşmaya başlamıştır	C6 olivinleri merkezde 1309 °C sıcaklık değeri vermektedir (Putirka ve ark., 2007). Olivinler astenosfere benzer (<1350 °C) sıcaklık değerleri sunmaktadır (Reid ve ark., 2017).

Homojen bir magma odası, daha sıcak, daha taze, daha yoğun magmanın hızlı girişimleri (input) ile yeniden beslenebilir ve böylelikle bileşimsel olarak homojenliğini kaybedebilir. Böylece bileşimsel olarak ince levhalar şeklinde ayrılabilir. Daha sıcak, daha taze, daha yoğun magma, magma odasının tabanında kalırken, üstte daha evrimleşmiş yeni bileşim kazanmış magma yükselmeye devam eder. Yeni magma oluşumu, altta kalan daha yoğun bileşimli magmanın yoğunluğu üsttekine eşitleninceye kadar devam eder. Bu sırada iki ayrı faz haline gelmiş akışkanlar yeniden beslenmelerle sürekli olarak karışırlar (Huppert ve ark., 1982). Küçük magma yeniden beslenme olayları, magma odası tarafından absorbe olayı olmasına rağmen, daha büyük bir magma yeniden beslenme olayı bir volkanik püskürmeyi bile başlatabilir (Sparks ve ark., 1977; Pallister ve ark., 1992; Snyder ve Tait, 1996). Bu nedenle bu çalışmada self mixing ve magma mixing süreçleri detaylı olarak irdelenmiştir. Bu çalışmada mineral ana oksit ve iz element kimyası çalışmaları yardımıyla dokusal ve petrokimyasal stratigrafi çalışmaları yapılarak magmanın yeniden beslenme süreçleri yorumlanmış ve anklav oluşumları için ideal modeller oluşturulmuştur. Şekil 4.105’de Karacadağ volkanitlerinde yer alan anklavların Şekil 4.106’ da ise Karapınar volkanitlerinde yer alan anklavların oluşumları modellenmeye çalışılmıştır.



Şekil 4.105. Karacadağ volkanitlerindeki anklavların oluşumu ve magmanın yeniden beslenme süreçlerini gösterir model



Şekil 4.106. Karapınar volkanitlerindeki anklavların oluşumu ve magmanın yeniden beslenme süreçlerini gösterir model

4.3. Jeokimya

4.3.1. Giriş

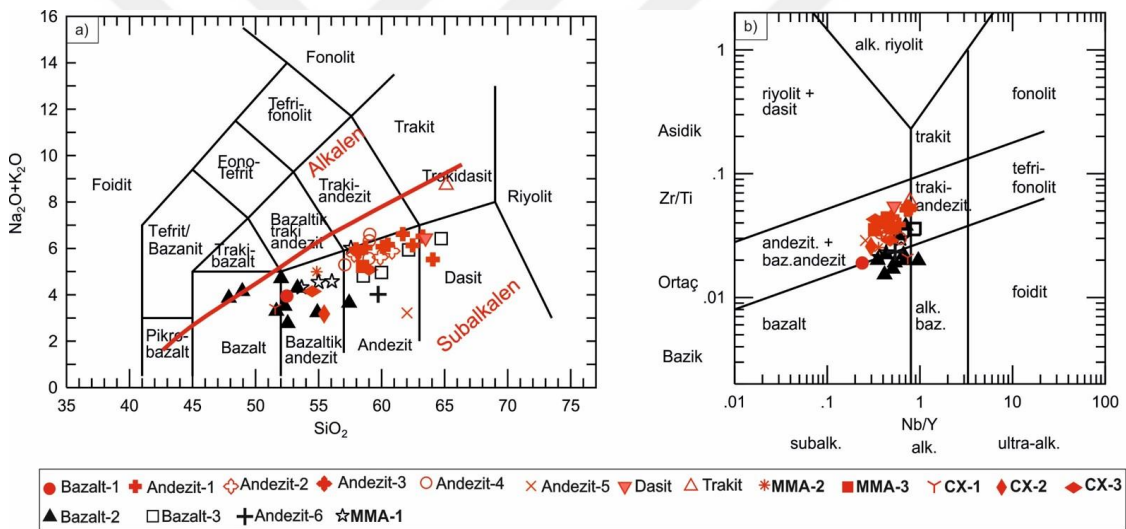
Bu bölümde çalışma alanında yer alan volkanik kayaların jeokimyasal özellikleri araştırılmıştır. Bu amaçla petrografik incelemesi yapılmış, en az veya hiç alterasyona uğramamış 48 adet volkanik kaya örneğinin ana, iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır. Analizleri yapılan örneklerin koordinatları EK-9'da verilmektedir.

Elde edilen ana (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (ppm) analiz sonuçlarıyla beraber hesaplanan CIPW normları ve bazı jeokimyasal parametreler (DI: Diferansiyasyon indeksi, SI: Katılma indeksi, Mg# Magnezyum numarası vs.) EK-10 ve EK-11 'de verilmektedir.

4.3.2. Volkanik Kayaların Kimyasal Adlama ve Sınıflaması

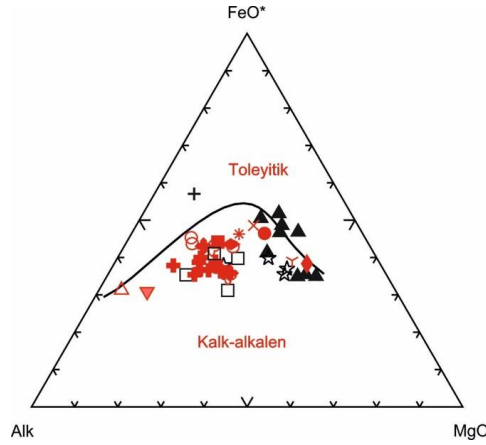
İncelenen volkanik kayaları adlandırmak için IUGS tarafından Le Maitre (2002) tarafından önerilen Le Bas ve ark. (1986) toplam alkali-silis (TAS) diyagramı kullanılmıştır. TAS diyagramı taze volkanik kayalar için uygundur. Kimyasal analizle elde edilen ateşte kayıp (LOI) değeri alterasyonun bir göstergesi olarak kullanılabilir. Genel olarak LOI değerinin % 2.5 olması durumunda kaya taze olarak değerlendirilmektedir. LOI değerine bakıldığında, kimyasal analizi yapılan volkanik kayalar (LOI < %2) taze volkanik kaya olarak düşünülebilir. Yapılan petrografi ve jeokimyasal çalışmalara göre mineralojik, dokusal özellikleri, majör-iz element içerikleri de göz önünde bulundurularak, daha önceden de belirtildiği gibi Karacadağ volkanitleri Bazalt-1, Andezit-1, Andezit-2, Andezit-3, Andezit-4, Andezit-5, Dasit ve Trakit olarak Karapınar volkanitleri ise Bazalt-2, Bazalt-3, Andezit-6 olarak gruplandırılmıştır (Şekil 4.107). TAS diyagramında (Le Bas ve ark., 1986) bazalt-1 türü kayaların bazalt-bazaltik andezit geçişli alanında yer alması, bazalt-2 türü kayaların bazalt ve bazaltik andezit alanlarına dağılmış olması, bazalt-3 türü kayaların ise andezit ve dasit alanlarına uzanan bir trend göstermesi oldukça ilginçtir (Şekil 4.107 a). Bazalt-3 olarak sınıflandırılan kayalar amigdaloidal dokulu olup % 10 oranında kuvars ksenokristali içermektedirler. Bu nedenle SiO₂ içeriklerinin oldukça yüksek (% 64) olduğu ve böylece dasit alanında yer aldıkları düşünülmektedir. Ayrıca Na₂O, K₂O ve SiO₂'nin alterasyon esnasında hareketli olduğu düşünülürse, alterasyonun da yüksek SiO₂ içeriğine neden olduğu söylenebilir. Bu nedenle kayaların alterasyona uğramaları

durumlarında daha doğru bir kaya sınıflandırması yapmak için Pearce (1996) tarafından önerilen Nb/Y–Zr/Ti diyagramı (Şekil 4.107 b) kullanılmıştır. Diyagramda bazalt-1 ve bazalt-2 türleri TAS diyagramına benzer dağılım sergilerken, bazalt-3 türü kayalar bazaltik andezit-traki andezit alanlarında yer almaktadır. İncelenen kayaların Nb ve Zr içeriklerindeki artışın kabuk kontaminasyonundan kaynaklandığı, bu nedenle petrografik olarak bazalt olarak sınıflandırılan kayaların jeokimyasal sınıflandırmada bazalt alanında toplanmadıkları düşünülmektedir (Detaylı olarak bölüm 4.6.2’de anlatılmaktadır). Çoğunlukla andezit, nadiren bazalt, dasit ve trakitlerden oluşan Karacadağ volkanitleri subalkalen karaktere sahip olup, Q-normatiftir. TAS diyagramında bazalt ve bazaltik andezit olarak sınıflandırılan Karapınar bazaltları ise geçişli (alkalen-subalkalen) jeokimyasal karakter göstermektedir (Şekil 4.107 a). Bazaltlar ne-normatif iken, bazaltik andezitler ve andezitler ol+hy veya Q-normatiftir.



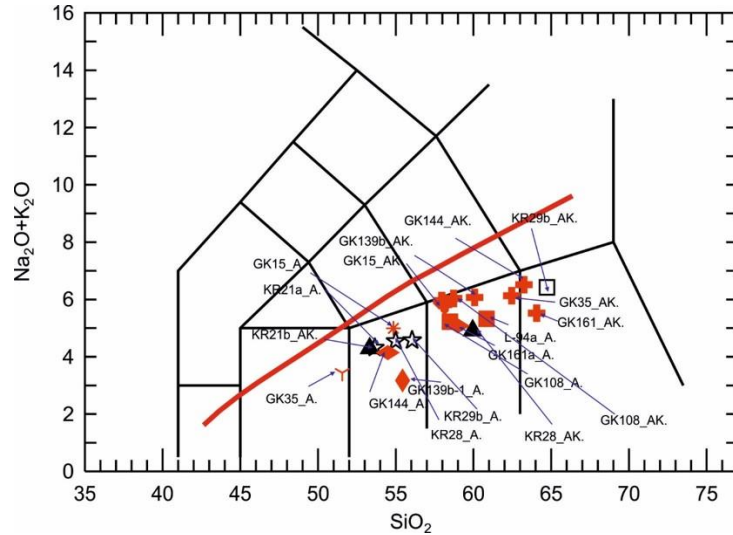
Şekil 4.107. KKVK'ne ait kayaların (a) toplam alkali-silis (TAS) diyagramı (Le Bas ve ark., 1986) (Kırmızı çizgi kayaların alkalen-subalkalen karakterini göstermektedir (Irvine ve Baragar, 1971), (b) Nb/Y–Zr/Ti diyagramı (Pearce, 1996) (Kırmızı simgeler Miyo-Pliyosen yaşlı Karacadağ Volkanitlerini, siyah simgeler Kuvaterner yaşlı Karapınar Volkanitlerini temsil etmektedir, MMA= magma karışımı anklavı; CX=Akraba anklav/Cognate enclave)

Subalkalen kayalar AFM diyagramına aktarıldıklarında kalk-alkalen nadiren de toleyitik alana düşmektedirler (Şekil 4.108). Ancak toleyitik indeksleri THI (Fe_4/Fe_8)=0.5 olduğundan kalk-alkalendirler (Zimmer ve ark., 2010).



Şekil 4.108. Subalkalen volkanik kayaların AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971). Semboller Şekil 4.107 ile aynıdır

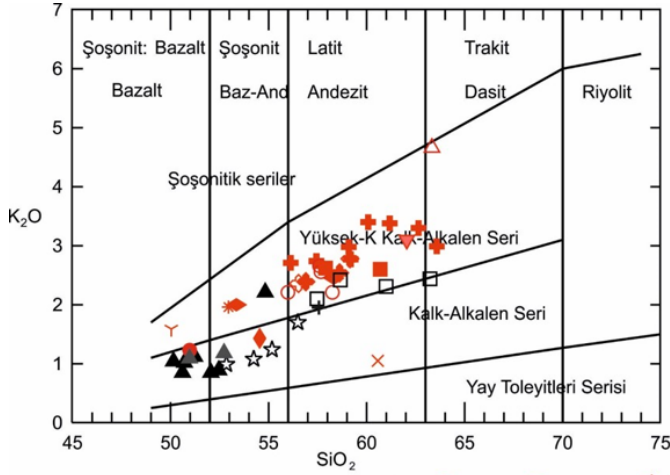
İnceleme alanındaki volkanitlerden ayrılması mümkün olan anklavlar ayırtlanmış ve imkânlar dâhilinde jeokimyasal analizleri yaptırılmıştır. Buna göre özellikle kalkalkalen Karacadağ volkanitlerine ait akraba anklavlar ana kayalardan çok daha primitif özellik sunmaktadır (Şekil 4.109). Anklav içeren Karapınar bazaltları da genel itibariyle anklavlardan daha evrimleşmiş görünmektedir. Ancak % 10'a kadar kuvars ksenokristali içerdikleri ve bu nedenle SiO_2 içeriklerinin oldukça yüksek gözlemlendiği de unutulmamalıdır.



Şekil 4.109. KKVK ait anklav ve ana kayaların toplam alkali-silis (TAS) diyagramı (Le Bas ve ark., 1986). Semboller Şekil 4.107 ile aynıdır. AK=Ana kaya, A: Anklav

İncelenen Karacadağ volkanitlerinin kalk-alkalen seriden yüksek-K kalk-alkalen seriye yönseme göstermesi dikkat çekmektedir (Şekil 4.110). Ayrıca, IUGS'ye göre Trakit-Trakidasit alanına düşen kayaların q (normatif; $100 \cdot Q/[Q+or+ab+an]$) değeri %

20'den küçük olanları trakit büyük olanları ise trakidasit olarak tanımlanmaktadır. TAS diyagramında trakidasit alanına düşen açık renkli kayalar $q=16.47$ ile trakit olarak adlandırılmaktadır.



▲ Bazalt (Reid ve ark.,2017)

Şekil 4.110. İncelenen subalkalen kayaların K_2O-SiO_2 diyagramı (Maitre, 1989). Reid ve ark. (2017)'e göre Kutören-Karapınar yöresinde yüzeyleyen normatif nefelin içeren bazaltlar gri üçgenlerle gösterilmiştir. Semboller Şekil 4.107 ile aynıdır

Karapınar bazaltları Francis ve Ludden (1995)'e göre sınıflandırıldığında alkali-olivin bazalt ve hipersten olivin bazalt olmak üzere adlandırılabilir. Karacadağ bazaltları ise hipersten olivin bazalt özelliği göstermektedir (Çizelge 4.11 ve 4.12).

Çizelge 4.11. Bazaltların Francis ve Ludden (1995)'e göre sınıflandırılması

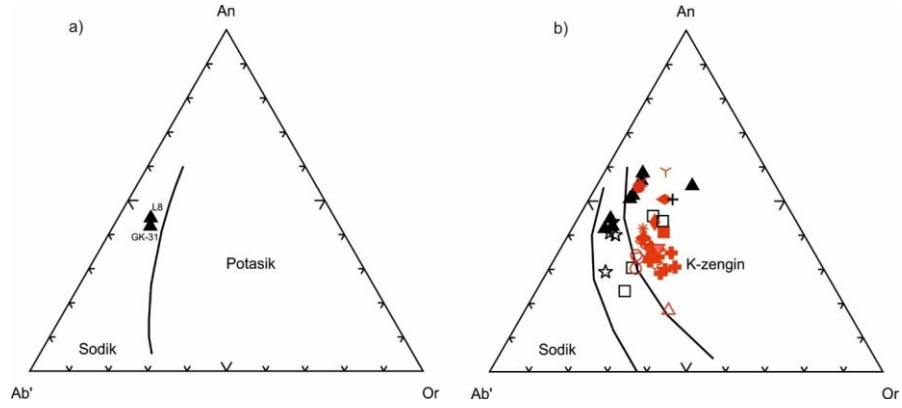
Kaya ismi	Nefelinit	Bazanit	Alkali Olivin Bazalt	Hipersten Olivin Bazalt
Modal pl	-	+	+	+
Normatif ne	> % 15	> %5	% 0-5	0
Normatif hy	0	0	0	>0

Çizelge 4.12. KKVK bazaltlarının Francis ve Ludden (1995)'e göre sınıflandırılması

Örnek	ne	hy	Francis ve Ludden, (1995) Kaya ismi	Kaya Grubu
GK60	0.00	17.57	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-1
L8	5.32	0.00	Alkali Olivin Bazalt	Bazalt-2
GK31	3.36	0.00	Alkali Olivin Bazalt	Bazalt-2
KR21AK.	0.00	21.33	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-2
KR15	0.00	9.62	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-2
GK405	0.00	20.49	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-2
GK445	0.00	14.39	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-2
GK458	0.00	14.13	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-2
HKA12	0.00	21.12	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-2
HKA7	0.00	12.66	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-2
KR30	0.00	11.51	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-3
KR33D	0.00	12.88	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-3
KR29AK.	0.00	4.50	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-3
KR28AK.	0.00	4.76	Hipersten Olivin Bazalt	Bazalt-3
KR21A.	0.00	20.18	Hipersten Olivin Bazalt	Magma karışımı anklavı
KR28A.	0.00	20.26	Hipersten Olivin Bazalt	Magma karışımı anklavı
KR21A2.	0.00	7.70	Hipersten Olivin Bazalt	Magma karışımı anklavı
KR29A.	0.00	17.84	Hipersten Olivin Bazalt	Magma karışımı anklavı

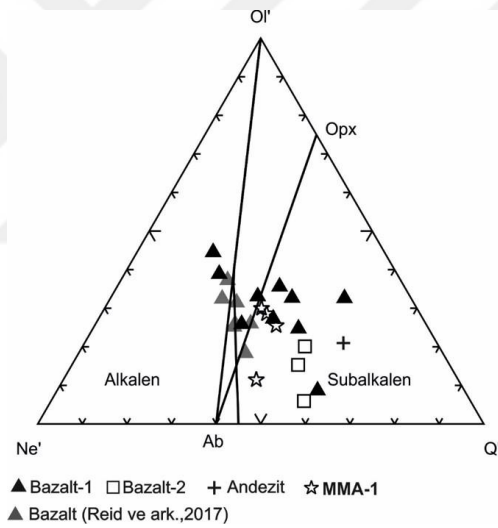
AK*= Ana kaya A*=Anklav

İlaveten incelenen volkanik kayaların kimyasal özelliklerini belirlemek ve sınıflamak için Irvine ve Baragar (1971) normatif mineralojiyi esas alan diyagramları kullanılmıştır. An-Ab-Or üçgen diyagramına göre Karapınar volkanitlerine ait hafif alkalin kayalar sodik bileşime sahiptir (Şekil 4.111 a). Diğer taraftan, incelenen subalkalin volkanitlerden çoğu An-Ab-Or üçgen diyagramında potasik alana düşmektedirler (Şekil 4.111 b). Alkali olivin bazaltlar sodik karakter gösterirken hipersten olivin bazaltlar potasyumca zengindir.



Şekil 4.111. (a) Hafif alkalen ve (b) subalkalen volkanik kayaların sodik ve potasik kaya tiplerini gösteren An-Ab-Or üçgen diyagramında sınıflaması (Irvine ve Baragar, 1971)

İncelenen bazaltlardan bazıları bazalt tetraederinde (Yoder ve Tilley, 1962) alkalen-subalkalen geçiş özelliği göstermektedir (Şekil 4.112). Bu nedenle bu kayalara geçiş bazaltları da denilebilmektedir.



Şekil 4.112. İncelenen Karapınar volkanitlerinin ve Reid ve ark. (2017)' e göre incelenen Hasan Bazaltlarının bazalt tetraederinde alkalen-subalkalen karakterleri (Yoder ve Tilley, 1962)

4.3.3. Karacadağ volkanitleri

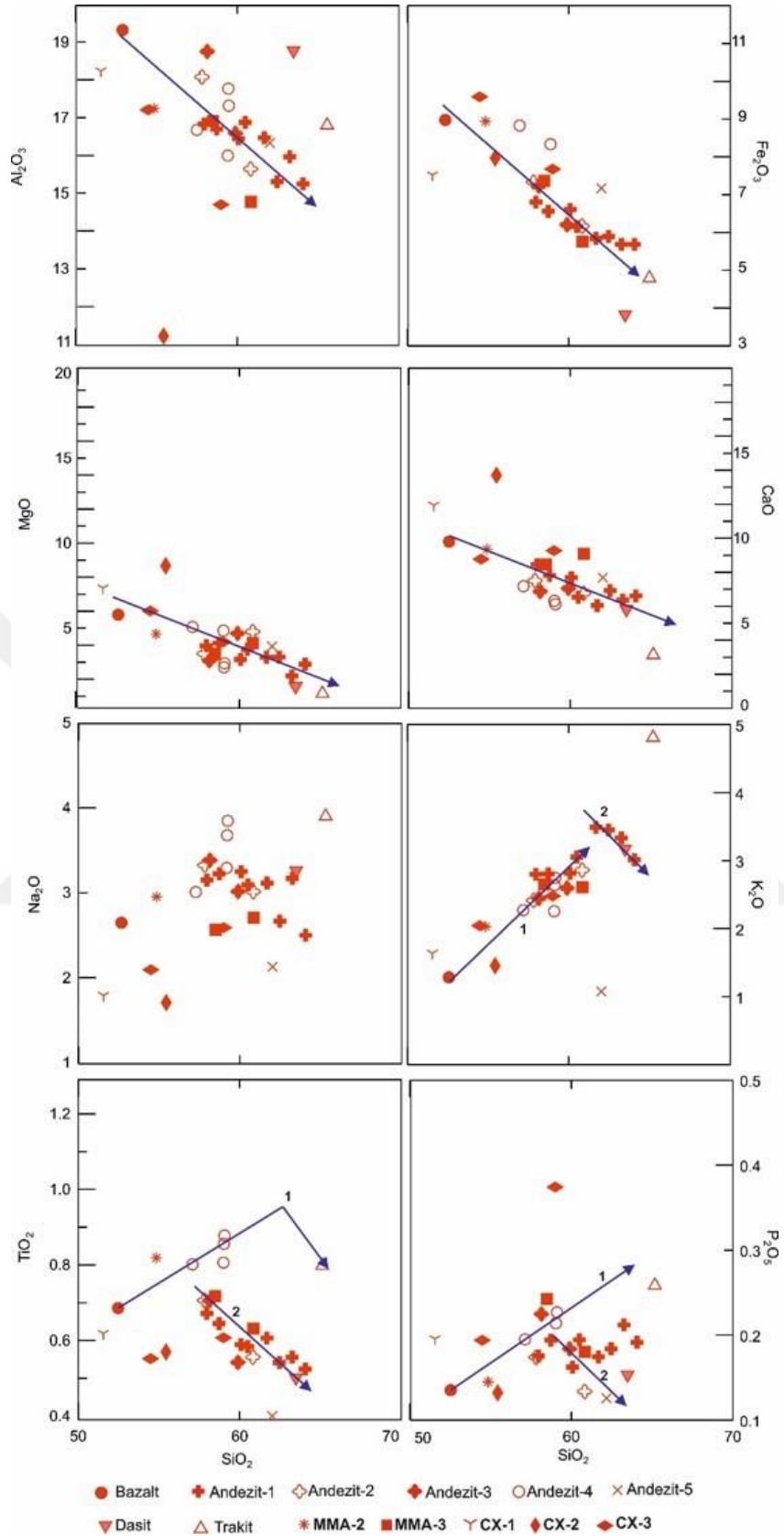
4.3.3.1. Ana oksit ve iz elementler

Bazaltlar Karacadağ volkanitleri arasındaki en primitif örnek olup % 50.98 SiO₂, % 18.84 Al₂O₃, % 8.7 Fe₂O₃, % 5.2 MgO, % 9.51 CaO, % 2.6 Na₂O, % 1.23 K₂O, % 0.68 TiO₂ ana oksit içeriğine sahiptir. Andezitler ise % 52.78-63.58 SiO₂, % 1.87-4.35 MgO, % 15.02-17.95 Al₂O₃, % 5.89-9.92 CaO, % 5.73-8.9 Fe₂O₃, % 0.4-0.73 TiO₂, % 0.12-0.43 P₂O₅, % 2.08-3.78 Na₂O ve % 1.05-3.375 K₂O arasında değişen ana oksit içeriğine sahiptir (Şekil 4.113 ve Şekil 4.114). Karacadağ dasitlerinin ana oksit içerikleri % 62.05 SiO₂, % 1.24 MgO, % 18.38 Al₂O₃, % 5.68 CaO, % 3.74 Fe₂O₃, % 0.5 TiO₂, % 0.15 P₂O₅, % 3.2 Na₂O ve % 3.1 K₂O dır. Karacadağ volkanitlerinin en farklılaşmış üyesi olan trakitlerin ana oksit içerikleri ise % 63.11 SiO₂, % 0.7 MgO, % 16.41 Al₂O₃, % 3.05 CaO, % 4.64 Fe₂O₃, % 0.79 TiO₂, % 0.25 P₂O₅, % 3.82 Na₂O ve % 4.66 K₂O dır.

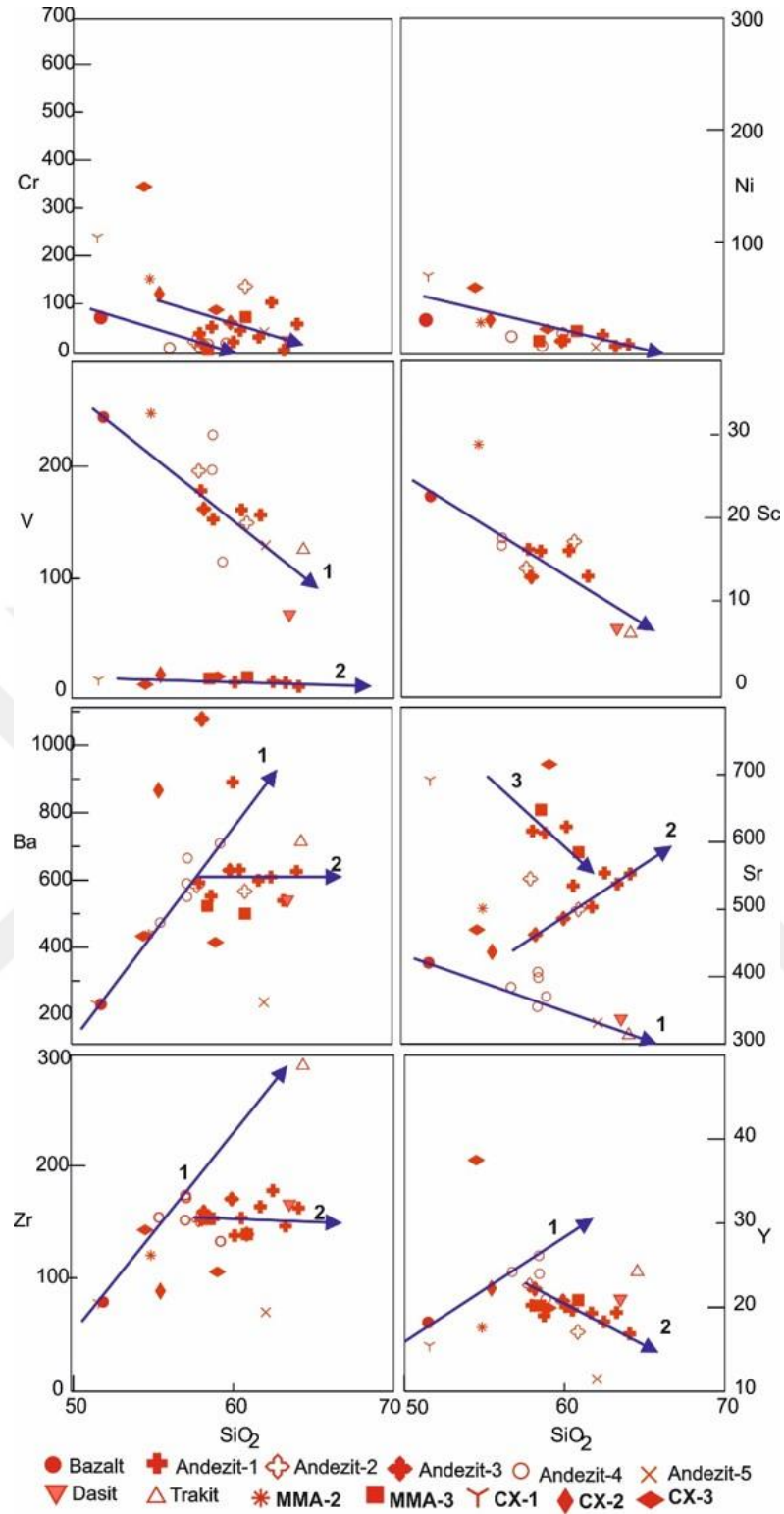
SiO₂'ye karşı ana oksit ve iz elementlerdeki değişimler volkanik üyeler içindeki kayaların içerisindeki ana fenokristal fazlarının ayrışması ile ilişkilidir. İncelenen volkanitlerde SiO₂'ye karşı ana oksit ve iz elementlerde düzgün lineer ilişkiden sapmalar gözlenirse de genel itibarıyla SiO₂ artarken MgO, CaO, Fe₂O₃, Al₂O₃, Cr, Ni, Sc içeriği azalmaktadır (Şekil 4.113 ve 4.114). P₂O₅, TiO₂, K₂O, Sr, Ba, Zr, V ve Y içerikleri ise artan SiO₂ karşısında hem azalan hem artan trendler sergilemektedir. SiO₂ artarken MgO, CaO azalması klinopiroksen Fe₂O₃, TiO₂ ve V'nin azalması Fe-Ti oksitlerin fraksiyonlaşmasını yansıtmaktadır (Şekil 4.113 ve Şekil 4.114). SiO₂ artarken TiO₂'de gözlenen artış Fe-Ti oksit birikimini gösterirken (1 numaralı vektör), TiO₂'deki azalış (2 numaralı vektör) Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasını göstermektedir. Benzer şekilde artan SiO₂'ye karşı P₂O₅'de gözlenen artış apatit birikimini gösterirken (1 numaralı vektör), P₂O₅'deki azalış (2 numaralı vektör) apatit fraksiyonlaşmasını göstermektedir. SiO₂ artarken Ba'da gözlenen negatif trend alkali feldispatların fraksiyonlaşmasını göstermektedir. Ancak diyagramlardaki pozitif ve yataya yakın trendler (Şekil 4.114 ve 4.115) amfibol, ortopiroksen ve/veya klinopiroksen fraksiyonlaşmasını göstermektedir (Boztuğ ve ark., 2009). SiO₂ artarken Sr'da gözlenen negatif trend ise plajiyoklazların fraksiyonlaşmasını göstermektedir. Ancak diyagramlarda gözlenen pozitif trend plajiyoklaz fraksiyonlaşmasına eşlik eden ortopiroksenlerin ve klinopiroksenlerin (Şekil 4.115) fraksiyonlaşmasını göstermektedir (Boztuğ ve ark., 2009). Ayrıca ortaç asidik

kayalarda Fe_2O_3 , MgO , MnO ve Co azalması ise hornblend ve biyotit ayrışmasını da ifade etmektedir. Bu da andezit türlerinde farklı mafik fazların varlığını desteklemektedir. Bu kayaların hemen hemen tümünde gözlenen SiO_2 artışına karşın Al_2O_3 azalması volkanik kayaların gelişiminde hornblend ayrışmasının da etkili olabileceğini göstermektedir. Ayrıca Y'un andezitik ergiyiklerde amfibol minerali için uyumlu olduğu bilinmektedir ($D_y^{amf/erg}=2.5$:ortaç Pearce ve Norry (1979)). Bu nedenle ortaç-asidik kayalarda SiO_2 'ye karşı gözlenen negatif Y bu kayaların gelişiminde hornblend ayrışmasının etkin olduğunu ifade etmektedir (Bazalt-1 ve andezit-4 türü kayalar hariç).



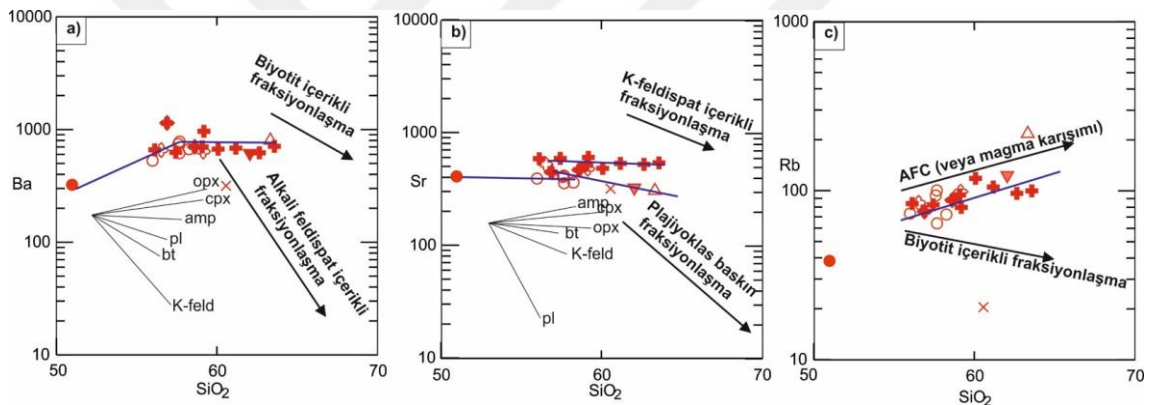


Şekil 4.113. Karacadağ volkanitleri ve içerdiği anklavların SiO_2 (%)'ye karşı ana oksit (%) diyagramları



Şekil 4.114. Karacadağ volkanitleri ve içerdiği anklavların SiO₂ (%) iz element (ppm) değişim diyagramları

Karacadağ volkanitlerinde iz element ve ana oksit içeriklerinin SiO_2 'ye karşı çoğunlukla lineer bir ilişki sergilememiş olması, kayaların gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin tek başına etkin olmadığını, kıta kabuğu kontaminasyonu ve magma karışımı süreçlerinin de etkili olduğunu düşündürmektedir. Kayaların gelişimindeki fraksiyonlaşan fazların ve/veya AFC/ magma karışımı süreçlerinin önemini daha iyi anlaşılabilmesi için yarı logaritmik Ba-Ar-Rb ve SiO_2 diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 4.115). Buna göre Bazalt-1 ve andezit-4 türü kayaların gelişiminde klinopiroksen \pm ortopiroksen + plajiyoklaz fraksiyonlaşmasının, diğer andezit türleri, dasit ve trakit türü kayaların gelişiminde ise klinopiroksen \pm hornblend \pm biyotit + plajiyoklaz + Fe-Ti oksit ayrışmasının, önemli ölçüde rol oynadığı, Rb - SiO_2 diyagramında kayaların gelişiminde özellikle AFC ve magma karışımı süreçlerinin de oldukça önemli olduğu görülmektedir (Şekil 4.115).



Şekil 4.115. SiO_2 'ye karşı Rb, Ba, Sr ve Y yarı logaritmik değişim diyagramları. Teorik vektörler Boztuğ ve ark. (2009)'dan alınmıştır

Andezit-1 türü kayalar içerisinde gözlenen akraba anklavlar genel itibariyle ana kayalarından daha primitif özellik sergilemektedir. GK-35 gabroik akraba anklavı ana kayasına göre çok daha yüksek Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO, TiO_2 , Cr, Ni, V, Sr ve düşük SiO_2 , Na_2O , K_2O , La, Ce, Ba, Pb, Th, Zr, Y, Nb içermektedir (EK-10 ve EK-11). Diğer akraba anklavlardan farklı olarak CX-1 olarak adlandırılan bu anklav türü daha önceden de bahsedildiği gibi amfibolce zengin gabroik bileşimde, holokristalin taneli dokulu (Şekil 4.23), el örneğinde de kristalleri oldukça belirgin olan iri taneli bir anklavdır. Ana kayası diğerlerine göre vesiküler boşluk içeren, hipokristalin porfirik dokulu ve ana kayası ile arasında söndürülmüş amfibol, klinopiroksen ve plajiyoklaz feno ve mikrofenokristallerinden oluşan bir soğuma yüzeyi bulunan GK-139 akraba anklavı, daha önceden de bahsedildiği gibi mikrogabro dokusunda olup klinopiroksen ve

plajiyoklaz bileşimine sahiptir (Şekil 4.25) ve CX-2 olarak simgelendirilmiştir. Ana kayasından daha yüksek Fe_2O_3 , MgO , CaO , Cr , Ni , Y , V ve düşük SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba , Sr , Pb , Th , Zr , Nb , La , Ce içermektedir (EK-10 ve EK-11). Ana kayadan daha primitif özellik sergilemektedir. GK-144 piroksence zengin gabroik akraba anklavı (Şekil 4.24), ana kayasına göre çok daha yüksek Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , Cr , Ni , La , Ce , Y , Nb ve düşük SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba , Sr , V , Pb , Th , Zr içermektedir. Kendisi ile aynı dokusal mineralojik özellik sergileyen GK-161 gabroik akraba anklavı da ana kayasına göre daha yüksek Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , Cr , Ni , La , Y , Ba , V ve düşük SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Ce , Sr , Pb , Th , Zr , Nb içermektedir. Ana kayadan daha primitif özellik sergilemektedirler. Diğer akraba anklavlardan farklı olarak CX-3 olarak adlandırılan bu anklav türü daha önceden de bahsedildiği gibi holokristalin porfirik dokulu, el örneğinde de kristalleri oldukça ince taneli, amfibol içermeyen ancak klinopiroksence zengin gabroik bileşimli bir anklavdır. EK-10 ve EK-11 detaylı incelendiğinde her bir akraba anklavın ana kayasından daha primitif olduğu aynı ve bu nedenle aynı magmadan erken evrede kristallenmiş fazlar olduğu görülmektedir. Andezit-1 türü kayalarda birbirinden farklı mineralojik ve kimyasal bileşimde akraba anklavların yer alması, ana kayaların her ne kadar aynı tür olsa da değişim diyagramlarında üst üste çakışmayıp birbirinden farklı alanlarda dağılım göstermesini açıklar niteliktedir.

Andezit-1 türü kayaların magma mixing/mingling anklavlarından GK-108A, ana kayasına göre daha yüksek SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 , La , Ce , Pb , Zr , Y ve daha düşük MgO , Ni , Th , Cr , Nb içermektedir. Mermer kek dokusuna sahip andezit-2 türü kayaların magma karışım anklavlarından GK-15 ana kayasından daha yüksek Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , Cr , Ni , Sr , V daha düşük Ba , La , Ce , Th , Pb , Zr , Y , Nb içermektedir ve daha primitif özellik göstermektedir (EK-10 ve EK-11).

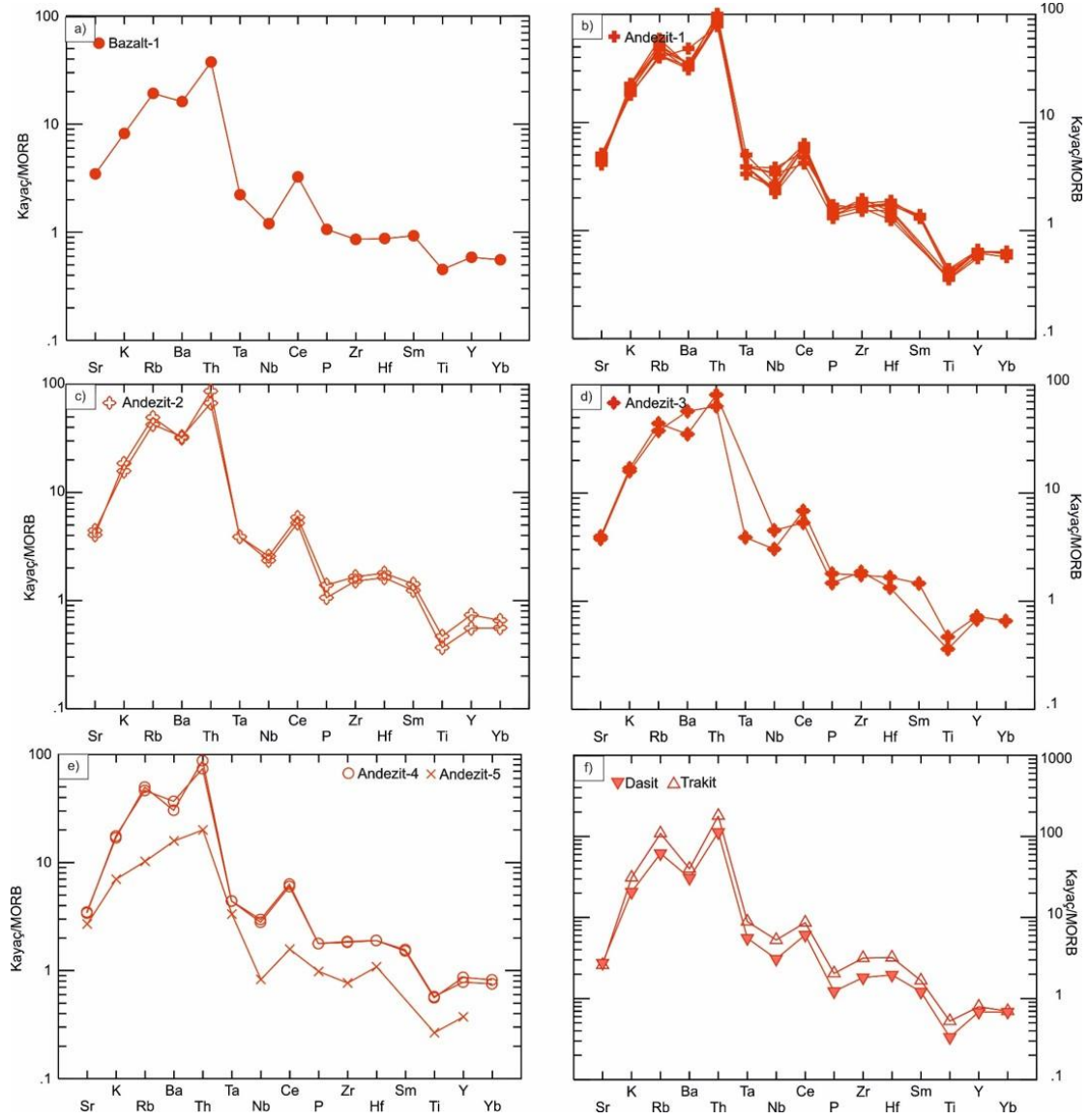
4.3.3.2. Uyumsuz elementler

BİYE (LILE)'lerde zenginleşme ve YAEE (HFSE)'deki tüketilme, dalma-batma ilişkili lavların ortak özellikleri olarak bilinir (Pearce ve Cann, 1973; Pearce ve Norry, 1979; Saunders ve ark., 1980; Pearce, 1982; Shervais, 1982; Pearce, 1983; Hawkesworth ve Van Calsteren, 1984; Arculus, 1987; Kelemen ve ark., 1992; Pearce ve Peate, 1995; Tatsumi ve Kogiso, 2003) ve belirgin YAEE tüketilmesinin çeşitli

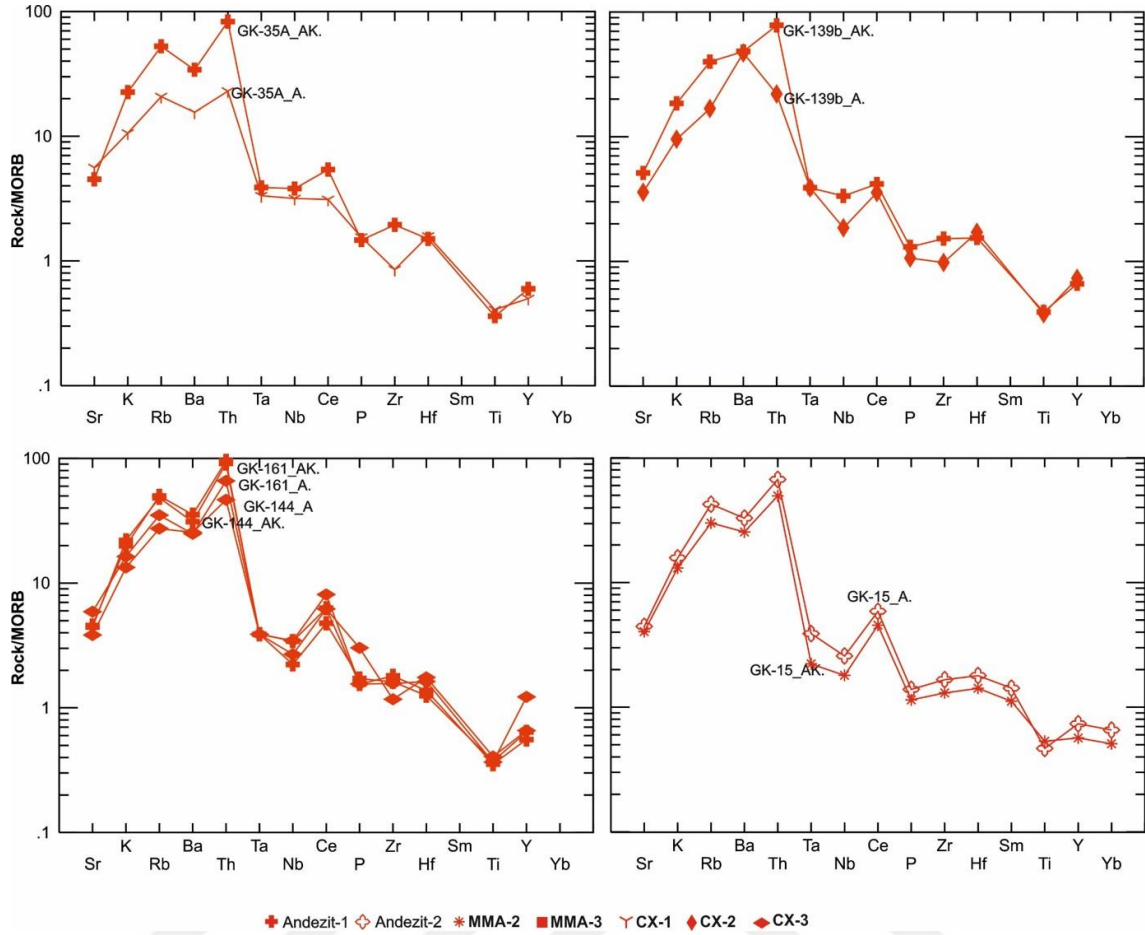
nedenleri olabilir. Manto kaynağındaki perovskit, rutil, ilmenit, sfen ve benzeri gibi Nb-Ta-Ti fazlarının duraylılığı (Nicholls ve Ringwood, 1972; Saunders ve ark., 1980; Woodhead ve ark., 1993; Fengmei ve ark., 2006), BİYE ile zenginleştirilmiş ve YAEE ile tüketilmiş dalan levhadan türeyen akışkanların katılımı ile değiştirilen MORB tipi kaynak gibi daha önce tüketilmiş bir manto kaynağının ergimesi (Lundstrom ve ark., 1998; Niu ve Batiza, 1998; Kurt ve ark., 2008) ve kıtasal kabuğun diğer yüksek uyumsuz elementlere göre Nb ve Ta'da tüketilmiş olmasından dolayı magmanın yükselmesi sırasında ve magma odasındaki kabuksal kirlenme (Srivastava ve Chalapathi Rao, 2007) negatif Nb, Ta anomalilerinin sebebi olabilir.

Karacadağ volkanitlerine ait iz element diyagramları (Şekil 4.116, 4.117 ve Şekil 4.118) incelendiğinde genel olarak tüm kayaların büyük iyon yarıçaplı elementler-BİYE (K, Rb ve Th) bakımından yüksek alan enerjili elementlere-YAEE (Hf, Zr, Nb ve Ta) göre zenginleşme sunduğu görülmektedir. İncelenen kayaların uyumsuz element karakteristikleri yitimle ilişkili proseslerin bir sonucu olabilir. Bunun yanı sıra BİYE'lerin kıtasal kabuktaki bollukları yüksektir. Bu nedenle bu elementlerin zenginleşmesi incelenen kayaların kabuk kontaminasyonundan etkilendiğini gösterebilir. Karacadağ volkanitlerinde en dikkat çeken özellik Ba negatif anomalisi göstermeleridir. Ba negatif anomalisi alkali feldispat fraksiyonlaşmasına işaret ediyor olsa da, özellikle bazalt-1 türü kayalarda gözlenen önemli Ba negatif anomalisi asimile ettiği kayaların bileşiminden kaynaklanıyor olabilir. Negatif Nb, Ta anomalileri yitimle ilişkili kayalar olduklarını göstermekte Ce, Th, U açısından zenginleşmiş olmaları kabuk tarafından etkilenmiş olabileceklerini desteklemektedir. Andezitlerin uyumsuz element desenlerinin birbirlerine benzerlik sunması (Şekil 4.116), bunların benzer veya aynı kökenden türediklerini, kayaların birbirleri ile aynı olmasından ziyade benzer süreçlerle oluşabileceklerini göstermektedir.

İncelenen andezitlerin ve içerdikleri akraba anklavların MORB normalize iz element diyagramları incelendiğinde, birbirleri ile uyum içinde oldukları görülmektedir. Ancak akraba anklavların (GK-35, GK-144, GK-161, GK-139), ana kayalarından çok daha primitif özellik sergiledikleri, özellikle ana kayalarından daha düşük BİYE içeriğine sahip oldukları görülmektedir (Şekil 4.117).



Şekil 4.116. Karacadağ volkanitlerinin MORB normalize iz element diyagramları. (Pearce, 1983)

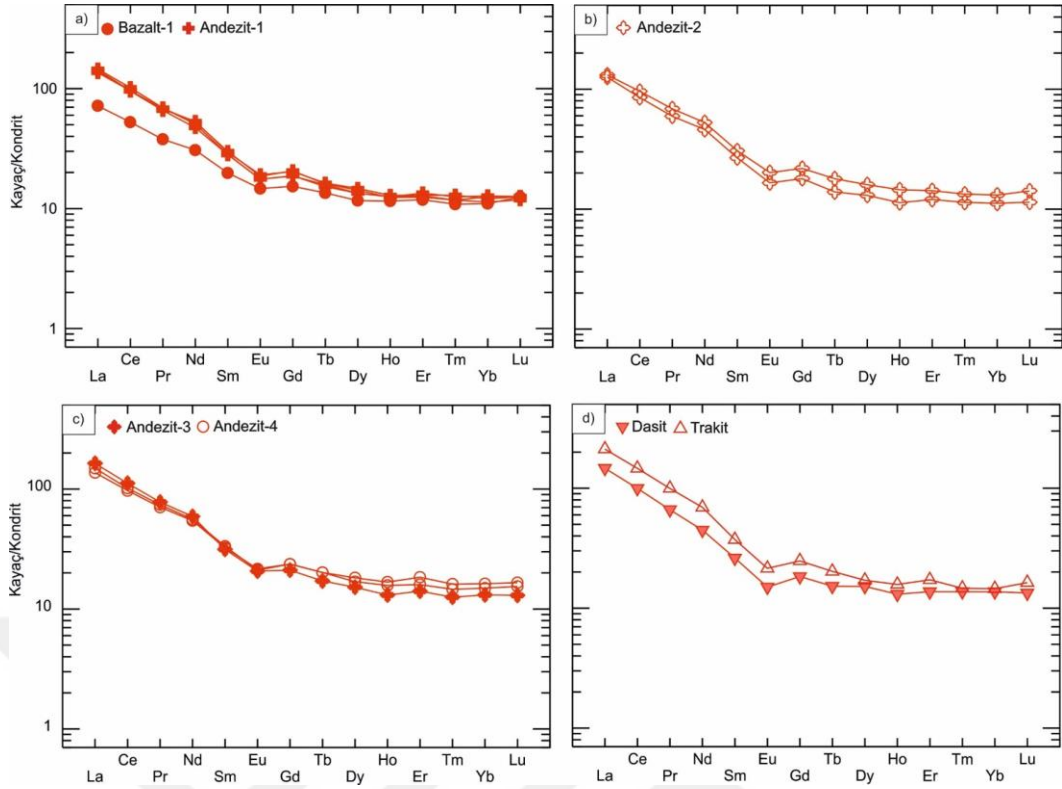


Şekil 4.117. Karacadağ volkanitlerinden anklav içeren andezitler ile anklavlarının Pearce (1983)'e göre MORB normalize iz element diyagramları (AK. =Ana kaya, A.=Anklav)

Karacadağ bazaltları kondritlere göre ANTE'ce yaklaşık 80 kat, ANTE'ce yaklaşık 10 kat zenginleşme göstermektedir. Bazaltlar Ce/Pb (~8) ve Nb/U (~2) oranlarıyla OIB'den (sırasıyla $25 \pm 5; 47 \pm 10$) ziyade kabuk (Ce/Pb ~4; Nb/U ~10) bileşimine yakınlık göstermektedir (Hofmann ve ark., 1986). İncelenen andezitik ve dasitik kayalar kondritlere göre HNTE'ce yaklaşık 100 kat, ANTE'ce 20 kat zenginleşme göstermektedir. Trakitlerde ise HNTE ile yaklaşık 110 kat zenginleşme görülmektedir. Andezitlerde plajiyoklaz fraksiyonlaşmasını yansıtan Eu negatif anomalisi gözlenmektedir ve $Eu/Eu^* = 0.75-0.80$ arasında değişmektedir (Şekil 4.118). Özellikle dasitlerde ve trakitlerde önemli ölçüde Eu negatif anomalisi gözlenmektedir (sırasıyla $Eu/Eu^* = 0.68, 0.70$). Bu durum plajiyoklaz fraksiyonlaşmasının bu kayaların evriminde oldukça önemli olduğunu anlatmaktadır. Bunun dışında incelenen kayaların amfibol içermesine rağmen amfibol fraksiyonlaşması ile özdeşleşen ONTE tüketilme ile ANTE'de yukarıya hafif konkav bir desen (spoon-kaşık şekilli) sergilememesi dikkat

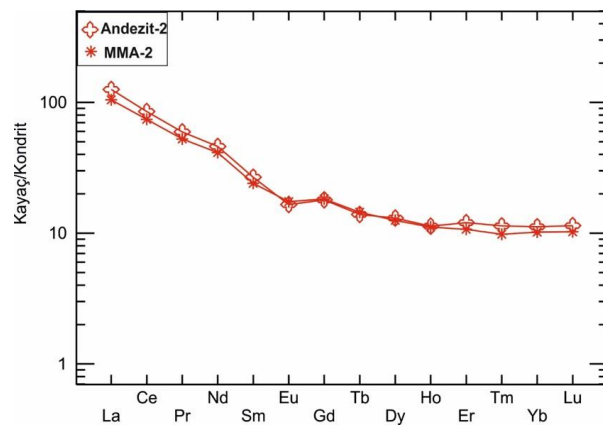
çekmektedir. (Şekil 4.118). İncelenen volkanitlerin birbirlerine benzer NTE desen sergilemeleri, benzer kaynaktan itibaren oluştuklarını düşündürmektedir.

Plajiyoklaz fraksiyonlaşmasının dışında, mafik magmanın kabuk kontaminasyonuna uğraması ile de Eu negatif anomalisi gözlenebilir (Boztuğ ve ark., 2009). Mafik magmaların plajiyoklazca zengin kalıntıları ile kabuksal ergime ürünlerinin karışımı ile de Eu negatif anomalisi gözlenebilmektedir (Koprubasi ve Aldanmaz, 2004). İncelenen bazı volkanitler zayıf Eu anomalisi göstermektedir (Şekil 4.118 a; bazalt-1). Kayaların, negatif Eu anomalisi ile birlikte plajiyoklaz fraksiyonlaşmasını anlatan SiO_2 'ye karşı negatif Sr, Ba, Rb trendi sergilemeyişi, kayaların oluşumunda yalnızca FC'nin etkili olmadığını, asimilasyon, akümülyasyon ve magma karışımlarının da oldukça etkili olduğunu göstermektedir (Boztuğ ve ark., 2009) (Şekil 4.114 ve 4.115). Bazalt-1 türü kayalarda $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.84$ tür ve Karacadağ volkanitlerinin diğer üyelerine göre zayıf oranda Eu negatif anomalisi göstermektedir. Bununla birlikte incelenen Karacadağ volkanitlerinin tümünde MORB normalize iz element diyagramlarında önemli ölçüde Ba negatif anomalisi görülmektedir (Şekil 4.115 a). Bu nedenle özellikle Bazalt-1 türü kayalarda Ba ve Eu negatif anomalilerinin görülmesinde plajiyoklaz ve alkali feldispat fraksiyonlaşmalarından daha ziyade kabuksal kontaminasyonun etkisi olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.118. Karacadağ volkanitlerine ait bazı kayaların kondrite (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş NTE desenleri

Andezit-2 türü kayalar ve içerdikleri MMA türü anklavlar NTE kondrit normalize diyagramlarında birbiri ile uyum içindedir (Şekil 4.119). Karacadağ volkanitlerine ait bazı kayaların bazı NTE oranları çizelge 4.13’de verilmektedir.



Şekil 4.119. İntersertal dokulu bazaltik MMA-2 türü anklav ve hipokristalin porfirik dokulu andezit-2 türü ana kayanın NTE desenleri (Sun ve McDonough, 1989)

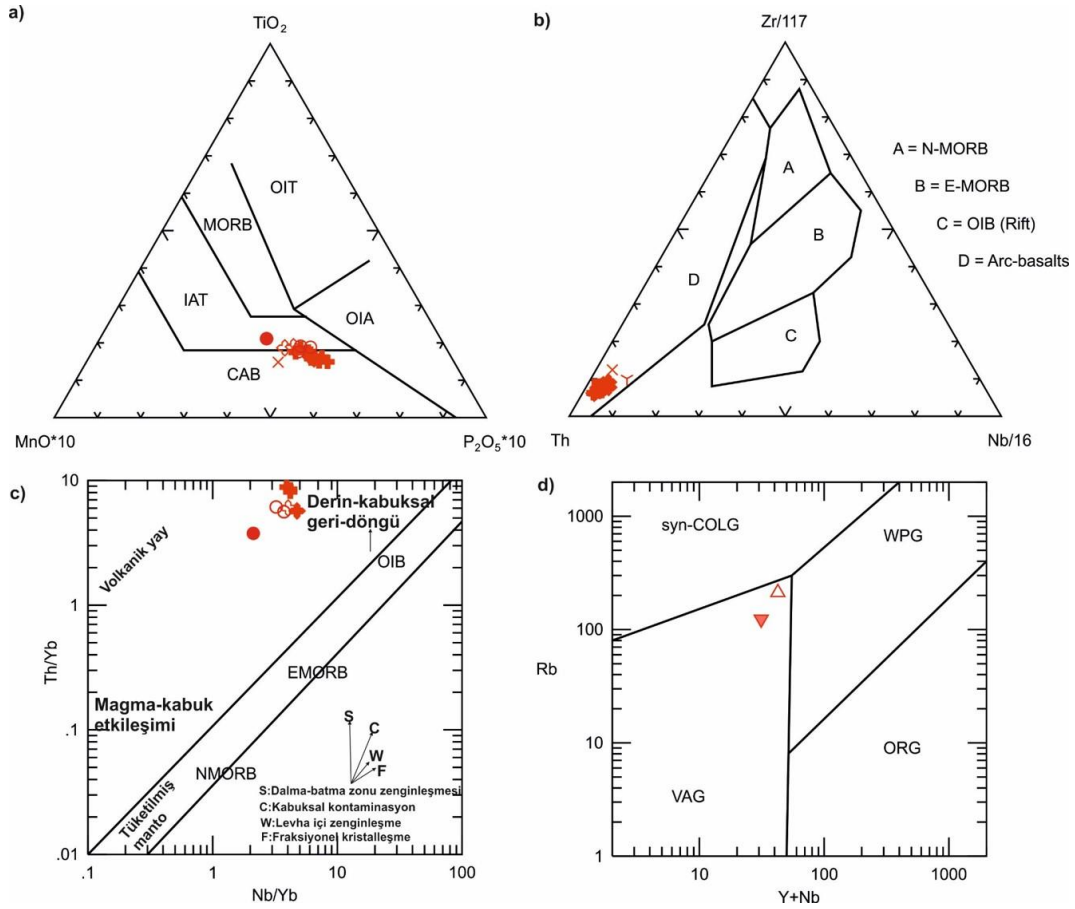
Çizelge 4.13. Karacadağ volkanitlerine ait bazı kayaların NTE oranları

Örnek No	Kaya Tipi	Eu _N	Sm _N	Gd _N	La _N	Ce _N	Dy _N	Ho _N	Yb _N	Lu _N	Eu/Eu*	La/Yb _N	La/S _{mN}	La/Lu _N	Ho/Lu _N
GK60	Bazalt-1	15.28	20.68	15.98	72.57	53.02	12.15	12.09	11.74	13.01	0.84	6.18	3.51	5.58	0.93
GK73	Andezit-1	19.72	30.27	21.01	142.62	96.41	15.20	13.37	12.73	13.01	0.78	11.20	4.71	10.96	1.03
GK80	Andezit-1	18.12	29.05	19.40	140.51	95.27	13.86	13.00	13.48	13.01	0.76	10.42	4.84	10.80	1.00
GK88	Andezit-1	18.12	29.19	19.30	145.57	101.79	13.90	13.00	13.23	13.01	0.76	11.00	4.99	11.19	1.00
GK107	Andezit-1	19.18	30.95	21.31	135.86	96.08	14.72	12.82	11.99	12.20	0.75	11.33	4.39	11.14	1.05
GK5	Andezit-2	20.78	31.69	22.56	131.22	95.76	16.50	15.02	13.85	14.63	0.78	9.47	4.14	8.97	1.03
GK6	Andezit-2	17.05	27.64	18.54	125.74	84.99	13.46	11.72	11.80	11.79	0.75	10.65	4.55	10.67	0.99
GK24	Andezit-3	21.31	32.50	21.76	163.71	111.42	15.69	13.55	13.85	13.41	0.80	11.82	5.04	12.20	1.01
GK55	Andezit-4	22.74	34.19	24.97	140.08	98.86	19.19	17.77	17.52	17.48	0.78	8.00	4.10	8.01	1.02
GK66	Andezit-4	22.20	35.20	24.97	152.32	103.75	17.80	16.67	16.09	16.26	0.75	9.47	4.33	9.37	1.03
GK26	Dasit	15.45	27.03	18.94	146.84	99.51	15.69	13.55	14.47	13.82	0.68	10.15	5.43	10.62	0.98
HKA3	Trakit	21.31	37.16	24.67	204.22	140.95	16.99	15.75	14.78	16.26	0.70	13.81	5.50	12.56	0.97
GK15.	Bazalt-MMA	17.94	24.86	18.84	104.64	74.06	12.93	11.54	10.75	10.57	0.83	9.74	4.21	9.90	1.09

$$Eu/Eu^* = E_{(N)} / \sqrt{Sm \cdot Gd_{(N)}} \text{ Taylor ve McLennan (1986)}$$

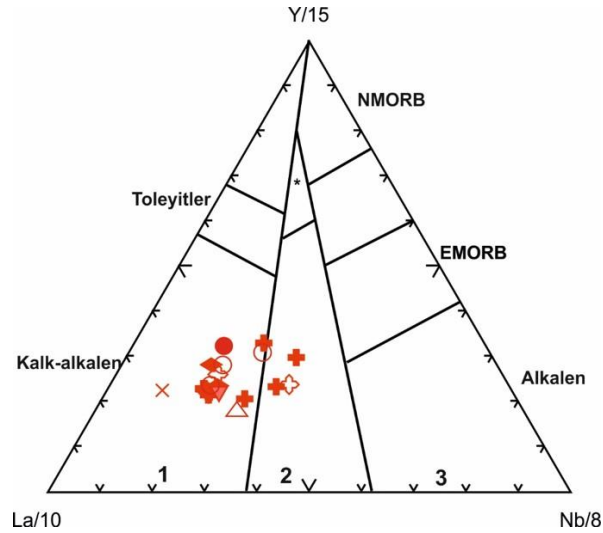
4.3.3.3. Tektonik Ortam

Karacadağ bazaltları TiO_2 - MnO *10- P_2O_5 *10 diyagramında ada yayı toleyitleri alanına düşmektedir. Karacadağ andezitleri ise kalk-alkalen bazaltlar alanında yer almaktadır (Şekil 4.120 a). Karacadağ volkanitleri $Zr/117$ - Th - $Nb/16$ diyagramında yay kayaları özelliği göstermektedir (Şekil 4.120 b). Benzer şekilde mafik kayalar ($MgO > \% 4$; Pecerrillo, 2005) Nb/Yb 'a karşı Th/Yb diyagramında volkanik yay bazaltları alanına düşmekte ve kabuksal geri döngü etkisi göstermektedir. Bu durum, Karacadağ volkanitlerinin oluşumuna kaynaklık eden magmanın, ilksel mantoya göre yitim zonu zenginleşmesine uğradığını ve bu kayaların gelişiminde önemli bir rol oynadığını ifade etmektedir (Şekil 4.120 c). Aynı diyagramda kabuksal kontaminasyon trendini izlemeleri de göze çarpmaktadır. Böylelikle kayaların gelişiminde hem kabuksal kontaminasyonun hem de yitim zonu zenginleşmesinin etkilerinin olduğu söylenebilir. Pearce ve ark. (1984) tektonik ortam ayırtlama diyagramlarında incelenen dasit ve trakitler ise belirgin bir şekilde "Volkanik Yay Granitleri (VAG)" alanına düşmektedirler (Şekil 4.120 d).



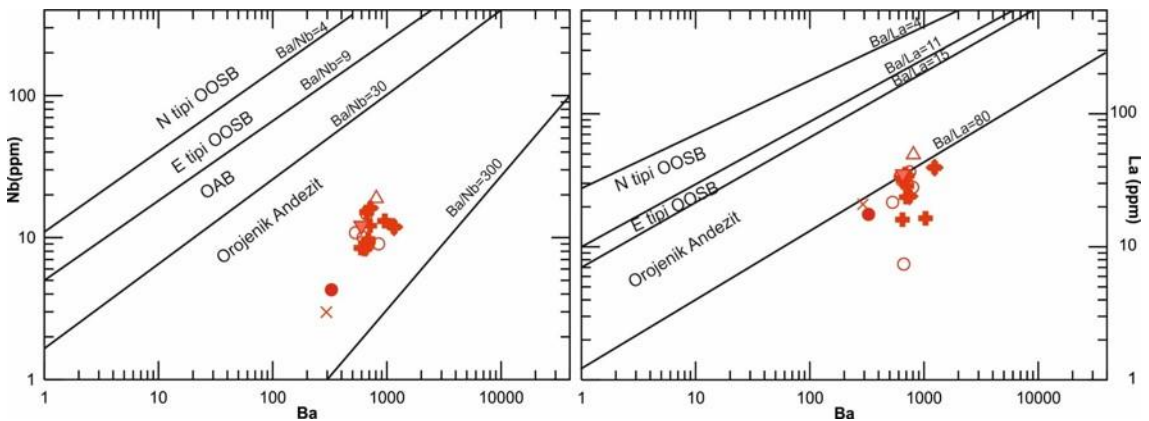
Şekil 4.120. Karacadağ volkanitlerinin (a) TiO_2 - MnO - P_2O_5 (Mullen, 1983), (b) Zr - Th - Nb (Wood, 1980), (c) Nb/Yb - Th/Yb (Pearce, 2008) ve (d) dasitik kayalar için $Y+Nb$ - Rb (Pearce ve ark., 1984) diyagramındaki dağılımları. OIT= okyanus adası toleyitleri, MORB= okyanus ortası sırt bazaltları, N-MORB= normal MORB, E-MORB= zenginleşmiş MORB, IAT= ada yayı toleyitleri, CAB= kalk-alkali bazaltlar, OIB= okyanus adası bazaltları, OIA= okyanus adası alkalin bazaltları, VAG: volkanik yay granitleri, syn-COLG: çarpışmayla yaşıt granitler, WPG: levha içi granitler, ORG: okyanus sırtı granitleri. Semboller Şekil 4.107 ile aynıdır

Kalkalkalen kayaların jeotektonik ortamını araştırmak için Cabanis ve Lecolle (1989) tarafından önerilen $La/10$ - $Y/15$ - $Nb/8$ üçgen diyagramı da kullanılmıştır. İncelenen kayalar orojenik bölge (alan1), kıtasal kabuk etkileri gösteren geç-post orojenik bölgeye (alan 2) düşmektedir (Şekil 4.121).



Şekil 4.121. Kalkalkalen volkanitlerin La/10-Y/15-Nb/8 diyagramındaki dağılımları.1- Orogenik bölge, 2- Kıtasal kabuk etkileri gösteren geç-post orojenik bölge, 3- Orogenik olmayan bölge (Cabanis ve Lecolle, 1989)

Gill (1981)'e göre orojenik andezitler yüksek Ba/La (>15) ve Ba/Nb (>25) oranlarıyla karakteristiktirler. Karacadağ volkanitleri yüksek Ba/La (17-90) ve Ba/Nb (26-107) oranlarıyla orojenik andezitlere benzerlik sunmaktadırlar (Şekil 4.122). Volkanik üyelerin birbirinden daha az Ba/Nb ve Ba/La oranlarına sahip olması, benzer kökenli magmadan itibaren farklı ayrışma süreçleri ile oluşmuş olabilecekleri ile açıklanabilmektedir. Kayaların bazılarında anklav gözlenmesi, farklı türde anklav içermeleri, bazılarındaki piroksen, amfibol ve plajiyoklaz bileşimlerinden anlaşılacağı gibi bir ve/veya birden fazla yeniden ısıtılma süreçlerine maruz kalmış olmaları bu durumu açıklayabilir.

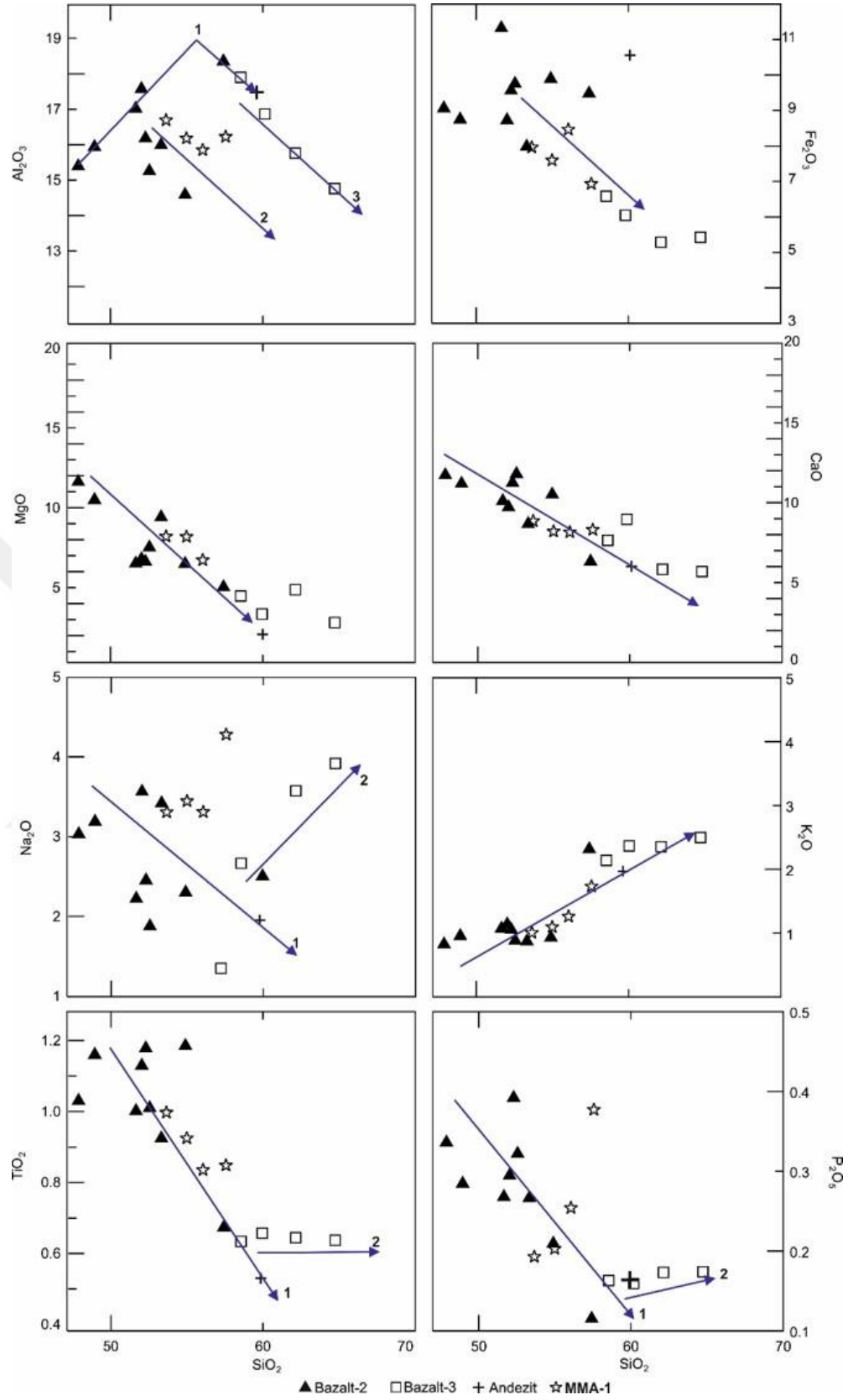


Şekil 4.122. Karacadağ volkanitlerinin Ba-Nb ve Ba-La değişim diyagramı. Alanlar Perfit ve ark. (1980) ve Gill (1981)' e göre dir

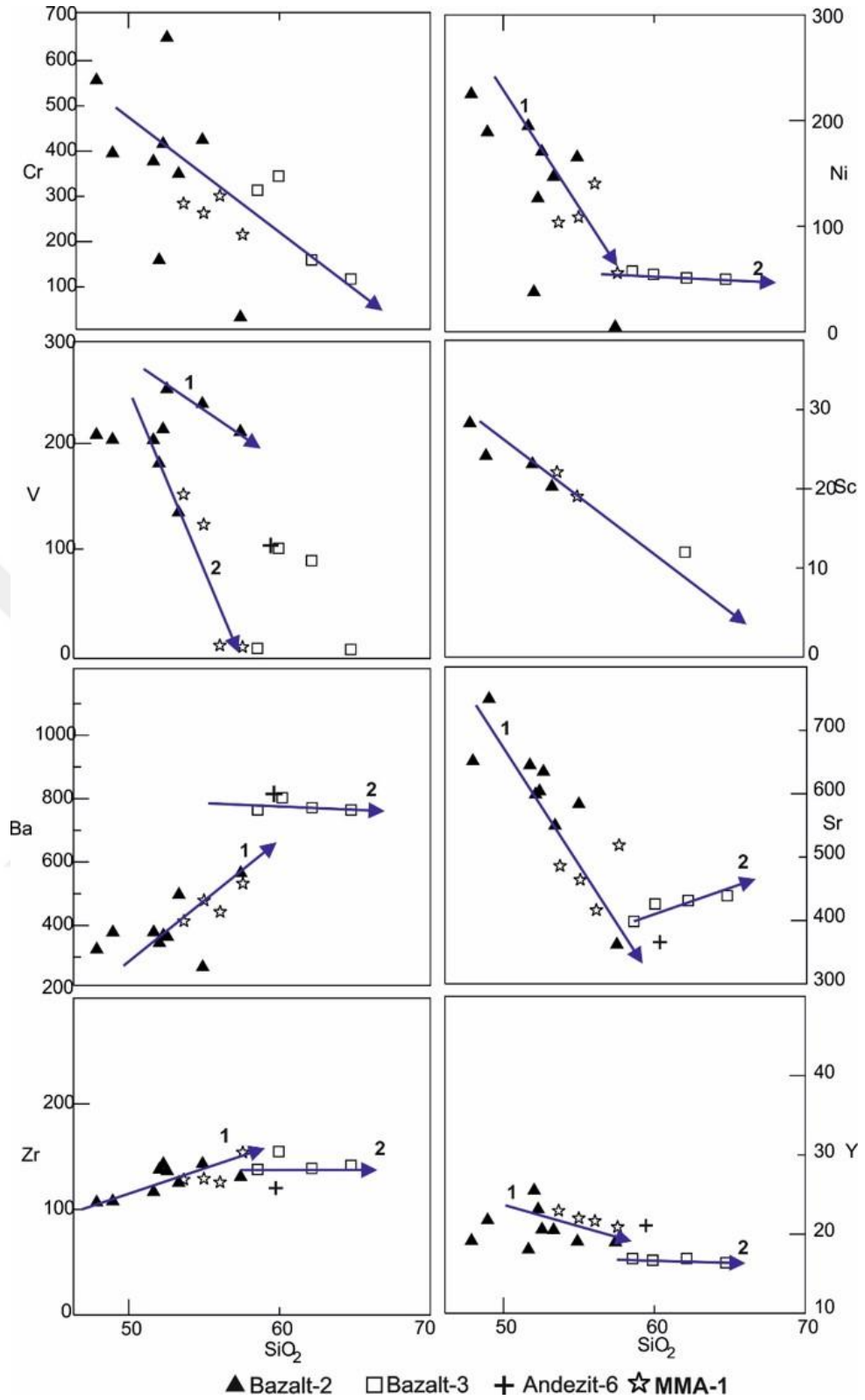
4.3.4. Karapınar volkanitleri

4.3.4.1. Ana oksit ve iz elementler

Karapınar volkanitlerine ait bazaltlar SiO_2 % 47.04-60.99, MgO % 4.08-11.12, Al_2O_3 % 13.99-17.35, CaO % 5.72-11.52, Fe_2O_3 % 5.19-10.99, TiO_2 % 0.63-1.16, P_2O_5 % 0.15-0.33, Na_2O % 1.27-3.51 ve K_2O % 0.81-2.31 arasında değişen ana oksit içeriğine sahiptir. Bazalt-2 türü kayalar % 52'den düşük SiO_2 içermektedir. Ancak Bazalt-3 türü kayalar % 10 oranında kuvars ksenokristali içerdiğinden SiO_2 içerikleri % 51.23-60.99 arasında oldukça yüksek değerler göstermektedir. SiO_2 'ye karşı ana oksit ve iz element değişim diyagramlarında genel itibariyle düzgün yönsemeler gözlenmemektedir (Şekil 4.123 ve 4.124). Genel olarak SiO_2 artarken uyumlu elementlerde azalma, uyumsuz elementlerde ise artma gözlenmektedir. Bu sistematik değişimler kayalarda gözlenen fenokristallerin fraksiyonel kristalleşmesiyle ilgilidir. Karapınar volkanitlerinde gözlenen artan SiO_2 'ye karşı MgO , CaO , Fe_2O_3 , Co , Cr , Ni ve Sc 'nin azalması olivin ve klinopiroksenin, Fe_2O_3 , TiO_2 ve V azalması Fe-Ti oksitlerin fraksiyonlaşmasıyla ilgilidir. Diyagramlarda TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 , Ni , Ba , Sr , Zr , Y içeriklerinde farklı 2 ve/veya 3 trend görülmektedir. Al_2O_3 'de gözlenen kırılma (1 numaralı vektör) plajiyoklaz varlığını gösterirken, TiO_2 (1 numaralı vektör) ve V 'da (1 ve 2 numaralı vektör) SiO_2 'ye karşı gözlenen negatif ilişki bazalt-2, andezit-6 türü kayalar ve MMA'lar için Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasını anlatmaktadır. P_2O_5 , bazalt-2 ve andezit-6 grubu kayalarda negatif yönsemeye (1 numaralı vektör), bazalt-3 türü kayalarda ise pozitif yönsemeye (2 numaralı vektör) sahiptir. Bu durum bazalt-2 türü kayalarda apatit fraksiyonlaşmasını göstermektedir. Bazalt-3 türü kayalarda gözlenen pozitif ilişkinin ise kabuk kontaminasyonu sonucu olabileceği düşünülmektedir. Bazalt-2 grubu kayalarda Ba- SiO_2 diyagramında gözlenen pozitif ilişki klinopiroksenlerin fraksiyonlaşması ile açıklanabilmektedir (Şekil 4.124 ve 4.125). Sr- SiO_2 diyagramlarında gözlenen negatif ilişki de (Şekil 4.124 ve 4.125), Ba ve Eu içeriklerinde SiO_2 'ye karşı negatif ilişki görülmediğinden plajiyoklaz fraksiyonlaşmasından daha ziyade klinopiroksen fraksiyonlaşmasını göstermektedir (Boztuğ ve ark., 2009).

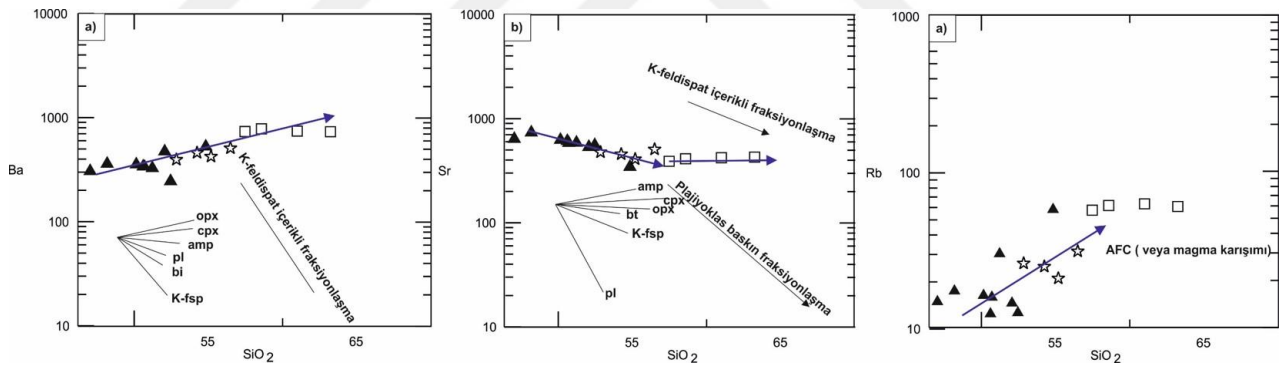


Şekil 4.123. Karapınar volkanitlerinin SiO_2 (%) - ana oksit (%) değişim diyagramları



Şekil 4.124. Karapınar volkanitleri ve içerdikleri anklavların SiO₂ (%) -iz element (ppm) değişim diyagramları

Karapınar volkanitlerinde iz element ve ana oksit içeriklerinde SiO_2 'ye karşı lineer trendler kadar lineer ilişkiden sapmalar da dikkat çekmektedir. Bu durum kayaların gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin tek başına etkin olmadığını, kabuk kontaminasyonu ve magma karışımı süreçlerinin de etkili olduğunu düşündürmektedir. SiO_2 'ye karşı çizilen Ba, Sr, Rb yarı logaritmik diyagramlarında bazı sapmalar görülmesine rağmen, Bazalt-2 ve andezit-6 türü kayaların gelişiminde özellikle olivin+klinopiroksen ayrımlaşmasının önemli ölçüde rol oynadığı söylenebilir (Şekil 4.125). Bazalt-3 türü kayalarda Ba, Sr ve Rb içeriklerinde gözlenen sapmaların kabuksal kontaminasyondan kaynaklandığı düşünülmektedir. Oldukça yüksek oranda kuvars, plajiyoklaz, biyotit ve amfibol ksenokristalleri içermeleri ile kayaların gelişimindeki kıta kabuğu katkısı desteklenebilmektedir. Özellikle bazalt-3 türlerinde bazalt-2 türlerine göre oldukça yüksek görülen Th, U, Pb, Ce, Sr, Ba içerikleri de kabuksal kontaminasyondan fazlasıyla etkilendiklerini düşündürmektedir. Böylece bazaltik ana kayaların yükselim sırasında kalkalkalen çevre kayaları bünyesine alarak kontaminasyona uğradıkları düşünülmektedir.

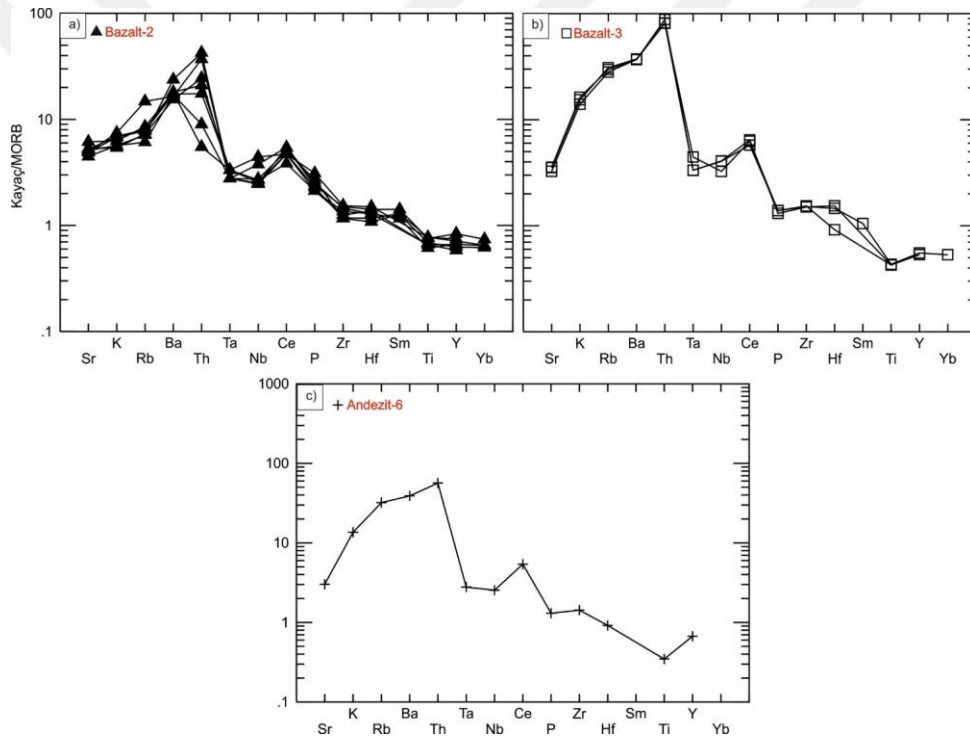


Şekil 4.125. SiO_2 'ye karşı Rb, Ba, Sr ve Y yarı logaritmik değişim diyagramları. Teorik vektörler Boztuğ ve ark. (2009)'dan alınmıştır. Semboller 4.123 ile aynıdır

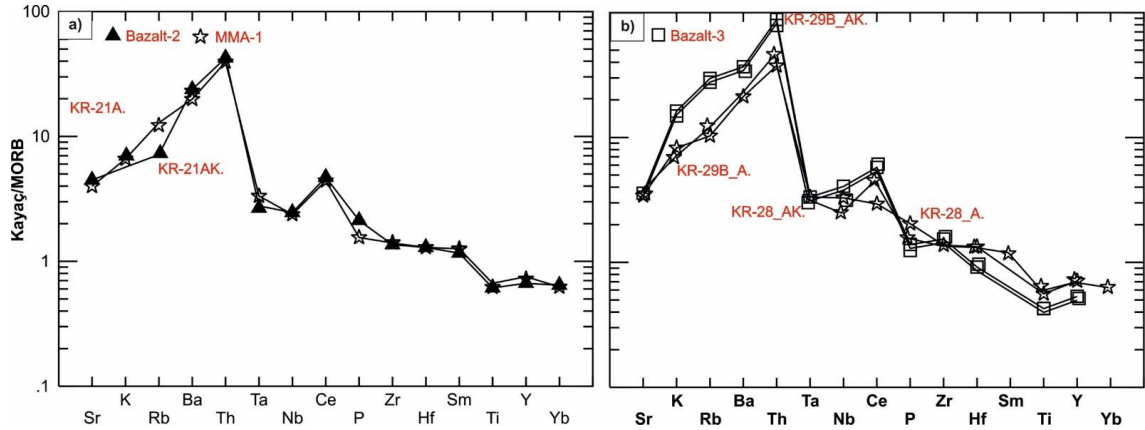
Bazalt-2 türü kayaların magma karışımı anklavlarından KR-21A. ana kayasına göre daha yüksek Fe_2O_3 , CaO, TiO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , V, Zr, Y ve daha düşük MgO, Na_2O , Ba, Sr, Th, Pb, Nb, Cr, Ni, La, Ce içermektedir (EK-10, 11). Ancak Bazalt-3 türü kayaların magma karışımı anklavlarından KR-28A. ana kayasına göre daha yüksek Fe_2O_3 , MgO, Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Sr, Ni, Hf, V, Y ve daha düşük SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, K_2O , Ba, Cr, Co, Nb, Zr, La, Ce, Th, Pb içermektedir (EK-10, 11). Karapınar bazaltlarında yer alan magma karışımı anklavlarından bazılarının ana kayalarından daha primitif bazılarının ise daha evrimleşmiş olduğu söylenebilir. Bu durum kabuk kontaminasyonunun kayalar üzerindeki etkisini gösterir niteliktedir.

4.3.4.2 Uyumsuz elementler

Karapınar volkanitleri MORB-normalize uyumsuz iz element diyagramlarında (Şekil 4.126) orojenik veya kıtasal kabuktan kirlenmiş magmalar için tipik olan BİYE (Rb, Ba, Sr, K) zenginleşmesi, negatif Nb, Ta ve pozitif Pb anomalisi göstermektedir. Bazalt-3 türü kayaların diğer bazaltlara göre özellikle U-Th-Pb-K ile daha fazla zenginleşme göstermesi kabuksal kontaminasyondan fazlasıyla etkilendiğini göstermektedir. Bununla birlikte Karapınar bazaltları ve içermiş oldukları anklavlar iz element içerikleri açısından birbirleri ile uyum içindedir (Şekil 4.127).

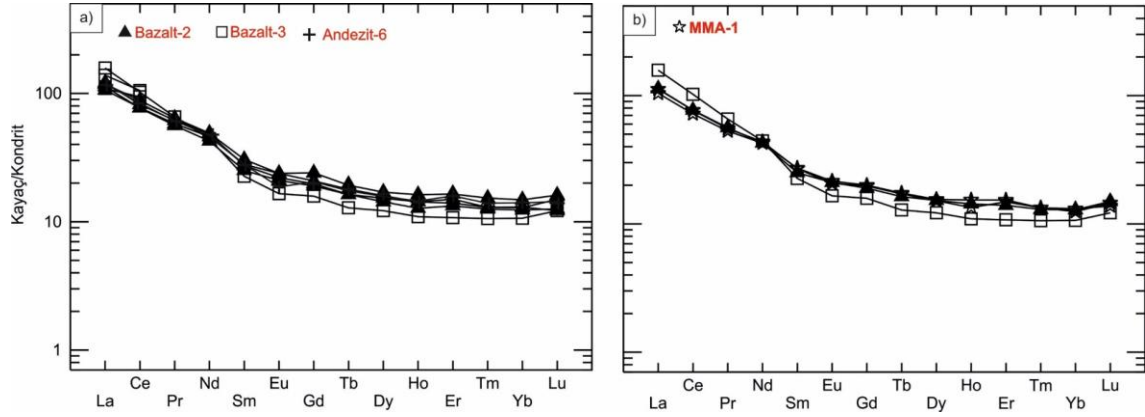


Şekil 4.126. Karapınar volkanitlerinin Pearce (1983)'e göre MORB normalize iz element diyagramları



Şekil 4.127. İncelenen anklav içeren (a) bazalt-2 türü kayaların ve (b) bazalt-3 türü kayaların içerdikleri anklavlar ile birlikte Pearce (1983)'e göre MORB normalize iz element diyagramları (AK.=Ana kaya, A.=Anklav)

İncelenen volkanitlerin NTE desenleri incelendiğinde Bazalt-2 türü kayalarda kondritlere göre HNTE yaklaşık 100 kat ve ANTE de ise yaklaşık 20 kat, Bazalt-3 türü kayalarda yaklaşık 200 kat, ANTE de ise yaklaşık 10 kat zenginleşme söz konusudur. Karapınar bazaltları orta-derecede zenginleşmiş HNTE (L_N/L_{UN} : 7.31-9.61) ve yatay ANTE (D_N/Y_{BN} : 1.14-1.24) desenleri sergilemektedir. Hafif alkalen bazaltlar Ce/Pb (10-15) ve Nb/U (~10-12) ve kalkalkalen bazaltlar Ce/Pb (~2-16) ve Nb/U (~0.6-5) oranlarıyla OIB'den düşük fakat açısından kabuk bileşimine (Ce/Pb ~4; Nb/U~10) yakın değerler içermektedir (Hofmann ve ark., 1986). Anklavlar ve bazalt-2 türü ana kayaların birbirleri ile tamamen bir örtüşme, bazalt-3 türü ana kayaların ise HNTE açısından hafif zenginleşme gösterdiği görülmektedir. Genel olarak incelenen bazaltlarda çok belirgin bir Eu anomali gözlenmemekte (Şekil 4.128) ve $(Eu/Eu^*)_N$ değeri 0.87-0.98 arasında değişmektedir (Çizelge 4.14). Bu değerler bazaltik kayaların gelişiminde plajiyoklaz kristallenmesinin önemli bir rol oynamadığını göstermektedir.



Şekil 4.128. İncelenen Karapınar volkanitlerinden (a) bazı bazaltik kayaların (b) bazaltlar ve içerdikleri anklavların kondrite (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş NTE desenleri

Çizelge 4.14. İncelenen Karapınar volkanitlerinden bazılarının bazı NTE oranları

Örnek No	Kaya Tipi	Eu _N	Sm _N	Gd _N	La _N	Ce _N	Dy _N	Ho _N	Yb _N	Lu _N	Eu/Eu*	La/Yb _N	La/Sm _N	La/Lu _N	Ho/Lu _N
L8	Bazalt-2	22.74	28.31	20.35	121.10	81.89	14.76	13.19	13.04	13.01	0.95	9.28	4.28	9.31	1.01
KR15	Bazalt-2	24.51	31.62	24.82	118.14	88.09	17.56	16.85	15.65	16.67	0.87	7.55	3.74	7.09	1.01
GK31	Bazalt-2	24.51	28.92	21.46	106.33	77.32	16.46	14.84	13.73	12.60	0.98	7.75	3.68	8.44	1.18
KR21 AK.	Bazalt-3	21.67	25.95	19.60	113.08	76.84	15.73	14.84	13.60	15.45	0.96	8.31	4.36	7.32	0.96
KR30	Bazalt-3	17.05	23.38	16.33	157.81	102.12	12.60	11.36	11.24	12.60	0.87	14.04	6.75	12.52	0.90
KR21 A.	Bazalt-MMA-1	22.20	28.11	20.65	104.22	71.94	16.02	15.93	13.17	15.04	0.92	7.91	3.71	6.93	1.06
KR28 A.	Bazalt-MMA-1	21.31	27.84	20.40	112.24	76.67	15.65	13.92	13.85	14.23	0.89	8.10	4.03	7.89	0.98

Eu/Eu* = $E_{(N)} / \sqrt{Sm \cdot Gd_{(N)}}$ (Taylor ve McLennan, 1985).

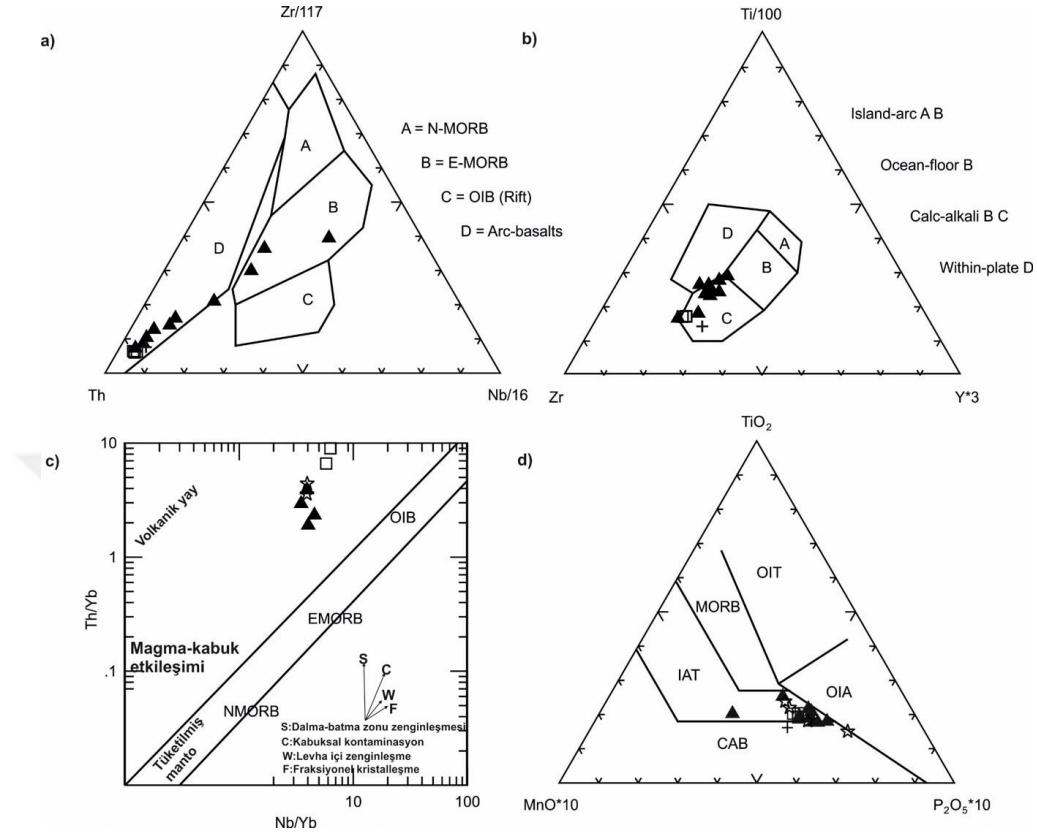
A.=Anklav

AK.=Ana kaya

4.3.4.3 Tektonik Ortam

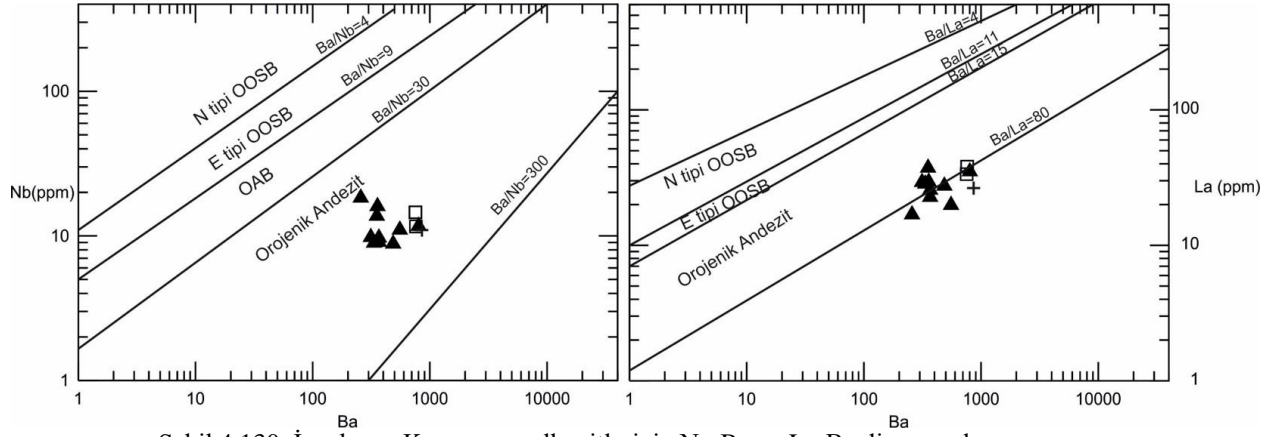
Zr-Th-Nb (Wood, 1980) diyagramı volkanik yay bazaltlarını diğer bazaltlardan ayırabilmektedir. İncelenen bazaltik kayalar bu diyagrama aktarıldığında örneklerin volkanik yay bazaltı (D) alanından zenginleşmiş MORB (B) alanına doğru yönseme gösterdiği dikkati çekmektedir (Şekil 4.129 a). Bu da incelenen kayaların kıtasal kabuk kontaminasyonu ile zenginleşebileceğini düşündürmektedir. Pearce (1996) bazaltların levha içi karakterini belirlemek için Ti-Zr-Y (Pearce ve Cann, 1973) kullanmıştır. Bu diyagram levha içi bazaltları diğer bazalt tiplerinden başarıyla ayırmaktadır. İncelenen bazaltik kayalar bu diyagrama aktarıldığında genel itibariyle volkanik yay bazaltı (C) alanına, kısmen levha içi bazalt (D) alanlarına düşmektedir (Şekil 4.129 b). Th/Yb -

Nb/Yb (Pearce, 2008) diyagramında ise hem kabuk kontaminasyonu (C) trendi hem de yitim bileşenleri katkısı (S) trendini izlemektedirler.



Şekil 4.129. İncelenen Karapınar volkanitlerinin (a) Zr-Th-Nb (Wood, 1980), (b) Ti-Zr-Y (Pearce ve Cann, 1973), (c) Nb/Yb- Th/Yb (Pearce, 2008) ve (d) TiO₂-MnO-P₂O₅ (Mullen, 1983) diyagramındaki dağılımları. N-MORB= normal okyanus ortası sırt bazaltları, E-MORB= zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltları, CAB= kalk-alkali bazaltlar, OIB= okyanus adası bazaltları, IAT= ada yayı toleyitleri, OIT= okyanus adası toleyitleri

İncelenen volkanitlerin Nb-Ba, La-Ba içeriklerinden yola çıkarak oluşturulan diyagramlardan da görüleceği gibi incelenen tüm volkanitler orojenik etki göstermektedir (Şekil 4.130).

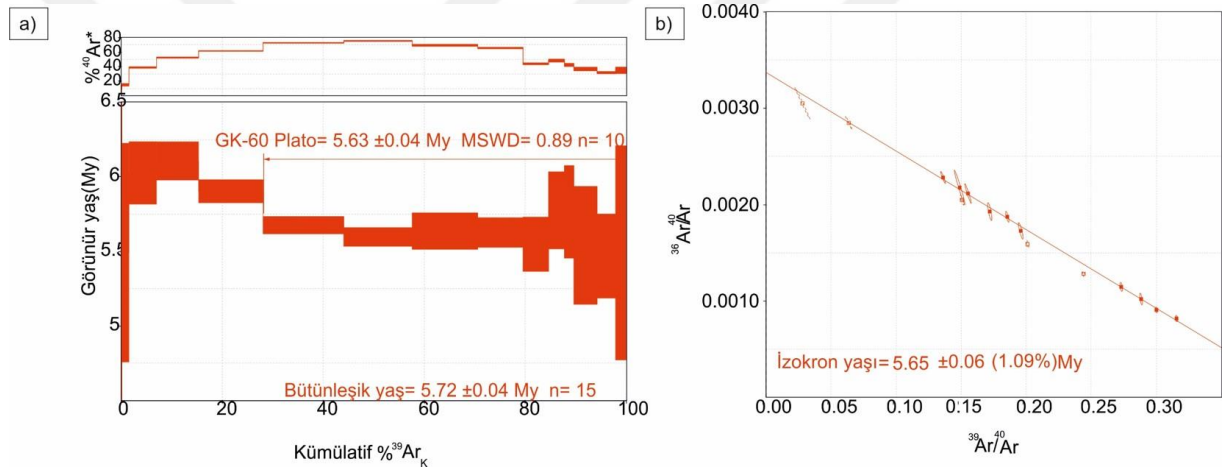


Şekil 4.130. İncelenen Karapınar volkanitlerinin Na-Ba ve La-Ba diyagramları

4.4. Ar-Ar Jeokronolojisi

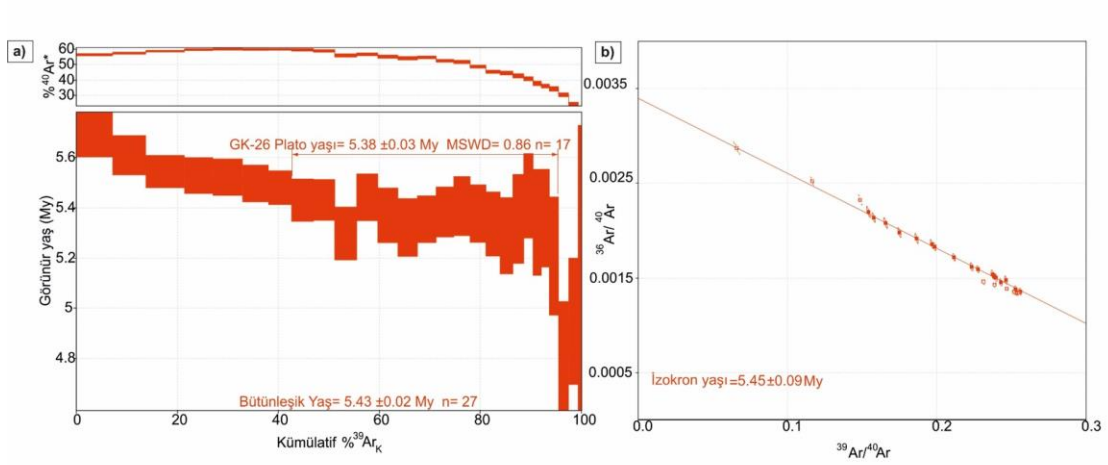
Radyometrik yaş tayini için kayaların soğuma yaşlarının belirlenmesi amacıyla kompleksin tamamını temsil edecek şekilde farklı lokasyonlardaki kayalardan en taze örnekler seçilerek $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemi ile radyometrik yaş analizleri yapılmıştır. Daha önceki çalışmalarda genel itibariyle yörede K-Ar yöntemi ile (Karacadağ) ve Ar-Ar yöntemi ile (Karapınar-Kutören civarı cüruf konileri) yaşlandırma yapılmıştır. Bu çalışmada Karacadağ volkanitlerinden Bazalt-1 ve Dasit türü kayalara Ar-Ar yöntemi uygulanmıştır.

Bazalt-1 türü kayalar üzerinden yapılan tüm kaya Ar-Ar analizi 5.6 My plato yaşını vermektedir (Şekil 4.131). İzokron ve plato yaşları birbirleri ile örtüşmektedir (Şekil 4.131 a ve b).



Şekil 4.131. Karacadağ bazaltlarına ait tüm kaya (a) $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ yaş spektrisi (plato yaşı) ve (b) ters izokronu (izokron yaşı) (My= Milyon yıl)

Dasitlere ait amfibol ayrımı üzerinden yapılan Ar-Ar analizi sonucu plato yaşı 5.38 My (Şekil 4.132 a), izokron yaşı ise 5.45 My yaş verisi (Şekil 4.132 b) vermektedir. Sonuçlar birbiri ile oldukça yakındır ancak izokron yaşı atmosferik olmayan Ar içermediğinden izokron yaşının alınması daha doğru olacaktır. Bu nedenle Karacadağ dasitlerinin yaşı 5.45 My olarak kabul edilebilir. Böylelikle Karacadağ kalkalkalen volkanizmasının Miyo-Pliyosen'de gerçekleştiği düşünülebilir.



Şekil 4.132. Karacadağ dasitlerine ait bir adet amfibol mineral ayırımının (a) $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ yaş spektrası (plato yaşı) ve (b) ters izokronu (izokron yaşı) (My= Milyon yıl)

Bunların dışında Karacadağ'dan derlenen örneklerin Platzman ve ark. (1998)'e göre K-Ar yaş analizi 4.7-5.98 My ve Karapınar-Kutören ve dolaylarından alınan bazalt örneklerinin Reid ve ark. (2017)'e göre Ar-Ar yaş analizi 0.2-2.5 My yaş verisi vermektedir.

4.5. İzotop Jeokimyası

4.5.1. Radyojenik izotop jeokimyası

4.5.1.1. Giriş

Jeolojik süreçleri araştırmak açısından izotop çalışması oldukça önemlidir. Radyojenik izotoplar yer kabuğu ve manto hakkında önemli ipuçları vermektedir. Çünkü magmadaki izotop oranları bu magmanın olduğu kaynağın özelliklerini yansıtmaktadır. İzotop oranları sonraki ayrımlaşma ile aynı kalabilmektedir. Böylece her bir kaynak kendine özgü izotopik bileşime sahiptir. Bu sayede izotopik bileşimleri farklı kaynaklar arasındaki karışım ve kirlenme gibi süreçler bilinebilmektedir (Faure, 2001; Faure ve Mensing, 2005). Radyojenik izotop oranları kısmi ergime ve fraksiyonel kristalleşme gibi kapalı sistem petrojenetik süreçleri ile değişmez; bu nedenle magmaların kaynak bölgesini karakterize etmek ve olası kabuk kirlenmesini tespit etmek için kullanılabilirler (Harangi ve ark., 2006). Kontaminasyon süreçlerinin irdelenmesinde Sr izotopları Nd izotoplarına göre daha hassastır.

4.5.1.2. Volkanik Kayaların Sr-Nd-Pb-İzotop Değişimleri

Laboratuvarlarda yapılan ölçümler kayaların güncel izotop oranlarını yansıtmaktadır. Bu nedenle kayaların oluşum zamanındaki izotop oranlarını (ilksel) belirlemek için ölçülen değerler üzerinde yaş düzeltmesi yapılmıştır. Karacadağ bazalt ve andezitleri üzerinde yapılan yaş düzeltmesi 5.6 My, dasitler üzerinde yapılan 5.45 My, Karapınar bazaltları üzerinden yapılan yaş düzeltmesi ise 1.7 My (Kutören civarı; Reid ve ark., 2017)'a göre yapılmıştır. Ayrıca $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oranları için epsilon (ϵ) değerleri hesaplanmıştır. Pozitif (ϵ) değerleri tüketilmiş manto kaynağını temsil ederken, negatif (ϵ) değerleri zenginleşmiş manto kaynaklarını yansıtmaktadır. Bu işlemler Faure (2001) ve Faure ve Mensing (2005)'de belirtilen kriterler dikkate alınarak yapılmıştır. Volkanik kayalara ait Sr-Nd-Pb izotop analiz sonuçları Çizelge 4.15 ve 4.16'da verilmiştir. KKVK'e ait bazı kayaların Sr-Nd-Pb izotop jeokimyası incelendiğinde tipik yitim ilişkili kayalarda gözlenen MORBa göre yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, göreceli yüksek $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ içeriği gözlemlenmiştir (Çizelge 4.15 ve 4.16).

İncelenen volkanik kayalar Sr-Nd korelasyon diyagramına aktarılarak, türedikleri manto kaynağı hakkında bilgi edinilebilir (ekil 4.133). KKVK ait kayalar (Bazalt-1 hariç) manto dizisi boyunca EMII ile temsil edilen kıtasal kabuk izotopik rezervuarına kadar uzanmaktadır. Bazalt-1 türü kayalar ada yayı kayaları izotopik özelliği göstermekte olup yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve pozitif (+9) ϵNd değerleri içermektedir. Pozitif ϵNd içeriği tüketilmiş manto kaynağına işaret etmektedir. Bu kadar yüksek epsilon Nd içeriği astenosferik ve litosferik eriyiklerin karışımından kaynaklanabilir (Depaolo ve Ellen Daley, 2000; Zou ve ark., 2000). Karacadağ volkanitlerinin diğer yeleri ise bu diyagramda BSE bölgesinin sağ alt kısmına düşmektedir. Örneklerin yer aldığı alan, dalan levhadaki sedimanların kısmi ergimesiyle yarı litosferik eriyiklerin kıtasal litosfer ile etkileşimiyle veya kıtasal litosferden türeyen eriyikler ile temsil edilmektedir (ekil 4.133). Sr içeriğindeki artış kabuk etkisinin fazla oluunu göstermektedir. Ayrıca kayaların sahip olduğu negatif ϵNd değerleri zenginlemi manto kaynağına işaret etmektedir (izelge 4.15).

Çizelge 4.15. KKVK Sr ve Nd izotopik bileşimleri

Örnek	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	2 σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	2 σ	$\epsilon\text{Nd}_{(günümüz)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(ilk)}$	T-DM
GK60= Bazalt-1	0.705199	0.705178	0.000007	0.513097837	0.513093075	0.000004	8.97	9.02	9.13E+07
L8=Bazalt-2	0.704916	0.704914	0.000007	0.512722594	0.512721371	0.000003	1.65	1.67	6.00E+08
**KA19 =Bazalt-3		0.705188			0.512633			-0.10	
**KA20= Bazalt-3		0.705502			0.512602			-0.69	
GK35AK.= Andezit-1 (Ana kaya)	0.706511	0.706007	0.000008	0.512517229	0.5125132	0.000003	-2.36	-2.29	8.86E+08
GK35A.=CX-1 (Akraba anklav)	0.705782	0.705855	0.000007	0.512535831	0.512535831	0.000003	-1.99	-1.85	4.29E+08
HKA-3=Trakit	0.706511	0.706355	0.000006	0.512532366	0.512528445	0.000003	-2.06	-2.00	8.65E+08
GK26=Dasit	0.705782	0.705698	0.000007	0.512573277	0.512569	0.000003	-1.26	-1.21	8.90E+08

** KA19-21: Kayaların Sr-Nd izotop verileri Kulahci Dogan (2015)'ten alınmıştır.

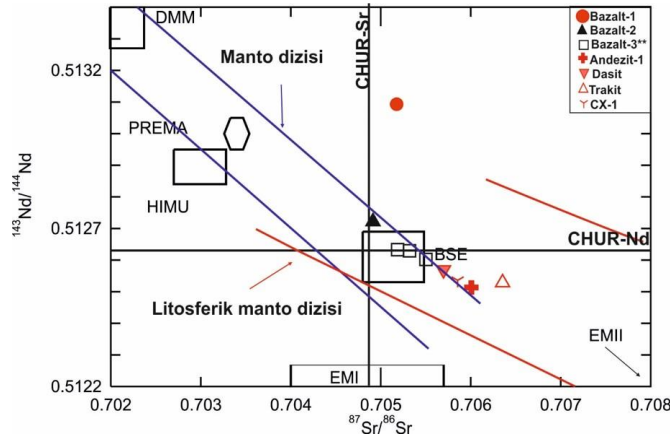
ϵNd (günümüz) ve ϵNd (i) değerleri kondritik üniform rezervuara (CHUR) göre günümüz $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ve $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Jacobsen ve Wasserburg, 1980) değerleri ile hesaplanmıştır. Nd model yaşı (T-DM) tüketilmiş manto rezervuarı ve günümüz $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ve $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.219$ (Liew ve Hofmann, 1988) değerlerine göre hesaplanmıştır. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} - [(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) * (e^{\lambda t} - 1)]$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)} = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)} - [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) * (e^{\lambda t} - 1)]$ formülleri ile hesaplanmıştır (Faure, 2001; Faure ve Mensing, 2005). $\Lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 * 10^{-11} \text{ y}^{-1}$; $\Lambda(^{147}\text{Sm}) = 6.54 * 10^{-12} \text{ y}^{-1}$; t= yaş (milyon yıl) dir. Hesaplanan ϵNd , T-DM (model yaşı) değerleri ise $\epsilon\text{Nd} = ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{örnek}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1) * 10^4$; $T\text{-DM} = (1 / \Lambda) * \ln[((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{örnek}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}) / ((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{örnek}} / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}) + 1]$ formülleri ile hesaplanmıştır. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.51315$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2137$ dir. m: ölçülen; i: ilk izotopik oranlar; DM (depleted mantle): tüketilmiş manto, 2 σ : hata payı, Ga: milyar yıl.

Çizelge 4.16. KKVK Pb izotopik bileşimleri, hatalar 2σ değerindedir

Örnek	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
GK60= Bazalt-1	18.8824	0.0004	15.7023	0.0004	39.0903	0.0011
L8=Bazalt-2	18.9253	0.0005	15.6672	0.0005	39.0331	0.0014
**KA19 =Bazalt-3	18.97	0.0016	15.69	0.0015	39.13	0.0038
**KA20= Bazalt-3	19.00	0.0009	15.70	0.0009	39.19	0.0029
GK35AK.= Andezit-1 (Ana kaya)	18.9121	0.0006	15.7126	0.0006	39.1420	0.0015
GK35A-1=CX-1 (Akraba anklav)	18.9162	0.0004	15.7116	0.0004	39.1414	0.0012
GK26=Dasit	18.9101	0.0007	15.7165	0.0006	39.1430	0.0019
HKA-3=Trakit	18.9228	0.0006	15.7210	0.0006	39.1655	0.0015

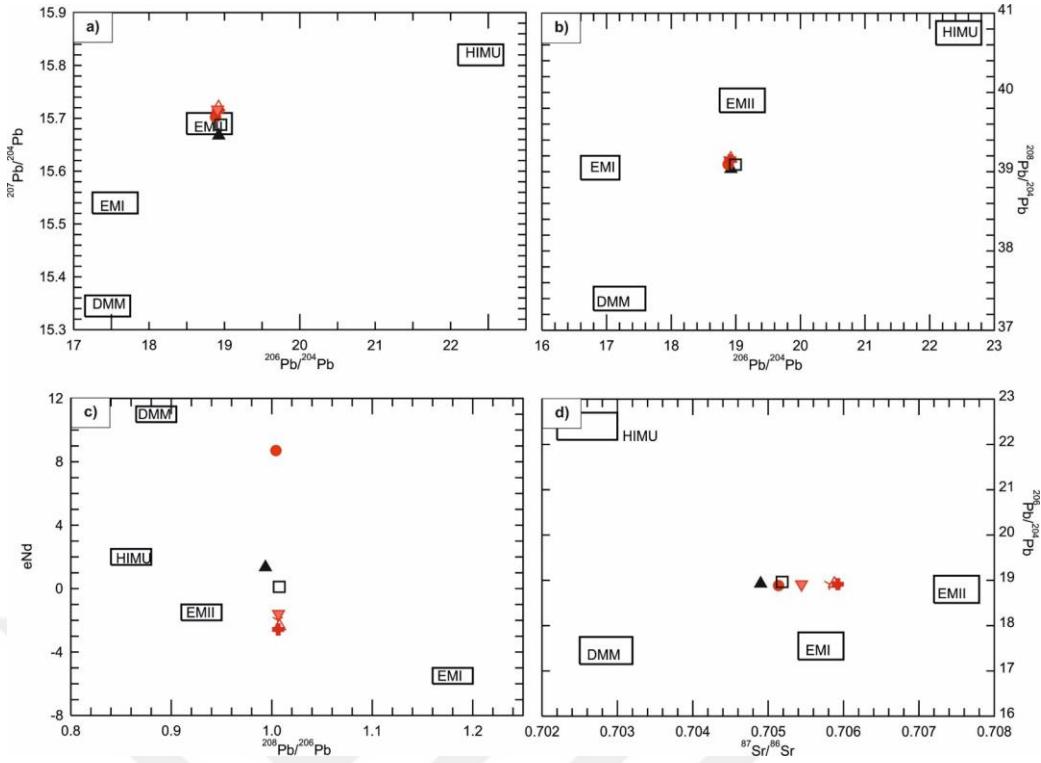
** KA19-21: Kayaların Pb izotop verileri Kulahci Dogan (2015)'ten alınmıştır

Bazalt-2 türü kayalar ise BSE bölgesinin sol üst kısmına, HIMU ve OIB gibi manto kaynaklarının yer aldığı manto dizisi alanına düşmektedir (Şekil 4.133). Bazaltik kayaların sahip olduğu pozitif ϵNd (~ 2) değerleri tüketilmiş manto kaynağa işaret etmektedir. Bazaltların iz element açısından zenginleşmesine rağmen pozitif ϵNd değerine sahip olması genç bir manto metasomatizması ile de açıklanabilir. Genç bir metasomatizma söz konusu ise iz element içeriği zenginleşirken radyojenik izotop içeriği değişim göstermemektedir (Güleç, 2001; Elitok ve ark., 2010). Bu durum mineral iz element jeokimyası bölümünde anlatıldığı gibi bazalt-2 türü kayalara ait olivinlerin Ca, Ti, Cr, Zn, V, Li içerikleri ile de desteklenmektedir. Bununla birlikte bölgede yapılan daha önceki çalışmalarda (Kulahçı Doğan, 2015) Bazalt-3 türü kayaların zenginleşmiş bir kayaktan türeyebileceği ileri sürülmüştür.



Şekil 4.133. Zindler ve Hart (1986) tarafından tanımlanan manto rezervuarlarını gösterir Sr-Nd izotop korelasyon diyagramı (BSE: toplam silikat yerküre, DMM: tüketilmiş manto, EMI/EMII: zenginleşmiş manto, HIMU= yüksek $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ içerikli manto, OIB: okyanus adası bazaltları, PREMA: yaygın manto)**Bazalt-3 türü kayalara ait izotop içerikleri Külahçı Doğan (2015)'den, litosferik manto dizisi referans çizgisi Davies ve von Blanckenburg (1995)'den alınmıştır

Pb izotopları, kabuk kayalarının daha yüksek Pb içermesi nedeniyle, kabuk kontaminasyonunun en hassas göstergesidir. Kabuk kayaların nispeten yüksek Pb içeriği nedeniyle (Rudnick ve Gao, 2003), dalan ve mantoya yeniden geri dönen pelajik sedimentler EMI için Pb izotop içeriğini açıklarken, üst kıtasal kabuktan türetilen karasal sedimentler EMII ye doğru evrimleşirler (Chauvel ve ark., 1992; Chauvel ve ark., 1995). Genel olarak KKKV volkanitlerinde, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 18.882-18.925, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 15.66-15.72 ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 39.03-39.19 arasında değişmektedir. Şekil 4.134 (a)'da incelenen kayalar EM-II bölgesinde yer almakta, şekil 4.134 (b)'de DMM-EM-II-HIMU rezervuarlarının oluşturduğu üçgensel alana düşmekte, şekil 4.134 (c) ve (d)'de ise DMM'den EMII'ye doğru bir yönseme göstermektedir.



Şekil 4.134. İncelenen KVK ait kayaların (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, (b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (c) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - ϵNd ve (d) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop diyagramları (Hofmann, 2007). Bazalt-3 türü kayalara ait izotop içerikleri Külahçı Doğan (2015)'den alınmıştır. Semboller Şekil 4.133 ile aynıdır

4.5.2. Duraylı (^{18}O) izotop jeokimyası

4.5.2.1. Giriş

Volkanik kayaların kökeni ve gelişim süreçlerinin aydınlatılabilmesi için kökensel duraylı izotop jeokimyası analizleri yapılmıştır. Kökensel izotop oranlarının belirlenmesi ve magmanın gelişiminde etkin olabilecek olayların katkısını (manto ve yitim bileşenin katkısı, kabuk kalınlaşmasına bağlı asimilasyon) belirlemek için kayaların oluşumunda kaynak ve kabuksal kontaminasyonun etkinliğini ortaya çıkarabilmek amacı ile tüm kaya ve/veya olivin mineral ayrımlarından $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizleri yaptırılmıştır. İncelenen volkanik kayaların oksijen izotop sonuçları Çizelge 4.17'de verilmektedir.

Çizelge 4.17. KVKV ait bazı kayaların olivin ayrımı ve tüm kaya ‰¹⁸O (VSMOW), (tüm kaya) LOI, Mg# ve ortalama ‰¹⁸O değerleri

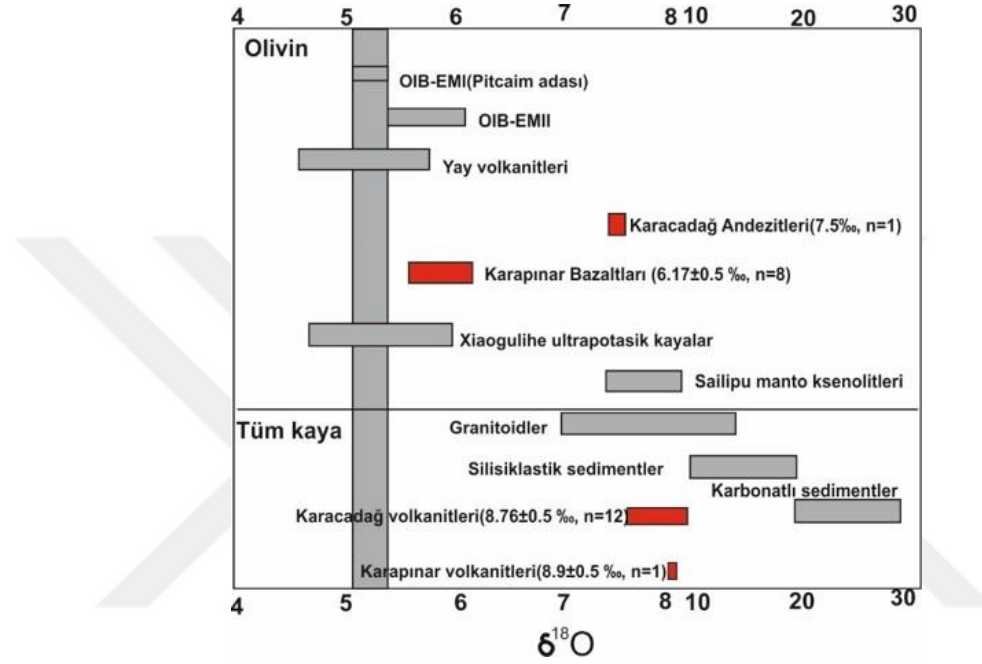
Mineral ayrımı/ Tüm kaya	Kaya grubu	Örnek	CaO	Fo	*Mg#	Δ18O	LOI tüm kaya *	KKVK ort
Olivin	Bazalt-2	GK32,31	0.20-0.19	0.87-0.89	56.06	6.5	0.3	6.32
Olivin	Bazalt-2	L8,KR15	0.20-0.19	0.87-0.89	57.71	6.5	0.5	
Olivin	Bazalt-2	GK405			37.17	6.4	1.83	
Olivin	Bazalt-2	HKA7			44.18	6.2	1.73	
Olivin	Bazalt-2	GK467A			44.1	6.1	1.23	
Olivin	Bazalt-2	GK445			41.56	5.8	1.65	
Olivin	MMA-1	KR28A.	0.19	0.85	53.22	6.2	0.3	
Olivin	Bazalt-3	KR28AK, 29, 30, 32, 33	0.18-0.26	0.83-0.87	34.67	5.7	1.73	
Olivin	Andezit-2	GK65	0.158	0.88	44	7.5	1.9	
Tüm Kaya	Bazalt-1	GK60			39.25	7.7	1.7	8.78
Tüm Kaya	MMA-2	GK16,15			34.31	8.6	2.3	
Tüm Kaya	Andezit-1	GK161AK.			33.25	9.2	0.52	
Tüm Kaya	CX-3	GK161A.			35.73	8.7	0.42	
Tüm Kaya	Andezit-1	GK35AK.			35.57	9.5	0.72	
Tüm Kaya	CX-1	GK35A.			50.32	8.7	0.933	
Tüm Kaya	Andezit-1	GK139AK.			32.16	9.3	0.73	
Tüm Kaya	CX-2	GK139A.			53.46	8.8	0.33	
Tüm Kaya	Andezit-5	MA8,7ab			35.4	8.3	1.42	
Tüm Kaya	Dasit	GK26			26.5	8.8	1.7	
Tüm Kaya	Andezit-2	GK16AK.,15AK.			29.5	8.7	1.1	
Tüm Kaya	Trakit	HKA3			14.03	8.9	2	
Tüm Kaya	Andezit-6	HKA8			13.15	8.9	1.97	

*Mg# MgO/(MgO+FeOt), AK.=Ana kaya, A.=Anklav

İncelenen KVKV'e ait kayaların genel itibariyle $\delta^{18}\text{O}$ içerikleri MORB'dan yüksek olarak gözlemlenmiştir. Genel itibariyle tüm kaya üzerinden yapılan analizler, olivin ayrımları üzerinden yapılan analizlere göre çok daha yüksek $\delta^{18}\text{O}$ değerleri vermektedir. Karacadağ bazaltları tüm kaya analiz sonuçları (‰ 7.7) MORB'dan oldukça yüksek ve kıtasal yitim bazaltlarına yakın $\delta^{18}\text{O}$ değerleri içerirken (‰ 4.8-7.7; Harmon ve Hoefs (1995)), Karacadağ andezitleri yitim bazalt ve andezitlerinden oldukça yüksek değerler içermektedir (‰ 8.3-9.5). Bununla birlikte Karapınar bazaltlarında tüm kayadan daha ziyade olivin ayrımları üzerine yapılan analiz sonuçları ‰ 5.7-6.5 (ortalama ‰ 6.17) ile MORB'dan (‰ 5.1-5.4) daha yüksek ve OIB-EMII (‰ 5.4-6.1)'e yakın $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sunmaktadır (Eiler ve ark., 1997). Kalkalkalen bazaltlara ait olivinlerin (‰ 5.7-6.4) hafif alkalen bazaltlara ait olivinlerden (‰ 6.5) daha düşük ^{18}O izotop değeri içermesi magmanın su içeriğinin değişmesi ve/veya farklı kontaminantları bünyesine almaları ile ilişkilendirilmektedir (örn: Bazalt-2/Hafif alkalen/GK-31-L8:kuvarsit ksenoliti-kuvars ksenokristali; Bazalt-3/Kalkalkalen/KR-28-29-30-31-32-33: kuvars, plajiyoklaz, biyotit, amfibol ksenokristalleri).

4.5.2.2. Karapınar Karacadağ Volkanik Kompleksinde olivinlerin kökeni

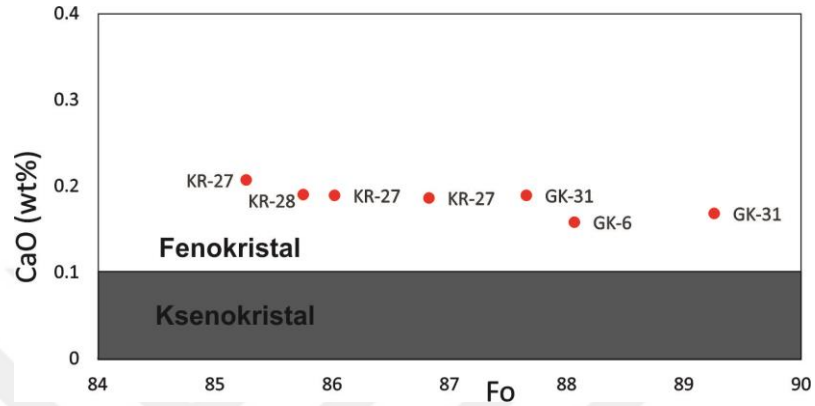
KKVK ait bazaltlardan alınan olivinler normal manto olivininin (% 5.1–5.4) daha yüksek $\delta^{18}\text{O}$ içeriğine (% 5.8-7.5) sahiptir ve OIB-EMII (% 5.4–6.1; Eiler ve ark. (1997))'e yakın değerler sergilemektedir (Şekil 4.135 ve Çizelge 4.17). Bu nedenle Karapınar bazaltlarının OIB-benzer kayalar oldukları düşünülebilir.



Şekil 4.135. Karapınar-Karacadağ volkanik kompleksine ait olivin fenokristallerinin ve bazı kayaların tüm kaya $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin OIB-EMI (% 5.1–5.4, Pitcairn Island, Eiler ve ark. (1997)), OIB-EMII (% 5.4–6.1, Eiler ve ark. (1997)), yayla ilişkili volkanitler (% 4.6–5.8, Eiler ve ark. (2000)), Xiaogulihe ultrapotasik kayalar (Sun ve ark. (2015)), Sailipu manto ksenoliti (% 4.7–6.0 ve % 7.4–8.9, Liu ve ark. (2014)), granitoidler (% 7–14, Taylor (1968)), silisik–klastik sedimentler (% 10–20) ve karbonatlı sedimentler (% 20–30; Simon ve Lécuyer (2005) ve içindeki referanslar)'e ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile karşılaştırılması. Düşey taralı bant normal manto olivininin $\delta^{18}\text{O}$ (% 5.1–5.4, Chazot ve ark. (1997) değerini göstermektedir.

Karapınar Karacadağ volkanik kompleksinde (Bazalt-2 ve Andezit-2) olivin taneleri, manto peridotitlerinde olduğu gibi merkezde 89'a varan yüksek Fo değerlerine sahiptir ve normal zonlanma göstermektedir. Ancak her zaman yüksek Fo değerleri, manto peridotitleri olivinin ayırt edici özelliği olarak kabul edilmemelidir. Örneğin, bazı geçmiş deneysel çalışmalar, yüksek Mg# minerallerin sulu bazaltik magmalardan kristalleşebileceğini ileri sürmektedir (Gaetani ve Grove, 1993; Feig ve ark., 2006; Koepke ve ark., 2009). Sulu koşullar altında artan oksijen fugasitesi, eriyiğin $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ oranında bir azalmaya yol açacak ve bu da olivinin Fo içeriğinin artmasına neden olacaktır (Feig ve ark., 2006; 2010). Ksenokristal ve fenokristal arasında ayırım yapmak

için en güvenilir kriterlerden biri olivinlerin CaO içeriğidir (Şekil 4.136). Önceki çalışmalarda fenokristal kökenli olivinlerin genellikle manto peridotit ksenolitlerinden daha yüksek CaO içeriğine (CaO > % 0.1) sahip olduğu ortaya çıkmıştır (Thompson ve Gibson, 2000; Ying ve ark., 2010; Wang ve ark., 2011). Karapınar Karacadağ volkanik kompleksinde olivin taneleri yüksek CaO içeriğine (% 0.15-0.222) sahiptir.



Şekil 4.136. KKVK ait bazı kayalara ait bazı olivinlerin CaO-Fo diyagramına göre Fenokristal-Ksenokristal özellikleri (Gri renkle taralı alan manto peridotiti olivini için karakteristik CaO < 0.1 içeriğini göstermektedir)

Bazaltlara ait olivinlerin Fo, Mg#, CaO, Ni, Ti, ^{18}O içerikleri Kd değerleri de göz önünde bulundurulduğunda manto olivininden daha ziyade aynı magmadan kristallenmiş fenokristaller olabilecekleri, andezit-2 türü kayalarda yer alan olivinlerin ise komşu kayalardan koparılan olivin ksenokristalleri veya zonlu magma odasının tabanından ve/veya magma odasına tekrarlı girişimleri olan bazaltik magmadan koparılan olivin antekristalleri (aynı magmadan daha erken evrede oluşmuş-eş kökenli kristal) olabilecekleri düşünülmektedir.

4.5.2.3. Duraylı (^{18}O) izotop jeokimyası sonuçlarının kaynak alanla ve petrolojik süreçlerle ilişkisi

Çizelge 4.17 incelendiğinde olivin ayrımları üzerinden yapılan analiz sonuçlarının tüm kaya analiz sonuçlarından daha düşük değerler verdiği görülmektedir. Çünkü volkanik patlama sonrası alterasyon ve düşük sıcaklık günlenmesi kayaların $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini yükseltebilir (Taylor, 1968; Davidson ve Harmon, 1989; Ellam ve Harmon, 1990; Downes ve ark., 1995; Dobosi ve ark., 1998; Downes, 2001). Bu nedenle mineral

ayrımı üzerinden yapılan $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ analizleri manto kaynağının izotop değerini daha iyi yansıtmaktadır.

Ayrıca Karacadağ andezitlerinin anklavlarının ana kayalarından daha düşük $\delta^{18}\text{O}$ içermeleri oldukça önemlidir. Bu durum ana kayalarından daha primitif özellik sergileyen, aynı magmadan daha erken evrede kristallenmiş duvar kayadan koparılan akraba anklav olduklarını kanıtlar niteliktedir (Çizelge 4.17).

Yüksek K içeriği ile yüksek $\delta^{18}\text{O}$ arasında bir ilişki olabileceği bilinmektedir (Gertisser ve Keller, 2002). Karacadağ volkanitlerinin $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında genellikle yüksek-K serisi alanına ($\text{K}_2\text{O} > \%2$) düşmesi dikkat çekmektedir. $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında Karacadağ volkanitlerinden andezit-4 ve 5 düşük-orta K içeren, diğerleri ise yüksek-K içeren kalk-alkalen kayalar alanına düşmektedir (Şekil 4.110). Yüksek K içeriği ile yüksek $\delta^{18}\text{O}$ arasında bir ilişki olabileceği, bu zenginleşmenin alterasyon vb. süreçlerden değil kabuksal kontaminasyondan kaynaklanabileceği düşünülmektedir (Gertisser ve Keller, 2002).

Oksijen izotopik bileşimine göre manto heterojenliği hala tartışmalı bir konudur (Harmon ve Hoefs, 1995; Eiler ve ark., 1997; Garcia ve ark., 2007; Bindeman ve ark., 2008; Wang ve Eiler, 2008; Gurenko ve ark., 2010; Zhang ve ark., 2012). Bazı araştırmacılar, farklı $\delta^{18}\text{O}$ değerleri olan birkaç manto rezervuarının olabileceğine inanmaktadır. Önceki çalışmalar (Zhang ve ark., 2012; Guo ve ark., 2013), mantodaki oksijen izotop heterojenliğinin kabuk malzemesinin, yitim yoluyla geri dönüşümünden kaynaklanmış olabileceğini göstermektedir. Dehidrasyon ve dalan kabuksal malzemenin ergimesi üst manto metasomatizmasına yol açar ve kaynak alan kontaminasyonu olarak tanımlanır (James, 1981; Wilson, 1989; Ellam ve Harmon, 1990). Artan $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve göreceli düşük ^{18}O ile karakteristiktir. Artan $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ karşı düşük $\delta^{18}\text{O}$ artışı kaynak alan kontaminasyonu (Seghedi ve ark., 2001) veya alt kabuksal sedimanter materyalle manto kökenli magmanın karışımı ile gerçekleşebilir (Harangi, 2001). Yükselen manto kökenli magmanın kabuğu asimile etmesi ile de kabuksal malzeme katılımı gerçekleşebilir ve kabuk kontaminasyonu olarak tanımlanır ve değişken $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve yüksek ^{18}O ile karakteristiktir (Taylor, 1980; DePaolo, 1981; Hildreth ve Moorbath, 1988; Davidson ve Harmon, 1989). İncelenen kayaların izotopik içerikleri (Çizelge 4.15-16 ve 17) göz önünde bulundurulduğunda kabuk kontaminasyonu ve kaynak alan kontaminasyonunun her ikisinin de kayaların gelişiminde etkili olduğu düşünülmektedir.

4.6. Petrojenez

4.6.1. Giriş

Bu bölüme kadar volkanik kayaların petrografi, mineral kimyası, ana, iz, nadir toprak element jeokimyası ve izotop jeokimyası açısından özellikleri incelenmiştir. Bu bölümde elde edilen bulgulara göre volkanik kayaların gelişiminde etkili olan magmatik olaylar incelenecektir. Çarpışma ile ilişkili magmaların petrojenezi manto metasomatizması, kabuksal kirlenme ve diferansiyasyon (fraksiyonel kristallenme) gibi oluşumu kontrol eden petrojenetik süreçlerin bir arada işlemesi nedeniyle karmaşıktır. Bu çalışmada KKVK magmatik kayaların petrojenezini açıklamak için ana, iz ve nadir elementler ve Sr–Nd–Pb–O izotop verileri kullanılmıştır.

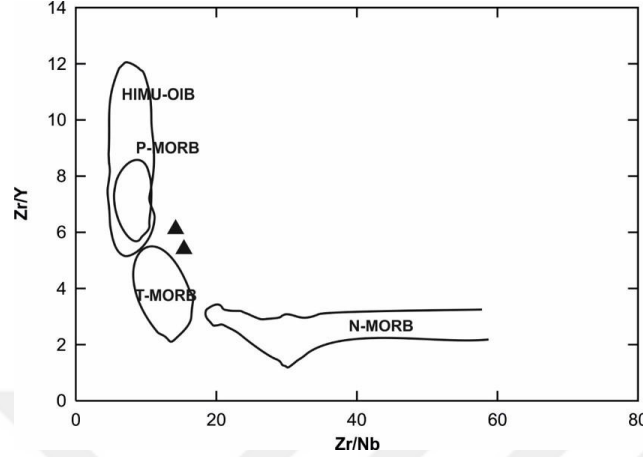
4.6.2. Kısmi Ergime ve Kaynak Alan Karakteristikleri

Üst mantodan türeyen primer eriyiklere en yakın bileşime sahip olduklarından, mafik kayaların ($MgO > \%4$) bileşimi manto kaynaklarının bileşimi hakkında en doğru bilgiyi vermektedir (Pecerillo, 2005). Bu nedenle incelenen bazaltik kayaların bileşimi oldukça önemlidir.

Manto olivini (F_{090}) ile dengelenmiş ilksel bazalt bileşimi $Mg\#$ 68-75, % 8 MgO , 400 ppm Ni, 1000 ppm Cr içeriğine sahiptir (Best, 1982). Bu bileşimler dikkate alındığında incelenen bazaltlar ilksel magmayı temsil etmezler. Ancak bazı bazalt örnekleri L8-10 (MgO : % 11.12, $Mg\#$: 55.54, Cr: 540 ppm, Ni: 221 ppm), GK-31 (MgO : % 10.03, $Mg\#$: 53.80, Cr: 383 ppm, Ni: 186 ppm), KR-21AK. (MgO : % 8.89, $Mg\#$: 53.29, Cr: 335 ppm, Ni: 143 ppm), KR-28 (MgO : % 7.78, $Mg\#$: 50.91, Cr: 253 ppm, Ni: 107 ppm) ve KR-21A (MgO : % 7.77, $Mg\#$: 49.80, Cr: 273 ppm, Ni: 102 ppm) ilksel bileşime yakınlık gösterirler.

Bir kısmi ergime diyagramı levha içi prosesleri daha iyi anlamak ve muhtemel kaynak bileşimini belirlemek için kullanılabilir. Böyle bir diyagramda (Şekil 4.137) yüksek Zr/Y ve düşük Zr/Nb değerleri “düşük ergime derecelerini” göstermektedir. Diğer taraftan, yüksek Zr/Nb ve düşük Zr/Y değerleri ise “yüksek ergime derecelerini” gösterir (Menzies ve Kyle, 1990). Bu diyagram üzerine kıyaslama amacıyla tüketilmiş manto kaynağının yüksek dereceli ergiyiklerini temsil eden N-MORB, zenginleşmiş manto sorguçlarının düşük dereceli kısmi ergiyiklerini temsil eden P-MORB ve bunlar arasındaki geçişi temsil eden T-MORB alanları da işlenmiştir. Bazalt-2 türü kayalardan en primitif olan örnekler ($MgO > \% 11$) bu diyagram

üzerinde kısmen yüksek Zr/Y ve düşük Zr/Nb değerleriyle karakterize olurlar. Aynı zamanda bunlar P-MORB ve T-MORB'a benzerlik sunarlar. Bu bulgulardan yola çıkılarak incelenen bazaltik kayalar kısmen zenginleşmiş bir manto kaynağının düşük dereceli kısmi ergiyikleri olarak yorumlanabilir.



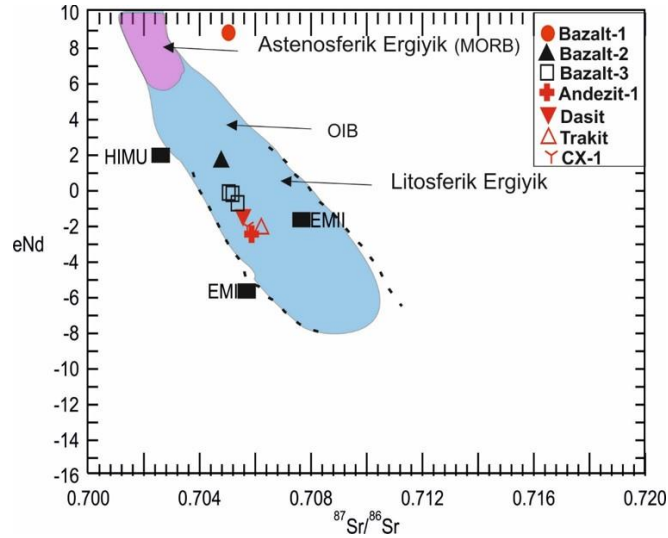
Şekil 4.137. İncelenen hafif alkalin bazaltların Zr/Nb-Zr/Y diyagramı (Menzies ve Kyle, 1990)

Karapınar bazaltlarına ait olivinlerin iz element kimyası sonuçları incelendiğinde hem metasomatik akışkanlarca zenginleştirilmiş (Ca, V, Cr, Ti, Zn) hem de kabuk kontaminasyonuna uğramış (Li) bir kaynağın izleri görülmektedir.

İz element, Sr-Nd-Pb içerikleri incelendiğinde volkanitlerin kaynağında bir zenginleşmeden bahsedilmektedir. Bu zenginleşmede kabuk kontaminasyonu ve kaynak alan kontaminasyonunun birlikte etkili olduğu söylenebilir. Bu durum bazı iz element oranları ile de açıklanabilmektedir. Bazalt-1 türü kayalar Ce/Pb (~7), Nb/U (1.91) oranları ile kabuk Ce/Pb (~4), Nb/U (10) bileşimine yakınlık göstermektedir (Hofmann ve ark., 1986). Ayrıca bazalt-1 türü kayalar Nb/Ta= (10.5) oranları ile de kabuk (Nb/Ta=12-13) bileşimine yakın değerler içermektedir (EK-12) ve bu durum kabuk kontaminasyonunun fazlasıyla etkisinde kaldığını göstermektedir (Pfänder ve ark., 2012). Bazalt-2 ve Bazalt-3 türü kayalar ise Ce/Pb (~15-20) ve Nb/U (~3-12) oranlarıyla kabuktan daha yüksek, OIB'den (Ce/Pb ~25±5; Nb/U ~47±) biraz daha düşük değerler içermektedir (Hofmann ve ark., 1986). Bazı Bazalt-2 türü kayaların Nb/Ta oranı (17-19), tipik mantodan türetilmiş magmaların (17.5±0.2; Green (1995); Kamber ve Collerson (2000); Medlin ve ark. (2015), değerine yakın OIB (15-16) den biraz fazladır (Pfänder ve ark., 2012). İz element içeriklerindeki zenginleşme durumları göz önünde bulundurulduğunda Bazalt-2 kayalarının Nb/Ta, Ce/Pb, Nb/U oranları ile kabuktan oldukça az etkilendiğini görülmektedir. Bazalt-3 türü kayalar ise 14-17 arasında OIB 'e yakın Nb/Ta oranına sahiptir. Böylelikle Bazalt-1'den (5.65 My), bazalt-2 'ye (1.71-

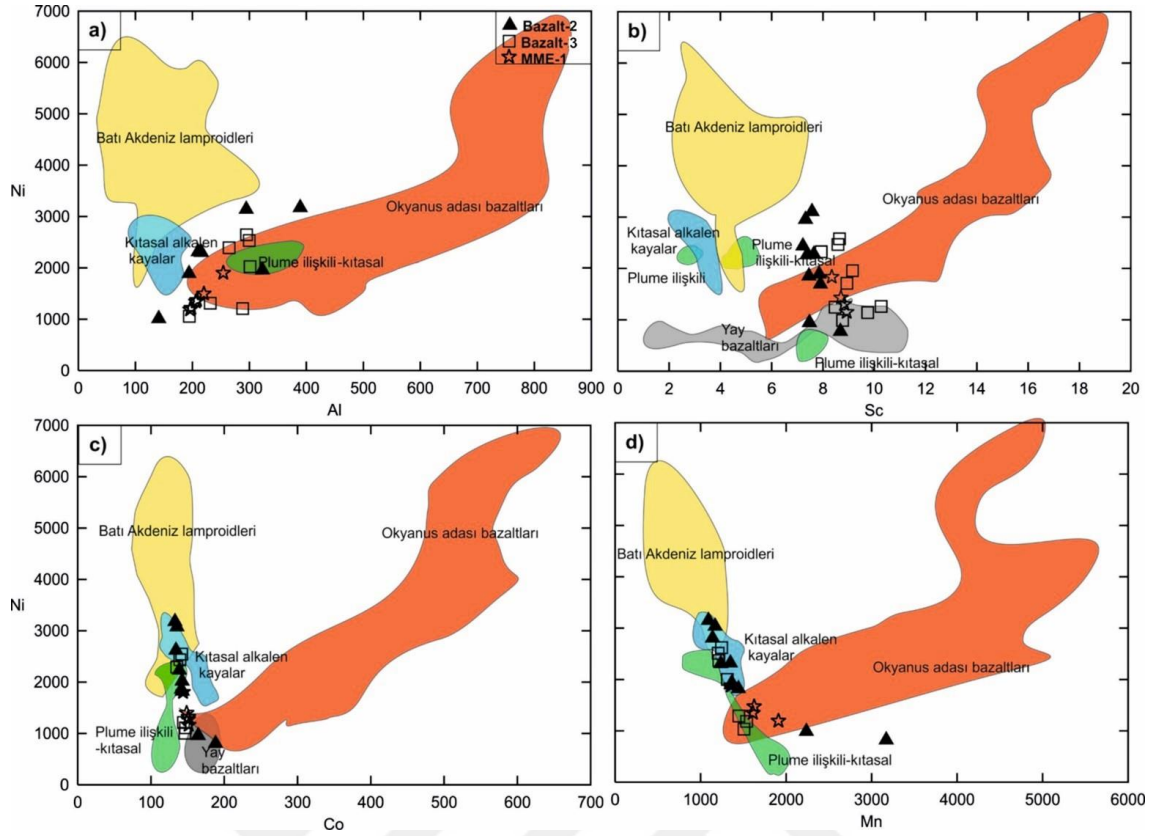
0.26 My; Reid ve ark., 2017) zaman içerisinde kabuk kontaminasyonunun ve zenginleşmenin azaldığı ancak bazalt-2'den bazalt-3'e (0.5-0.29 My; Reid ve ark., 2017) doğru hafif alkali bazaltlardan kalkalkali bazaltlara doğru yeniden kabuk etkisinin arttığı görülmektedir. İncelenen Kuvaterner bazaltlarında Th/Nb oranı hafif alkali bazaltlardan (0.4-0.5) kalkalkali bazaltlara (0.84-1.42) doğru giderek artmaktadır (Ek-12). Bu durum kalkalkali bazaltlara doğru kontaminasyonun arttığı düşüncesini desteklemektedir. Th/Nb oranı Orta Anadolu'da Batı ve Doğu Anadolu Kuvaterner bazaltlarına göre oldukça yüksek olup, Orta Anadolu'da yitim bileşeni etkisinin arttığını düşündürmektedir (Reid ve ark., 2017).

La/Ta oranı 10 - 12 olan kayaların astenosferik kaynaktan geldiği, La/Ta oranı >30 olan kayaların kabuk kontaminasyonunu veya litosferik kontaminasyonu gösterdiği bazı araştırmacılar tarafından ileri sürülmektedir (Thompson ve Morrison, 1988). İncelenen Karapınar Karacadağ volkanitlerine ait bazaltlar yüksek La/Ta oranları (20-56) litosferik manto kaynağına işaret etmektedir (EK-12). Bununla birlikte litosferik manto düşük ϵ_{Nd} (yaklaşık -9), yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7073-0.7097) ve değişken La/Nb içermektedir. Astenosferik manto ise oldukça yüksek (yaklaşık +8) ϵ_{Nd} , düşük $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7022-0.7028) ve La/Nb (~0.7) içermektedir (Depaolo ve Ellen Daley, 2000). İncelenen bazaltların pozitif ϵ_{Nd} içermeleri nedeniyle kökenleri hakkında daha doğru bir bilgi edinmek amacıyla $^{87}Sr/^{86}Sr$ - ϵ_{Nd} diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 4.138) ve kayaların litosferik ve astenosferik eriyik alanlarının arasında uzanan bir trend sergiledikleri görülmektedir. Bu nedenle incelenen kayaların litosferik ve astenosferik eriyiklerin karışımından oluşan bir magmadan itibaren oluştukları söylenebilir (Depaolo ve Ellen Daley, 2000). Bazalt-1 türü kayaların trendden sapmasında kabuk kontaminasyonunun etkisinin olduğu düşünülmektedir. Kuvaterner yaşlı hafif alkali karakterli Bazalt-2 türü kayaların negatif Ta ve Nb anomalileri, zenginleşmiş LREE ve düşük Rb/Sr oranları yitim etkili, zenginleşmiş manto kaynağına işaret ediyor olsa da, önemli ölçüde düşük La/Nb, Zr/Nb ve $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları ve yüksek $^{143}Nd/^{144}Nd$ ve ϵ_{Nd} içerikleri aslında yitim etkisinin azaldığını ve katılan astenosferik eriyiklerin etkisini anlatmaktadır (Dilek ve Altunkaynak, 2009).



Şekil 4.138. İncelenen bazaltların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd içeriklerini gösteren diyagram. Astenosferik ve litosferik manto eriyikleri alanı Davies ve von Blanckenburg (1995)'den, OIB alanı Dilek ve Altunkaynak (2009)'den alınmıştır

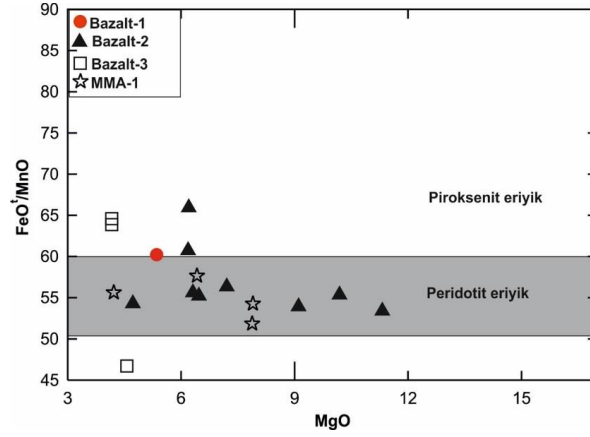
Karapınar bazaltlarına ait olivinlerin Ni-Co-Al-Sc-Mn içeriklerinin gösterildiği Şekil 4.139 incelendiğinde birbirinden farklı iki trend görülmektedir. Biri kırmızı ile gösterilen OIB tip kayaların sergilediği sağ üste doğru uzanan trend, diğeri ise orojenik olarak adlandırılan, çarpışma sonrası kayalarını içine alan, artan nikel karşı diğer dört elementin yaklaşık aynı kaldığı sol üste doğru uzanan düşey trenddir. İncelenen kayalar Ni-Co-Mn açısından manto kayaları ve yay kayalarının izlediği sol üste doğru olan düşey trendi, Ni-Al-Sc açısından ise OIB tip kayaların sergilediği trende yakınlık sergilemektedir. Bu orojenik işaret aslında okyanusal kabuk geri döngüsünden daha çok kıtasal kabuk katılımını anlatmaktadır (Foley ve ark., 2013). Bu durum incelenen Karapınar OIB-benzer kayalarının aslında levha içi karakter sergilemesi beklenirken orojenik etki içermesini açıklar niteliktedir.



Şekil 4.139. Karapınar bazaltlarına ait olivinlerin Ni-Co-Al-Sc-Mn içerikleri ve birbirleriyle ilişkisini gösterir diyagramlar. OIB, yay bazaltları, plume ilişkili, kıtasal alkalin kayalar, Batı ve Doğu Akdeniz kayaları verileri Foley ve ark. (2013) ve içindeki referanslardan alınmıştır

Uzun yıllardır yapılan çalışmalarda bazaltik magmaların üretildiği baskın litolojinin manto peridotiti olduğu varsayılmaktadır. Ancak son yapılan çalışmalar bazaltik kayaların manto kaynakları için piroksenit veya eklojitlerin de önemini ortaya koymaktadır (Herzberg, 2010b). Geri dönen bazaltik okyanusal kabuğun (eklojit) kısmi eriyikleri ile peridotitin reaksiyonu (Hawaii tipi) (Sobolev ve ark., 2005) veya geri dönen kabukla manto peridotiti katı-durum reaksiyonu ikincil pirokseniti oluşturabilir (Herzberg, 2006; 2010b).

Kayaların kaynak alan litolojilerinin belirlenmesinde tüm kaya MgO-FeO/MnO değerleri kullanılabilir. Şekil 4.140 incelendiğinde kayalardan bazıları piroksenit eriyik alanına düşerken bazıları ise peridotit eriyik alanına düşmektedir.

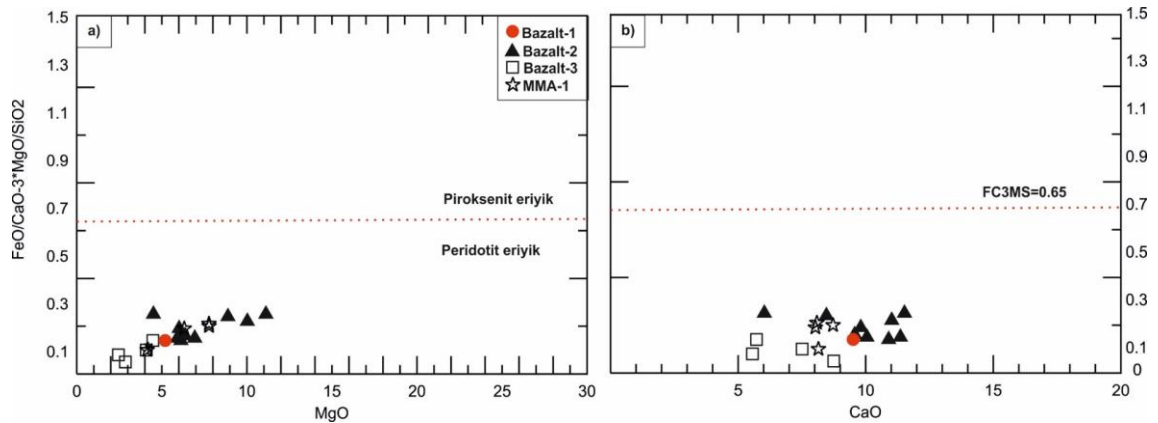


Şekil 4.140. İncelenen mafik kayaların tüm kaya MgO-FeO/MnO diyagramı (Yang ve Zhou, 2013)

FC3MS değeri genel itibariyle piroksenit kökenli bazaltların tanımlanmasında kullanılabilir (Yang ve Zhou, 2013).

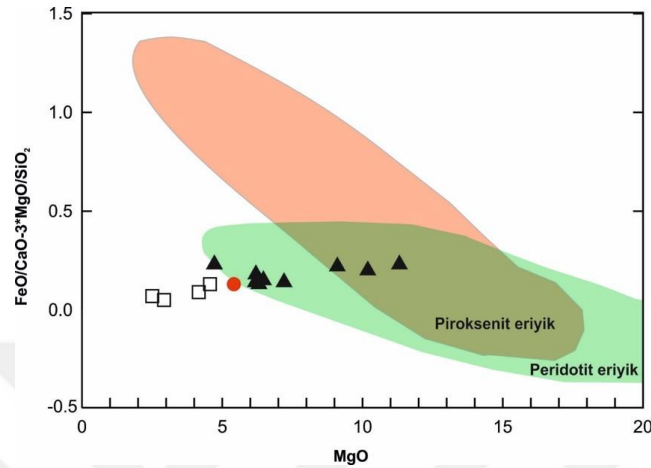
$$FC3MS = (FeO/CaO - 3) * (MgO/SiO_2) \quad (4.1)$$

(4.1) eşitliği kullanılarak elde edilen değerler MgO ve CaO'ye karşı FC3MS diyagramlarına aktarıldığında tüm örnekler FC3MS 0.65 kritik değerinin altında kalmaktadır (Şekil 4.141) ve tüm kayaların peridotit eriyik alanına düştüğü görülmektedir. Bu durum aslında yalnızca tüm kaya majör oksit değerlerinin kayaların kaynak alan litolojilerinin belirlenmesinde yeterli olmayacağı göstermektedir. Kayaların minerallere göre daha kolay altere olabileceği düşünülürse mineral kimyası sonuçlarının daha doğru sonuçlar verebileceği kabul edilebilir.



Şekil 4.141. İncelenen olivinlerin MgO ve CaO'ye karşı FC3MS diyagramları. Kesikli çizgi peridotitik-piroksenitik eriyik sınır değeri 0.65'i göstermektedir. Yang ve Zhou (2013)'den düzenlenmiştir

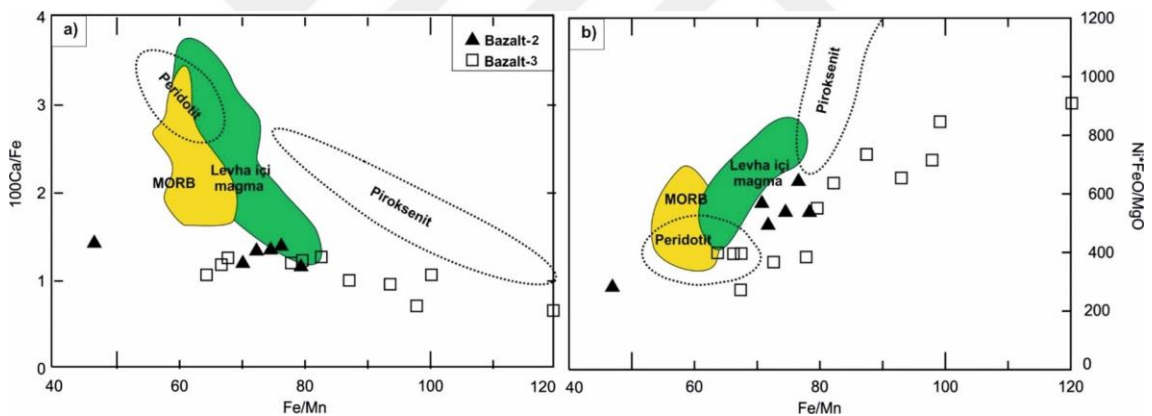
Bununla birlikte Sheldrick ve ark. (2018) yapmış olduğu çalışmada piroksenitik ve peridotitik eriyikler için keskin bir FC3MS ($\text{FeO}/\text{CaO}-3*\text{MgO}/\text{SiO}_2$) değeri vermemiştir. Buna göre incelenen kayaların bazıları peridotit eriyik alanında yer alırken bazıları piroksenit ve peridotitik eriyiklerin karışımı ile oluşmuş olabilir (Şekil 4.142).



Şekil 4.142. Olivin minerallerinin FC3MS-MgO diyagramı. Piroksenitik ve peridotitik ergime alanları Yang ve ark. (2016)'den alınmıştır

Reid ve ark. (2017) ve Uslular ve Gençalioglu-Kuşcu (2019a) çalışmalarında, Karapınar bazaltlarının tüm kaya ana oksit-iz element içeriklerinden yola çıkarak peridotitik bir manto kaynağından türediklerini belirtmiş olsalar da, olivinlerin iz element kimyası çalışmaları ile aslında kayaların kaynak kayasında piroksenitik kaynağın etkilerinin de olduğu görülmektedir. Kayaların içermiş olduğu olivinlerin Ca/Fe, Fe/Mn, $\text{Ni}*\text{FeO}/\text{MgO}$ diyagramları incelendiğinde peridotit ve piroksenit eriyiklerin karışımından türeyebileceği görülmektedir (Şekil 4.143). Magmadaki piroksenit ve peridotit kökenli eriyikler olivinlerdeki minör ve iz elementlerle belirlenebilmektedir (Søager ve ark., 2015). Piroksenitte peridotitlere göre Ni, Zn, Co düşük ayrılma katsayısı, buna karşın Ca, Mn yüksek ayrılma katsayısı nedeniyle, piroksenitik eriyiklerde Ni, Zn, Co, Fe/Mn oranı zengin, Ca, Mn peridotitlere göre fakir olacaktır (Sobolev ve ark., 2007; Herzberg, 2010a; Yang ve Zhou, 2013; Søager ve ark., 2015). İncelenen olivinlerde Al, Fe, Ni, Zn, Co içerikleri peridotit eriyiklerde olması gereken değerlerden daha yüksek görünmekte ve piroksenitik kökenli Hawaii Koolau olivinlerine benzerlik sergilemektedir (Sobolev ve ark., 2007; Herzberg, 2010a; Yang ve Zhou, 2013; Søager ve ark., 2015). Mn ve Fe olivin fraksiyonlaşması sırasında benzer davranışı sergilediklerinden, fraksiyonlaşma etkisinden çok kaynak litolojisi hakkında bilgi vermektedir. Şekil 4.143 a'da olivinlerin Ca/Fe- Fe/Mn

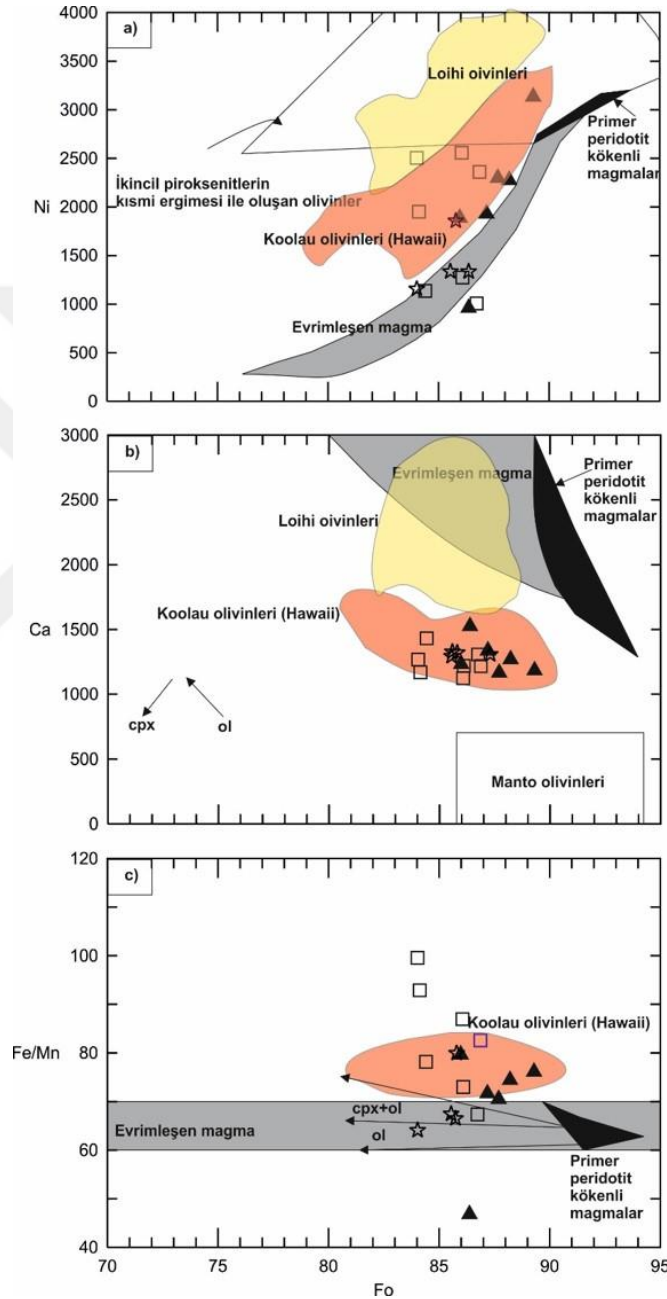
diyagramında genel itibariyle artan Fe/Mn'e karşı Ca/Fe oranı sabit kalmaktadır. Örnekler MORB'a göre oldukça düşük Ca/Fe içermektedir. Şekil 4.143 b'de bazı bazalt-3 türleri peridotitik eriyik alanına düşerken diğerleri piroksenitik eriyik alanına doğru yönseme göstermektedir. Bu da kökenlerinde piroksenit bileşenin etkisini göstermektedir. Şekil 4.143'de görüldüğü gibi incelenen olivinlerin peridotitik ve piroksenitik eriyiklerin karışımı ile olan eriyiklerden oluşabilecekleri düşünülmektedir (Sobolev ve ark., 2007). Okside olmuş manto Fe'ce zengin eriyikler üretebilir çünkü oksijen fugasitesi yüksektir. Ancak MELTs programı kullanılarak olivinlerin oksijen fugasiteleri belirlenmiştir. Hesaplamalar için kullanılan P, T değerleri Putirka (2008b)'e göre hesaplanan veriler olup jeotermobarometre bölümünde verilmiştir. Buna göre incelenen kayalara ait olivinlerin tamamında oksijen fugasiteleri oldukça düşük olup $\Delta QFM \sim 0$ dır (Bazaltlarda $\Delta NNO = 7.01-7.36$, Andezit-2 türü kayalarda $\Delta NNO = 7.69$, Andezit-2 e ait MMA'da $\Delta NNO = 7.73$). Dolayısı ile yüksek Fe/Mn oranının okside manto kavramı ile ilgisi olmayacaktır.



Şekil 4.143. İncelenen olivin minerallerinin (a) $Ni*FeO/MgO$ ve (b) $100Ca/Fe - Fe/Mn$ Sobolev ve ark. (2007) ve Søager ve ark. (2015)'den modifiye edilmiştir. Alanlar peridotit ve ikincil piroksenit eriyik alanlarını göstermektedir (Sobolev ve ark., 2007). Levha içi olivinleri (OIB ve LIP) ve MORB Coogan ve ark. (2014) ve Sobolev ve ark. (2007)'dan alınmıştır

İncelenen olivin kristalleri Loihi ve Koolau olivinleri gibi piroksenit köken gösteren olivinlerle (Herzberg, 2010b) karşılaştırılmıştır (Şekil 4.144). İncelenen olivinler 74-89 arasında Fo içeriğine sahiptir. Ni-Fo diyagramında (Şekil 4.144 a) olivinlerin Ni içeriğinin oldukça yüksek olduğu görülmektedir. CaO-Fo diyagramında ise (Şekil 4.144 b) olivinlerin CaO içeriği manto olivinlerinden oldukça yüksek olup piroksenit kökenli Koolau olivinleri (Hawaii) ile benzerlik göstermektedir. Fe/Mn-Fo diyagramında olivin tanelerinden bazıları peridotit kökenli eriyiklerden oluşan olivinlere (gri alan) benzer, bir kısmı ise yüksek değerler içermekte ve Hawaii olivinlerine

benzerlik göstermektedir. Böylelikle olivinlerin hem peridotit kökenli hem de piroksenit kökenli eriyiklerin karışımı ile oluşabilecekleri düşünülmektedir. Ayrıca incelenen olivinlerin Fo içerikleri zamanla düşmektedir. Bu durum zamanla alkalenden kalkalkalen karaktere doğru Fo içeriğinin azaldığı düşüncesini desteklemektedir (Søager ve ark., 2015).



Şekil 4.144. İncelenen kayalara ait olivin kristallerinin (a) Ni-Fo, (b) Ca-Fo, (c) Fe/Mn-Fo diyagramları (a) Yüksek Ni, Fe/Mn kaynakta piroksenitik eriyik etkisini göstermektedir. Tüm diyagramlarda Loihi olivinleri peridotitik eriyik katılımının etkisini Koolau olivinlerinden daha fazla göstermektedir. Siyah alan (a)-(c) primer peridotit kökenli magmalardan kristallenen olivinleri ve gri alan primer peridotit kökenli magmalardan olivin fraksiyonlaşması ile evrimleşen magmaların olivin kompozisyonunu göstermektedir (Loihi ve Koolau olivinleri (Hawaii) verileri Sobolev ve ark. (2007)'den alınmıştır)

Manto kaynağına peridotit eriyik (X_{pe}) ve piroksenit eriyik (X_{px}) uç üyelerinin katkısının miktarının belirlenmesi oldukça önemlidir. Sobolev ve ark. (2007) manto kaynağına piroksenit (X_{px}) ve hesaplanan piroksenit kökenli eriyik miktarında yer alan geri dönen okyanusal kabuk (X_{crc}) katkısının miktarını belirlemek için Fe, Mn içeriği ile çeşitli tektonik ortamlarda farklı manto kayalarının ergime koşulları altında bazı eşitlikler geliştirmiştir.

$$X_{px} = 3.48 - 2.071 * (100 * Mn/Fe) \quad (4.2)$$

ve

$$X_{crc} = X_e / Fe [(1 - X_{px}) / X_{px} * (F_{px} / F_{pe}) + (1 - Fe) / Fe * X_e + 1] \quad (4.3)$$

Piroksenitin 3.5 GPa yüksek basınç ve 1540-1550 °C sıcaklıkta kütle/yığın ergimesi ile maksimum % 50-60 eriyik fraksiyonu bu hesaplamalar için kullanılmıştır (Sobolev ve ark., 2007). X_{px} 0-1 arasında bir değerdir. $X_{px}=0$ tamamen peridotitik eriyik, $X_{px}=1$ tamamen piroksenitik eriyik olduğunu göstermektedir (Gurenko ve ark., 2010). (4.3) numaralı eşitlikte Fe geri dönen eklojitin ergime derecesi, X_e peridotitten hibrit piroksenit üretmek için gerekli olan eklojit kökenli eriyiğin miktarı, F_{pe} ve F_{px} sırası ile peridotit ve piroksenit ergime derecesidir. Sobolev ve ark. (2007) ve Heinonen ve Fusswinkel (2017) çalışmalarında eklojit ve peridotit için eşit miktarda ergime derecesini öngörmüşlerdir. Belirtilen araştırmalarda olduğu gibi bu çalışmada da kullanılan standartlar olarak

MORB peridotiti ve Hawaii WPM peridotit için

$Fe = \% 50$, $X_e = \% 50$, $F_{px} = \% 50$ ve $F_{pe} = \% 10$ alınmıştır.

(4.2) ve (4.3) numaralı eşitlikler birleştirilerek olivin minerallerinin LA-ICP-MS verilerine göre Fe-Mn sonuçlarına göre elde edilen sonuçlar çizelge 4.18'de verilmektedir.

Buna göre bazalt-2 türü (GK-31) kayalar için X_{px} piroksenit katılım oranı % 55- % 87 arasındadır. Olivin minerallerinin merkez noktaları dikkate alındığında magma kaynağında GK-31-C3 için % 55 X_{px} piroksenit katılımı, % 45 X_{pe} peridotit eriyik katılımı ve piroksenitik eriyikte yer alan X_{crc} geri dönen okyanusal kabuk katılımı % 18 iken, diğer bir olivin minerali GK-31-C6 için % 76 X_{px} piroksenit katılımına karşılık % 24 peridotit eriyiği katılımı ve piroksenitik eriyikte yer alan % 33 X_{crc} okyanusal

kabuk katkısı söz konusudur. İncelenen Karapınar bazaltlarından bazılarının jeokimyasal, izotopik ve mineral kimyası sonuçları ile uyumlu olarak OIB-benzer özellik göstermelerinden dolayı, kaynak Hawaii levha içi-peridotiti olarak alınarak aynı işlemler yeniden tekrarlanmıştır. Bu durumda da sonuçlar aynı çıkmaktadır. Olivinlerin merkez noktasından daha ziyade merkezi mantolayan orta-kenarda Xpx oranının daha yüksek oluşu dikkat çekmektedir.

Bazalt-3 türü (KR-32-C1) kayalar için piroksenit katılım oranı Xpx ise ortalama % 70 (n=3) tür. Piroksenitik eriyikte yer alan Xcrc okyanusal kabuk katılımı ise ortalama % 36 dır (n=3). Bazalt-3 türü kayalara ait anklavlara (KR-28 ve KR-32-C3 akraba anklav) ait olivinler üzerinden yapılan analizlere göre piroksenit katılımı Xpx ortalama % 58 (n=10), Xcrc geri dönen okyanusal kabuk katılımı ise ortalama % 26 dır (n=10). Ancak Bazalt-3 türü ve anklavlara ait olivinlerin merkezlerinin Xpx oranının mantolayan orta-kenar ve kenarlara göre oldukça yüksek olduğu hatta % 89-99 arasında olduğu görülmektedir. Bazaltik kayalardan alınan olivinlerin merkez noktalarının ana oksit-iz element sonuçlarına göre bazaltik kayaların manto kaynağında piroksenitik eriyik katılımı oranı peridotitik eriyik katılımından oldukça yüksek görünmektedir. Özellikle bazalt-2 türü kayalarda çekirdeği mantolayan magmanın kökeninde piroksenitik eriyik katkısının yüksek oluşu da dikkat çekmektedir.

Andezit-2 türü (GK-6) kayalara ait olivinler üzerinden yapılan hesaplamalar sonucu olivinlerin merkezinde % 59 Xpx piroksenit ve piroksenitik eriyikte yer alan Xcrc okyanusal kabuk katkısını % 20 olarak göstermektedir. Andezit-2 türü kayalara ait anklavlardan (GK-15) alınan olivinler ise merkezde % 72 Xpx piroksenit ve % 29 Xcrc katılımı göstermektedir. Bu olivinler ksenokristal olduklarından dengesizlik durumunu gösteren negatif değerler verebilmektedirler.

Çizelge 4.18. İncelenen olivinlere ait Fe, Mn içerikleri ve kaynaktaki peridotit (Xpe), piroksenit (Xpx) uç üyelerinin ve piroksenit eriyikteki okyanusal kabuk (Xcrc) katkı miktarı (Sobolev ve ark., 2007)

Örnek/Daire/Nokta (m)erkez, (o)rta, (k)enar	Fe	Mn	Xpx (*100)	Xcrc(Morb)	Xcrc (WPM- thick)	Xpe (1-Xpx) (*100)
GK-6-C4-1m	92058.65	1287.33	0.59	0.20	0.20	0.41
GK-6-C4-1o	101861.55	1287.33	0.86	0.44	0.44	0.14
GK-6-C6-1k	147797.59	1287.33	1.68	-1.93	-1.93	Dengesizlik
GK-15-C2-1m	103906.09	1387.67	0.72	0.29	0.29	0.28
GK-15-C2-1k	103253.08	1387.67	0.70	0.27	0.27	0.30
GK-15-C4-1o	102833.29	1544.00	0.37	0.10	0.10	0.63
GK-15-C4-1o	104263.69	1544.00	0.41	0.12	0.12	0.59
GK-31-C1-1o	97927.95	1364.67	0.60	0.20	0.20	0.40
GK-31-C3-1o	92105.29	1236.00	0.70	0.28	0.28	0.30
GK-31-C3-1m	95238.18	1349.00	0.55	0.18	0.18	0.45
GK-31-C3-1k	104955.57	2237.00	-0.93	-0.11	-0.11	Dengesizlik
GK-31-C6-1o	107443.22	1356.00	0.87	0.44	0.44	0.13
GK-31-C6-1m	83305.23	1093.00	0.76	0.33	0.33	0.24
KR-28-C3-1k	122680.08	1911.00	0.26	0.06	0.06	0.74
KR-28-C3-1m	108492.70	1355.00	0.89	0.48	0.48	0.11
KR-28-C3-1o	107381.03	1612.00	0.37	0.10	0.10	0.63
KR-28-C3-1o	108896.94	1612.00	0.42	0.12	0.12	0.58
KR-28-C3-1k	127856.55	1911.00	0.39	0.11	0.11	0.61
KR-28-C3-2k	124744.23	1626.00	0.78	0.35	0.35	0.22
KR-32-C1-1k	102089.27	1313.00	0.82	0.38	0.38	0.18
KR-32-C1-1o	100487.84	1538.67	0.31	0.08	0.08	0.69
KR-32-C1-1m	100091.37	1205.00	0.99	0.64	0.64	0.01
KR-32-C3-1o	101737.17	1508.00	0.41	0.12	0.12	0.79
KR-32-C3-1m	100392.28	1214.00	0.98	0.62	0.62	0.02
KR-32-C3-2k	95872.89	1448.00	0.35	0.09	0.09	0.65
KR-32-C3-2m	102469.37	1246.00	0.96	0.59	0.59	0.04

Piroksenit kökenli eriyiklerin kaynaktaki oranının belirlenmesi için ileri sürülen eşitliklerden biri de Gurenko ve ark. (2010)'a aittir.

$$X_{px} = 6.705E^{-04} * (Ni * (FeO/MgO)) - 1.332E^{-0.2} * (Mn/FeO) + 1.5215 \quad (4.4)$$

Bu eşitlikte bazalt-2 türü kayalara ait olivinlerden GK-31/C3 merkez noktasının ana oksit-iz element sonucuna göre Xpx % 49.07 dir (çizelge 4.19). Bu değerler Sobolev ve ark. (2007)'de ergime derecelerinin de varsayıldığı ve kullanıldığı eşitliklere yakın değerler vermektedir. Bu nedenle sonuçların doğru olduğu düşünülmektedir. Ergime dereceleri de kullanıldığından Sobolev ve ark. (2007) yaklaşımı daha doğru kabul edilebilir.

Çizelge 4.19. İncelenen olivinlere ait FeO, MgO, Ni ve Mn içerikleri ve kaynaktaki peridotit (Xpe), piroksenit (Xpx) uç üyelerinin katkı miktarı (Gurenko ve ark., 2010)

Örnek/Daire/Nokta (m)erkez, (o)rta, (k)enar	FeO	MgO	Ni	Mn	Xpx (%)	Xpe (%)
GK-6-C4-1m	11.842	49.018	486.1667	1287.333	-6.69254	-
GK-6-C4-1o	13.103	48.159	486.1667	1287.333	-2.98489	-
GK-6-C6-1k	19.012	43.301	486.1667	1287.333	12.49486	85.51
GK-15-C2-1m	13.366	47.031	1120	1387.667	18.86458	81.14
GK-15-C2-1k	13.282	48.158	1120	1387.667	17.59103	82.41
GK-15-C4-1o	13.228	48.254	1034.333	1544	12.26856	87.74
GK-15-C4-1o	13.412	47.28	1034.333	1544	13.76946	86.24
GK-31-C1-1o	12.597	47.909	1897.333	1364.667	40.2364	59.77
GK-31-C3-1o	11.848	49.539	2271	1236	46.39814	53.61
GK-31-C3-1m	12.251	48.796	2284	1349	49.07515	50.93
GK-31-C3-1k	13.501	47.827	951	2237	1.58547	98.42
GK-31-C6-1o	13.821	47.352	1860	1356	47.48694	52.52
GK-31-C6-1m	10.716	49.95	3113	1093	62.13779	37.87
KR-28-C3-1k	15.781	46.467	1157	1911	24.91981	75.09
KR-28-C3-1m	13.956	47.118	1841	1355	47.96555	52.04
KR-28-C3-1o	13.813	46.442	1311	1612	25.34172	74.66
KR-28-C3-1o	14.008	46.344	1311	1612	26.41364	48.25
KR-28-C3-1k	24.165	39.868	1157	1911	70.37804	29.63
KR-28-C3-2k	25.051	38.987	1436.333	1626	100.1619	-
KR-32-C1-1k	15.705	46.572	1964	1313	64.77272	35.28
KR-32-C1-1o	15.499	46.943	1147	1538.667	27.10494	72.9
KR-32-C1-1m	15.448	45.469	2474	1205	87.68018	12.32
KR-32-C3-1o	13.087	47.87	995	1508	11.12184	88.88
KR-32-C3-1m	12.914	47.737	2332	1214	59.03473	40.96
KR-32-C3-2k	13.619	47.157	1252	1448	23.73085	76.27
KR-32-C3-2m	13.953	48.155	2583	1246	74.32736	25.32

Olivinlerin Cr numaraları ($Cr^{ol\#}$), ergime indikatörü olarak kullanılabilir (Hellebrand ve ark. (2001). Buna göre peridotitler için ergime miktarı olivinlerin Cr numarası ile belirlenebilir (Hellebrand ve ark. (2001).

$$Cr^{ol\#} = (Cr/Cr+Al) \quad (4.5)$$

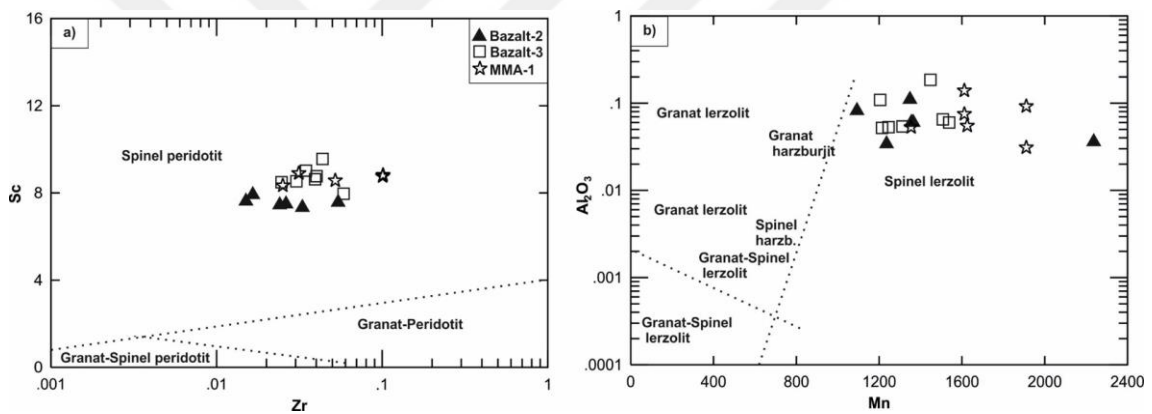
$$F_{ergime} (\%) = 14.5 \times \ln (Cr^{ol\#}) + 26 \quad (4.6)$$

Sobolev ve ark. (2007) ve Hellebrand ve ark. (2001) geliştirmiş oldukları eşitlikler birlikte uygulanırsa peridotitler için ayrı ayrı ergime miktarları yazıldığında X_{px} ve X_{crc} katılım miktarları çizelge 4.20'deki gibi olacaktır. En primitif örnek GK-31-C3 olivini merkez noktası için $Cr\#$ 0.45 ve ergime derecesi $F = \% 14.60$ olarak belirlenmiştir. Sonuç olarak bu kayanın kaynağındaki peridotitik eriyik $\% 14.60$ ergime ile oluşmuştur denilebilir (Çizelge 4.20).

Çizelge 4.20. İncelenen olivinlere ait $Cr\#$ içerikleri, (Hellebrand ve ark., 2001) e göre ergime dereceleri, kaynaktaki peridotit (X_{pe}), piroksenit (X_{px}) uç üyelerinin ve piroksenit eriyikteki okyanusal kabuk (X_{crc}) katkı miktarı (Sobolev ve ark., 2007)

Örnek/Daire/Nokta (m)erkez, (o)rta, (k)enar	Cr#	F _{ergime} (*100)	X _{px}	X _{crc}	X _{pe}
GK-6-C4-1m	0.7038	0.2091	0.5853	0.3131	0.4147
GK-6-C4-1o	0.7038	0.2091	0.8639	0.5328	0.1361
GK-6-C6-1k	0.7038	0.2091	1.677	1.8709	-
GK-15-C2-1m	0.2697	0.07	0.7155	0.2304	0.2845
GK-15-C2-1k	0.2697	0.07	0.698	0.2179	0.302
GK-15-C4-1o	0.3107	0.0905	0.372	0.0924	0.628
GK-15-C4-1o	0.3107	0.0905	0.4146	0.1075	0.5854
GK-31-C1-1o	0.3469	0.1065	0.5954	0.2132	0.4046
GK-31-C3-1o	0.4539	0.1455	0.7022	0.3381	0.2978
GK-31-C3-1m	0.4557	0.146	0.548	0.2312	0.452
GK-31-C3-1k	0.3368	0.1022	-0.932	-0.1157	-
GK-31-C6-1o	0.5242	0.1663	0.8675	0.5105	0.1325
GK-31-C6-1m	0.4553	0.1459	0.7641	0.3909	0.2359
KR-28-C3-1k	0.4721	0.1512	0.2555	0.0898	0.7445
KR-28-C3-1m	0.4166	0.133	0.8947	0.5149	0.1053
KR-28-C3-1o	0.4429	0.1419	0.3725	0.1345	0.6275
KR-28-C3-1o	0.4429	0.1419	0.4158	0.155	0.5842
KR-28-C3-1k	0.4721	0.1512	0.3861	0.1479	0.6139
KR-28-C3-2k	0.4425	0.1418	0.7818	0.4026	0.2182
KR-32-C1-1k	0.4195	0.134	0.8177	0.4289	0.1823
KR-32-C1-1o	0.3712	0.1163	0.3104	0.0905	0.6896
KR-32-C1-1m	0.4527	0.1451	0.9879	0.6485	0.0121
KR-32-C3-1o	0.4447	0.1425	0.4117	0.1535	0.5883
KR-32-C3-1m	0.4681	0.1499	0.9768	0.6333	0.9768
KR-32-C3-2k	0.438	0.1403	0.3536	0.1248	0.6464
KR-32-C3-2m	0.4396	0.1408	0.9629	0.611	0.0371

KKVK ait volkanitlerin NTE desenleri incelendiğinde ANTE’ce önemli ölçüde zenginleştiği görülmektedir (Karapınar volkanitleri kondrite göre >10 kat; Karacadağ volkanitleri kondrite göre >20 kat). ONTE ve ANTE desenleri düz bir desen sunmaktadır. Bu durum granatın rezidüel bir mineral olarak kaynaktan yer almadığını göstermektedir. Bu özellikler dikkate alındığında incelenen volkanitlerin NTE desenleri spinel içeren bir manto kaynağına işaret etmektedir. Spinel 30-80 km derinlikte duraylı mineral fazıdır (Winter, 2001). Bu nedenle bazaltik magma <80 km derinliğindeki spinel içeren litosferik bir manto kaynağından türemiş olabilir. Bunlarla birlikte şekil 4.145’de olivin bileşimlerine bağlı olarak manto litolojilerinin ayrıştığı (a) Sc-log Zr ve (b) log Al₂O₃-Mn diyagramları (De Hoog ve ark., 2010)

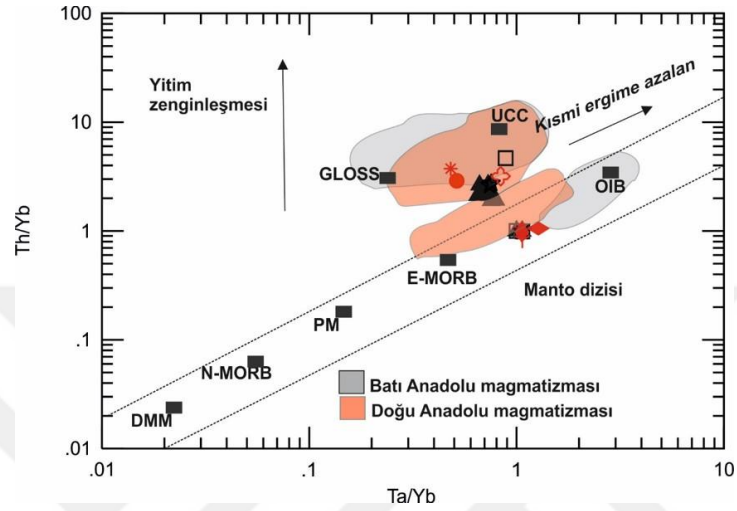


Şekil 4.145. Olivin bileşimlerine bağlı olarak manto litolojilerinin ayrıştığı (a) Sc-log Zr ve (b) log Al₂O₃-Mn diyagramları (De Hoog ve ark., 2010)

4.6.3. Karapınar-Karacadağ Volkanik Kompleksinin Gelişimi

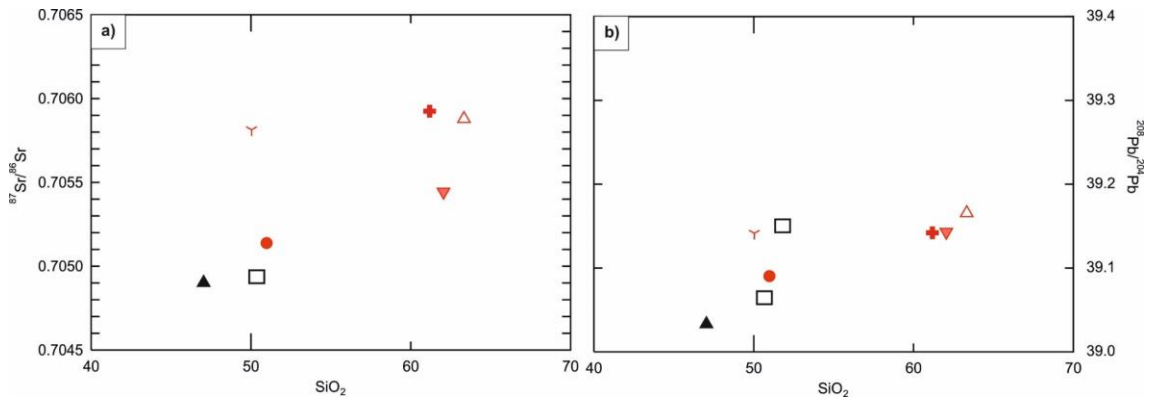
Yitimle ilişkili bazaltların en tipik özelliği BİYE ve HNTE zenginleşmesiyle beraber negatif YAEE (Nb, Ta) anomalileri göstermeleridir (Pearce, 1982; 1983). İncelenen KKVK’e ait volkanitler negatif Nb ve Ta anomalisi göstermektedirler. Ayrıca genel olarak bazaltların yüksek Ba/La (örneklerin çoğu > 15) ve Ba/Nb (örneklerin çoğu > 25) oranları yitim zonu zenginleşmesinden etkilendiğini göstermektedir (Winter, 2001). Bununla birlikte mafik kayaların (MgO > % 4, Pecerrillo, 2005) gelişiminde kıtasal kabuk katkısının daha iyi anlaşılabilmesi için kullanılan Ta/Yb karşı Th/Yb diyagramı detaylı incelendiğinde kayaların Th/Yb oranı

giderek arttığı, üst kıtasal kabuk (UCC)'a ve GLOSS (global subducted sediments)'a yaklaştığı görülmektedir. İncelenen volkanitler genel itibariyle manto dizisine yakın fakat üzerinde yer almaktadırlar. Şekil 4.146'da görüldüğü gibi bazı jeokimyasal ve izotopik özellikleri ile OIB-benzer özellik sergileyen hafif alkalin bazaltlar tamamıyla bir levha içi volkanizması özelliğini yansıtmamaktadır.



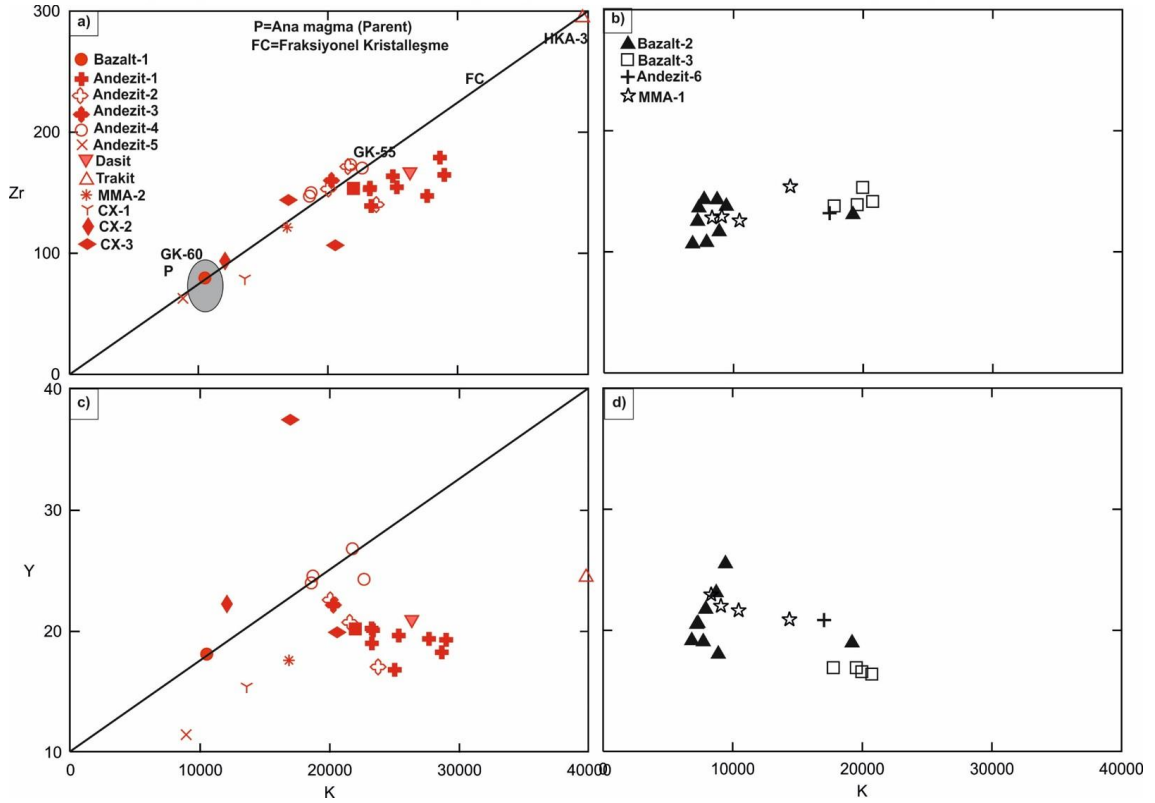
Şekil 4.146. İncelenen mafik kayaların ($MgO > 4\%$; Pecerillo, 2005) Ta/Yb-Th/Yb ilişkisini gösterir diyagram (Pearce, 1983)

Kabuk kontaminasyonunun kayaların gelişimindeki önemini anlatmak için diferansiyasyon indeksi SiO_2 'ye karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve $^{208}Pb/^{204}Pb$ diyagramları çizilmiştir (Şekil 4. 147). Diyagramlarda hem Karacadağ hem Karapınar volkanitlerinde kendi içlerinde SiO_2 'e karşı Sr-Pb izotop içeriklerinde artış gözlenmekte bu da AFC prosesini ve kabuk kontaminasyonu etkisini doğrular niteliktedir.



Şekil 4.147. İncelenen volkanitlerin (a) SiO_2 - $^{87}Sr/^{86}Sr$ ve (b) SiO_2 - $^{208}Pb/^{204}Pb$ diyagramları. Semboller Şekil 4.133 ile aynıdır

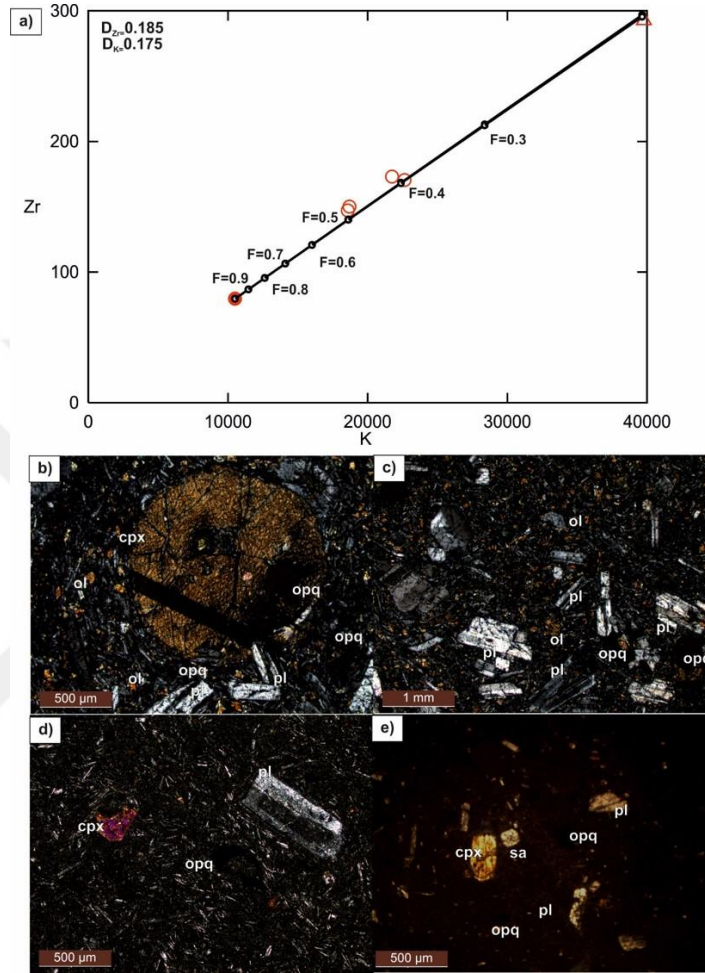
KKVK kayaları için genel itibariyle K'a karşı çizilen Zr-Y diyagramları incelendiğinde genel itibariyle düzgün bir FC ilişkisi gözlenmemektedir (Şekil 4.148). KKVK genel itibariyle sergilediği Mixing/AFC eğilimi açık sistem prosesine işaret etmektedir. Düzgün FC ilişkisi özellikle K-Zr diyagramı için orijinden geçen doğrusal-linear bir trend ile desteklenmektedir (Myers ve ark., 2002). Şekil 4.148 (a)'da görüldüğü gibi Bazalt-1, Andezit-4 ve Trakitlerin orijinden geçen Zr-K doğrusal eğilimi, FC süreci ile birlikte bu bazaltların muhtemelen daha evrimleşmiş eriyikler için ana magma olduklarını göstermektedir (Myers ve ark., 2002) (Şekil 4.148 a ve c). Karapınar volkanitlerinde ise FC prosesinden daha ziyade AFC ve mixing süreçleri hâkimdir (Şekil 4.148 b ve d).



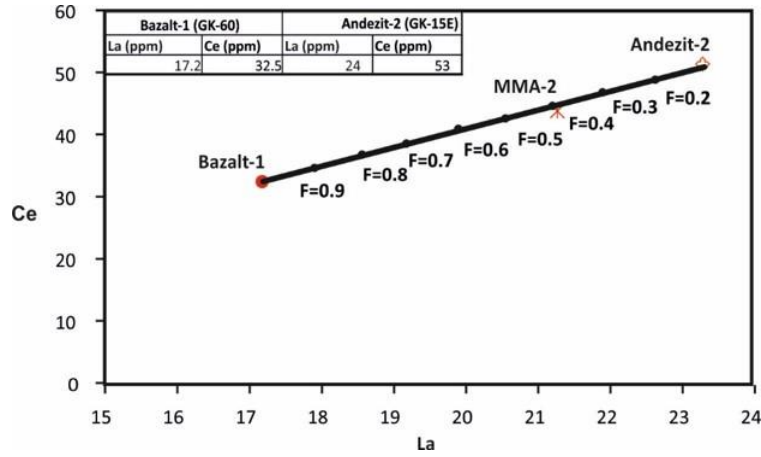
Şekil 4.148. KKVK volkanitlerinin bazı uyumsuz iz element diyagramları (a)-(c) Karacadağ volkanitleri için belirgin FC, AFC ve/veya Mixing ilişkisi gözlenmektedir, (b)-(d) Karapınar volkanitleri için FC ilişkisinden daha ziyade AFC ve/veya Mixing ilişkisi görülmektedir

Bu durumda, İGPET programı kullanılarak basit bir FC modeli ile, ana magma Bazalt-1 için şekil 4.149 a' da $D_{Zr}=0.185$, $D_K=0.175$ için olivin ve klinopiroksenlerin % 50-60 fraksiyonel kristalleşmesi ile andezit-4 türü kayalar, bununla birlikte % 80 fraksiyonel kristalleşmesi ile kalıntı likit fazdan oluşan trakit türü kayalar oluşabilmektedir. Ayrıca şekil 4.150'de Bazalt-1 ve andezit-2 türü kayaların (GK-

15AK.) ikili karışım modeli oluşturulursa bazalt bileşimli MMA-2 (GK-15) türü anklavin oluşabildiği de görülmektedir. Buna göre % 40 oranında bazaltik uç bileşen ile % 60 oranında andezitik uç bileşenin ikili karışımı ile bazalt bileşimli MMA türü anklav (GK-15) oluşabilmektedir (Şekil 4.150).



Şekil 4.149. (a) Ana magma Bazalt-1, Andezit-4 ve Trakitler arasındaki FC ilişkisini gösterir K-Zr diyagramı, (b)-(c) Bazalt-1 ana magmanın mikrofotografı (ÇN, 5X), (d) Andezit-4 türü kayaların mikrofotografı (ÇN, 5X), (e) kristallerin neredeyse tamamının fraksiyonlaşması ile oluşan kalıntı likit faz trakitlerin mikrofotografı (ÇN, 5X)

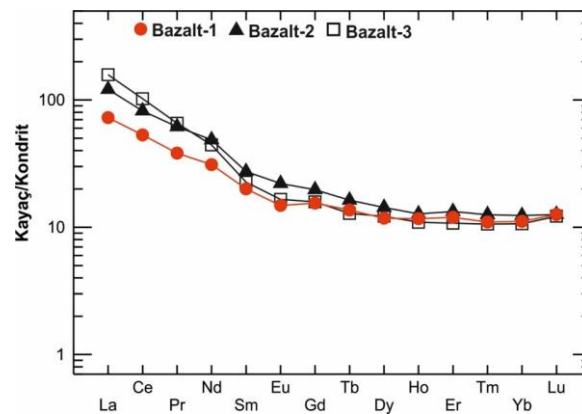


Şekil 4.150. Bazalt-1 ve Andezit-2 uç bileşenlerinin ikili karışım modeli

4.6.4. Karacadağ Volkanitleri ve Karapınar Volkanitlerinin Jenetik İlişkisi

Jeokimyasal (özellikle mineral iz element kimyası) ve izotopik veriler ışığında KKVK'ye ait kayaların birbirleriyle jenetik olarak ilişkili oldukları, aynı kaynaktan geldikleri fakat farklı diferansiyasyon süreçleri ile son jeokimyasal bileşimlerini kazandıkları düşünülmektedir.

Karacadağ bazaltları ve Karapınar bazaltlarının kondrit normalize iz element diyagramları incelendiğinde birbirine benzeyen ve paralel nadir toprak elementi desenleri sergiledikleri görülmektedir (Şekil 4.151). Bu durum bu kayaların benzer-ortak bir manto kaynağından türediğine işaret edebilir.



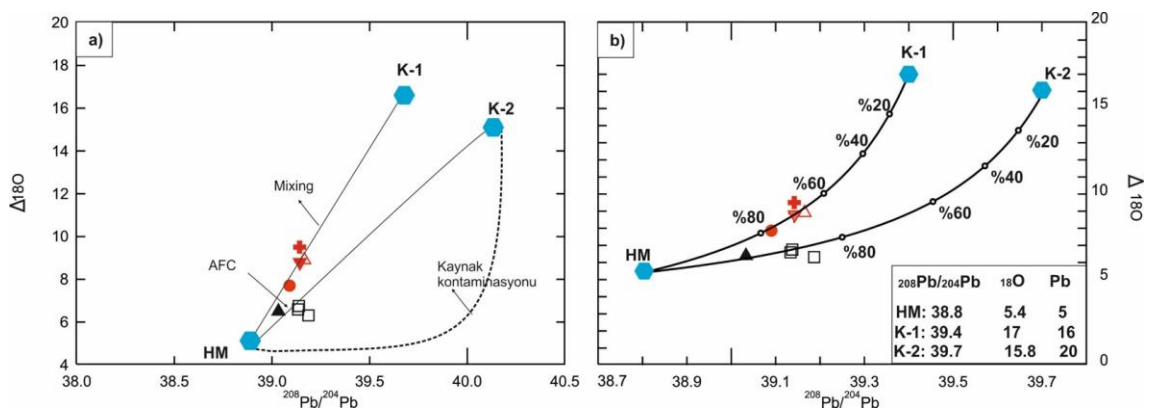
Şekil 4.151. KKVK'a ait bazaltik kayaların birbiri ile uyumlu ve paralel NTE içeriklerini gösterir diyagram

Okyanusal bazaltlar için Hofmann (2007) tarafından önerilen manto rezervuarlarının yer aldığı diyagramlarda, incelenen volkanitlerin belirgin olarak tek bir

kaynak göstermemesi kıtasal volkanitler olduklarından beklenen bir durumdur. Pb izotopları açısından Şekil 4.134 (a)'da EM-II bölgesinde yer almakta, şekil 4.134 (b)'de DMM-EM-II-HIMU rezervuarlarının oluşturduğu üçgensel alana düşmekte, şekil 4.134 (c) ve (d)'de ise DMM'den EMII'ye doğru bir yönseme göstermektedir. Bu durum bu kayaların MORB benzeri bir kaynağın zenginleşmesiyle türediklerini, her bir izotop diyagramında ayrı noktaları işaret ettiklerini, kayaların kaynak alanı hakkında kesin ve tek bir kaynak söylenmesinin doğru olmayacağını göstermektedir (Keskin ve ark., 2006). Kayaların içermiş olduğu farklı Pb izotop içerikleri jeokimyasal olarak oldukça önemlidir çünkü Pb asimilasyonla, kabuksal kontaminasyonla (Zartman, 1974; Wörner ve ark., 1992; Keskin ve ark., 2006) ve kaynak kontaminasyonu (Keskin ve ark., 2006) magmanın kökenine katılabilir. Şekil 4.134 (a)'da tüm kayaların EMII manto rezervuarına düşüyor olması diğer izotop korelasyon diyagramlarında ise bu bölgeye yakın fakat içine düşmüyor olması nedeniyle kayaların manto kaynağı olarak yalnızca EMII'nin gösterilmesi doğru olmayacaktır (Keskin ve ark., 2006). Kayalarda gözlenen bu izotopik olarak kabuksal zenginleşmenin farklı sebepleri olabilir. 1.si tüm bazaltlar aynı manto kaynağından geliyor olabilir ve bu farklılıklar, farklı kabuksal materyallerin kontaminasyonundan kaynaklanabilir (Cousens ve Bevier, 1995; Abraham ve ark., 2001). 2.si bazaltlar farklı manto kaynaklarından geliyor olabilir (Eiché ve ark., 1987; Abraham ve ark., 2001). 3.sü ise bu izotopik farklılıklara hem manto kaynaklarının farklılığı hem de kabuksal kontaminasyon farklılıkları yol açmış olabilir (Abraham ve ark., 2001). Bu çalışmada kayaların aynı manto kaynağından geldikleri fakat farklı kabuksal materyalleri asimile ettikleri bu nedenle farklı bileşime sahip oldukları düşünülmektedir.

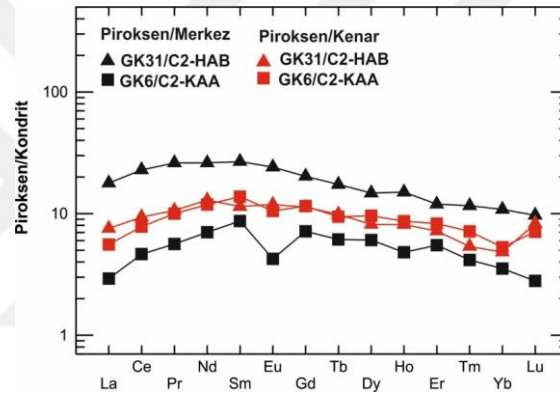
Karacadağ volkanitleri Kırşehir bloğunda yer alırken, Karapınar volkanitleri hem Kırşehir bloğu hem de Anatolid bloğunda (Afyon zonu) yüzeylemektedir. Bu volkanitlerin yüzeyleyen asimile ettikleri kabuk farklı olacağından aynı kayaktan türeseler dahi farklı magma odası süreçleri geçirecek bu nedenle zaman ve mekânsal olarak kimyasal açıdan bazı farklılıklar sergileyecektir. Kıtasal kabuk ve manto kökenli eriyikler oldukça farklı ^{18}O ve Pb içeriğine sahip olduklarından ^{18}O ve Pb asimilasyon derecesi ile ilgili bilgiler verebilir (Keskin ve ark., 2006). Bu nedenle kaynak kontaminasyonu ve kabuk kontaminasyonu ilişkisi Pb-O diyagramları ile açıklanabilir (Şekil 4.152). Bu amaçla çizilen diyagramlarda her iki kaya grubunu temsil edebilecek hipotetik bir kaynak ve farklı iki hipotetik kabuk bileşimi belirlenmiş, bu uç bileşenlerin ikili karışım modeli İGPET programı kullanılarak oluşturulmuştur. Şekil 4.152 (a)'da

kayaların izlemiş olduğu trend iki uç bileşenin karışımını göstermekte iken trendden sapmalar AFC ilişkisini göstermektedir. Şekil 4.152 (a)'da incelenen volkanitler kaynak kontaminasyonu eğrisine düşmediklerinden içermiş oldukları izotopik ve iz element zenginleşmesinin kaynak alan kontaminasyonu ile açıklanması yanlış olacaktır (Keskin ve ark., 2006). Oluşturulan hipotetik modele göre Karacadağ bazaltları ve Karapınar bazaltlarının aynı köken magmadan geldikleri, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.4$, $^{18}\text{O} = \text{‰} 5.4$ ve $\text{Pb} = 5$ ppm olan hipotetik bir mafik uç bileşen ile % 20-35 oranında hipotetik bir kabuk-1 uç bileşenin ikili karışımı ile bazalt-1 türü kayaların, onlardan da FC ve/veya AFC süreçleri ile ortaç ve felsik kayaların oluştuğu (Şekil 4.141 a, c ve Şekil 4.152), aynı mafik uç bileşenin, % 15-20 oranında kabuk-2 uç bileşeni ile ikili karışmasıyla ise bazalt-2 ve 3 türü kayaların oluştuğu söylenebilir (Şekil 4.152). Zaman içerisinde (Neojen-Kuvaterner) ^{18}O ve Pb izotop içeriklerindeki azalma gözlenmekte, kabuk etkisinin azaldığı düşünülmektedir. Ancak Kuvaterner'de coeval/eş oluşumlu hafif alkali-kalkalkali kayalar arasında mekânsal olarak iz element ve izotop içeriklerinde değişim gözlenmektedir. Kutören civarında (Kırşehir bloğu) ve Karapınar dolaylarında (Anatolid bloğu) yüzeyleyen Karapınar volkanitleri U, Th, K, Pb gibi iz elementler Sr ve Pb izotop içerikleri açısından oldukça büyük farklılık sergilemekte ve kabuk bileşeni etkisi tekrar artmaktadır. Burada da hafif alkali bazaltlardan kalkalkali bazaltlara geçişte mekânsal olarak zenginleşme gözlenmektedir. Dolayısı ile KVKV için hem zamansal hem de mekânsal olarak iz element ve izotopik açıdan önemli farklılıklar gözlemlendiğini söylemek mümkündür.



Şekil 4.152. İncelenen volkanitlere ait (a) kaynak alan kontaminasyonu, AFC ve mixing trendlerinin gösterildiği $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - ^{18}O diyagramı ve (b) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - ^{18}O manto kaynağı karışım modeli. HM: Hipotetik Manto uç bileşeni, K1-2: Hipotetik Kabuk 1 ve 2 uç bileşenlerini temsil etmektedir. Kaynak kontaminasyonu eğrisi Keskin ve ark. (2006)'dan, HM için ^{18}O değeri $\text{‰} 5.4$ Chazot ve ark. (1997)'dan alınmıştır

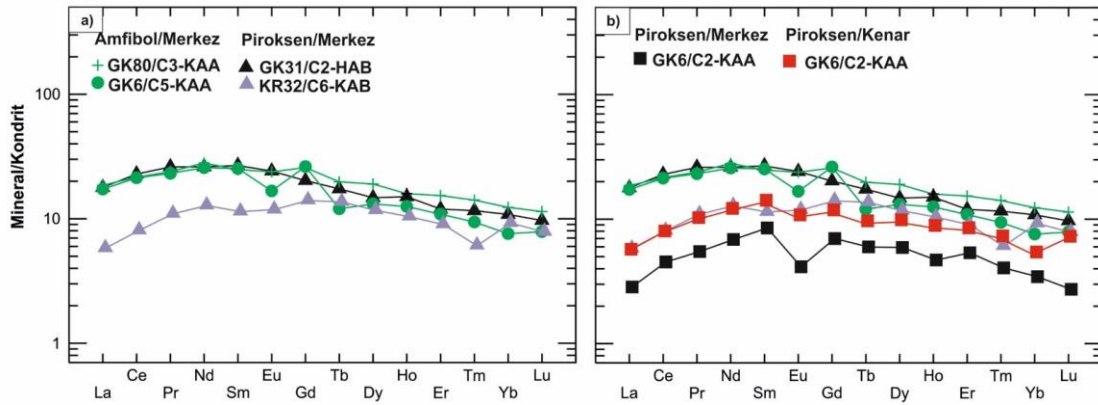
Karacadağ ve Karapınar bazaltlarının birbirleri ile ilişkili olmaları mineral iz element jeokimyası çalışmalarıyla desteklenmektedir. Şekil 4.153’de Andezit-2 türü kayalardan GK-6’a ait en primitif piroksen ile hafif alkalen kayalardan Bazalt-2 türlerinden GK-31’e ait piroksen mineralleri NTE açısından karşılaştırılmaktadır. GK-6-C2’de yer alan piroksenin çekirdeği GK-31-C2’e ait piroksen çekirdeğinden daha primitif olduğu görülmektedir. Ancak GK-6-C2’de yer alan piroksenin kenar zonu, çekirdeği oluşturan magmanın diferansiye ürünüdür ve GK-31-C2’e ait piroksenin kenar zonu ile aynı bileşime sahip olduğu görülmektedir. Mineral iz element kimyası bölümünde GK-31-C2 piroksenin kimyası incelendiğinde kenar zonda daha primitif bir kaynak tarafından beslendiğinden bahsedilmektedir. Bu durumda, besleyen kaynağın GK-6-C2 pirokseni oluşturan magma olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.153).



Şekil 4.153. İncelenen volkanitlerden Bazalt-2 türü kayalar ve Andezit-2 türü kayalara ait piroksenlerin NTE desenlerinin karşılaştırması (Sun ve McDonough, 1989). HAB: Hafif alkalen bazalt, KAA: Kalkalkalen bazalt. Semboller diğer bölümlerdeki sembollerden farklıdır

Andezit-1 türü kayalardan GK-80-C3’de ve Andezit-2 türü kayalardan GK-6-C5’de yer alan amfibollerin merkezi ve Bazalt-2 türü kayalardan GK-31-C2’de yer alan piroksen merkezi NTE desenleri incelendiğinde birbirlerine benzemekte olup çakışmaktadır (Şekil 4.154 a). Bu nedenle bu minerallerin aynı köken magmalardan oluştuğu düşünülmektedir. Bazalt-3 türü kayalardan KR-32’ e ait piroksen merkezi andezitlere ait amfibollerin merkezi ve hafif alkalen kayalara ait piroksen merkezi ile bileşimsel olarak çakışmamaktadır (Şekil 4.154 b). Ancak bu durum kayaların aynı kökenden olmadıklarını göstermemektedir. Bir önceki diyagramda olduğu gibi andezitlere ait piroksen merkez ve kenar noktaları da aynı diyagram üzerine düşürüldüğünde (Şekil 4.154 b), amfibollerin merkezinden evrimleşerek kenar zonunu oluşturan magma ile kalkalkalen bazaltlarda yer alan piroksenlerin çekirdekleri birebir örtüşme göstermektedir. Bütün bunlardan yola çıkarak bazalt-1 türlerinden AFC ve

mixing süreçleri ile oluşmuş andezit-2 türü kayalar ile bazalt-2 ve bazalt-3 türü kayaların ilişkisi düşünüldüğünde, incelenen Miyo-Pliyosen yaşlı kalkalkalen bazaltik kayalar ile Kuvaterner yaşlı hafif alkalen- kalkalkalen bazaltların jenetik olarak ilişkili oldukları düşünülmektedir.



Şekil 4.154. İncelenen volkanitlerden Andezit-1 ve 2 türü kayalara ait amfiboller ile Andezit-2, Bazalt-2 ve 3 türü kayalara ait piroksenlerin NTE desenlerinin karşılaştırması (Sun ve McDonough, 1989). HAB: Hafif alkalen bazalt, KAA: Kalk-alkalen andezit, KAB: Kalk-alkalen bazalt. Semboller diğer bölümlerdeki sembollerden farklıdır

Anadolu’da yapılan son jeofizik ve jeokimya çalışmaları dalma-batma, dilim geri dönmesi (slab roll-back), kopması (slab break off), yırtılması (tearing) prosesleri ve bu proseslerle birlikte astenosfer ve litosfer etkileşimi gibi proseslerin bölgede etkin olduğunu göstermektedir (Faccenna ve ark., 2001; Govers ve Wortel, 2005; Faccenna ve ark., 2006; Biryol ve ark., 2011; Cosentino ve ark., 2012; Schildgen ve ark., 2012; Aydar ve ark., 2013; Reid ve ark., 2017; Giuseppe ve ark., 2018; Külahçı Doğan ve ark., 2018; Rabayrol ve ark., 2019). Bu çalışmada tüm jeokimyasal ve izotopik veriler ışığında kayaların oluşumunda önceki çalışmacıların öne sürdüğü (Külahçı Doğan, 2015; Reid ve ark., 2017; Giuseppe ve ark., 2018) astenosferik manto ve metasomatize olmuş eski dalma-batma izlerini taşıyan litosferik mantonun reaksiyonunun etkisinin olduğu düşüncesi desteklenmekte bununla birlikte kayaların kökeninde yalnızca peridotitik mantonun değil piroksenitik mantonun da etkisinin olabileceği, kayaların gelişiminde özellikle kıta kabuğu kontaminasyonunun etkisinin de olduğu düşünülmektedir. Bu çalışmada Neojen’den Kuvaterner’e zamansal olarak kıta kabuğu bileşenlerinin etkisinin azaldığı ancak daha sonra Kuvaterner’de kendi içerisinde mekânsal olarak kıta kabuğu etkisinin tekrar arttığı gözlenmektedir.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

5.1. Sonuçlar

1. İncelenen volkanitler Kapadokya Volkanik Provensinin (KVP) güneybatı uzantısıdır ve KVP'ne dâhil edilmektedir. Bu volkanitler Karapınar-Karacadağ Volkanik Kompleksi (KKVK) adı altında toplanmıştır. KKVK Karapınar volkanitleri ve Karacadağ volkanitleri olarak ikiye ayrılmaktadır.

2. İncelenen volkanitlerde makroskobik boyutlardan mikroskobik boyutlara kadar değişen anklavlar tespit edilmiştir. Karacadağ andezitlerinde iki tür anklav (magma karışımı anklavı, magma segregasyon/akraba anklavlar), Karapınar bazaltlarında ise üç tür anklav (magma karışımı anklavı, magma segregasyon anklavı, ksenolit) belirlenmiştir. Andezitlerde yer alan akraba anklavlar çoğunlukla amfibol gabro, piroksen gabro bileşimlerinde iken, bazaltlarda yer alan anklavlar dunit, verlit ve klinopiroksenit gibi ultramafik bileşim sergilemektedir. Magma karışım anklavları ise andezitlerde bazalt ve andezit bileşimlerinde iken bazaltlarda ana kaya ile aynı bileşimi sergilemektedir. Karapınar bazaltlarında yer alan ksenolit türü anklavların Karacadağ volkanitlerine ait ksenokristaller oldukları düşünülmektedir.

3. Karapınar volkanitleri <2.5 My yaş verisi sunarken Karacadağ Volkanitleri Ar-Ar analizi sonucu 5.65-5.45 My yaş verisi ile Miyo-Pliyosen yaşlıdır.

4. Jeotermobarometre hesaplamaları sonucu, Karacadağ andezitlerinde yer alan akraba anklavların ana kayalarına göre daha derinde oluştukları, bu anklavların magma odasındaki konveksiyonla koparılarak yükselim devam ederken ana kayaya taşınarak hapsoldükleri söylenebilir. Karacadağ andezitlerinde yer alan akraba anklavların genel itibarıyla gabroik bileşimde olması derinlerde gabroik bir kütlenin varlığını düşündürmektedir. Magma karışımı anklavlarının jeotermobarometre hesaplamaları ise daha sığ derinliklerde oluştuklarını göstermektedir. Karapınar bazaltları için klinopiroksenler alt kabuğun tabanında kristalleşmeyi işaret ederken, olivinler astenosfere benzer (<1350°C) sıcaklık değerleri sunmaktadır. Özellikle (P) sonuçları KKVK magmatizmasının, kabuk ölçeğinde alt kabuktan üst kabuğa kadar değişen farklı derinliklerde magma odaları oluşturduğunu göstermektedir.

5. Plajiyoklazların dokusal özellikleri ve ana oksit içerikleri, amfibol ve piroksenlerin iz element içerikleri incelendiğinde magma odasında tekrarlı-çoklu replenishment/yeniden beslenme ve magma mixing proseslerinin etkin olduğu, bu süreçlerin volkanizmanın tetiklenmesine sebep olduğu düşünülmektedir. Magma yenilenmesi olaylarının alt kabuktan üst kabuğa kadar farklı derinliklerde çoklu ve tekrarlı olarak geliştiği söylenebilir. Kristallerdeki bileşimsel ve dokusal zonlanmalara ilaveten farklı türde ve bileşimde anklavların varlığı magma odalarındaki karmaşık magma girişimleri/plumbing sistemlerini doğrulamaktadır ve bölgedeki volkanizmanın tetiklenmesinde önemli bir yere sahip olduğu düşünülmektedir.

6. Olivinlerin iz element içerikleri incelendiğinde KKVK ait volkanitlerin köken kayalarının daha önceki çalışmalarda belirtilenin aksine spinel lertzolitik ve piroksenitik eriyiklerin karışımından türediği düşünülmektedir.

7. Olivin ayrımları üzerinden yapılan oksijen izotop analiz sonuçlarının tüm kaya analiz sonuçlarından daha primitif sonuçlar verdiği görülmektedir. Bu durum tüm kayanın minerallerden daha fazla ve daha çabuk altere olması ve bu nedenle $\delta^{18}\text{O}$ içeriğinin yükselmesi ile açıklanabilir. Bununla birlikte akraba anklavlar ana kayalarından daha düşük ^{18}O içeriğine sahiptir. Akraba anklavlar, aynı magmadan daha önceden kristallenmiş, daha primitif özellikteki kayalar oldukları için bu durum beklenen bir durumdur.

8. Karapınar bazaltlarından ayrımlanan olivinlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri OIB-EMII kaynaklara yakınlık göstermektedir. Bazaltlardan ayrımlanan olivinlerin kökenlerinin manto peridotiti olmalarından daha ziyade aynı magmadan kristalleşen fenokristaller oldukları düşünülmektedir. Ancak andezitlerden ayrımlanan olivinlerin bazı mineral kimyası verileri (Kd, Fo, Mg#, CaO) ve $\delta^{18}\text{O}$ içerikleri andezitlere ait fenokristaller olmadıklarını göstermektedir. Bunlar komşu kayalardan koparılan ksenolitler veya zonlu magma odasının tabanından ve/veya magma odasına tekrarlı girişimleri olan bazaltik magmadan koparılan olivin antekristalleri olabilirler.

9. KKVK ait volkanik kayalar yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704921–0.705924), düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512706–0.513084), orta $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (39.03–39.16), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.66–15.72) ve yüksek $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.88–18.92) içerikleri ve Sr-Nd-Pb diyagramlarında oldukça farklı alanlarda yer almaları kıtasal kabuksal bileşenleri içeren manto kaynağının göstergesi olarak yorumlanmıştır. Bazaltların sahip olduğu birbirinden oldukça farklı pozitif ϵNd değerleri, genç bir manto metasomatizmasının varlığını, çoklu ve birbirinden farklı metasomatik kaynakların varlığını bununla birlikte

astenosferik ve litosferik eriyiklerin karışımından oluşan bir kaynaktan gelebileceklerini, farklı Sr-Pb izotop değerleri de kayaların farklı kabuksal materyalleri kontamine ettiklerini düşündürmektedir. Özellikle Karapınar bazaltlarına ait olivinlerin iz element kimyası sonuçları incelendiğinde hem metasomatik akışkanlarca zenginleştirilmiş (Ca, V, Cr, Ti, Zn) hem de kabuk kontaminasyonuna uğramış (Li) bir kaynağın izleri görülmektedir.

10. Karacadağ bazaltları kabuk bileşimine yakın Nb/Ta içermektedir ve bu durum kabuk kontaminasyonunun fazlasıyla etkisinde kaldığını göstermektedir. Karapınar bazaltlarının Nb/Ta oranları ise kondritik değere yakın, OIB den biraz fazla fakat kabuktan oldukça yüksektir. Bu durum kabuk kontaminasyonundan az oranda etkilendiğini göstermektedir. Hafif alkalen Karapınar bazaltları bazı iz element duraylı ve radyojenik izotop verileri açısından tipik OIB kayalarından daha ziyade OIB-benzer özellik sergilemektedir. Batı ve Doğu Anadolu Kuvaterner alkalen bazaltlarında olduğu gibi tipik OIB deseni yerine zenginleşmiş MORB deseni görülmesinde kabuk kontaminasyonunun ve genç bir manto metasomatizmasının varlığının olduğu düşünülmektedir.

11. Özellikle mineral iz element kimyası ve izotop jeokimyası verileri göz önünde bulundurulduğunda incelenen Neojen yaşlı kalk-alkalen ve Kuvaterner yaşlı geçiş özellikli kayaların jenetik olarak birbirleri ile ilişkili oldukları, farklı diferansiyasyon süreçleri geçirerek farklı bir kimya kazandıkları düşünülmektedir.

12. Tüm jeokimyasal ve izotopik veriler ışığında kayaların oluşumunda astenosferik manto ve metasomatize olmuş eski dalma-batma izlerini taşıyan litosferik mantonun reaksiyonunun etkisinin olduğu düşünülmektedir. İncelenen KKVK kayaların gelişiminde fraksiyonel kristalleşmeden daha ziyade özellikle kıta kabuğu kontaminasyonu ve magma karışımı (çoklu ve tekrarlı magma beslenmesi, self mixing, kripto mixing) süreçlerinin etkili olduğu görülmektedir. Dinamik magma odası süreçlerinin (birbirinden farklı tür ve bileşimde anklav oluşumları, kristallerin bileşimsel ve dokusal tekrarlı zonlanmaları, dengesizlik dokuları vb. süreçler) volkanizmanın tetiklenmesinde önemli rol oynadığı düşünülmektedir. Bu çalışmada Neojen'den Kuvaterner'e zamansal olarak kıta kabuğu bileşenlerinin etkisinin azaldığı ancak daha sonra Kuvaterner'de kendi içerisinde mekânsal olarak kıta kabuğu etkisinin tekrar arttığı gözlenmektedir.

KAYNAKLAR

- Abraham, A.-C., Francis, D. ve Polvé, M., 2001, Recent alkaline basalts as probes of the lithospheric mantle roots of the Northern Canadian Cordillera, *Chemical Geology*, 175 (3), 361-386.
- Adam, J. ve Green, T., 1994, The effects of pressure and temperature on the partitioning of Ti, Sr and REE between amphibole, clinopyroxene and basanitic melts, *Chemical Geology*, 117 (1-4), 219-233.
- Akın, L., 2019, Kapadokya İgnimbritlerinde Bulunan Minerallerin ve Kapanımların Mikro Ölçekte Petrolojik İncelemesi: Silisik Magma Rezervuarlarının Zamansal Değişimi, *Hacettepe Üniversitesi* 463.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. ve Mitchell, J. G., 2000, Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102 (1-2), 67-95.
- Aldanmaz, E., 2002, Mantle Source Characteristics of Alkali Basalts and Basanites in an Extensional Intracontinental Plate Setting, Western Anatolia, Turkey: Implications for Multi-stage Melting, *International Geology Review*, 44 (5), 440-457.
- Arculus, R. J., 1987, The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32 (1), 1-12.
- Asan, K., 2007, Kulu (Konya)-Haymana (Ankara) Yöresi Volkanik Kayaçlarının Jeokimyası, Petrolojisi ve Petrojenezi, *Selçuk Üniversitesi*, 247.
- Asan, K. ve Kurt, H., 2011, Petrology and Geochemistry of Post-Collisional Early Miocene Volcanism in the Karacadağ Area (Central Anatolia, Turkey), *Acta Geologica Sinica*, 85, 1100-1117.
- Asan, K. ve Ertürk, M. A., 2013, First Evidence of Lamprophyric Magmatism from the Konya Region, Turkey: a Genetic Link to High-K Volcanism, *Acta Geologica Sinica - English Edition*, 87 (6), 1617-1629.
- Aydar, E., 1992, Etude volcano-structurale et magmatologique du strato-volcan Hasan Dagı (Anatolie centrale-Turquie), *Clermont-Ferrand 2*.
- Aydar, E. ve Gourgaud, A., 1998, The geology of Mount Hasan stratovolcano, central Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1-4), 129-152.
- Aydar, E., Schmitt, A. K., Çubukçu, H. E., Akin, L., Ersoy, O., Sen, E., Duncan, R. A. ve Atici, G., 2012, Correlation of ignimbrites in the central Anatolian volcanic province using zircon and plagioclase ages and zircon compositions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213, 83-97.
- Aydar, E., Cubukcu, H. E., Erdal, Ş. ve Lütfiye, A., 2013, Central Anatolian Plateau, Turkey: incision and paleoaltimetry recorded from volcanic rocks, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22 (5), 739-746.
- Aydın, F., Schmitt, A. K., Siebel, W., Sönmez, M., Ersoy, Y., Lermi, A., Dirik, K. ve Duncan, R., 2014, Quaternary bimodal volcanism in the Niğde Volcanic Complex (Cappadocia, central Anatolia, Turkey): age, petrogenesis and geodynamic implications, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168 (5), 1078.

- Barbarin, B., 1991, Contrasted origins for the " polygenic" and " monogenic" enclave swarms in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California, *Terra Abstr.*, 32.
- Barbarin, B. ve Didier, J., 1992, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas, *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83 (1-2), 145-153.
- Barnes, G. C., Berry, R., Barnes, M. ve Ernst, W., 2017, Trace element zoning in hornblende: Tracking and modeling the crystallization of a calc-alkaline arc pluton, *American Mineralogist*, 102, 2390-2405.
- Batum, I., 1978, Geology and petrography of Acıgöl and Göllüdag volcanics at southwest of Nevşehir central Anatolia, Turkey, *Yerbilimleri*, 4, 50-69.
- Besang, C., Eckhardt, F., Harre, W., Kreuzer, H. ve Müller, P., 1977, Radiometrische altersbestimmungen an neogenen eruptivgesteinen der Türkei, *Geologisches Jahrbuch*, 25, 3-36.
- Best, M. G., 1982, *Igneous and Metamorphic Petrology*, John Wiley & Sons, p. 630.
- Bindeman, I., Gurenko, A., Sigmarsson, O. ve Chaussidon, M., 2008, Oxygen isotope heterogeneity and disequilibria of olivine crystals in large volume Holocene basalts from Iceland: Evidence for magmatic digestion and erosion of Pleistocene hyaloclastites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72 (17), 4397-4420.
- Biryol, C. B., Beck, S. L., Zandt, G. ve Özacar, A. A., 2011, Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography, *Geophysical Journal International*, 184 (3), 1037-1057.
- Bonin, B., 2004, Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review, *Lithos*, 78 (1-2), 1-24.
- Bottazzi, P., Tiepolo, M., Vannucci, R., Zanetti, A., Brumm, R., Foley, S. F. ve Oberti, R., 1999, Distinct site preferences for heavy and light REE in amphibole and the prediction of Amph/LDREE, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137 (1), 36-45.
- Boztuğ, D., Harlavan, Y., Jonckheere, R., Can, İ. ve Sari, R., 2009, Geochemistry and K-Ar cooling ages of the Ilıca, Çataldağ (Balıkesir) and Kozak (İzmir) granitoids, west Anatolia, Turkey, *Geological Journal*, 44 (1), 79-103.
- Brophy, J., Dorais, M., Donnelly-Nolan, J. ve Singer, B., 1996, Plagioclase zonation styles in hornblende gabbro inclusions from Little Glass Mountain, Medicine Lake Volcano, California: Implications for fractionation mechanisms and the formation of composition gaps, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 121-136.
- Brueseke, M. E. ve Hart, W. K., 2008, Geology and Petrology of the Mid-Miocene Santa Rosa-Calico, *Nevada Bureau of Mines and Geology Bulletin of Volcanology*, 113, 97.
- Bussweiler, Y., Foley, S. F., Prelević, D. ve Jacob, D. E., 2015, The olivine macrocryst problem: New insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada, *Lithos*, 220-223, 238-252.
- Cabanis, B. ve Lecolle, M., 1989, Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale, *Comptes rendus de l'Academie des sciences. Serie 2*, 309, 2023-2029.

- Cantagrel, J.-M., Didier, J. ve Gourgaud, A., 1984, Magma mixing: origin of intermediate rocks and “enclaves” from volcanism to plutonism, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35 (1), 63-76.
- Chauvel, C., Hofmann, A. W. ve Vidal, P., 1992, HIMU-EM: the French Polynesian connection, *Earth and Planetary Science Letters*, 110 (1-4), 99-119.
- Chauvel, C., Goldstein, S. ve Hofmann, A., 1995, Hydration and dehydration of oceanic crust controls Pb evolution in the mantle, *Chemical Geology*, 126 (1), 65-75.
- Chazot, G., Lowry, D., Menzies, M. ve Matthey, D., 1997, Oxygen isotopic composition of hydrous and anhydrous mantle peridotites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 161-169.
- Cigolini, C., Laiolo, M. ve Bertolino, S., 2008, Probing Stromboli volcano from the mantle to paroxysmal eruptions, *Geological Society, London, Special Publications*, 304 (1), 33-70.
- Coogan, L., Saunders, A. ve Wilson, R., 2014, Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces, *Chemical Geology*, 368, 1-10.
- Cosentino, D., Schildgen, T. F., Cipollari, P., Faranda, C., Gliozzi, E., Hudáčková, N., Lucifora, S. ve Strecker, M. R., 2012, Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey, *Bulletin*, 124 (1-2), 133-145.
- Couch, S., Sparks, R. ve Carroll, M., 2001, Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers, *Nature*, 411 (6841), 1037.
- Cousens, B. L. ve Bevier, M. L., 1995, Discerning asthenospheric, lithospheric, and crustal influences on the geochemistry of Quaternary basalts from the Iskut–Unuk rivers area, northwestern British Columbia, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32 (9), 1451-1461.
- Davidson, J. P. ve Harmon, R. S., 1989, Oxygen isotope constraints on the petrogenesis of volcanic arc magmas from Martinique, Lesser Antilles, *Earth and Planetary Science Letters*, 95 (3), 255-270.
- Davies, J. H. ve von Blanckenburg, 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 (1-4), 85-102.
- De Hoog, J. C. M., Gall, L. ve Cornell, D. H., 2010, Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry, *Chemical Geology*, 270 (1), 196-215.
- Deer, W. A., Howie, R. A. ve Zussman, J., 1963, *Rock-forming Minerals: Vol. 4: Framework Silicates*, Longman, p.
- Deniel, C., Aydar, E. ve Gourgaud, A., 1998, The Hasan Dagi stratovolcano (Central Anatolia, Turkey): evolution from calc-alkaline to alkaline magmatism in a collision zone, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87 (1), 275-302.
- Depaolo, D. ve Ellen Daley, E., 2000, Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension, *Chemical Geology - CHEM GEOL*, 169, 157-185.
- 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.
- Didier, J. ve Barbarin, B., 1991, 1991, Enclaves and granite petrology, *Amsterdam, Elsevier, Developments in Petrology*, 13, 625.

- Dilek, Y. ve Altunkaynak, Ş., 2009, Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt, *Geological Society, London, Special Publications*, 311 (1), 213-233.
- Dobosi, G., Downes, H., Matthey, D. ve Embey-Isztin, A., 1998, Oxygen isotope ratios of phenocrysts from alkali basalts of the Pannonian basin: Evidence for an O-isotopically homogeneous upper mantle beneath a subduction-influenced area, *Lithos*, 42, 213-223.
- Donaldson, C. H. ve Henderson, C. M. B., 1988, A new interpretation of round embayments in quartz crystals, *Mineralogical Magazine*, 52 (364), 27-33.
- Downes, H., Pantó, G., Póka, T., Matthey, D. ve Greenwood, P. B., 1995, Calc-alkaline volcanics of the Inner Carpathian arc, Northern Hungary: New geochemical and oxygen isotopic results, *Acta Vulcanologica*, 7, 29-41.
- Downes, H., 2001, Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe, *Journal of Petrology*, 42 (1), 233-250.
- Duda, A. ve Schmincke, H.-U., 1985, Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG), *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91 (4), 340-353.
- Eiché, G., Francis, D. ve Ludden, J., 1987, Primary alkaline magmas associated with the Quaternary Alligator Lake volcanic complex, Yukon Territory, Canada, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95 (2), 191-201.
- Eiler, J. M., Farley, K. A., Valley, J. W., Hauri, E., Craig, H., Hart, S. R. ve Stolper, E. M., 1997, Oxygen isotope variations in ocean island basalt phenocrysts, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (11), 2281-2293.
- Eiler, J. M., Schiano, P., Kitchen, N. ve Stolper, E. M., 2000, Oxygen-isotope evidence for recycled crust in the sources of mid-ocean-ridge basalts, *Nature*, 403, 530-534.
- Eiler, M., Valley, J., Graham, C. ve Baumgartner, L., 1995, The oxygen isotope anatomy of a slowly cooled metamorphic rock, *American Mineralogist*, 80, 757-764.
- Elitok, Ö., Özgür, N., Drüppel, K., Dilek, Y., Platevoet, B., Guillou, H., Poisson, A., Scaillet, S., Satır, M., Siebel, W., Bardintzeff, J.-M., Deniel, C. ve Yılmaz, K., 2010, Origin and geodynamic evolution of late Cenozoic potassium-rich volcanism in the Isparta area, southwestern Turkey, *International Geology Review*, 52, 454-504.
- Ellam, R. M. ve Harmon, R. S., 1990, Oxygen isotope constraints on the crustal contribution to the subduction-related magmatism of the Aeolian Islands, southern Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44 (1), 105-122.
- Ercan, T., 1987, Orta Anadolu'daki Senozoyik Volkanizması, *Maden Tetkik Ve Arama Dergisi*, 107, 119-140.
- Ercan, T., Fujitami, T., Matsuda, J., Tokel, S. ve Notsu, K., 1990, Hasandagı-Karacadağ (Orta Anadolu) dolaylarındaki Senozoyik yaşlı volkanizmanın kökeni ve evrimi, *Jeomorfoloji Dergisi*, 18, 39-54.
- Ercan, T., Akbaşlı, A., Yıldırım, T., Flşekçi, A., Selvi Y., Ölmez M. ve Can, B., 1991, Acıgöl (Nevşehir) Yöresindeki Senozoyik Yaşlı Volkanik Kayaçların Petrolojisi, *MTA Dergisi*, 113, 31-44.

- Ercan, T., Tokel, S., Matsuda, J., Ui, T., Notsu, K. ve Fujitani, T., 1992, Hasandagı–Karacadag (Orta Andolu) Kuvaterner volkanizmasına ilişkin yeni jeokimyasal, izotopik ve radyometrik veriler. New geochemical, isotopic and radiometric data of Quaternary volcanism of Hasandagı-Karacadag (Central Anatolia), *Geol Bull Turkey*, 7, 8-21.
- Eren, Y., 1993, Konya Kuzeybatısında Bozdağlar Masifinin Otokton ve Örtü Birimlerinin Stratigrafisi, *Geological Bulletin of Turkey*, 36, 7-23.
- Eren, Y., 1996, Ilgın - Sarayönü (Konya) güneyinde Bozdağlar masifinin yapısal özellikleri, *Geological Bulletin of Turkey*, 39, 49-63.
- Eren, Y., 2001, Polyphase Alpine deformation at the northern edge of the Menderes-Taurus block, North Konya, Central Turkey., *Journal of Asian Earth Sciences*, 19, 737-749.
- Eren, Y., Kurt, H., Rosselet, F. ve Stampfli, G. M., 2004, Palaeozoic deformation and magmatism in the northern area of the Anatolide Block (Konya), witness of the Palaeotethys active margin, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97, 293-306.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L. ve Rossetti, F., 2001, History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean, *Geophysical Journal International*, 145 (3), 809-820.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C. ve Regard, V., 2006, Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 242 (1-2), 85-97.
- Faure, G., 2001, Origin of igneous rocks : the isotopic evidence, Springer Science & Business Media., p. 495.
- Faure, G. ve Mensing, T. M., 2005, Isotopes: Principles and Applications, Wiley, p. 928.
- Feig, S., Koepke, J. ve Snow, J., 2006, Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: An experimental study under oxidizing conditions, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152, 611-638.
- Feig, S., Koepke, J. ve Snow, J., 2010, Effect of oxygen fugacity and water on phase equilibria of a hydrous tholeiitic basalt, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 551-568.
- Fengmei, C., Zhang, Z. C., Mao, J., Dong, L. H., Zhang, Z. H., Ye, H. T., Wu, H. ve Mo, X. H., 2006, Petrography and mineralogy of Baishiquan Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic intrusions in Xinjiang, *Acta Petrologica et Mineralogica*, 25, 1-12.
- Foley, S. F., Prelevic, D., Rehfeldt, T. ve Jacob, D. E., 2013, Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 363, 181-191.
- Francalanci, L., Avanzinelli, R., Nardini, I., Tiepolo, M., Davidson, J. ve Vannucci, R., 2012, Crystal recycling in the steady-state system of the active Stromboli volcano: A 2.5-ka story inferred from in situ Sr-isotope and trace element data, p.
- Francis, D. ve Ludden, J., 1995, The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the northern Canadian Cordillera, *Journal of Petrology*, 36 (5), 1171-1191.
- Gaetani, G. ve Grove, T., 1993, The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks, *Nature*, p. 3.
- Gaetani, G. A., Grove, T. L. ve Bryan, W. B., 1993, The influence of water on the petrogenesis of subductionrelated igneous rocks, *Nature*, 365 (6444), 332.

- Garcia, M. ve Jacobson, S. S., 1979, Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 319-327.
- Garcia, M. O., Ito, E. ve Eiler, J. M., 2007, Oxygen Isotope Evidence for Chemical Interaction of Ki lauea Historical Magmas with Basement Rocks, *Journal of Petrology*, 49 (4), 757-769.
- Gençalioglu-Kuşçu, G., 2011, Geochemical characterization of a Quaternary monogenetic volcano in Erciyes Volcanic Complex: Cora Maar (Central Anatolian Volcanic Province, Turkey), *International Journal of Earth Sciences*, 100 (8), 1967-1985.
- Gençoğlu Korkmaz, G., Asan, K., Kurt, H. ve Morgan, G., 2017, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Neogene bimodal volcanism in the Yükselen area, NW Konya (Central Anatolia, Turkey), *Journal of African Earth Sciences*, 129, 427-444.
- Gertisser, R. ve Keller, J., 2002, Trace Element and Sr, Nd, Pb and O Isotope Variations in Medium-K and High-K Volcanic Rocks from Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: Evidence for the Involvement of Subducted Sediments in Sunda Arc Magma Genesis, *Journal of Petrology*, 44 (3), 457-489.
- Gill, J. B., 1981, Orogenic Andesites and Plate Tectonics, *Berlin, Heidelberg, New York*, Springer-Verlag, p. 390.
- Ginibre, C., Wörner, G. ve Kronz, A., 2002, Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143 (3), 300-315.
- Ginibre, C. ve Wörner, G., 2007, Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase, *Lithos*, 98 (1), 118-140.
- Giuseppe, P., Agostini, S., Manetti, P., Savaşın, M. Y. ve Conticelli, S., 2018, Sub-lithospheric origin of Na-alkaline and calc-alkaline magmas in a post-collisional tectonic regime: Sr-Nd-Pb isotopes in recent monogenetic volcanism of Cappadocia, Central Turkey, *Lithos*, 316-317, 304-322.
- Gómez-Ulla, A., Sigmarrsson, O. ve Gudfinnsson, G. H., 2017, Trace element systematics of olivine from historical eruptions of Lanzarote, Canary Islands: Constraints on mantle source and melting mode, *Chemical Geology*, 449, 99-111.
- Göncüoğlu, M. ve Kozur, H., 1999, Remarks on the pre-Variscan development in Turkey, *Prevariscan Terrane Analyses of 'Gondwanan Europa'. Schriften des Staatlichen Museums Mineralogie Geologie Dresden*, 9, 137-138.
- Govers, R. ve Wortel, M., 2005, Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones, *Earth and Planetary Science Letters*, 236 (1-2), 505-523.
- Green, T. H., 1995, Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system, *Chemical Geology*, 120 (3), 347-359.
- Guezou, J. C., Temiz, H., Poisson, A. ve Gürsoy, H., 1996, Tectonics of the Sivas Basin: The Neogene Record of the Anatolian Accretion Along the Inner Tauric Suture, *International Geology Review*, 38 (10), 901-925.
- Güleç, N., 2001, Magmatik Kayaçların İzotop Jeokimyası, *Boztuğ, D, Otlu, N (editörler).*, *Magmatik Petrojenez, TÜBİTAK Lisans Üstü Yaz Okulu*, 7-12.
- Güllü, B. ve Kadioğlu, Y. K., 2019, Meke ve Acıgöl (Karapınar-Konya) volkanitlerinin Petro-kimyasal özellikleri, *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 25 (3), 325-335.

- Guo, J., Guo, F., Yan Wang, C. ve Li, C., 2013, Crustal recycling processes in generating the early Cretaceous Fangcheng basalts, North China Craton: New constraints from mineral chemistry, oxygen isotopes of olivine and whole-rock geochemistry, *Lithos*, 170-171, 1-16.
- Gurenko, A., Hoernle, K., Sobolev, A., Hauff, F. ve Schmincke, H., 2010, Source components of the Gran Canaria (Canary Islands) shield stage magmas: Evidence from olivine composition and Sr-Nd-Pb isotopes, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159, 689-702.
- Gürsoy, H., Piper, J. D. A., Tatar, O. ve Mesci, L., 1998a, Palaeomagnetic study of the Karaman and Karapinar volcanic complexes, central Turkey: neotectonic rotation in the south-central sector of the Anatolian Block, *Tectonophysics*, 299 (1), 191-211.
- Gürsoy, H., Piper, J. D. A., Tatar, O. ve Temiz, H., 1998b, A palaeomagnetic study of the Sivas Basin, central Turkey: Crustal deformation during lateral extrusion of the Anatolian Block, *Tectonophysics*, 271 (1), 89-105.
- Halama, R., McDonough, W., Rudnick, R., Keller, J. ve Klaudius, J., 2007, The Li isotopic composition of Oldoinyo Lengai: Nature of the mantle sources and lack of isotopic fractionation during carbonatite petrogenesis, *Earth and Planetary Science Letters*, 254, 77-89.
- Harangi, S., 2001, Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region—a review, *Acta Geologica Hungarica*, 44 (2), 223-258.
- Harangi, S., Downes, H. ve Seghedi, I., 2006, Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region, *Geological Society, London, Memoirs*, 32 (1), 167-190.
- Harmon, R. S. ve Hoefs, J., 1995, Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120 (1), 95-114.
- Hawkesworth, C. J. ve Van Calsteren, P. W. C., 1984, Chapter 11 - Radiogenic Isotopes – Some Geological Applications, In: *Developments in Geochemistry*, Eds: Henderson, P.: Elsevier, p. 375-421.
- Heinonen, J. S. ve Fusswinkel, T., 2017, High Ni and low Mn/Fe in olivine phenocrysts of the Karoo meimechites do not reflect pyroxenitic mantle sources, *Chemical Geology*, 467, 134-142.
- Hellebrand, E., Snow, J., Dick, H. ve Hofmann, A., 2001, Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites, *Nature*, p. 4.
- Herzberg, C., 2006, Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano, *Nature*, 444 (7119), 605.
- Herzberg, C., 2010a, Identification of Source Lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for Origins, *Journal of Petrology*, p. 33.
- Herzberg, C., 2010b, Identification of Source Lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for Origins, *Journal of Petrology*, 52, 113-146.
- Hibbard, M. J., 1995, Petrography to petrogenesis., (552.2 HIB.).
- Hildreth, W. ve Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (4), 455-489.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. ve White, W. M., 1986, Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth and Planetary Science Letters*, 79 (1-2), 33-45.

- Hofmann, A. W., 2007, 2.03 - Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements, In: Treatise on geochemistry, Eds: Holland, H. D. ve Turekian, K. K., *Oxford: Pergamon*, p. 1-44.
- Hu, J.-H., Song, X.-Y., He, H.-L., Zheng, W.-Q., Yu, S.-Y., Chen, L.-M. ve Lai, C.-K., 2018, Constraints of texture and composition of clinopyroxene phenocrysts of Holocene volcanic rocks on a magmatic plumbing system beneath Tengchong, SW China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 154, 342-353.
- Humphreys, M. C. S., Blundy, J. D. ve Sparks, R. S. J., 2006, Magma Evolution and Open-System Processes at Shiveluch Volcano: Insights from Phenocryst Zoning, *Journal of Petrology*, 47 (12), 2303-2334.
- Huppert, H. E., Turner, J. S., Stephen, R. ve Sparks, J., 1982, Replenished magma chambers: effects of compositional zonation and input rates, *Earth and Planetary Science Letters*, 57 (2), 345-357.
- Huppert, H. E., Sparks, R. S. J., Whitehead, J. A. ve Hallworth, M. A., 1986, Replenishment of magma chambers by light inputs, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91 (B6), 6113-6122.
- Irvine, T. ve Baragar, W. R. A., 1971, A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jacobsen, S. ve Wasserburg, G., 1980, A two-reservoir recycling model for mantle-crust evolution, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 77 (11), 6298-6302.
- James, D. E., 1981, The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 9 (1), 311-344.
- Kadioglu, Y. ve Güleç, N., 1999, Types and genesis of the enclaves in Central Anatolian granitoids, *Geological Journal*, 34, 243-256.
- Kamber, B. S. ve Collerson, K. D., 2000, Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion, *Chemical Geology*, 166 (3-4), 241-254.
- Kaneko, K., Kamata, H., Koyaguchi, T., Yoshikawa, M. ve Furukawa, K., 2007, Repeated large-scale eruptions from a single compositionally stratified magma chamber: An example from Aso volcano, Southwest Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 160-180.
- Kelemen, P., Dick, H. ve E. Quick, J., 1992, Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle, *Nature*, 358, 635-641.
- Keller, J., 1974, Quaternary Maar Volcanism near Karapinar in Central Anatolia., *Symposium on Volcanism and Associated Metallogenesis, Bucharest.*, 19.
- Kent, A. J. R., Darr, C., Koleszar, A. M., Salisbury, M. J. ve Cooper, K. M., 2010, Preferential eruption of andesitic magmas through recharge filtering, *Nature Geoscience*, 3, 631.
- Kent, A. J. R., 2014, Preferential eruption of andesitic magmas: Implications for volcanic magma fluxes at convergent margins, *Geological Society, London, Special Publications*, 385 (1), 257-280.
- Keskin, M., Pearce, J. A. ve Mitchell, J. G., 1998, Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1), 355-404.
- Keskin, M., Pearce, J. A., Kempton, P. D. ve Greenwood, P., 2006, Magma-crust interactions and magma plumbing in a postcollisional setting: geochemical evidence from the Erzurum-Kars volcanic plateau, eastern Turkey, *Special Papers-Geological Society of America*, 409, 475.

- Keskin, M., Genç, Ş. C. ve Tüysüz, O., 2008, Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean, *Lithos*, 104 (1), 267-305.
- Koç, A., Kaymakci, N., van Hinsbergen, D. J. J., Kuiper, K. F. ve Vissers, R. L. M., 2012, Tectono-Sedimentary evolution and geochronology of the Middle Miocene Altınapa Basin, and implications for the Late Cenozoic uplift history of the Taurides, southern Turkey, *Tectonophysics*, 532-535, 134-155.
- Kocaarslan, A. ve Ersoy, E. Y., 2018, Petrologic evolution of Miocene-Pliocene mafic volcanism in the Kangal and Gürün basins (Sivas-Malatya), central east Anatolia: Evidence for Miocene anorogenic magmas contaminated by continental crust, *Lithos*, 310-311, 392-408.
- Koepke, J., Schoenborn, S., Oelze, M., Wittmann, H., Feig, S. T., Hellebrand, E., Boudier, F. ve Schoenberg, R., 2009, Petrogenesis of crustal wehrlites in the Oman ophiolite: Experiments and natural rocks, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10 (10).
- Koprubasi, N. ve Aldanmaz, E., 2004, Geochemical constraints on the petrogenesis of cenozoic I-type granitoids in northwest Anatolia, Turkey: Evidence for magma generation by lithospheric delamination in a post-collisional setting, *International Geology Review*, 46 (8), 705-729.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 68 (1-2), 277-279.
- Külahçı Doğan, G. D., 2015, Chronological, magmatological and geochemical study of post-collisional basaltic volcanism in Central Anatolia and its spatio-temporal evolution, *Hacettepe Üniversitesi*, 223.
- Külahçı Doğan, G. D., Temel, A. ve Gourgaud, A., 2018, Mineralogical and petrological features of the Cemilköy ignimbrite, Cappadocia, Turkey, *Geochemistry*, 78 (1), 103-115.
- Kumar, S. ve Singh, R., 2014, Modelling of Magmatic and Allied Processes, p. 23.
- Kurt, H., 1994, Petrography and Geochemistry of Kadınhanı (Konya) area, Central Turkey, *PhD, Glasgow University (Unpublished), UK*, 191.
- Kurt, H., 1996a, Geochemical characteristics of the metaigneous rocks near Kadınhanı (Konya), Turkey, *Geosound*, 28, 1-22.
- Kurt, H., 1996b, Evolution of Kadınhanı (Konya) dacite rocks: Petrographical and geochemical evidences for crystal fractionation and possible magma mixing, *Geosound*, 28, 23-34.
- Kurt, H., 1997, Geochemistry of metasedimentary rocks of the Kadınhanı (Konya) area, Turkey, *Geosound*, 31, 1-21.
- Kurt, H. ve Arslan, M., 1999, Geochemistry and petrogenesis of Kadınhanı (Konya) K-rich metatrachyandesite: The evolution of Devonian (?) volcanism, *Geological Bulletin of Turkey*, 42, 57-69.
- Kurt, H., Ozkan, A. M. ve Kocak, K., 2003, Geology, petrography and geochemistry of the subduction related volcanic rocks, west of Konya, Central Anatolia, p. 12.
- Kurt, H., Asan, K. ve Ruffet, G., 2008, The relationship between collision-related calcalkaline, and within-plate alkaline volcanism in the Karacadağ Area (Konya-Türkiye, Central Anatolia), *Chemie der Erde - Geochemistry*, 68 (2), 155-176.
- Kurt, S., Akgül, B. ve Kurt, H., 2005, Sağlık - Erenkaya (Konya Batısı) Yöresi Volkanik Kayaçlarının Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, *Fırat Üniversitesi. Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 17, 190-204.

- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. ve Zanettin, B. A., 1986, A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram, *J. Petrol*, 127, 745.
- Le Maitre, R. W., 2002, A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. , *Cambridge University press Cambridge University press*, 236.
- Leake, E. B., Woolley, A., Arps, E. S. C., Birch, W., Gilbert, M. C., Grice, D. J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Vladimir, K., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, A. J., Maresch, W., Nickel, H. E., Rock, M. S. N., Schumacher, J., Smith, C. D., Stephenson, C. N. N. ve Guo, Y., 1997, Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names, *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Liew, T. ve Hofmann, A., 1988, Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (2), 129-138.
- Liszewska, K. M., White, J. C., Macdonald, R. ve Bagiński, B., 2018, Compositional and thermodynamic variability in a stratified magma chamber: Evidence from the Green Tuff Ignimbrite (Pantelleria, Italy), *Journal of Petrology*, 59 (12), 2245-2272.
- Liu, C.-Z., Wu, F.-Y., Chung, -. L., Li, Q.-L., , W.-D. ve Ji, W.-Q., 2014, A 'hidden' 18O-enriched reservoir in the sub-arc mantle, *Scientific Reports*, 4, 4232.
- Lundstrom, C. C., Gill, J., Williams, Q. ve Hanan, B., 1998, Investigating solid mantle upwelling beneath mid-ocean ridges using U-series disequilibria. II. A local study at 33°S Mid-Atlantic Ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, 157, 167-181.
- Lunney, M., 2002, Andesite magma evolution based on textural and compositional analysis of plagioclase phenocrysts of arenal volcano, Costa Rica, *Portland State University*, 268.
- Maitre, L., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms, *Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks*, 193.
- Marks, M., Halama, R., Wenzel, T. ve Markl, G., 2004, Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral–melt trace-element partitioning, *Chemical Geology*, 211 (3), 185-215.
- Matthews, S., Sparks, R. ve Gardeweg, M., 1999, The Piedras Grandes–Soncor eruptions, Lascar volcano, Chile; evolution of a zoned magma chamber in the central Andean upper crust, *Journal of Petrology*, 40 (12), 1891-1919.
- McDonough, W. F. ve Sun, S., 1995, The composition of the Earth, p. 30.
- McNab, F., Ball, P. W., Hoggard, M. J. ve White, N. J., 2017, Neogene Uplift and Magmatism of Anatolia: Insights From Drainage Analysis and Basaltic Geochemistry, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 39.
- Medlin, C. C., Jowitt, S. M., Cas, R. A. F., Smithies, R. H., Kirkland, C. L., Maas, R. A., Raveggi, M., Howard, H. M. ve Wingate, M. T. D., 2015, Petrogenesis of the A-type, Mesoproterozoic Intra-caldera Rheomorphic Kathleen Ignimbrite and Comagmatic Rowland Suite Intrusions, West Musgrave Province, Central

- Australia: Products of Extreme Fractional Crystallization in a Failed Rift Setting, *Journal of Petrology*, 56 (3), 493-525.
- Menzies, M. A. ve Kyle, P. R., 1990, Continental volcanism: a crust-mantle probe, *Continental mantle*, 157-177.
- Meurer, W. P. ve Claeson, D. T., 2002, Evolution of Crystallizing Interstitial Liquid in an Arc-Related Cumulate Determined by LA ICP-MS Mapping of a Large Amphibole Oikocryst, *Journal of Petrology*, 43 (4), 607-629.
- Morimoto, N., 1988, Nomenclature of Pyroxenes, *Mineralogy and Petrology*, 39 (1), 55-76.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. ve Gottardi, G., 1988, Nomenclature of pyroxenes, *American Mineralogist*, 73 (9-10), 1123-1133.
- Mullen, E. D., 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis, *Earth and Planetary Science Letters*, 62 (1), 53-62.
- Myers, J. D., Marsh, B. D., Frost, C. D. ve Linton, J. A., 2002, Petrologic constraints on the spatial distribution of crustal magma chambers, Atka Volcanic Center, central Aleutian arc, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143 (5), 567-586.
- Nakagawa, M., Wada, K. ve Wood, C. P., 2002, Mixed Magmas, Mush Chambers and Eruption Triggers: Evidence from Zoned Clinopyroxene Phenocrysts in Andesitic Scoria from the 1995 Eruptions of Ruapehu Volcano, New Zealand, *Journal of Petrology*, 43 (12), 2279-2303.
- Nakamura, M. ve Shimakita, S., 1998, Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase, *Earth and Planetary Science Letters*, 161, 119-133.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38 (5), 757-775.
- Nelson, T. S. ve Montana, A., 1992, Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression, *American Mineralogist*, 77.
- Nicholls, I. ve Ringwood, A. E., 1972, Production of silica-saturated tholeiitic magma in island arcs, *Earth and Planetary Science Letters*, 17, 243-246.
- Niu, Y. ve Batiza, R., 1998, Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 155, 471-483.
- Nixon, G. T. ve Pearce, T., 1987, Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase; the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuatl Volcano, Mexico, *American Mineralogist*, 72 (11-12), 1144-1162.
- Notsu, K., Fujitani, T., Ui, T., Matsuda, J. ve Ercan, T., 1995, Geochemical Features of Collision-Related Volcanic-Rocks in Central and Eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64 (3-4), 171-191.
- Okay, A. I. ve Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey, *Geological Society, London, Special Publications*, 156 (1), 475-515.
- Olanca, K., 1999, Quaternary volcanism of Karapınar-Konya Region: Geochemical evolution, *Bulletin of Earth Sciences Application and Research Center of Hacettepe University*, 21, 115-124.
- Özcan, A., Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Uysal, S., Isik, A. ve Sentürk, K., 1988, Late Paleozoic evolution of the Kütahya-Bolkardağı Belt, METU Journal of Pure and Applied Sci, p. 11.

- Özcan, A., Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş. ve Işık, A., 1990, Konya-Kadınhanı-Ilgın dolayının temel jeolojisi, *MTA Rapor (9535)*, 139.
- Özdemir, Y. ve Güleç, N., 2013, Geological and Geochemical Evolution of the Quaternary Suphan Stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey: Evidence for the Lithosphere-Asthenosphere Interaction in Post-Collisional Volcanism, *Journal of Petrology*, 55 (1), 37-62.
- Özkan, A. M., 2000, Akpınar-Tatköy-Ulumuhsine-Sarayköy (Konya) Dolayındaki Gölselel Stromatolitlerin Fasiyes Özellikleri, *Geosound*, 36 (1), 29-52.
- Özkan, A. M., Söğüt, A. R. , 1999, Dilekçi (Konya Batısı) Çevresindeki Neojen Çökellerinin Stratigrafisi *Pamukkale University Engineering College Journal Of Engineering Sciences*, 5.
- Pallister, J. S., Hoblitt, R. P. ve Reyes, A. G., 1992, A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano?, *Nature*, 356 (6368), 426-428.
- Pasquarè, G., Poli, S., Vezzoli, L. ve Zanchi, A., 1988, Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey, *Tectonophysics*, 146 (1), 217-230.
- Pearce, J., 1982, Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries, In, Eds: Orogenic Andesites, p. 525-548.
- Pearce, J., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin, *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, 230-249.
- Pearce, J., Harris, N. ve G. Tindle, A., 1984, Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks, *Journal of Petrology*, p. 28.
- Pearce, J., 1996, A user's guide to basalt discrimination diagrams, *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geol. Assoc. Can.*, 79-113.
- Pearce, J. A. ve Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, 19 (2), 290-300.
- Pearce, J. A. ve Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69 (1), 33-47.
- Pearce, J. A. ve Peate, D. W., 1995, Tectonic Implications of the Composition of Volcanic ARC Magmas, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23 (1), 251-285.
- Pearce, J. A., 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, *Lithos*, 100 (1-4), 14-48.
- Pearce, T. H., 1994, Recent Work on Oscillatory Zoning in Plagioclase, In: Feldspars and their Reactions, Eds: Parsons, I., *Dordrecht: Springer Netherlands*, p. 313-349.
- Pecerillo, A., 2005, Plio-Quaternary Volcanism in Italy: Petrology, Geochemistry, Geodynamics. , 370.
- Perfit, M., Gust, D., Bence, A. E., Arculus, R. ve Taylor, S. R., 1980, Chemical characteristics of island-arc basalts: Implications for mantle sources, *Chemical Geology*, 30, 227-256.
- Perugini, D., Ventura, G., Petrelli, M. ve Poli, G., 2004, Kinematic significance of morphological structures generated by mixing of magmas: a case study from Salina Island (southern Italy), *Earth and Planetary Science Letters*, 222 (3), 1051-1066.
- Pfänder, J. A., Jung, S., Münker, C., Stracke, A. ve Mezger, K., 2012, A possible high Nb/Ta reservoir in the continental lithospheric mantle and consequences on the

- global Nb budget – Evidence from continental basalts from Central Germany, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 77, 232-251.
- Piper, J., M. Moore, J., Tatar, O., Gürsoy, H. ve G. Park, R., 1996, Palaeomagnetic study of crustal deformation across an intracontinental transform: The North Anatolian Fault Zone in Northern Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, 105, 299-310.
- Platzman, E. S., Tapirdamaz, C. ve Sanver, M., 1998, Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia (Turkey): preliminary palaeomagnetic and geochronological results, *Tectonophysics*, 299 (1), 175-189.
- Prelević, D., Jacob, D. E. ve Foley, S. F., 2013, Recycling plus: A new recipe for the formation of Alpine–Himalayan orogenic mantle lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, 362, 187-197.
- Putirka, K., 2008a, Clinopyroxene thermobarometers, <http://www.fresnostate.edu/csm/ees/faculty-staff/putirka.html#downloads>: [14.03.18].
- Putirka, K. D., Perfit, M., Ryerson, F. J. ve Jackson, M. G., 2007, Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling, *Chemical Geology*, 241 (3-4), 177-206.
- Putirka, K. D., 2008b, Thermometers and Barometers for Volcanic Systems, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69 (1), 61-120.
- Putirka, K. D., 2017, Down the crater: where magmas are stored and why they erupt, *Elements*, 13 (1), 11-16.
- Rabayrol, F., Hart, C. J. R. ve Thorkelson, D. J., 2019, Temporal, spatial and geochemical evolution of late Cenozoic post-subduction magmatism in central and eastern Anatolia, Turkey, *Lithos*, 336-337, 67-96.
- Reid, M. R., Schleiffarth, W. K., Cosca, M. A., Delph, J. R., Blichert-Toft, J. ve Cooper, K. M., 2017, Shallow melting of MORB-like mantle under hot continental lithosphere, Central Anatolia, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18 (5), 1866-1888.
- Renjith, M. L., 2014, Micro-textures in plagioclase from 1994–1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone, *Geoscience Frontiers*, 5 (1), 113-126.
- Ridolfi, F., Alberto, R. ve Matteo, P., 2010a, Amphibole geothermobarometer, https://static-content.springer.com/esm/art%3A10.1007%2Fs00410-009-0465-7/MediaObjects/410_2009_465_MOESM2_ESM.xls: [30.06.18].
- Ridolfi, F., Renzulli, A. ve Puerini, M., 2010b, Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160 (1), 45-66.
- Rudnick, R. ve Gao, S., 2003, Composition of the Continental Crust. , *Treatise Geochem* 3, 1-64.
- Rudnick, R. L. ve Fountain, D. M., 1995, Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective, *Reviews of Geophysics*, 33 (3), 267-309.
- Sakyi, P., Tanaka, R., Kobayashi, K. ve Nakamura, E., 2012, Inherited Pb isotopic records in olivine antecryst-hosted melt inclusions from Hawaiian lavas, p.
- Saunders, A. D., Tarney, J. ve Weaver, S. D., 1980, Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis of calc-alkaline magmas, *Earth and Planetary Science Letters*, 46 (3), 344-360.
- Schildgen, T. F., Cosentino, D., Bookhagen, B., Niedermann, S., Yıldırım, C., Echtler, H., Wittmann, H. ve Strecker, M. R., 2012, Multi-phased uplift of the southern

- margin of the Central Anatolian plateau, Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 317, 85-95.
- Schleiffarth, W., Darin, M., Umhoefer, P. ve R. Reid, M., 2018, Dynamics of episodic Late Cretaceous–Cenozoic magmatism across Central to Eastern Anatolia: New insights from an extensive geochronology compilation, *Geosphere*, 14 (5).
- Seghedi, I., Downes, H., Pecskey, Z., Thirlwall, M. F., Szakacs, A., Prychodko, M. ve Matthey, D., 2001, Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians, *Lithos*, 57 (4), 237-262.
- Şen, E., 1997, Erciyes stratovolkanın'nın (Orta Anadolu) volkanolojik ve petrolojik gelişiminin incelenmesi, *Yüksek Mühendislik Tezi. Hacettepe Üniversitesi, 197sayfa*.
- Şen, P. A., Temel, A. ve Gourgaud, A., 2004, Petrogenetic modelling of Quaternary post-collisional volcanism: a case study of central and eastern Anatolia, *Geological Magazine*, 141 (1), 81-98.
- Şengör, A. M. C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, *Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serisi*, 2, 40.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75 (3), 181-241.
- Şengör, A. M. C., 1984, The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia, In: The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia, Eds: Şengör, A. M. C.: Geological Society of America, p. 30.
- Sheldrick, T., Barry, T., Hinsbergen, D. ve Kempton, P., 2018, Constraining lithospheric removal and asthenospheric input to melts in Central Asia: A geochemical study of Triassic to Cretaceous magmatic rocks in the Gobi Altai (Mongolia), *Lithos*, 296-299, 297-315.
- Shervais, J. W., 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, 59 (1), 101-118.
- Simkin, T. ve Smith, J. V., 1970, Minor-Element Distribution in Olivine, *The Journal of Geology*, 78 (3), 304-325.
- Simon, L. ve Lécuyer, C., 2005, Continental recycling: The oxygen isotope point of view, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6.
- Singer, B., Dungan, M. ve Layne, G., 1995, Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers, *American Mineralogist*, 80, 776-798.
- Snyder, D. ve Tait, S., 1996, Magma mixing by convective entrainment, *Nature*, 379, 529-531.
- Søager, N., Portnyagin, M., Hoernle, K., Martin Holm, P., Folkmar, H. ve Garbe-Schönberg, D., 2015, Olivine Major and Trace Element Compositions in Southern Payenia Basalts, Argentina: Evidence for Pyroxenite-Peridotite Melt Mixing in a Back-arc Setting, *Journal of Petrology*, 56, 1495-1518.
- Sobolev, A., Hofmann, A., Kuzmin, D., Yaxley, G., Arndt, N., Chung, -. L., Danyushevsky, L., Elliott, T., Frey, F., Garcia, M., A. Gurenko, A., Kamenetsky, V., Kerr, A., Krivolutsкая, N. A. K. N., V. Matvienkov, V., Nikogosian, I., Rocholl, A., Sigurdsson, I., M. Sushchevskaya, N. ve Teklay, M., 2007, The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts, *Science*, 316, 412-417.
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Sobolev, S. V. ve Nikogosian, I. K., 2005, An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts, *Nature*, 434 (7033), 590-597.
- Sparks, S. R. J., Sigurdsson, H. ve Wilson, L., 1977, Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions, *Nature*, 267 (5609), 315-318.

- Spera, F. J., Yuen, D. A., Greer, J. C. ve Sewell, G., 1986, Dynamics of magma withdrawal from stratified magma chambers, *Geology*, 14 (9), 723-726.
- Srivastava, R. ve Chalapathi Rao, N. V., 2007, Petrology, geochemistry and tectonic significance of Palaeoproterozoic alkaline lamprophyres from the Jungel Valley, Mahakoshal supracrustal belt, Central India, *Mineralogy and Petrology*, 89, 189-215.
- Stewart, L. M. ve Pearce, H. T., 2004, Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results, *American Mineralogist*, 89, 348-351.
- Streck, M. J., Dungan, M. A., Malavassi, E., Reagan, M. K. ve Bussy, F., 2002, The role of basalt replenishment in the generation of basaltic andesites of the ongoing activity at Arenal volcano, Costa Rica: evidence from clinopyroxene and spinel, *Bulletin of Volcanology*, 64 (5), 316-327.
- Streck, M. J., Leeman, W. P. ve Chesley, J. T., 2007, High-magnesian andesite from Mount Shasta: A product of magma mixing and contamination, not a primitive melt: comment and reply: reply, *Geology*, 35 (1), e150-e150.
- Streck, M. J., 2008, Mineral Textures and Zoning as Evidence for Open System Processes, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69 (1), 595-622.
- Streck, M. J., Broderick, C. A., Thronber, C. R., Clynne, M. A. ve Pallister, J. S., 2008, Plagioclase populations and zoning in dacite of the 2004-2005 Mount St. Helens eruption: constraints for magma origin and dynamics: Chapter 34 in A volcano rekindled: the renewed eruption of Mount St. Helens, 2004-2006, *Reston, VA*, 791-808.
- Stroncik, N., Klügel, A. ve Hansteen, T., 2009, The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): Constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks, *Contrib. Mineral. Petrol*, 157, 593-607.
- Sun, S.-S. ve McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geological Society, London, Special Publications*, 42 (1), 313-345.
- Sun, Y., Ying, J., Su, B., Zhou, X. ve Shao, J. a., 2015, Contribution of crustal materials to the mantle sources of Xiaogulihe ultrapotassic volcanic rocks, Northeast China: New constraints from mineral chemistry and oxygen isotopes of olivine, *Chemical Geology*, 405, 10-18.
- Sür, Ö., 1972, Türkiyenin, özellikle iç Anadolunun genç volkanik alanlarının jeomorfolojisi, p.
- Tatar, O., Piper, J. D. A., Park, R. G. ve Gürsoy, H., 1995, Palaeomagnetic study of block rotations in the Niksar overlap region of the North Anatolian Fault Zone, central Turkey, *Tectonophysics*, 244 (4), 251-266.
- Tatsumi, Y. ve Kogiso, T., 2003, The subduction factory: its role in the evolution of the Earth's crust and mantle, Geological Society, London, Special Publications, p. 25.
- Taylor, H., 1968, The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, p. 72.
- Taylor, J., 1980, The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks, *Earth and Planetary Science Letters*, 47 (2), 243-254.
- Taylor, S. ve McLennan, S., 1986, The chemical composition of the Archaean crust, *Geological Society, London, Special Publications*, 24 (1), 173-178.
- Temel, A., Gundogdu, M.N., Gourgaud, A., 1998, Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central

- Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 327-354.
- Thompson, R. ve Morrison, M., 1988, Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extensional magmatism: an example from the British Tertiary Province, *Chemical Geology*, 68 (1-2), 1-15.
- Thompson, R. N. ve Gibson, S. A., 2000, Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites, *Nature*, 407, 502.
- Thorpe, R. ve Brown, G., 1985, *The Field Description of Igneous Rocks.* , Open University Press, p.
- Tomiya, A. ve Takahashi, E., 2005, Evolution of the Magma Chamber beneath Usu Volcano since 1663: a Natural Laboratory for Observing Changing Phenocryst Compositions and Textures, *Journal of Petrology*, 33.
- Toprak, V. ve Göncüoğlu, M., 1993, Tectonic control on the development of the Neogene-Quaternary Central Anatolian Volcanic Province, Turkey, *Geological Journal*, 28 (3-4), 357-369.
- Toprak, V., 1998, Vent distribution and its relation to regional tectonics, Cappadocian Volcanics, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1), 55-67.
- Trubač, J., Janoušek, V., Žák, J., Somr, M., Kabele, P., Švancara, J., Gerdes, A. ve Žáčková, E., 2017, Origin of reverse compositional and textural zoning in granite plutons by localized thermal overturn of stratified magma chambers, *Lithos*, 277, 315-336.
- Tsuchiyama, A., 1985, Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89 (1), 1-16.
- Türkecan, A., 2015, Türkiye'nin senozoyik volkanitleri, Maden Tetkik Arama Müdürlüğü, p.
- Ubide, T., Galé, C., Larrea, P., Arranz, E. ve Lago, M., 2014a, Antecrysts and their effect on rock compositions: The Cretaceous lamprophyre suite in the Catalan Coastal Ranges (NE Spain), *Lithos*, 206-207, 214-233.
- Ubide, T., Galé, C., Larrea, P., Arranz, E., Lago, M. ve Tierz, P., 2014b, The Relevance of Crystal Transfer to Magma Mixing: a Case Study in Composite Dykes from the Central Pyrenees, *Journal of Petrology*, 55 (8), 1535-1559.
- Ulu, Ü., Bulduk, A., Ekmekçi, E., Karakaş, M., Öcal, H., Arbas, A., Saçlı, L., Taşkiran, A., Adır, M. ve Sözeri, Ş., 1994, İnce-Akkise ve Cihanbeyli-Karapınar Alanının Jeolojisi, *General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) Report 9720*, 219.
- Ulu, Ü., 2009a, Geological Maps of Turkey Karaman-M30 Sheet, *General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara (in Turkish)*.
- Ulu, Ü., 2009b, MTA Genel Müdürlüğü, 1: 100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Karaman-M32 Paftası, No: 127, *Ankara, Turkey: MTA Jeoloji Etütleri Dairesi (in Turkish)*.
- Uslular, G., Gençalioğlu-Kuşcu, G. ve Arcasoy, A., 2015, Size-distribution of scoria cones within the Eğrikuyu Monogenetic Field (Central Anatolia, Turkey), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 56-65.
- Uslular, G. ve Gençalioğlu-Kuşcu, G., 2019a, Mantle source heterogeneity in monogenetic basaltic systems: A case study of Eğrikuyu monogenetic field (Central Anatolia, Turkey), *Geosphere*, 15 (2), 29.

- Uslular, G. ve Gençalioğlu-Kuşcu, G., 2019b, Geochemical Characteristics of Anatolian Basalts: Comment on “Neogene Uplift and Magmatism of Anatolia: Insights From Drainage Analysis and Basaltic Geochemistry” by McNab Et Al, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20 (1), 530-541.
- Uygun, A., 1982, Tuzgölü havzasının jeolojisi, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor* (7188).
- Vance, A. J., 1965, Zoning in Igneous Plagioclase: Patchy Zoning, *Journal of Geology*, p. 15.
- Vance, J. A., 1969, On synneusis, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 24 (1), 7-29.
- Wang, B., Shu, L., Faure, M., Jahn, B.-M., Cluzel, D., Charvet, J., Chung, -. L. ve Meffre, S., 2011, Paleozoic tectonics of the southern Chinese Tianshan: insights from structural, chronological and geochemical studies of the Heiyingshan ophiolitic mélange (NW China), *Tectonophysics*, 497 (1-4), 85-104.
- Wang, Z. ve Eiler, J. M., 2008, Insights into the origin of low- $\delta^{18}\text{O}$ basaltic magmas in Hawaii revealed from in situ measurements of oxygen isotope compositions of olivines, *Earth and Planetary Science Letters*, 269 (3), 377-387.
- Whitney, D. L. ve Evans, B. W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 95 (1), 185-187.
- Wilson, B. M., 1989, Igneous petrogenesis a global tectonic approach, Springer Science & Business Media, p. 465.
- Winter, J. D., 2001, An introduction to igneous and metamorphic petrology, Prentice Hall, Upper Saddle River, p. 796.
- Winter, J. D., 2013, Principles of igneous and metamorphic petrology, Pearson education, p.
- Wood, B. J. ve Blundy, J. D., 1997, A predictive model for rare earth element partitioning between clinopyroxene and anhydrous silicate melt, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129 (2), 166-181.
- Wood, D. A., 1980, The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province, *Earth and Planetary Science Letters*, 50 (1), 11-30.
- Woodhead, D. J., Greenwood, P., Harmon, R. ve Stoffers, P., 1993, Oxygen isotope evidence for recycled crust in the source of EM-type ocean island basalts, p. 4.
- Wörner, G., Moorbath, S. ve Harmon, R. S., 1992, Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains, *Geology*, 20 (12), 1103-1106.
- Yang, Z.-F. ve Zhou, J.-H., 2013, Can we identify source lithology of basalt?, *Scientific Reports*, 3, 1856.
- Yang, Z.-F., Li, J., Liang, W. ve Luo, Z.-H., 2016, On the chemical markers of pyroxenite contributions in continental basalts in Eastern China: Implications for source lithology and the origin of basalts, *Earth-Science Reviews*, p. 13.
- Ying, J.-F., Zhou, X.-H., Zhang, L.-C. ve Wang, F., 2010, Geochronological framework of Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, NE China, and their geodynamic implications, *Journal of Asian Earth Sciences*, 39 (6), 786-793.
- Yoder, H. ve Tilley, C. E., 1962, Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems, *Journal of Petrology*, 3 (3), 342-532.
- Zartman, R. E., 1974, Lead isotopic provinces in the Cordillera of the western United States and their geologic significance, *Economic Geology*, 69 (6), 792-805.
- Zhang, G. L., Zong, C.-L., Yin, X.-B. ve Li, H., 2012, Geochemical constraints on a mixed pyroxenite–peridotite source for East Pacific Rise basalts, p. 11.

- Zimmer, M., Plank, T., Hauri, E., Yogodzinski, G., Stelling, P., Larsen, J., Singer, B., Jicha, B., Mandeville, C. ve J. Nye, C., 2010, The Role of Water in Generating the Calc-alkaline Trend: New Volatile Data for Aleutian Magmas and a New Tholeiitic Index, *Journal of Petrology*, p. 33.
- Zindler, A. ve Hart, S. R., 1986, Chemical Geodynamics, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493-571.
- Zou, H., Zindler, A., Xu, X. ve Qi, Q., 2000, Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance, *Chemical Geology*, 171 (1), 33-47.



EKLER**EK-1.** İnceleme alanının jeolojik haritası ve jeolojik enine kesiti (arka kapakta zarf içerisinde yer almaktadır)**EK-2.** İncelenen kayalara ait olivinlerin mikroprob analiz sonuçları

Kaya grubu	Bazalt-2						Bazalt-3/MMA-1					
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	GK31-C1- 1o	GK31-C3- 1o	GK31-C3- 1m	GK31-C3- 1k	GK31-C6- 1o	GK31-C6- 1m	KR28-C3- 1k	KR28-C3- 1m	KR28-C3- 1o	KR28-C3- 1o	KR28-C3- 1k
SiO ₂	37.723	38.339	38.246	37.982	37.268	38.486	37.876	38.056	37.927	37.817	36.742	36.427
TiO ₂	0.021	0.009	0.026	0	0.002	0.011	0.011	0.004	0.003	0.002	0.022	0.021
Al ₂ O ₃	0.06	0.034	0.11	0.036	0.06	0.082	0.092	0.053	0.139	0.075	0.031	0.055
FeO	12.597	11.848	12.251	13.501	13.821	10.716	15.781	13.956	13.813	14.008	24.165	25.051
MnO	0.131	0.135	0.084	0.154	0.188	0.14	0.189	0.111	0.149	0.175	0.314	0.317
MgO	47.909	49.539	48.796	47.827	47.352	49.95	46.467	47.118	46.442	46.344	39.868	38.987
CaO	0.201	0.189	0.189	0.209	0.222	0.168	0.236	0.19	0.236	0.212	0.142	0.161
Cr ₂ O ₃	0.053	0.025	0.04	0.043	0.039	0.031	0.032	0.041	0.042	0.04	0.058	0.025
ZnO	0	0.036	0.011	0.007	0.014	0	0	0.019	0.025	0.015	0.027	0.016
Toplam	98.695	100.118	99.742	99.752	98.952	99.584	100.684	99.529	98.751	98.673	101.342	101.044
4 O göre stokiyometrik oran												
Si	0.9554	0.9534	0.9559	0.9554	0.9481	0.9568	0.9537	0.9606	0.9643	0.9635	0.9562	0.9553
Ti	0.0004	0.0002	0.0005	0.0000	0.0000	0.0002	0.0002	0.0001	0.0001	0.0000	0.0004	0.0004
Al	0.0018	0.0010	0.0032	0.0011	0.0018	0.0024	0.0027	0.0016	0.0042	0.0023	0.0010	0.0017
Fe ²⁺ all ferrous	0.2668	0.2464	0.2560	0.2840	0.2940	0.2228	0.3323	0.2946	0.2937	0.2984	0.5259	0.5494
Mn	0.0028	0.0028	0.0018	0.0033	0.0041	0.0029	0.0040	0.0024	0.0032	0.0038	0.0069	0.0070
Mg	1.8090	1.8365	1.8182	1.7935	1.7958	1.8513	1.7444	1.7730	1.7604	1.7603	1.5468	1.5243
Ca	0.0055	0.0050	0.0051	0.0056	0.0061	0.0045	0.0064	0.0051	0.0064	0.0058	0.0040	0.0045
Cr	0.0011	0.0005	0.0008	0.0009	0.0008	0.0006	0.0006	0.0008	0.0008	0.0008	0.0012	0.0005
Total	3.0427	3.0457	3.0416	3.0437	3.0506	3.0415	3.0444	3.0382	3.0331	3.0349	3.0423	3.0432
Oktahedral	2.0873	2.0924	2.0856	2.0883	2.1025	2.0847	2.0906	2.0776	2.0688	2.0714	2.0861	2.0878
Uc üye oranları												
Fo	0.8715	0.8817	0.8766	0.8633	0.8593	0.8926	0.8400	0.8575	0.8570	0.8550	0.7463	0.7351
Fa	0.1285	0.1183	0.1234	0.1367	0.1407	0.1074	0.1600	0.1425	0.1430	0.1450	0.2537	0.2649
Mg#	87.1476	88.1721	87.6562	86.3310	85.9319	89.2594	83.9992	85.7536	85.7028	85.5040	74.6285	73.5078

EK-2. (devam)

Kaya grubu	Bazalt-3									Bazalt-3			
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	KR29- C1-1k	KR29- C1-1o	KR29- C1-1m	KR29- C2-1m	KR29 C2-1o	KR29- C2-1o	KR29- C2-1k	KR29- C3-1m	KR29- C3-1o	KR30- C1-1k	KR30- C1-1o	KR30- C1-1o
SiO ₂	37.873	37.941	38.231	37.311	37.487	38.002	36.605	37.916	38.636	37.496	37.315	37.283	37.062
TiO ₂	0.027	0	0	0.012	0	0.021	0	0.015	0.004	0.015	0	0	0.032
Al ₂ O ₃	0.028	0.05	0.134	0.048	0.053	0.043	0.045	0.042	0.053	0.018	0.036	0.033	0.038
FeO	15.421	14.886	14.288	17.181	15.988	16.667	17.652	14.53	14.201	16.13	14.92	14.876	15.706
MnO	0.165	0.163	0.183	0.172	0.138	0.131	0.179	0.139	0.196	0.161	0.219	0.176	0.167
MgO	46.332	46.39	47.755	44.86	45.435	45.758	43.869	47.163	47.444	46.185	46.479	46.3	45.358
CaO	0.213	0.201	0.19	0.218	0.199	0.204	0.198	0.207	0.2	0.208	0.185	0.2	0.199
Cr ₂ O ₃	0.028	0.057	0.019	0.03	0.027	0.02	0.025	0.03	0.035	0.038	0.025	0.045	0.025
ZnO	0.02	0.029	0	0.051	0.002	0.01	0.032	0	0.01	0.027	0.032	0	0
Toplam	100.087	99.688	100.8	99.832	99.327	100.846	98.573	100.042	100.769	100.251	99.179	98.913	98.587
4 O göre stokiyometrik oran													
Si	0.9576	0.9605	0.9545	0.9543	0.9579	0.9583	0.9517	0.9553	0.9635	0.9505	0.9515	0.9529	0.9541
Ti	0.0005	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0004	0.0000	0.0003	0.0001	0.0003	0.0000	0.0000	0.0006
Al	0.0008	0.0015	0.0039	0.0014	0.0016	0.0013	0.0014	0.0012	0.0016	0.0005	0.0011	0.0010	0.0012
Fe ₂₊ + all ferrous	0.3260	0.3151	0.2983	0.3675	0.3416	0.3515	0.3838	0.3061	0.2961	0.3419	0.3181	0.3179	0.3381
Mn	0.0035	0.0035	0.0039	0.0037	0.0030	0.0028	0.0039	0.0030	0.0041	0.0035	0.0047	0.0038	0.0036
Mg	1.7464	1.7509	1.7774	1.7106	1.7309	1.7203	1.7004	1.7715	1.7639	1.7454	1.7668	1.7642	1.7408
Ca	0.0058	0.0055	0.0051	0.0060	0.0054	0.0055	0.0055	0.0056	0.0053	0.0056	0.0051	0.0055	0.0055
Cr	0.0006	0.0011	0.0004	0.0006	0.0005	0.0004	0.0005	0.0006	0.0007	0.0008	0.0005	0.0009	0.0005
Total	3.0412	3.0381	3.0434	3.0444	3.0410	3.0404	3.0473	3.0435	3.0353	3.0485	3.0477	3.0462	3.0444
Oktahedral	2.0837	2.0776	2.0889	2.0901	2.0831	2.0821	2.0956	2.0882	2.0718	2.0980	2.0963	2.0933	2.0903
Uc üye oranları													
Fo	0.8427	0.8475	0.8563	0.8232	0.8352	0.8304	0.8159	0.8527	0.8562	0.8362	0.8474	0.8473	0.8374
Fa	0.1573	0.1525	0.1437	0.1768	0.1648	0.1696	0.1841	0.1473	0.1438	0.1638	0.1526	0.1527	0.1626
Mg#	84.2684	84.7470	85.6300	82.3170	83.5163	83.0358	81.5866	85.2661	85.6248	83.6197	84.7423	84.7305	83.7368

EK-2. (devam)

Kaya grubu	Bazalt-3/MMA-1						Bazalt-3/MMA-1			Bazalt-3			
	KR30-C2-1o	KR30-C2-1o	KR30-C2-1m	KR30-C3-1o	KR30-C3-1k	KR30-C4-1o	KR32-C1-1k	KR32-C1-1o	KR32-C1-1m	KR32-C3-1o	KR32-C3-1m	KR32-C3-2k	KR32-C3-2m
SiO ₂	37.388	37.311	38.137	38.34	38.863	38.027	38.219	38.593	37.542	38.068	38.021	37.413	38.742
TiO ₂	0	0.027	0.029	0.016	0.018	0.002	0.025	0	0.014	0.016	0.005	0.014	0.016
Al ₂ O ₃	0.051	0.039	0.043	0.059	0.055	0.047	0.054	0.06	0.109	0.065	0.052	0.185	0.053
FeO	14.565	14.467	14.194	12.783	13.809	14.218	15.705	15.499	15.448	13.087	12.914	13.619	13.953
MnO	0.149	0.203	0.144	0.129	0.151	0.17	0.16	0.166	0.16	0.145	0.141	0.144	0.163
MgO	46.594	46.912	47.481	48.809	48.366	47.807	46.572	46.943	45.469	47.87	47.737	47.157	48.155
CaO	0.182	0.206	0.193	0.18	0.191	0.199	0.215	0.214	0.267	0.201	0.186	0.195	0.189
Cr ₂ O ₃	0.023	0.056	0.103	0.05	0.022	0.022	0.037	0.036	0.019	0.022	0.03	0.046	0.032
ZnO	0.013	0.019	0.024	0.016	0.042	0.023	0.034	0.009	0.022	0	0.015	0.036	0.02
Toplam	98.952	99.221	100.324	100.366	101.475	100.492	100.987	101.511	99.028	99.474	99.086	98.773	101.303
4 O göre stokiyometrik oran													
Si	0.9534	0.9492	0.9564	0.9548	0.9604	0.9526	0.9582	0.9609	0.9599	0.9580	0.9598	0.9517	0.9599
Ti	0.0000	0.0005	0.0005	0.0003	0.0003	0.0000	0.0005	0.0000	0.0003	0.0003	0.0001	0.0003	0.0003
Al	0.0015	0.0012	0.0013	0.0017	0.0016	0.0014	0.0016	0.0018	0.0033	0.0019	0.0015	0.0055	0.0015
Fe2+ all ferrous	0.3106	0.3078	0.2977	0.2662	0.2854	0.2978	0.3292	0.3227	0.3303	0.2754	0.2726	0.2897	0.2891
Mn	0.0032	0.0044	0.0031	0.0027	0.0032	0.0036	0.0034	0.0035	0.0035	0.0031	0.0030	0.0031	0.0034
Mg	1.7714	1.7793	1.7752	1.8121	1.7819	1.7853	1.7407	1.7425	1.7332	1.7959	1.7965	1.7883	1.7788
Ca	0.0050	0.0056	0.0052	0.0048	0.0051	0.0053	0.0058	0.0057	0.0073	0.0054	0.0050	0.0053	0.0050
Cr	0.0005	0.0011	0.0020	0.0010	0.0004	0.0004	0.0007	0.0007	0.0004	0.0004	0.0006	0.0009	0.0006
Total	3.0456	3.0491	3.0414	3.0436	3.0382	3.0465	3.0402	3.0378	3.0380	3.0405	3.0391	3.0448	3.0387
Oktahedral	2.0921	2.0999	2.0850	2.0888	2.0778	2.0939	2.0819	2.0769	2.0781	2.0825	2.0793	2.0931	2.0788
Uc üye oranları													
Fo	0.8508	0.8525	0.8564	0.8719	0.8620	0.8570	0.8409	0.8437	0.8399	0.8670	0.8683	0.8606	0.8602
Fa	0.1492	0.1475	0.1436	0.1281	0.1380	0.1430	0.1591	0.1563	0.1601	0.1330	0.1317	0.1394	0.1398
Mg#	85.0824	85.2536	85.6404	87.1918	86.1965	85.7037	84.0941	84.3749	83.9940	86.7047	86.8256	86.0596	86.0201

EK-2. (devam)

Kaya grubu	Andezit-1		Andezit-2			Andezit-2/MMA-2			
Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	GK161- C3-1m	GK6- C4-1m	GK6- C4-1o	GK6- C6-1k	GK15E. -C2-1m	GK15- C2-1m	GK15- C2-1k	GK15- C4-1o	GK15- C4-1o
SiO ₂	38.24	38.518	37.946	36.533	38.29	38.395	38.401	38.661	38.552
TiO ₂	0	0.012	0.019	0.016	0.01	0.015	0.011	0.02	0.013
Al ₂ O ₃	0.039	0.083	0.026	0.062	0.037	1.107	0.051	0.078	0.03
FeO	17.847	11.842	13.103	19.012	12.934	13.366	13.282	13.228	13.412
MnO	0.287	0.162	0.124	0.159	0.176	0.196	0.16	0.178	0.167
MgO	45.361	49.018	48.159	43.301	48.168	47.031	48.158	48.254	47.28
CaO	0.174	0.158	0.149	0.157	0.209	0.248	0.236	0.201	0.243
Cr ₂ O ₃	0.013	0.032	0.022	0.022	0.023	0.028	0.009	0	0.039
ZnO	0	0.01	0.007	0.023	0.007	0.015	0.011	0	0.01
Toplam	101.961	99.825	99.548	99.262	99.847	100.386	100.308	100.62	99.736
4 O göre stokiometrik oran									
Si	0.9587	0.9598	0.9546	0.9490	0.9591	0.9567	0.9588	0.9614	0.9679
Ti	0.0000	0.0002	0.0004	0.0003	0.0002	0.0003	0.0002	0.0004	0.0002
Al	0.0012	0.0024	0.0008	0.0019	0.0011	0.0325	0.0015	0.0023	0.0009
Fe ²⁺ all ferrous	0.3742	0.2467	0.2756	0.4130	0.2709	0.2785	0.2773	0.2751	0.2816
Mn	0.0061	0.0034	0.0026	0.0035	0.0037	0.0041	0.0034	0.0037	0.0036
Mg	1.6955	1.8210	1.8061	1.6769	1.7988	1.7471	1.7925	1.7889	1.7696
Ca	0.0047	0.0042	0.0040	0.0044	0.0056	0.0066	0.0063	0.0054	0.0065
Cr	0.0003	0.0006	0.0004	0.0005	0.0005	0.0006	0.0002	0.0000	0.0008
Total	3.0406	3.0384	3.0445	3.0495	3.0399	3.0265	3.0402	3.0371	3.0310
Oktahedral	2.0818	2.0786	2.0899	2.1004	2.0808	2.0697	2.0814	2.0757	2.0632
Uc üye oranları									
Fo	0.8192	0.8807	0.8676	0.8024	0.8691	0.8625	0.8660	0.8667	0.8627
Fa	0.1808	0.1193	0.1324	0.1976	0.1309	0.1375	0.1340	0.1333	0.1373
Mg#	81.9216	88.0667	86.7599	80.2396	86.9105	86.2513	86.6030	86.6733	86.2732

EK-3. İncelenen kayalara ait klinopiroksenlerin mikroprob analiz sonuçları ve bazı fizikokimyasal şartları

Kaya Grubu Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	Bazalt-2				Bazalt-2/CX	Bazalt-3						
	GK31- C2-1k	GK31- C2-1m	GK31- C2-1o	GK31- C2-1k	GK31- C4-1o	KR29- 2k	KR29- 2m	KR29- 2k	KR29- 5m	KR29- 5k	KR32- C6-1o	KR32- C6-1k
SiO ₂ (%wt)	51.89	51.79	50.72	49.98	49.69	51.26	51.36	50.37	51.47	49.70	51.31	50.89
TiO ₂ (%wt)	0.55	0.47	0.63	0.82	1.12	0.69	0.59	0.84	0.53	0.66	0.62	0.68
Al ₂ O ₃ (%wt)	4.85	4.43	5.70	6.20	6.73	5.11	4.74	5.08	4.42	5.52	5.26	5.59
FeO Total (%wt)	4.72	4.64	4.88	5.45	6.31	6.97	5.79	6.67	5.49	5.89	5.49	5.85
MnO (%wt)	0.03	0.05	0.10	0.06	0.02	0.12	0.11	0.12	0.11	0.09	0.12	0.06
MgO (%wt)	15.92	15.99	15.29	14.70	14.44	16.91	16.27	15.62	16.33	15.42	15.66	15.78
CaO (%wt)	21.55	21.52	21.36	21.91	21.95	18.47	20.35	20.23	20.28	20.30	20.81	20.25
Na ₂ O (%wt)	0.52	0.43	0.53	0.51	0.44	0.50	0.53	0.45	0.45	0.47	0.46	0.49
K ₂ O (%wt)	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃ (%wt)	0.92	0.82	1.03	0.98	0.44	0.53	0.63	0.49	0.87	1.10	0.95	1.17
Total (%wt)	100.96	100.13	100.23	100.59	101.14	100.56	100.38	99.88	99.94	99.15	100.70	100.76
6 Oksijene göre stokiometrik oran												
Coef.	2.18	2.19	2.20	2.20	2.19	2.19	2.19	2.22	2.20	2.23	2.19	2.19
Si	1.88	1.89	1.86	1.83	1.82	1.87	1.88	1.86	1.89	1.84	1.87	1.85
Ti	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Al	0.21	0.19	0.25	0.27	0.29	0.22	0.20	0.22	0.19	0.24	0.23	0.24
Fe ²⁺ Fe ⁺³	0.14	0.14	0.15	0.17	0.19	0.21	0.18	0.21	0.17	0.18	0.17	0.18
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.86	0.87	0.83	0.80	0.79	0.92	0.89	0.86	0.89	0.85	0.85	0.86
Ca	0.84	0.84	0.84	0.86	0.86	0.72	0.80	0.80	0.80	0.81	0.81	0.79
Na	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
Total	4.01	4.00	4.01	4.02	4.02	4.01	4.02	4.02	4.01	4.02	4.00	4.01
Mg#	85.74	86.02	84.83	82.80	80.32	81.22	83.37	80.69	84.13	82.35	83.57	82.79
Üç üye oranları												
Wo	45.46	45.37	45.91	46.98	46.73	38.87	42.78	42.82	42.81	43.75	44.30	43.26
En	46.74	46.93	45.75	43.85	42.79	49.51	47.59	46.02	47.98	46.23	46.39	46.91
Fs	7.80	7.70	8.34	9.17	10.47	11.61	9.63	11.16	9.21	10.02	9.31	9.84
Fiziko-kimyasal koşullar												
P(kbar)	9.78	11.36	12.21	12.19	12.19	9.02	9.69	9.78	5.42	9.71	8.75	12.78
T(C)	1257.46	1258.76	1239.13	1218.75	1218.75	1227.15	1235.21	1212.81	1173.57	1183.13	1193.53	1218.70
Derinlik (km)	37.67	43.75	47.01	46.93	46.93	34.72	37.30	37.64	20.89	37.38	33.71	49.21

EK-3. (devam)

Kaya Grubu Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	Andezit-1											MMA-3
	GK35- C4-1m	GK35- C4-1k	GK35- C7-1k	GK35- C7-1m	GK80- C1-1k	GK80- C1-1o	GK80- C1-1o	GK108- C3-2o	GK108- C5-1o	GK108- C5-1m	GK108- C5-1k	GK108A- C4-1m
SiO ₂ (%wt)	51.86	53.53	52.21	52.9	53.015	52.987	52.472	53.713	53.093	52.995	52.821	53.374
TiO ₂ (%wt)	0.12	0.07	0.3	0.142	0.252	0.132	0.138	0.212	0.198	0.136	0.229	0.161
Al ₂ O ₃ (%wt)	1.0	0.94	3.11	1.01	1.558	1.074	1.046	1.316	1.609	1.181	1.501	0.728
FeO Total (%wt)	9.86	9.74	5.05	9.932	9.133	9.419	8.727	9.181	10.084	9.682	9.264	8.678
MnO (%wt)	0.59	0.58	0.09	0.585	0.424	0.678	0.543	0.417	0.605	0.61	0.612	0.539
MgO (%wt)	13.33	13.86	15.9	13.636	14.171	14.08	13.938	14.796	14.026	13.834	13.831	14.917
CaO (%wt)	21.41	22.21	22.44	21.953	22.052	22.046	22.41	21.45	21.08	22.085	21.74	22.274
Na ₂ O (%wt)	0.42	0.46	0.26	0.434	0.337	0.415	0.398	0.417	0.427	0.412	0.433	0.329
K ₂ O (%wt)	0.005	0	0.003	0.006	0.012	0	0.015	0	0.02	0.001	0.006	0.001
Cr ₂ O ₃ (%wt)	0	0	0.74	0	0.012	0.006	0.001	0	0	0.02	0	0.013
Total (%wt)	98.701	101.448	100.221	100.598	100.966	100.837	99.688	101.502	101.142	100.956	100.437	101.014
6 Oksijene göre stokiyometrik oran												
Coef.	2.2849	2.2191	2.2019	2.2408	2.2216	2.2315	2.2538	2.2042	2.2225	2.2307	2.2357	2.2193
Si	1.9723	1.9775	1.9136	1.9730	1.9604	1.9681	1.9684	1.9706	1.9641	1.9676	1.9656	1.9716
Ti	0.0035	0.0022	0.0108	0.0040	0.0070	0.0037	0.0039	0.0058	0.0055	0.0038	0.0064	0.0045
Al	0.0466	0.0413	0.1345	0.0444	0.0679	0.0470	0.0462	0.0569	0.0701	0.0517	0.0658	0.0317
Fe ²⁺ Fe ³⁺	0.3147	0.3010	0.1548	0.3098	0.2824	0.2925	0.2738	0.2817	0.3119	0.3006	0.2883	0.2681
Mn	0.0193	0.0184	0.0028	0.0185	0.0133	0.0213	0.0173	0.0130	0.0190	0.0192	0.0193	0.0169
Mg	0.7559	0.7635	0.8687	0.7582	0.7812	0.7796	0.7795	0.8093	0.7735	0.7657	0.7673	0.8215
Ca	0.8727	0.8791	0.8813	0.8772	0.8736	0.8772	0.9006	0.8431	0.8354	0.8785	0.8667	0.8815
Na	0.0316	0.0333	0.0190	0.0314	0.0242	0.0299	0.0289	0.0297	0.0306	0.0297	0.0312	0.0236
K	0.0002	0.0000	0.0001	0.0003	0.0006	0.0000	0.0007	0.0000	0.0009	0.0000	0.0003	0.0000
Cr	0.0000	0.0000	0.0216	0.0000	0.0004	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0004
Total	4.0168	4.0163	4.0071	4.0167	4.0108	4.0196	4.0194	4.0099	4.0111	4.0173	4.0109	4.0197
Mg#	70.6048	71.7240	84.8767	70.9958	73.4492	72.7159	74.0088	74.1820	71.2630	71.8107	72.6911	75.3978
Üç üye oranları												
Wo	44.4972	44.8328	46.2046	44.7010	44.8064	44.5454	45.7220	43.3181	43.0862	44.7586	44.6575	44.3721
En	38.5417	38.9389	45.5477	38.6379	40.0678	39.5894	39.5719	41.5805	39.8937	39.0148	39.5359	41.3520
Fs	16.9611	16.2283	8.2477	16.6611	15.1258	15.8651	14.7060	15.1014	17.0201	16.2266	15.8066	14.2759
Fiziko-kimyasal koşullar												
P(kbar)		1.3878	4.0904	1.3414	-	1.5471	-	-	-	-	-	-
T(C)	1111.6628	1122.3617	1157.0432	1116.3150	-	1104.8671	-	-	-	-	-	-
Derinlik (km)		5.3438	15.7505	5.1651	-	5.9574	-	-	-	-	-	-

EK-3. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1/CX-2						Andezit-1				
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rtal/ (k)enar	GK139- C1-2k	GK139- C1-2m	GK139- C2-1k	GK139- C2-1m	GK139- C2-1o	GK139- C2-1k	GK139- C4-1m	GK139- C4-1k	GK139- C4-2o	GK139- C4-2m
SiO ₂ (%wt)	52.554	53.603	52.489	52.666	53.62	52.172	53.653	52.004	53.504	53.33	52.57
TiO ₂ (%wt)	0.136	0.117	0.422	0.334	0.143	0.32	0.118	0.582	0.13	0.151	0.129
Al ₂ O ₃ (%wt)	1.068	1.054	3.033	2.226	1.226	2.37	0.969	3.788	1.104	1.168	0.889
FeO Total (%wt)	9.538	9.671	7.273	9.689	9.305	9.913	8.956	7.924	9.82	9.881	9.627
MnO (%wt)	0.513	0.588	0.129	0.431	0.407	0.269	0.578	0.101	0.589	0.621	0.585
MgO (%wt)	13.888	13.939	15.693	14.381	14.512	14.303	14.236	15.791	13.811	13.761	13.499
CaO (%wt)	21.805	22.069	21.377	20.999	21.564	20.897	22.308	20.982	22.05	21.894	22.148
Na ₂ O (%wt)	0.388	0.423	0.36	0.519	0.406	0.445	0.34	0.3	0.458	0.41	0.374
K ₂ O (%wt)	0.01	0	0.003	0.01	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.005
Cr ₂ O ₃ (%wt)	0.009	0	0.204	0.003	0.009	0.026	0.006	0.05	0.003	0.019	0
Total (%wt)	99.909	101.464	100.983	101.258	101.195	100.719	101.167	101.526	101.473	101.239	99.826
6 Oksijene göre stokiyometrik oran											
Coef.	2.2520	2.2161	2.1973	2.2158	2.2130	2.2292	2.2165	2.1892	2.2180	2.2234	2.2577
Si	1.9699	1.9772	1.9197	1.9424	1.9751	1.9358	1.9794	1.8949	1.9752	1.9736	1.9755
Ti	0.0038	0.0032	0.0116	0.0093	0.0040	0.0089	0.0033	0.0160	0.0036	0.0042	0.0036
Al	0.0472	0.0458	0.1307	0.0968	0.0532	0.1036	0.0421	0.1627	0.0480	0.0509	0.0394
Fe ²⁺ Fe ⁺³	0.2990	0.2983	0.2224	0.2988	0.2866	0.3076	0.2763	0.2414	0.3031	0.3058	0.3025
Mn	0.0163	0.0184	0.0040	0.0135	0.0127	0.0085	0.0181	0.0031	0.0184	0.0195	0.0186
Mg	0.7761	0.7665	0.8556	0.7907	0.7969	0.7912	0.7830	0.8578	0.7601	0.7592	0.7562
Ca	0.8756	0.8721	0.8376	0.8297	0.8510	0.8307	0.8817	0.8191	0.8721	0.8680	0.8916
Na	0.0282	0.0302	0.0255	0.0371	0.0290	0.0320	0.0243	0.0212	0.0328	0.0294	0.0272
K	0.0005	0.0000	0.0001	0.0005	0.0001	0.0002	0.0001	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002
Cr	0.0003	0.0000	0.0059	0.0001	0.0003	0.0008	0.0002	0.0014	0.0001	0.0006	0.0000
Total	4.0168	4.0118	4.0132	4.0187	4.0088	4.0192	4.0084	4.0178	4.0136	4.0113	4.0150
Mg#	72.1913	71.9864	79.3684	72.5746	73.5489	72.0079	73.9174	78.0361	71.4894	71.2888	71.4282
Uç üye oranları											
Wo	44.5455	44.6226	43.6490	42.9612	43.7165	42.8978	45.0204	42.6520	44.6599	44.4776	45.3098
En	39.4812	39.2199	44.5899	40.9421	40.9399	40.8583	39.9798	44.6689	38.9258	38.9018	38.4293
Fs	15.9732	16.1575	11.7611	16.0967	15.3436	16.2439	14.9998	12.6791	16.4143	16.6206	16.2608
Fiziko-kimyasal koşullar											
P (kbar)		3.1178	7.4367	7.5824	4.2140	7.3088		2.8431		0.2041	
T (C)	813.7530	1207.7712	1242.1800	1248.2181	1232.5840	1237.8665	1120.7678	1147.6703	1126.4526	1131.5500	1095.4698
Derinlik (km)	0.0000	12.0055	28.6358	29.1969	16.2264	28.1433	0.0000	10.9477	0.0000	0.7860	0.0000

EK-3. (devam)

Kaya Grubu Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	Andezit-1											Andezit-1/ CX-3			
	GK144-C2-1o	GK144-C2-1m	GK144-C2-1o	GK144-C2-1k	GK144-C3-1k	GK144-C3-1k	GK144-C3-1o	GK144-C3-1m	GK144-C3-1k	GK144-C3-1k	GK144-C4-1o	GK144-C4-1m	GK144-C5-1o	GK144-C5-1m	GK144-C5-1o
SiO ₂ (%wt)	52.97	52.38	52.59	52.76	52.68	52.78	53.25	53.49	53.43	52.67	51.93	53.42	52.56	53.59	52.45
TiO ₂ (%wt)	0.30	0.31	0.32	0.24	0.35	0.36	0.10	0.12	0.14	0.32	0.59	0.15	0.18	0.17	0.17
Al ₂ O ₃ (%wt)	1.67	1.83	1.78	1.34	1.97	1.99	0.88	0.83	1.09	1.83	2.87	0.93	1.55	0.87	1.66
FeO Total (%wt)	10.01	9.82	9.89	10.13	10.04	9.94	9.28	9.09	9.58	9.94	9.00	9.22	9.45	8.42	9.31
MnO (%wt)	0.37	0.32	0.29	0.52	0.35	0.43	0.73	0.68	0.63	0.41	0.30	0.52	0.39	0.45	0.37
MgO (%wt)	14.26	14.31	14.37	14.19	14.33	14.12	14.27	14.55	14.16	14.17	15.18	14.82	14.25	15.12	14.01
CaO (%wt)	20.77	21.01	20.92	21.01	20.88	21.18	21.73	21.77	21.77	21.21	20.65	21.21	21.53	21.74	21.47
Na ₂ O (%wt)	0.41	0.42	0.44	0.45	0.40	0.49	0.38	0.32	0.46	0.46	0.37	0.40	0.45	0.32	0.54
K ₂ O (%wt)	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃ (%wt)	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
Total (%wt)	100.76	100.41	100.60	100.64	101.00	101.30	100.62	100.86	101.27	101.03	100.90	100.65	100.38	100.68	100.00
6 Oksijene göre stokiyometrik oran															
Coef.	2.23	2.24	2.23	2.24	2.22	2.22	2.23	2.22	2.22	2.22	2.22	2.22	2.24	2.22	2.24
Si	1.96	1.95	1.95	1.96	1.95	1.95	1.98	1.98	1.97	1.95	1.91	1.98	1.96	1.98	1.96
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.07	0.08	0.08	0.06	0.09	0.09	0.04	0.04	0.05	0.08	0.12	0.04	0.07	0.04	0.07
Fe ²⁺ Fe ⁺³	0.31	0.31	0.31	0.32	0.31	0.31	0.29	0.28	0.30	0.31	0.28	0.29	0.29	0.26	0.29
Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Mg	0.79	0.79	0.80	0.79	0.79	0.78	0.79	0.80	0.78	0.78	0.83	0.82	0.79	0.83	0.78
Ca	0.82	0.84	0.83	0.84	0.83	0.84	0.86	0.86	0.86	0.84	0.82	0.84	0.86	0.86	0.86
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.01	4.02	4.02	4.02	4.01	4.02	4.01	4.01	4.02	4.02	4.02	4.01	4.02	4.01	4.02
Mg#	71.75	72.21	72.16	71.40	71.78	71.68	73.26	74.05	72.49	71.76	75.04	74.14	72.89	76.21	72.85
Uç üye oranları															
Wo	42.64	43.05	42.83	42.85	42.69	43.32	44.01	43.87	44.06	43.30	42.15	42.92	43.93	43.74	44.28
En	40.74	40.80	40.96	40.26	40.77	40.17	40.20	40.79	39.86	40.26	43.10	41.73	40.47	42.35	40.20
Fs	16.62	16.15	16.21	16.89	16.54	16.51	15.79	15.34	16.08	16.44	14.75	15.35	15.60	13.91	15.52
Fiziko-kimyasal koşullar															
P(kbar)		1.74	1.69	0.15		2.32				1.75	1.04		1.67	0.70	3.92
T(C)	1125.20	1136.00	1137.58	1117.46	1122.82	1141.56	1103.91	1103.52	1113.84	1134.17	1125.84	1116.85	1168.41	1161.55	1191.53
Derinlik (km)	0.00	6.69	6.49	0.59	0.00	8.95	0.00	0.00	0.00	6.74	4.00	0.00	6.42	2.68	15.09

Mg# (Mg/Mg+Fe⁺²+Fe⁺³)

EK-3. (devam)

Kaya Grubu Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	Andezit-1/ CX-3			Andezit-1/CX-3					Andezit-1
	GK161- C2-1m	GK161- C2-1o	GK161- C2-1k	GK161- C4-1o	GK161- C4-2k	GK161- C4-2o	GK161- C4-2m	GK161- C4-2o	GK161- C6-2m
SiO ₂ (%wt)	51.86	51.61	52.80	52.08	51.19	51.83	51.93	53.39	53.48
TiO ₂ (%wt)	0.28	0.45	0.33	0.31	0.37	0.27	0.22	0.18	0.13
Al ₂ O ₃ (%wt)	1.93	2.93	2.71	2.37	3.19	2.22	2.46	1.92	0.98
FeO Total (%wt)	7.78	6.46	5.74	7.77	6.10	4.45	4.42	4.27	9.51
MnO (%wt)	0.15	0.13	0.05	0.32	0.06	0.06	0.08	0.05	0.75
MgO (%wt)	15.02	15.59	16.25	14.63	15.21	15.95	16.19	16.58	14.30
CaO (%wt)	21.83	22.09	22.32	21.92	22.73	23.15	22.97	23.30	21.50
Na ₂ O (%wt)	0.32	0.27	0.21	0.40	0.18	0.21	0.22	0.20	0.49
K ₂ O (%wt)	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃ (%wt)	0.01	0.10	0.18	0.27	0.22	0.78	0.72	0.54	0.01
Total (%wt)	99.18	99.62	100.59	100.08	99.24	98.93	99.21	100.44	101.17
6 Oksijene göre stokiometrik oran									
Coef.	2.25	2.23	2.19	2.23	2.24	2.23	2.22	2.19	2.22
Si	1.94	1.91	1.93	1.93	1.91	1.93	1.92	1.95	1.98
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Al	0.09	0.13	0.12	0.10	0.14	0.10	0.11	0.08	0.04
Fe ²⁺ Fe ⁺³	0.24	0.20	0.18	0.24	0.19	0.14	0.14	0.13	0.29
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Mg	0.84	0.86	0.88	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.79
Ca	0.88	0.88	0.87	0.87	0.91	0.92	0.91	0.91	0.85
Na	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00
Total	4.02	4.02	4.01	4.02	4.02	4.01	4.02	4.01	4.02
Mg#	77.48	81.16	83.47	77.05	81.63	86.46	86.71	87.37	72.83
Uç üye oranları									
Wo	44.66	44.73	45.13	45.14	46.68	47.39	46.86	46.85	43.54
En	42.74	44.36	45.75	41.91	43.48	45.43	45.98	46.38	40.29
Fs	12.60	10.92	9.12	12.95	9.84	7.18	7.15	6.77	16.17
Fiziko-kimyasal koşullar									
P (kbar)	1.69	1.35	0.80	2.62	1.29	0.94	1.23	-	-
T (C)	1157.57	1154.20	1151.98	1167.65	1125.26	1137.37	1148.32	1146.65	1118.84
Derinlik (km)	6.50	5.18	3.10	10.10	4.95	3.62	4.74	0.00	0.00

Mg# (Mg/Mg+Fe⁺²+Fe⁺³).

EK-3. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-2																
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rtta/(k)enar	GK6-C1-1m	GK6-C2-1m	GK6-C2-1o	GK6-C2-1o	GK6-C2-1o	GK6-C2-1k	GK6-C5-1m	GK6-C5-1k	GK6-C5-2o	GK6-C5-2m	GK6-C5-2o	GK6-C5-2k	GK15AK.-C2-1m	GK15AK.-C2-1k	GK15AK.-C2-2o	GK15AK.-C5-1o
SiO ₂ (%wt)	53.01	54.31	54.04	53.32	54.98	54.09	53.12	53.40	53.98	54.25	54.80	51.86	53.88	52.82	52.75	53.37	53.46
TiO ₂ (%wt)	0.15	0.20	0.21	0.18	0.14	0.25	0.21	0.17	0.14	0.14	0.14	0.17	0.14	0.19	0.21	0.35	0.33
Al ₂ O ₃ (%wt)	1.10	1.54	1.83	1.36	1.09	1.94	1.56	1.52	1.60	1.49	1.17	1.87	1.15	1.97	1.74	1.32	1.16
FeO Total (%wt)	9.57	4.47	4.93	5.14	5.17	6.06	4.65	4.23	4.04	4.38	3.97	4.46	4.05	4.51	3.66	9.03	8.74
MnO (%wt)	0.46	0.11	0.08	0.07	0.09	0.14	0.08	0.10	0.07	0.09	0.07	0.09	0.08	0.14	0.09	0.41	0.41
MgO (%wt)	14.18	17.85	17.65	17.41	18.88	17.55	17.36	17.38	17.73	18.26	18.39	16.87	17.93	16.59	16.91	15.27	15.42
CaO (%wt)	21.89	21.70	21.50	21.32	20.51	21.12	21.67	22.24	22.06	21.47	21.71	21.94	21.25	22.07	22.18	21.28	21.38
Na ₂ O (%wt)	0.42	0.24	0.24	0.14	0.17	0.24	0.22	0.26	0.25	0.31	0.28	0.25	0.19	0.27	0.28	0.39	0.31
K ₂ O (%wt)	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃ (%wt)	0.00	0.79	0.63	0.47	0.40	0.16	0.79	0.73	0.98	0.93	0.67	1.08	0.48	0.35	0.98	0.00	0.01
Total (%wt)	100.79	101.22	101.09	99.42	101.45	101.55	99.67	100.02	100.87	101.33	101.21	98.59	99.16	98.93	98.81	101.42	101.23
6 Oksijene göre stokiometrik oran																	
Coef.	2.23	2.16	2.17	2.21	2.15	2.17	2.20	2.20	2.17	2.16	2.16	2.24	2.20	2.22	2.22	2.21	2.21
Si	1.97	1.96	1.95	1.96	1.97	1.95	1.95	1.95	1.95	1.95	1.97	1.93	1.97	1.95	1.95	1.96	1.96
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.05	0.07	0.08	0.06	0.05	0.08	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.08	0.05	0.09	0.08	0.06	0.05
Fe ₂ +Fe ₃	0.30	0.13	0.15	0.16	0.16	0.18	0.14	0.13	0.12	0.13	0.12	0.14	0.12	0.14	0.11	0.28	0.27
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.78	0.96	0.95	0.95	1.01	0.94	0.95	0.95	0.96	0.98	0.98	0.94	0.98	0.91	0.93	0.84	0.84
Ca	0.87	0.84	0.83	0.84	0.79	0.82	0.85	0.87	0.85	0.83	0.84	0.87	0.83	0.87	0.88	0.84	0.84
Na	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00
Total	4.02	4.00	4.00	4.00	4.00	4.01	4.01	4.01	4.00	4.01	4.00	4.02	4.00	4.00	4.00	4.02	4.01
Mg#	72.53	87.68	86.45	85.79	86.68	83.77	86.94	87.98	88.66	88.15	89.20	87.09	88.76	86.77	89.17	75.09	75.88
Uç üye oranları																	
Wo	44.30	43.30	43.03	42.97	40.31	41.93	43.77	44.66	44.17	42.64	43.03	44.82	43.00	45.24	45.60	42.67	42.79
En	39.92	49.57	49.15	48.84	51.62	48.48	48.79	48.56	49.40	50.45	50.72	47.96	50.47	47.32	48.39	42.61	42.95
Fs	15.79	7.13	7.82	8.20	8.07	9.59	7.45	6.78	6.43	6.91	6.25	7.22	6.53	7.44	6.02	14.72	14.26
Fiziko-kimyasal koşullar																	
P (kbar)	1.63	4.30	4.50	2.56	2.68	4.53	4.31	4.38	4.57	4.29	4.10	4.19	-	-	-	-	-
T (C)	1120.18	1188.21	1185.92	1153.59	1174.18	1179.74	1176.59	1177.57	1189.26	1186.48	1198.12	1152.35	-	-	-	-	-
Derinlik (km)	6.27	16.55	17.34	9.84	10.32	17.46	16.59	16.86	17.59	16.53	15.78	16.13	-	-	-	-	-

Mg# (Mg/Mg+Fe²⁺+Fe³⁺)

EK-3. (devam)

Kaya Grubu Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	Andezit-2 /MMA-2										
	GK15- C1-1o	GK15- C1-1o	GK15- C1-1o	GK15- C2-1k	GK15- C2-1o	GK15- C2-1m	GK15- C2-1o	GK15- C2-1o	GK15- C3-1k	GK15- C4-1m	GK15- C4-1o
SiO ₂ (%wt)	53.38	53.86	51.59	53.57	55.24	53.18	52.84	53.35	53.57	55.11	53.74
TiO ₂ (%wt)	0.21	0.25	0.40	0.27	0.16	0.27	0.22	0.22	0.22	0.15	0.17
Al ₂ O ₃ (%wt)	1.21	2.22	2.74	1.94	1.17	1.40	2.14	2.53	2.01	1.11	1.84
FeO Total (%wt)	4.91	4.68	6.55	5.46	4.11	5.27	4.65	4.02	4.24	3.98	3.75
MnO (%wt)	0.10	0.04	0.07	0.12	0.03	0.07	0.12	0.11	0.12	0.09	0.10
MgO (%wt)	17.40	17.08	15.83	16.90	18.44	17.04	16.82	16.82	17.24	18.01	17.19
CaO (%wt)	21.92	22.08	21.82	22.04	21.79	22.00	21.70	22.04	22.54	22.46	22.30
Na ₂ O (%wt)	0.18	0.31	0.23	0.23	0.17	0.21	0.31	0.26	0.26	0.17	0.27
K ₂ O (%wt)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃ (%wt)	0.15	0.39	0.06	0.04	0.32	0.07	0.38	0.75	0.78	0.08	0.76
Total (%wt)	99.44	100.90	99.29	100.56	101.44	99.50	99.16	100.10	100.98	101.16	100.12
6 Oksijene göre stokiyometrik oran											
Coef.	2.21	2.17	2.23	2.19	2.15	2.21	2.21	2.19	2.18	2.16	2.19
Si	1.96	1.95	1.92	1.95	1.98	1.96	1.95	1.94	1.94	1.98	1.96
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Al	0.05	0.09	0.12	0.08	0.05	0.06	0.09	0.11	0.09	0.05	0.08
Fe ²⁺ Fe ³⁺	0.15	0.14	0.20	0.17	0.12	0.16	0.14	0.12	0.13	0.12	0.11
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.95	0.92	0.88	0.92	0.98	0.94	0.92	0.91	0.93	0.96	0.93
Ca	0.86	0.86	0.87	0.86	0.84	0.87	0.86	0.86	0.87	0.86	0.87
Na	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02
Total	4.01	4.00	4.02	4.01	4.00	4.01	4.01	4.00	4.01	4.00	4.00
Mg#	86.33	86.68	81.17	84.67	88.88	85.21	86.58	88.19	87.89	88.98	89.09
Uç üye oranları											
Wo	43.81	44.58	44.54	44.17	42.99	44.10	44.45	45.28	45.14	44.30	45.30
En	48.39	47.99	44.97	47.12	50.62	47.56	47.94	48.09	48.06	49.43	48.59
Fs	7.79	7.43	10.49	8.71	6.39	8.34	7.61	6.63	6.80	6.27	6.12
Fiziko-kimyasal koşullar											
P (kbar)	-	0.16	0.49	-	-	-	0.33	-	0.06	-	-
TC)	1152.74	1186.64	1149.72	1164.24	1164.78	1157.44	1187.59	1182.17	1175.27	1159.16	1183.36
Derinlik (km)	-	0.61	1.87	-	-	-	1.27	-	0.25	-	-

Mg# (Mg/Mg+Fe²⁺+Fe³⁺)

EK-4. İncelenen kayalara ait amfibollerin mikroprob analiz sonuçları

Kaya grubu	Andezit-1/CX-1					Andezit-1		Andezit-1/CX-3			Andezit-1							
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	GK35- C1-1o	GK35- C1-1m	GK35- C1-1k	GK35- C2-1m	GK35- C2-1k	GK35- C6-1o	GK35- C6-1k	GK80- C2-1o	GK80- C2-1k	GK80- C3-1k	GK80- C3-1o	GK80- C3-1o	GK80- C3-1m	GK- 80-C5- 1o	GK80- C5-1m	GK80- C5-1m	GK80- C5-1o
SiO ₂ (wt.%)	40.52	44.73	45.07	43.79	44.80	43.85	44.33	42.58	43.73	40.32	41.40	41.88	42.43	43.85	44.02	42.93	43.28	42.19
TiO ₂ (wt.%)	1.83	1.43	1.40	1.45	1.46	1.92	1.55	2.26	1.80	1.77	2.04	1.74	1.69	1.88	2.02	2.00	1.61	1.83
Al ₂ O ₃ (wt.%)	13.10	9.13	8.74	9.30	9.20	9.92	8.14	10.95	8.95	12.83	12.41	12.65	12.19	9.41	9.32	10.57	8.70	11.02
FeO (wt.%)	13.31	12.39	12.58	13.30	12.96	13.76	15.92	13.51	15.07	15.04	15.02	13.04	13.05	15.10	15.05	15.36	16.64	16.74
MnO (wt.%)	0.12	0.18	0.21	0.16	0.19	0.17	0.32	0.11	0.29	0.14	0.18	0.12	0.11	0.31	0.37	0.30	0.34	0.37
MgO (wt.%)	13.37	14.80	14.71	14.05	14.65	14.45	13.06	14.16	13.64	12.20	13.01	14.39	14.45	13.38	13.09	12.86	12.77	12.22
CaO (wt.%)	11.53	11.49	11.47	11.66	11.50	11.37	11.40	11.51	11.56	11.57	11.48	11.58	11.60	11.43	11.47	11.51	11.54	11.43
Na ₂ O (wt.%)	2.35	1.73	1.63	1.64	1.68	2.72	1.50	2.18	1.71	2.18	2.19	2.11	2.11	1.77	1.77	1.88	1.55	1.87
K ₂ O (wt.%)	0.88	0.86	0.85	0.93	0.87	0.75	0.98	0.94	1.01	1.00	0.91	0.88	0.85	0.93	0.96	0.92	1.09	1.22
F (wt.%)	0.17	0.00	0.00	0.14	0.00	0.15	0.11	0.12	0.00	0.01	0.00	0.04	0.11	0.01	0.13	0.26	0.00	0.14
Total	97.10	96.75	96.66	96.36	97.32	98.98	97.25	98.27	97.77	97.06	98.64	98.41	98.53	98.06	98.13	98.48	97.52	98.96
23 O göre stokiyometrik oran																		
Si	5.95	6.52	6.58	6.47	6.50	6.32	6.54	6.26	6.39	6.39	6.61	6.16	6.06	5.76	5.89	5.92	6.30	7.79
Ti	0.20	0.16	0.15	0.16	0.16	0.21	0.17	0.22	0.18	0.21	0.16	0.20	0.21	0.24	0.24	0.23	0.27	0.04
Al	2.27	1.57	1.50	1.62	1.57	1.69	1.41	1.82	1.52	1.61	1.42	1.90	2.00	2.39	2.28	2.18	1.74	3.87
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.96	0.83	0.82	0.80	0.89	0.84	0.95	0.92	1.03	0.84	0.82	1.06	1.00	1.19	0.95	1.08	0.85	0.00
Fe ²⁺	0.67	0.68	0.72	0.85	0.68	0.81	1.01	0.95	1.02	1.06	0.91	0.99	1.13	0.56	0.81	0.62	0.99	0.47
Mn	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Mg	2.93	3.22	3.20	3.09	3.17	3.10	2.87	2.79	2.81	2.85	3.04	2.66	2.56	2.85	2.81	2.95	2.82	0.82
Ca	1.81	1.80	1.79	1.84	1.79	1.76	1.80	1.80	1.83	1.83	1.81	1.79	1.84	1.77	1.83	1.78	1.75	1.31
Na	0.67	0.49	0.46	0.47	0.47	0.76	0.43	0.53	0.44	0.53	0.44	0.53	0.55	0.72	0.68	0.68	0.55	1.03
K	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.14	0.18	0.17	0.21	0.17	0.16	0.23	0.25	0.17	0.18	0.18	0.21	0.22
Total	15.65	15.45	15.42	15.49	15.42	15.65	15.41	15.50	15.48	15.53	15.41	15.54	15.63	15.66	15.68	15.64	15.51	15.57
Al#	0.10	0.06	0.06	0.05	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.06	0.08	0.05	0.02	0.95
Mg#	0.64	0.68	0.67	0.65	0.66	0.65	0.59	0.59	0.57	0.59	0.63	0.56	0.54	0.61	0.61	0.63	0.60	0.63
Fiziko-kimyasal koşullar																		
T (°C)	993.17	882.27	869.61	891.09	881.22	915.54	867.68	916.65	903.86	892.65	855.26	926.22	946.83	1017.09	999.87	988.84	907.69	-
P (MPa)	500.53	183.56	166.87	196.88	184.69	217.05	146.93	261.81	169.71	195.42	148.32	293.46	338.96	595.83	512.10	443.51	234.21	-
Kıtasal derinlik (km)	18.90	6.93	6.30	7.44	6.98	8.20	5.55	9.89	6.41	7.38	5.60	11.08	12.80	22.50	19.34	16.75	8.85	-
ΔNNO	0.81	1.52	1.53	1.31	1.48	1.11	1.24	0.77	1.21	0.88	1.33	0.66	0.45	0.68	0.57	0.85	0.71	-
logfO ₂	-9.44	-10.69	-10.92	-10.73	-10.74	-10.49	-11.26	-10.80	-10.61	-11.13	-11.39	-10.73	-10.59	-9.19	-9.58	-9.49	-11.02	-
H ₂ O _{eriyik} (wt.%)	5.95	4.18	4.15	4.30	4.25	3.64	3.99	4.94	4.06	4.22	4.08	4.54	4.53	5.77	5.72	5.05	3.91	-

Mg# (Mg/Mg+Fe²⁺+Fe³⁺)

EK-4. (devam)

Kaya grubu Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	Andezit-1		Andezit-1/MMA-3			Andezit-1/Soğuma kenarı		Andezit-2	
	GK108- C1-o	GK108- C1-k	GK108A- C3-2m	GK108A- C3-2o	GK108A- C3-2k	GK139- C1-1o	GK139- C1-1k	GK6-C5- 1m	GK6-C5- 1k
SiO ₂ (wt.%)	40.39	40.34	40.99	41.70	44.55	39.43	41.23	40.34	40.13
TiO ₂ (wt.%)	2.18	2.10	3.17	2.80	1.74	2.15	2.32	1.86	2.11
Al ₂ O ₃ (wt.%)	13.28	12.62	11.29	10.49	9.45	12.64	12.89	14.59	12.52
FeO (wt.%)	14.41	13.86	15.75	15.48	14.10	13.43	13.27	12.37	15.8
MnO (wt.%)	0.13	0.13	0.27	0.31	0.33	0.11	0.15	0.12	0.24
MgO (wt.%)	12.95	13.47	11.99	12.43	14.21	13.31	13.91	13.95	12.38
CaO (wt.%)	11.70	11.35	11.51	11.46	11.47	11.22	11.40	11.77	11.90
Na ₂ O (wt.%)	2.39	2.39	2.14	1.94	2.04	2.09	2.55	2.22	2.28
K ₂ O (wt.%)	0.96	0.96	1.22	1.27	0.85	0.84	0.90	0.88	0.96
F (wt.%)	0.27	0.05	0.08	0.31	0.12	0.31	0.35	0.09	0.29
Total	98.39	97.23	98.38	98.07	98.81	95.38	98.81	98.13	98.13
23 O göre stokiyometrik oran									
Si	6.30	7.79	6.06	6.17	6.42	5.88	5.95	5.82	6.03
Ti	0.27	0.04	0.35	0.31	0.19	0.24	0.25	0.20	0.24
Al	1.74	3.87	1.97	1.83	1.60	2.22	2.19	2.48	2.22
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.85	0.00	0.72	0.79	0.92	1.17	1.01	1.07	1.07
Fe ²⁺	0.99	0.47	1.22	1.13	0.78	0.50	0.59	0.42	0.92
Mn	0.02	0.01	0.03	0.04	0.04	0.01	0.02	0.01	0.03
Mg	2.82	0.82	2.64	2.74	3.05	2.96	2.99	3.00	2.77
Ca	1.75	1.31	1.82	1.82	1.77	1.79	1.76	1.82	1.92
Na	0.55	1.03	0.61	0.56	0.57	0.60	0.71	0.62	0.66
K	0.21	0.22	0.23	0.24	0.16	0.16	0.17	0.16	0.18
Total	15.51	15.57	15.67	15.61	15.50	15.56	15.64	15.60	16.18
Si	0.02	0.95	0.01	0.00	0.01	0.05	0.06	0.12	0.12
Ti	0.60	0.63	0.57	0.58	0.64	0.63	0.65	0.66	0.77
Fiziko-kimyasal koşullar									
T (°C)	907.69	-	957.82	936.69	891.23	993.09	989.35	1023.95	988.49
P (MPa)	234.21	-	324.88	265.97	192.96	469.43	449.24	678.46	435.65
Kıtasaal derinlik (km)	8.85	-	12.27	10.05	7.29	17.73	16.97	25.62	16.45
ΔNNO	0.71	-	0.15	0.46	1.22	0.91	0.83	0.91	0.47
logfO ₂	-11.02	-	-10.72	-10.77	-10.82	-9.36	-9.50	-8.82	-9.8
H ₂ Oeriyik (wt.%)	3.91	-	4.05	3.65	4.01	5.65	5.19	6.84	5.32

Mg# (Mg/Mg+Fe²⁺+Fe³⁺)

EK-5. İncelenen kayalara ait feldispatların mikroprop analizi sonuçları

Kaya Grubu	Bazalt-2														
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	GK31- C1-1k	GK31- C1-1c	GK31-C1- 1m	GK31-C1- 1o	GK31- C1-1k	GK31- C3-1m	GK31- C3-1m	GK31- C3-1k	GK31- C3-1o	GK31- C3-1o	GK31- C3-1o	GK31- C3-1o	GK31- C4-1o	GK31- C4-1o
Majör oksit (wt%)															
SiO ₂	49.54	46.60	46.50	46.46	49.57	45.71	46.23	47.50	46.97	47.20	46.37	48.81	45.04	46.03	48.10
Al ₂ O ₃	31.73	34.27	35.03	34.70	33.60	35.18	34.21	33.53	33.95	34.18	34.49	32.75	34.07	34.79	32.24
FeO	0.99	0.65	0.61	0.59	0.90	0.64	0.71	0.70	0.65	0.62	0.59	0.79	0.68	0.59	0.94
SrO	0.27	0.15	0.07	0.12	0.16	0.17	0.17	0.15	0.08	0.16	0.19	0.17	0.13	0.21	0.09
BaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.03
CaO	14.80	16.39	16.90	16.62	14.48	16.59	16.10	15.46	15.74	15.54	16.25	14.38	16.53	16.15	14.34
Na ₂ O	3.31	2.20	1.92	1.92	3.32	1.87	2.15	2.72	2.38	2.52	2.06	3.41	1.89	2.11	3.34
K ₂ O	0.14	0.07	0.05	0.06	0.16	0.06	0.09	0.10	0.08	0.09	0.06	0.14	0.08	0.07	0.16
Total	100.78	100.32	101.08	100.47	102.19	100.22	99.67	100.14	99.85	100.29	100.02	100.45	98.43	99.98	99.24
Element stokiyometrik oranları (8 O)															
Si	2.26	2.14	2.12	2.13	2.23	2.10	2.14	2.18	2.16	2.16	2.13	2.23	2.11	2.12	2.23
Al	1.71	1.86	1.88	1.87	1.78	1.91	1.86	1.81	1.84	1.85	1.87	1.76	1.88	1.89	1.76
Tetrahedral	3.97	4.00	4.00	4.00	4.00	4.01	4.00	4.00	4.00	4.01	4.01	3.99	4.00	4.01	3.99
Fe	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04
Sr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.72	0.81	0.83	0.82	0.70	0.82	0.80	0.76	0.78	0.76	0.80	0.70	0.83	0.80	0.71
Na	0.29	0.20	0.17	0.17	0.29	0.17	0.19	0.24	0.21	0.22	0.18	0.30	0.17	0.19	0.30
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Uç üye oranları															
An	70.61	80.17	82.73	82.41	70.00	82.79	80.10	75.44	78.18	76.95	81.04	69.37	82.45	80.56	69.70
Ab	28.59	19.44	17.00	17.22	29.08	16.86	19.39	24.00	21.36	22.55	18.63	29.80	17.07	19.05	29.39
Or	0.80	0.39	0.27	0.37	0.92	0.36	0.51	0.56	0.46	0.50	0.33	0.83	0.48	0.39	0.91

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Bazalt-3																
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	KR29- C1-m	KR29- C1-2m	KR29- C2-1k	KR29- C2-1o	KR29- C2-1o	KR29- C2-1o	KR29- C2-1m	KR29- C2-1o	KR29- C2-1o	KR29- C2-1k	KR29- C4-1k	KR29- C4-1o	KR29- C4-1o	KR29- C4-1m	KR29- C4-1o	KR29- C4-1o
Majör oksit (wt%)																	
SiO ₂	52.92	54.17	52.68	51.85	56.46	53.79	57.77	54.34	52.62	50.83	56.08	58.87	58.20	60.85	59.96	59.41	59.82
Al ₂ O ₃	30.50	29.61	30.54	30.20	26.71	28.92	27.13	29.38	29.67	32.13	28.52	26.23	25.74	25.46	25.39	25.84	25.90
FeO	0.82	0.98	0.59	0.55	0.66	0.62	0.66	0.60	0.61	0.60	0.74	0.18	0.19	0.18	0.20	0.16	0.20
SrO	0.05	0.02	0.08	0.09	0.03	0.19	0.02	0.13	0.08	0.10	0.05	0.09	0.09	0.15	0.14	0.13	0.13
BaO	0.02	0.08	0.02	0.01	0.05	0.07	0.00	0.04	0.02	0.03	0.06	0.04	0.10	0.07	0.08	0.06	0.09
CaO	12.04	10.86	12.02	12.11	9.09	10.69	9.10	10.79	12.06	13.97	10.36	6.89	7.15	6.00	6.25	6.57	6.64
Na ₂ O	5.24	5.79	5.06	4.85	5.42	5.48	5.80	5.40	5.04	3.89	5.82	7.82	7.56	8.24	8.09	7.81	8.01
K ₂ O	0.35	0.43	0.30	0.31	1.23	0.47	1.02	0.45	0.33	0.22	0.81	0.94	0.82	1.29	1.22	1.05	0.87
Total	101.93	101.93	101.29	99.96	99.65	100.22	101.49	101.12	100.42	101.77	102.44	101.06	99.83	102.22	101.32	101.04	101.65
Element stokiyometrik oranları (8 O)																	
Si	2.37	2.42	2.37	2.36	2.56	2.44	2.57	2.44	2.39	2.29	2.49	2.62	2.62	2.67	2.66	2.64	2.64
Al	1.61	1.56	1.62	1.62	1.43	1.55	1.42	1.55	1.59	1.70	1.49	1.37	1.37	1.32	1.33	1.35	1.35
Tetrahedral	3.98	3.98	3.99	3.99	3.99	3.98	3.99	3.99	3.98	3.99	3.98	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99
Fe	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.58	0.52	0.58	0.59	0.44	0.52	0.43	0.52	0.59	0.67	0.49	0.33	0.34	0.28	0.30	0.31	0.31
Na	0.45	0.50	0.44	0.43	0.48	0.48	0.50	0.47	0.44	0.34	0.50	0.67	0.66	0.70	0.70	0.67	0.69
K	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.03	0.06	0.03	0.02	0.01	0.05	0.05	0.05	0.07	0.07	0.06	0.05
Uç üye oranları																	
An	54.90	49.74	55.85	56.99	44.65	50.52	43.72	51.15	55.89	65.68	47.38	31.08	32.79	26.71	27.97	29.91	29.94
Ab	43.22	47.94	42.52	41.30	48.19	46.86	50.43	46.30	42.26	33.08	48.19	63.88	62.74	66.47	65.52	64.40	65.41
Or	1.88	2.32	1.63	1.71	7.16	2.62	5.85	2.55	1.84	1.24	4.43	5.04	4.46	6.82	6.50	5.68	4.65

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Bazalt-3															
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	KR29- C4-2(i)	KR29- C6-1k	KR29- C6-1o	KR29- C6-1o	KR29- C6-1o	KR29- C6-1m	KR29- C6-1o	KR29- C6-1o	KR29- C6-1o	KR29- C6-1k	KR30- C1-1k	KR30- C1-1o	KR30- C1-1m	KR30- C1-1m	KR30- C1-1o
Majör oksit (wt%)																
SiO ₂	58.11	62.28	54.42	52.83	56.26	52.55	53.78	53.07	50.61	49.94	50.44	56.44	50.25	50.06	49.54	51.65
Al ₂ O ₃	25.85	23.24	27.30	29.47	26.69	27.36	29.43	30.08	31.51	31.12	32.48	26.33	31.97	32.32	31.50	31.11
FeO	0.69	0.55	0.98	0.54	0.77	1.11	0.24	0.35	0.61	0.64	0.78	1.35	0.70	1.17	0.75	0.69
SrO	0.16	0.07	0.09	0.17	0.08	0.08	0.18	0.31	0.08	0.12	0.11	0.14	0.15	0.13	0.15	0.08
BaO	0.12	0.26	0.00	0.03	0.01	0.02	0.05	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02
CaO	6.77	4.16	10.07	11.02	9.66	11.88	10.52	11.29	13.20	13.39	13.49	10.29	13.52	13.87	13.60	12.47
Na ₂ O	7.68	8.93	4.86	5.44	5.38	4.58	5.67	5.19	4.15	3.89	3.93	4.35	3.86	3.72	3.88	4.56
K ₂ O	0.70	1.77	0.97	0.40	1.47	0.48	0.46	0.33	0.25	0.26	0.19	1.48	0.17	0.17	0.19	0.23
Total	100.08	101.25	98.68	99.88	100.33	98.06	100.32	100.62	100.44	99.36	101.44	100.38	100.62	101.47	99.61	100.82
Element stokiometrik oranları (8 O)																
Si	2.61	2.76	2.50	2.41	2.54	2.45	2.43	2.40	2.30	2.30	2.27	2.55	2.28	2.26	2.28	2.34
Al	1.37	1.21	1.48	1.58	1.42	1.50	1.57	1.60	1.69	1.69	1.73	1.40	1.71	1.72	1.71	1.66
Tetrahedral	3.99	3.97	3.98	3.99	3.97	3.95	4.00	4.00	3.99	3.99	4.00	3.96	4.00	3.99	3.99	3.99
Fe	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.33	0.20	0.50	0.54	0.47	0.59	0.51	0.55	0.64	0.66	0.65	0.50	0.66	0.67	0.67	0.60
Na	0.67	0.77	0.43	0.48	0.47	0.41	0.50	0.45	0.37	0.35	0.34	0.38	0.34	0.33	0.35	0.40
K	0.04	0.10	0.06	0.02	0.08	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01
Uç üye oranları																
An	31.47	18.56	50.32	51.65	45.68	57.29	49.35	53.56	62.85	64.58	64.75	51.62	65.30	66.69	65.28	59.41
Ab	64.64	72.05	43.94	46.14	46.05	39.94	48.10	44.59	35.74	33.94	34.16	39.51	33.72	32.33	33.66	39.27
Or	3.88	9.39	5.75	2.21	8.26	2.77	2.55	1.84	1.41	1.48	1.09	8.87	0.98	0.98	1.06	1.32

(i)=İnklüzyon

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Bazalt-3															
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	KR30- C1-2o	KR30- C1-2m	KR30- C2-1k	KR30- C2-1o	KR30- C2-1o	KR30- C2-1o	KR30- C2-1m	KR30- C2-1o	KR30- C2-1o	KR30- C2-1k	KR30- C2-1k	KR30- C2-1k	KR30- C3-1k	KR30- C3-1o	KR30- C3-1o
Majör oksit (wt%)																
SiO ₂	50.61	50.76	52.76	52.07	53.25	58.24	52.68	53.09	53.93	51.40	51.15	65.67	51.49	53.24	60.17	62.84
Al ₂ O ₃	31.90	31.07	31.09	31.01	30.73	25.89	31.17	30.35	29.48	31.03	31.19	16.67	30.19	29.73	23.28	20.87
FeO	0.72	0.71	0.54	0.52	0.42	0.97	0.42	0.51	1.23	0.50	0.45	2.17	0.77	0.53	1.22	3.04
SrO	0.09	0.10	0.11	0.11	0.13	0.18	0.18	0.14	0.14	0.13	0.20	0.02	0.15	0.12	0.14	0.02
BaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	0.01	0.05	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00
CaO	13.26	12.89	12.29	12.41	11.57	8.92	12.27	11.48	11.32	12.64	12.96	3.46	12.30	11.31	6.98	5.76
Na ₂ O	4.03	4.08	4.87	4.58	5.21	4.75	4.89	5.46	5.03	4.46	4.41	3.89	4.52	4.94	5.25	4.86
K ₂ O	0.19	0.22	0.31	0.24	0.33	1.65	0.25	0.38	0.52	0.28	0.22	4.23	0.34	0.46	2.11	2.66
Total	100.80	99.83	101.96	100.96	101.64	100.60	101.86	101.41	101.70	100.45	100.64	96.10	99.76	100.37	99.13	100.04
Element stokiyometrik oranları (8 O)																
Si	2.29	2.32	2.36	2.35	2.38	2.61	2.35	2.38	2.42	2.33	2.32	3.04	2.36	2.41	2.73	2.83
Al	1.70	1.67	1.64	1.65	1.62	1.37	1.64	1.61	1.56	1.66	1.67	0.91	1.63	1.59	1.24	1.11
Tetrahedral	4.00	3.99	3.99	4.00	4.00	3.98	4.00	3.99	3.98	3.99	3.99	3.95	3.98	4.00	3.97	3.94
Fe	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.08	0.03	0.02	0.05	0.11
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.64	0.63	0.59	0.60	0.55	0.43	0.59	0.55	0.54	0.61	0.63	0.17	0.60	0.55	0.34	0.28
Na	0.35	0.36	0.42	0.40	0.45	0.41	0.42	0.48	0.44	0.39	0.39	0.35	0.40	0.43	0.46	0.42
K	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.09	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.25	0.02	0.03	0.12	0.15
Uç üye oranları																
An	63.82	62.76	57.23	59.14	54.06	45.79	57.31	52.63	53.83	60.07	61.10	22.28	58.91	54.40	36.74	32.50
Ab	35.08	35.98	41.07	39.51	44.08	44.10	41.31	45.29	43.25	38.33	37.64	45.28	39.17	42.96	50.00	49.63
Or	1.11	1.25	1.69	1.36	1.86	10.11	1.38	2.07	2.92	1.60	1.26	32.44	1.92	2.65	13.26	17.87

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Bazalt-3															
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	KR30- C3-1o	KR32- C2-1m	KR32- C2-1o	KR32- C2-1o	KR32- C2-1o	KR32- C2-1k	KR32- C3-2	KR32- C4-1m	KR32- C4-1o	KR32- C4-1o	KR32- C4-1o	KR32- C4-1o	KR32- C4-1o	KR32- C4-1k	KR32- C5-1
Majör oksit (wt%)																
SiO ₂	54.79	56.08	60.45	58.59	52.50	60.08	49.65	55.03	59.76	56.97	59.90	54.05	73.06	61.55	54.53	50.11
Al ₂ O ₃	28.72	28.86	25.03	27.05	31.27	24.99	33.43	28.52	25.30	24.55	24.16	29.65	14.24	23.85	28.71	4.89
FeO	0.80	0.22	0.38	0.22	0.71	1.27	0.75	0.26	0.80	3.20	1.07	0.48	1.64	1.24	0.63	9.86
SrO	0.14	0.17	0.11	0.20	0.05	0.10	0.16	0.20	0.04	0.07	0.04	0.25	0.05	0.00	0.09	0.02
BaO	0.02	0.04	0.12	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.05	0.07	0.04	0.00	0.09	0.00	0.00
CaO	10.77	9.34	7.02	8.13	12.67	8.81	14.49	10.45	8.68	8.87	8.43	11.60	1.35	7.48	12.64	18.96
Na ₂ O	4.88	6.50	6.93	7.63	4.52	4.91	3.39	5.74	5.39	5.61	4.91	5.45	4.30	5.32	5.01	0.48
K ₂ O	0.89	0.35	1.65	0.46	0.31	1.87	0.17	0.55	1.50	0.80	1.97	0.43	5.60	2.46	0.25	0.03
Total	101.01	101.55	101.69	102.31	102.04	102.02	102.04	100.80	101.54	100.12	100.54	101.94	100.23	101.99	101.86	84.34
Element stokiyometrik oranları (8 O)																
Si	2.46	2.49	2.67	2.58	2.35	2.66	2.23	2.47	2.65	2.60	2.68	2.41	3.21	2.72	2.44	2.91
Al	1.52	1.51	1.30	1.40	1.65	1.30	1.77	1.51	1.32	1.32	1.28	1.56	0.74	1.24	1.51	0.33
Tetrahedral	3.99	4.00	3.98	3.98	3.99	3.96	4.00	3.98	3.97	3.92	3.96	3.98	3.95	3.96	3.95	3.24
Fe	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.05	0.03	0.01	0.03	0.12	0.04	0.02	0.06	0.05	0.02	0.48
Sr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.52	0.44	0.33	0.38	0.61	0.42	0.70	0.50	0.41	0.43	0.41	0.56	0.06	0.35	0.61	1.18
Na	0.43	0.56	0.59	0.65	0.39	0.42	0.30	0.50	0.46	0.50	0.43	0.47	0.37	0.46	0.43	0.05
K	0.05	0.02	0.09	0.03	0.02	0.11	0.01	0.03	0.09	0.05	0.11	0.02	0.31	0.14	0.01	0.00
Uç üye oranları																
An	52.12	43.40	32.61	36.18	59.69	44.23	69.56	48.62	42.90	44.39	42.91	52.82	8.54	37.33	57.45	95.44
Ab	42.73	54.67	58.29	61.40	38.57	44.59	29.44	48.35	48.25	50.83	45.17	44.87	49.26	48.06	41.21	4.40
Or	5.15	1.93	9.10	2.42	1.74	11.18	0.99	3.03	8.85	4.79	11.93	2.31	42.20	14.62	1.34	0.16

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Bazalt-3											Bazalt-3/MMA-1				
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	KR32- C5-2	KR32- C7-1m	KR32- C7-1o	KR32- C7-1o	KR32- C7-1o	KR32- C7-1o	KR32- C7-1o	KR32- C7-1o	KR32- C7-1o	KR32- C7-1k	KR32- C7-1k	KR28- C1-1k	KR28- C1-1m	KR28- C1-1o	KR28- C1-3
Majör oksit (wt%)																
SiO ₂	50.54	58.10	68.60	70.62	72.91	58.70	59.41	57.70	59.05	62.96	63.34	52.62	50.02	50.80	53.33	51.95
Al ₂ O ₃	4.61	26.54	18.50	13.94	14.83	26.42	26.56	27.24	26.10	20.87	19.62	31.10	31.58	32.11	29.02	30.27
FeO	9.13	0.21	1.73	3.22	2.88	0.21	0.18	0.20	0.22	1.01	1.33	0.72	0.66	0.65	0.85	0.70
SrO	0.00	0.15	0.07	0.00	0.00	0.21	0.14	0.15	0.09	0.11	0.05	0.04	0.05	0.12	0.08	0.13
BaO	0.00	0.04	0.10	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.07
CaO	19.45	7.15	2.87	0.92	1.22	7.25	7.21	7.99	7.14	5.83	4.83	12.71	13.82	13.63	11.02	10.97
Na ₂ O	0.47	7.90	5.98	3.54	2.35	7.65	7.96	7.37	7.73	4.27	4.99	4.62	3.87	3.88	5.27	5.09
K ₂ O	0.06	0.62	3.99	6.47	4.87	0.59	0.59	0.56	0.69	2.96	3.22	0.29	0.27	0.22	0.48	0.40
Total	84.26	100.72	101.84	98.76	99.13	101.08	102.11	101.27	101.08	98.01	97.39	102.09	100.25	101.43	100.06	99.58
Element stokiometrik oranları (8 O)																
Si	2.93	2.59	3.00	3.19	3.22	2.61	2.61	2.57	2.62	2.86	2.90	2.35	2.28	2.29	2.42	2.37
Al	0.31	1.40	0.95	0.74	0.77	1.38	1.38	1.43	1.37	1.12	1.06	1.64	1.70	1.71	1.55	1.63
Tetraedral	3.24	3.99	3.96	3.93	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.98	3.96	3.99	3.98	4.00	3.98	4.00
Fe	0.44	0.01	0.06	0.12	0.11	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.21	0.34	0.13	0.04	0.06	0.35	0.34	0.38	0.34	0.28	0.24	0.61	0.68	0.66	0.54	0.54
Na	0.05	0.68	0.51	0.31	0.20	0.66	0.68	0.64	0.67	0.38	0.44	0.40	0.34	0.34	0.46	0.45
K	0.00	0.04	0.22	0.37	0.27	0.03	0.03	0.03	0.04	0.17	0.19	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
Uç üye oranları																
An	95.52	32.24	15.58	6.15	10.85	33.27	32.31	36.35	32.54	34.12	27.31	59.37	65.38	65.20	52.14	53.10
Ab	4.15	64.45	58.67	42.60	37.75	63.53	64.54	60.64	63.74	45.23	51.01	39.04	33.11	33.54	45.15	44.59
Or	0.33	3.31	25.74	51.26	51.39	3.20	3.15	3.01	3.72	20.65	21.68	1.59	1.51	1.26	2.70	2.30

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Bazalt-3/MMA-1																		
	Örnek/Daire/ Nokta (m)erkez/(o)r ta/ (k)enar	KR28- C2-1o	KR28- C2-1o	KR28- C2-1m	KR28- C2-1o	KR28- C2-1o	KR28- C2-2k	KR28- C2-2o	KR28- C2-2m	KR28- C2-2o	KR28- C3-1	KR28- C3-2	KR28- C3-5	KR28- C5-1k	KR28- C5-1o	KR28- C5-1o	KR28- C5-1o	KR28- C5-1m	KR28- C5-1o
Majör oksit (wt%)																			
SiO ₂	56.96	56.48	56.98	56.97	58.41	63.80	56.86	59.84	59.90	46.74	49.57	52.68	54.84	58.97	58.68	57.54	57.52	57.22	57.60
Al ₂ O ₃	26.58	28.99	27.18	25.60	25.05	21.03	23.25	25.10	25.93	29.06	26.59	31.18	28.33	26.58	26.96	27.04	24.50	26.70	26.90
FeO	0.21	0.19	0.21	0.19	0.21	0.80	0.19	0.17	0.17	0.93	0.70	0.70	0.82	0.20	0.18	0.17	0.23	0.20	0.18
SrO	0.16	0.24	0.18	0.19	0.08	0.00	0.12	0.07	0.11	0.19	0.13	0.11	0.14	0.13	0.14	0.24	0.15	0.07	0.07
BaO	0.04	0.03	0.06	0.02	0.05	0.03	0.06	0.04	0.05	0.01	0.06	0.00	0.05	0.09	0.07	0.06	0.05	0.07	0.04
CaO	8.08	9.10	8.02	8.30	5.97	3.56	5.94	7.45	6.40	12.84	9.98	12.61	9.83	7.08	7.30	7.56	6.97	7.41	7.49
Na ₂ O	6.97	6.71	7.00	7.24	7.76	6.04	7.64	7.79	7.83	4.04	5.25	4.68	6.10	7.53	7.43	7.50	7.35	7.20	7.38
K ₂ O	0.76	0.51	0.74	0.74	1.28	4.74	1.18	0.94	1.33	0.35	0.52	0.28	0.40	0.99	0.86	0.73	0.98	0.84	0.92
Total	99.75	102.24	100.37	99.25	98.82	100.00	95.24	101.40	101.71	94.15	92.80	102.24	100.51	101.57	101.62	100.84	97.74	99.70	100.58
Element stokiyometrik oranları (8 O)																			
Si	2.57	2.49	2.56	2.59	2.65	2.87	2.68	2.65	2.65	2.28	2.43	2.35	2.48	2.61	2.60	2.57	2.65	2.58	2.58
Al	1.42	1.51	1.44	1.37	1.34	1.11	1.29	1.31	1.35	1.67	1.54	1.64	1.51	1.39	1.41	1.42	1.33	1.42	1.42
Tetrahedral	3.99	4.00	4.00	3.96	4.00	3.98	3.97	3.97	3.99	3.96	3.97	3.99	3.98	4.00	4.00	4.00	3.98	4.00	4.00
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.39	0.43	0.39	0.40	0.29	0.17	0.30	0.35	0.30	0.67	0.53	0.60	0.48	0.34	0.35	0.36	0.34	0.36	0.36
Na	0.61	0.57	0.61	0.64	0.68	0.53	0.70	0.67	0.67	0.38	0.50	0.41	0.53	0.65	0.64	0.65	0.66	0.63	0.64
K	0.04	0.03	0.04	0.04	0.07	0.27	0.07	0.05	0.08	0.02	0.03	0.02	0.02	0.06	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05
Uç üye oranları																			
An	37.42	41.63	37.21	37.25	27.72	17.68	28.07	32.87	28.89	62.42	49.65	58.87	46.07	32.32	33.54	34.37	32.50	34.55	34.14
Ab	58.39	55.58	58.72	58.79	65.21	54.31	65.30	62.18	63.94	35.56	47.27	39.57	51.69	62.28	61.74	61.70	62.05	60.79	60.86
Or	4.20	2.79	4.07	3.96	7.07	28.01	6.62	4.95	7.17	2.02	3.08	1.56	2.24	5.40	4.72	3.93	5.44	4.65	5.00

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1/CX-1									Andezit-1						
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	GK35- C1-1k	GK35- C1-1o	GK35- C1-1o	GK35- C1-1o	GK35- C1-1m	GK35- C2-1k	GK35- C2-1o	GK35- C2-1o	GK35- C2-1k	GK35-C3- 1k	GK35- C3-1o	GK35- C3-1o	GK35- C3-1o	GK35- C3-1o	GK35- C3-1o
Majör oksit (wt%)																
SiO ₂	54.66	54.87	47.00	45.81	45.34	54.64	46.73	46.53	45.04	54.43	54.68	46.66	44.74	51.65	53.95	52.90
Al ₂ O ₃	28.09	27.91	33.92	34.41	34.73	28.97	33.69	33.65	34.68	27.91	28.02	33.41	35.03	29.99	27.85	28.87
FeO	0.33	0.30	0.51	0.59	0.57	0.36	0.51	0.55	0.48	0.32	0.31	0.47	0.46	0.35	0.35	0.38
SrO	0.17	0.22	0.17	0.14	0.17	0.14	0.20	0.22	0.15	0.15	0.21	0.17	0.16	0.14	0.16	0.19
BaO	0.04	0.06	0.02	0.04	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.05	0.03	0.01	0.01	0.03	0.05	0.00
CaO	9.61	9.51	15.59	16.56	17.08	10.21	15.85	15.92	17.12	9.73	9.73	15.73	17.50	11.80	10.00	10.90
Na ₂ O	6.28	6.25	2.65	1.98	1.87	5.83	2.45	2.36	1.64	6.13	6.12	2.57	1.46	5.10	5.87	5.51
K ₂ O	0.57	0.56	0.14	0.09	0.08	0.51	0.11	0.11	0.07	0.54	0.53	0.12	0.06	0.37	0.51	0.44
Total	99.75	99.68	99.98	99.62	99.83	100.69	99.56	99.36	99.18	99.25	99.64	99.13	99.42	99.43	98.73	99.20
Element stokiyometrik oranları (8 O)																
Si	2.48	2.49	2.16	2.12	2.10	2.46	2.16	2.16	2.10	2.48	2.49	2.17	2.08	2.37	2.48	2.42
Al	1.50	1.49	1.84	1.88	1.90	1.54	1.84	1.84	1.90	1.50	1.50	1.83	1.92	1.62	1.51	1.56
Tetrahedral	3.99	3.99	4.00	4.00	3.99	3.99	4.00	4.00	4.00	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99	3.98	3.98
Fe	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Sr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.47	0.46	0.77	0.82	0.85	0.49	0.79	0.79	0.85	0.48	0.47	0.78	0.87	0.58	0.49	0.54
Na	0.55	0.55	0.24	0.18	0.17	0.51	0.22	0.21	0.15	0.54	0.54	0.23	0.13	0.45	0.52	0.49
K	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.02	0.03	0.03
Uç üye oranları																
An	44.36	44.24	75.86	81.83	83.09	47.83	77.63	78.37	84.88	45.36	45.38	76.68	86.60	54.97	47.11	50.94
Ab	52.49	52.67	23.35	17.67	16.46	49.36	21.74	20.99	14.74	51.67	51.67	22.64	13.07	42.98	50.05	46.60
Or	3.14	3.09	0.79	0.50	0.45	2.82	0.63	0.64	0.38	2.97	2.95	0.68	0.33	2.05	2.84	2.45

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1											Andezit-1/CX-3					
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)рта/ (k)enar	GK35- C4-1k	GK35- C4-1o	GK35- C4-1m	GK35-C4- 1k	GK35- C5-1k	GK35- C5-1o	GK35- C5-1o	GK35- C5-1m	GK35- C7-1k	GK35- C7-1m	GK35- C7-1k	GK80- C2-1k	GK80- C2-1m	GK80- C2-1k	GK80- C2-2k	GK80- C2-2m
Majör oksit (wt%)																	
SiO ₂	56.69	57.16	56.29	51.13	55.69	56.65	54.71	51.72	51.17	50.90	52.53	49.59	49.09	48.84	50.10	49.06	50.05
Al ₂ O ₃	27.28	27.70	28.22	32.02	27.26	28.23	28.82	29.99	30.53	30.42	28.61	32.54	32.63	33.61	31.60	31.76	32.37
FeO	1.14	0.32	0.33	0.76	0.67	0.33	0.29	0.35	0.65	0.74	1.45	0.81	0.67	0.68	0.70	0.65	0.57
SrO	0.09	0.10	0.18	0.17	0.20	0.06	0.10	0.11	0.13	0.11	0.24	0.24	0.15	0.20	0.17	0.20	0.16
BaO	0.01	0.03	0.05	0.02	0.09	0.00	0.04	0.06	0.02	0.03	0.04	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02	0.03
CaO	10.02	8.71	9.16	13.89	8.69	9.24	10.06	11.80	12.43	12.67	11.10	14.08	14.35	14.79	13.45	14.19	13.52
Na ₂ O	4.36	6.74	6.55	3.56	6.24	6.63	6.13	5.11	4.56	4.48	4.97	3.69	3.49	3.31	3.97	3.62	3.86
K ₂ O	1.86	0.78	0.72	0.37	1.04	0.63	0.55	0.39	0.39	0.37	0.54	0.20	0.18	0.16	0.25	0.19	0.23
Total	101.43	101.54	101.52	101.92	99.87	101.77	100.70	99.53	99.87	99.73	99.48	101.15	100.59	101.59	100.27	99.70	100.78
Element stokiyometrik oranları (8 O)																	
Si	2.54	2.54	2.51	2.30	2.53	2.51	2.46	2.37	2.34	2.33	2.41	2.25	2.24	2.21	2.29	2.26	2.27
Al	1.44	1.45	1.48	1.69	1.46	1.48	1.53	1.62	1.65	1.64	1.55	1.74	1.75	1.79	1.70	1.72	1.73
Tetrahedral	3.98	3.99	3.99	3.99	3.98	3.99	3.99	3.99	3.99	3.98	3.96	3.99	3.99	4.00	3.99	3.98	4.00
Fe	0.04	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.48	0.41	0.44	0.67	0.42	0.44	0.49	0.58	0.61	0.62	0.55	0.68	0.70	0.72	0.66	0.70	0.66
Na	0.38	0.58	0.57	0.31	0.55	0.57	0.54	0.45	0.40	0.40	0.44	0.32	0.31	0.29	0.35	0.32	0.34
K	0.11	0.04	0.04	0.02	0.06	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Uç üye oranları																	
An	49.78	39.92	41.87	66.84	40.96	42.02	46.11	54.86	58.77	59.72	53.54	67.08	68.74	70.50	64.26	67.67	65.08
Ab	39.24	55.84	54.20	31.02	53.19	54.54	50.88	42.96	39.04	38.18	43.35	31.78	30.21	28.56	34.29	31.24	33.63
Or	10.98	4.24	3.93	2.14	5.85	3.43	3.01	2.18	2.19	2.10	3.11	1.14	1.05	0.93	1.45	1.09	1.29

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1																
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rtal/ (k)enar	GK80- C4-1k	GK80- C4-1o	GK80- C4-1o	GK80- C4-1o	GK80- C4-1o	GK80- C4-1o	GK80- C4-1m	GK80- C4-1k	GK80- C5-1k	GK80- C5-1o	GK80- C5-1m	GK80- C5-1o	GK80- C5-1o	GK80- C5-1k	GK80- C6-1k	GK80- C6-1o
Majör oksit (wt%)																	
SiO ₂	57.47	57.36	53.87	55.62	56.94	56.50	56.47	56.57	55.32	54.60	54.49	54.72	52.85	54.95	47.45	45.44	46.10
Al ₂ O ₃	27.16	26.64	29.79	28.43	26.86	28.03	27.28	27.52	29.57	29.04	29.24	29.39	30.18	29.22	34.59	35.02	35.97
FeO	0.33	0.30	0.33	0.34	0.32	0.31	0.33	0.32	0.48	0.44	0.42	0.32	0.42	0.40	0.42	0.63	0.62
SrO	0.09	0.19	0.18	0.10	0.15	0.08	0.23	0.12	0.17	0.12	0.19	0.24	0.13	0.13	0.14	0.23	0.18
BaO	0.08	0.07	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.01	0.03	0.05
CaO	7.98	7.77	10.81	9.29	8.03	8.83	8.50	8.47	9.87	9.92	10.37	10.21	11.48	10.00	15.76	16.83	17.37
Na ₂ O	7.25	7.39	5.71	6.62	7.17	6.91	6.87	6.84	6.28	6.20	5.90	5.89	5.36	6.26	2.63	1.78	1.59
K ₂ O	0.80	0.85	0.45	0.61	0.80	0.68	0.70	0.71	0.51	0.51	0.47	0.49	0.37	0.49	0.13	0.09	0.06
Total	101.17	100.57	101.17	101.05	100.31	101.37	100.42	100.58	102.20	100.85	101.12	101.30	100.83	101.50	101.11	100.05	101.94
Element stokiyometrik oranları (8 O)																	
Si	2.56	2.57	2.42	2.49	2.56	2.52	2.54	2.54	2.45	2.45	2.45	2.45	2.39	2.45	2.16	2.10	2.09
Al	1.43	1.41	1.58	1.50	1.42	1.47	1.45	1.46	1.55	1.54	1.55	1.55	1.61	1.54	1.85	1.91	1.92
Tetrahedral	3.99	3.98	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99	3.99	4.00	3.99	3.99	4.01	4.00	4.01
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.38	0.37	0.52	0.45	0.39	0.42	0.41	0.41	0.47	0.48	0.50	0.49	0.56	0.48	0.77	0.83	0.84
Na	0.63	0.64	0.50	0.58	0.63	0.60	0.60	0.59	0.54	0.54	0.51	0.51	0.47	0.54	0.23	0.16	0.14
K	0.05	0.05	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00
Uç üye oranları																	
An	36.18	35.09	49.86	42.22	36.59	39.89	39.06	39.03	45.21	45.63	48.02	47.60	53.11	45.62	76.25	83.49	85.48
Ab	59.49	60.33	47.67	54.46	59.10	56.46	57.10	57.06	52.02	51.60	49.39	49.66	44.86	51.71	23.03	15.96	14.16
Or	4.33	4.58	2.47	3.31	4.32	3.66	3.84	3.90	2.77	2.77	2.59	2.74	2.03	2.67	0.72	0.55	0.36

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1															
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	GK80- C6-1o	GK80- C6-1k	GK108- C1-1k	GK108- C1-1o	GK108- C1-1o	GK108- C1-1o	GK108- C1-1k	GK108- C2-1k	GK108- C2-1k	GK108- C2-1o	GK108- C2-1o	GK108- C2-1m	GK108- C2-1k	GK108- C2-1k	GK108- C2-1k
Majör oksit (wt%)																
SiO ₂	48.58	76.85	51.58	51.74	52.18	50.54	53.07	70.37	71.03	52.85	48.50	49.44	49.73	51.42	59.31	47.08
Al ₂ O ₃	32.97	10.95	30.93	31.04	31.23	31.01	30.16	14.91	14.85	30.93	33.79	31.27	32.94	28.45	25.82	31.12
FeO	0.67	1.04	0.63	0.57	0.63	0.58	0.61	1.01	1.58	0.62	0.60	0.54	0.56	0.94	0.79	0.69
SrO	0.20	0.00	0.20	0.24	0.17	0.17	0.31	0.05	0.00	0.19	0.28	0.23	0.19	0.12	0.11	0.22
BaO	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03
CaO	14.90	0.25	11.80	12.41	12.51	12.62	11.38	0.92	0.87	12.02	15.20	13.53	14.63	11.77	7.72	13.05
Na ₂ O	3.04	1.65	4.84	4.66	4.74	4.40	5.18	3.59	3.45	5.11	2.82	3.82	3.16	3.37	6.54	3.70
K ₂ O	0.16	6.87	0.36	0.32	0.31	0.31	0.43	6.73	7.06	0.41	0.24	0.25	0.23	1.65	1.17	0.28
Total	100.53	97.61	100.35	101.01	101.80	99.64	101.15	97.61	98.83	102.15	101.45	99.11	101.48	97.74	101.49	96.16
Element stokiyometrik oranları (8 O)																
Si	2.22	3.41	2.34	2.34	2.34	2.32	2.39	3.19	3.19	2.36	2.20	2.28	2.25	2.41	2.63	2.25
Al	1.78	0.57	1.66	1.65	1.65	1.68	1.60	0.80	0.78	1.63	1.80	1.70	1.75	1.57	1.35	1.75
Tetrahedral	3.99	3.99	4.00	3.99	3.99	3.99	3.99	3.98	3.97	3.99	4.00	3.99	4.00	3.98	3.98	4.00
Fe	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03
Sr	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.73	0.01	0.57	0.60	0.60	0.62	0.55	0.04	0.04	0.58	0.74	0.67	0.71	0.59	0.37	0.67
Na	0.27	0.14	0.43	0.41	0.41	0.39	0.45	0.32	0.30	0.44	0.25	0.34	0.28	0.31	0.56	0.34
K	0.01	0.39	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.39	0.40	0.02	0.01	0.01	0.01	0.10	0.07	0.02
Uç üye oranları																
An	72.33	2.21	56.22	58.47	58.29	60.25	53.54	5.97	5.58	55.25	73.85	65.24	70.92	59.34	36.84	64.96
Ab	26.73	26.14	41.72	39.74	40.00	38.00	44.08	42.11	40.20	42.51	24.76	33.31	27.75	30.77	56.49	33.37
Or	0.94	71.65	2.05	1.79	1.71	1.75	2.38	51.92	54.22	2.24	1.38	1.44	1.34	9.90	6.67	1.67

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1				Andezit-1-MMA-3											
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	GK108- C4-1o	GK108 -C4-1m	GK108-C4- 1o	GK108 -C4-1k	GK108A -C1-1k	GK108A -C1-1o	GK108A -C1-1m	GK108A -C1-1o	GK108A -C1-1o	GK108A -C1-1o	GK108A -C1-1k	GK108A -C2-1k	GK108A -C2-1o	GK108A -C2-1m	GK108A -C2-1o
Majör oksit (wt%)																
SiO ₂	50.17	45.45	45.95	51.78	45.68	45.17	56.23	45.12	45.59	45.93	45.60	52.61	51.84	50.95	52.72	54.05
Al ₂ O ₃	31.24	36.01	35.11	31.38	34.87	35.92	28.72	35.07	35.38	35.21	34.92	29.34	30.67	30.57	31.10	29.83
FeO	0.68	0.64	0.59	0.78	0.59	0.57	0.47	0.53	0.55	0.59	0.59	0.48	0.59	0.64	0.64	0.48
SrO	0.14	0.13	0.13	0.21	0.16	0.11	0.21	0.16	0.21	0.10	0.16	0.20	0.21	0.23	0.18	0.21
BaO	0.04	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.05	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.00	0.02	0.04	0.04
CaO	12.99	16.28	16.44	12.52	17.14	17.74	9.52	17.80	17.59	17.29	17.25	10.88	12.48	12.76	12.36	10.96
Na ₂ O	4.08	2.39	1.92	4.05	1.79	1.60	6.66	1.46	1.63	1.68	1.68	5.24	4.66	4.42	4.86	5.76
K ₂ O	0.41	0.11	0.10	0.72	0.08	0.06	0.55	0.07	0.08	0.08	0.10	0.48	0.30	0.29	0.31	0.48
Total	99.73	101.03	100.26	101.47	100.32	101.20	102.41	100.22	101.04	100.90	100.33	99.24	100.75	99.87	102.21	101.81
Element stokiyometrik oranları (8 O)																
Si	2.30	2.08	2.11	2.33	2.10	2.07	2.49	2.08	2.09	2.10	2.10	2.41	2.35	2.33	2.35	2.42
Al	1.69	1.94	1.90	1.67	1.89	1.94	1.50	1.91	1.91	1.90	1.90	1.58	1.64	1.65	1.64	1.57
Tetrahedral	3.99	4.02	4.01	4.00	4.00	4.00	3.99	3.99	4.00	4.00	4.00	3.99	3.99	3.98	3.99	3.99
Fe	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Sr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.64	0.80	0.81	0.60	0.85	0.87	0.45	0.88	0.86	0.85	0.85	0.53	0.61	0.63	0.59	0.52
Na	0.36	0.21	0.17	0.35	0.16	0.14	0.57	0.13	0.14	0.15	0.15	0.46	0.41	0.39	0.42	0.50
K	0.02	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
Uç üye oranları																
An	62.30	78.57	82.08	60.47	83.75	85.65	42.84	86.76	85.26	84.61	84.53	52.00	58.71	60.50	57.41	49.92
Ab	35.39	20.83	17.34	35.37	15.82	13.98	54.23	12.87	14.26	14.90	14.90	45.30	39.62	37.87	40.87	47.49
Or	2.31	0.60	0.58	4.16	0.44	0.37	2.93	0.38	0.48	0.48	0.57	2.70	1.67	1.63	1.72	2.59

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1-CX-2						Andezit-1								
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	GK139 -C1-1k	GK139- C2-1o	GK139- C2-1o	GK139- C2-1m	GK139- C2-1o	GK139- C2-1o	GK139- C3-1o	GK139- C3-1o	GK139- C3-1m	GK139- C3-1o	GK139- C3-1o	GK139- C3-1o	GK139- C3-1o	GK139- C3-1k
Majör oksit (wt%)															
SiO ₂	64.76	50.90	50.84	50.12	50.25	50.16	56.30	57.68	54.13	55.74	54.56	54.65	51.88	55.75	58.22
Al ₂ O ₃	13.42	31.97	31.74	31.14	31.94	31.53	26.96	28.06	29.89	28.71	29.38	28.93	31.73	28.02	25.78
FeO	1.02	0.69	0.59	0.63	0.65	0.63	0.35	0.35	0.35	0.35	0.34	0.33	0.36	0.31	1.01
SrO	0.04	0.22	0.28	0.26	0.18	0.14	0.12	0.11	0.11	0.12	0.10	0.14	0.10	0.14	0.13
BaO	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.05	0.06	0.02	0.05	0.03	0.02	0.05	0.06	0.08
CaO	2.21	13.66	13.36	13.27	13.92	13.51	8.73	8.62	11.08	9.74	10.47	9.88	12.93	9.43	9.65
Na ₂ O	2.31	3.92	3.97	3.76	3.78	3.82	6.67	6.93	5.54	6.32	5.79	6.23	4.62	6.27	5.12
K ₂ O	5.38	0.23	0.22	0.27	0.21	0.22	0.66	0.68	0.44	0.53	0.49	0.53	0.27	0.54	1.47
Total	89.13	101.60	101.03	99.47	100.93	100.02	99.83	102.48	101.55	101.54	101.16	100.70	101.95	100.53	101.46
Element stokiyometrik oranları (8 O)															
Si	3.20	2.29	2.30	2.30	2.28	2.29	2.55	2.54	2.42	2.48	2.44	2.46	2.32	2.51	2.60
Al	0.78	1.70	1.69	1.69	1.71	1.70	1.44	1.46	1.57	1.51	1.55	1.53	1.67	1.48	1.36
Tetrahedral	3.98	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.98	4.00	3.99	3.99	4.00	3.99	4.00	3.99	3.96
Fe	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04
Sr	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.12	0.66	0.65	0.65	0.68	0.66	0.42	0.41	0.53	0.46	0.50	0.48	0.62	0.45	0.46
Na	0.22	0.34	0.35	0.34	0.33	0.34	0.58	0.59	0.48	0.55	0.50	0.54	0.40	0.55	0.44
K	0.34	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.08
Uç üye oranları															
An	17.31	64.97	64.20	65.06	66.24	65.30	40.44	39.25	51.25	44.67	48.66	45.35	59.80	44.01	46.71
Ab	32.64	33.75	34.52	33.37	32.58	33.44	55.91	57.05	46.32	52.45	48.65	51.77	38.70	52.98	44.81
Or	50.05	1.29	1.28	1.57	1.18	1.26	3.65	3.70	2.43	2.88	2.68	2.88	1.50	3.01	8.48

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1											
	Örnek/Daire/Nokta (m)merkez/(o)рта/ (k)enar	GK139- C5-1k	GK139- C5-1o	GK139- C5-1o	GK139- C5-1o	GK139- C5-1m	GK139- C5-1o	GK139- C5-1o	GK139- C5-1k	GK139- C6-1m	GK139- C6-1o	GK139- C6-1o
Majör oksit (wt%)												
SiO ₂	57.95	57.58	56.24	57.53	56.31	55.86	55.72	69.03	57.76	56.05	51.43	52.14
Al ₂ O ₃	25.94	27.24	27.76	26.43	26.89	27.73	27.47	18.59	26.73	26.33	29.65	29.96
FeO	0.34	0.32	0.31	0.34	0.34	0.33	0.33	1.37	0.31	0.32	0.83	0.72
SrO	0.17	0.09	0.05	0.16	0.18	0.15	0.11	0.02	0.03	0.13	0.11	0.12
BaO	0.06	0.05	0.04	0.07	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04
CaO	7.40	8.35	9.27	7.89	8.92	9.35	9.07	3.83	8.30	10.55	12.30	12.21
Na ₂ O	7.12	7.04	6.57	7.18	6.74	6.30	6.41	3.78	6.82	6.75	4.12	4.59
K ₂ O	0.98	0.72	0.58	0.78	0.66	0.74	0.78	4.32	0.88	0.99	0.75	0.42
Total	99.95	101.39	100.82	100.37	100.08	100.52	99.91	100.98	100.88	101.19	99.22	100.20
Element stokiyometrik oranları (8 O)												
Si	2.61	2.56	2.52	2.58	2.54	2.51	2.52	3.02	2.58	2.53	2.37	2.37
Al	1.38	1.43	1.47	1.40	1.43	1.47	1.47	0.96	1.41	1.40	1.61	1.61
Tetrahedral	3.99	3.99	3.99	3.98	3.98	3.99	3.99	3.98	3.99	3.92	3.98	3.98
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.03	0.03
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.36	0.40	0.45	0.38	0.43	0.45	0.44	0.18	0.40	0.51	0.61	0.60
Na	0.62	0.61	0.57	0.63	0.59	0.55	0.56	0.32	0.59	0.59	0.37	0.41
K	0.06	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.24	0.05	0.06	0.04	0.02
Uç üye oranları												
An	34.47	38.05	42.41	36.18	40.75	43.22	42.01	24.19	38.30	44.05	59.60	58.10
Ab	60.09	58.03	54.42	59.56	55.68	52.73	53.70	43.27	56.90	51.02	36.08	39.54
Or	5.44	3.92	3.17	4.25	3.57	4.05	4.29	32.54	4.81	4.94	4.33	2.36

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1																
	Örnek/Daire/No kta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	GK144- C1-1k	GK144- C1-1o	GK144- C1-1o	GK144- C1-1o	GK144- C1-1o	GK144- C1-1m	GK144- C1-1o	GK144- C1-1o	GK144- C1-1o	GK144- C1-1k	GK144- C2-1k	GK144- C2-1o	GK144- C2-1o	GK144- C2-1o	GK144- C2-1m	GK144- C2-1o
Majör oksit (wt%)																	
SiO ₂	56.20	52.80	53.14	54.90	52.66	51.51	52.14	53.21	51.55	53.39	55.52	56.67	55.34	55.11	52.68	55.77	55.82
Al ₂ O ₃	27.68	29.60	30.17	29.44	30.52	31.07	30.75	30.16	31.28	29.92	28.25	27.72	28.50	29.33	30.43	28.03	28.29
FeO	0.61	0.58	0.53	0.48	0.60	0.52	0.48	0.50	0.57	0.56	0.38	0.36	0.45	0.51	0.37	0.36	0.40
SrO	0.16	0.12	0.12	0.09	0.12	0.16	0.10	0.20	0.08	0.17	0.20	0.12	0.13	0.17	0.07	0.15	0.11
BaO	0.08	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.05	0.07	0.04	0.05	0.05	0.02	0.04	0.06
CaO	9.14	11.51	11.59	10.45	11.77	12.69	12.19	11.39	12.65	11.18	9.23	8.86	9.54	10.06	11.80	9.21	9.29
Na ₂ O	6.49	4.97	4.90	5.79	4.72	4.51	4.84	5.26	4.32	5.31	6.44	6.56	6.32	6.00	4.98	6.33	6.42
K ₂ O	0.59	0.44	0.53	0.50	0.38	0.33	0.37	0.42	0.34	0.45	0.69	0.74	0.63	0.54	0.38	0.67	0.70
Total	100.95	100.05	101.03	101.68	100.81	100.83	100.90	101.16	100.81	101.02	100.78	101.06	100.95	101.77	100.71	100.55	101.08
Element stokiometrik oranları (8 O)																	
Si	2.52	2.40	2.39	2.45	2.38	2.33	2.36	2.39	2.33	2.40	2.50	2.53	2.48	2.46	2.38	2.51	2.50
Al	1.46	1.59	1.60	1.55	1.62	1.66	1.64	1.60	1.67	1.59	1.50	1.46	1.51	1.54	1.62	1.49	1.49
Tetrahedral	3.98	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99	3.99
Fe	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.44	0.56	0.56	0.50	0.57	0.62	0.59	0.55	0.61	0.54	0.44	0.42	0.46	0.48	0.57	0.44	0.45
Na	0.56	0.44	0.43	0.50	0.41	0.40	0.42	0.46	0.38	0.46	0.56	0.57	0.55	0.52	0.44	0.55	0.56
K	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04
Üç üye oranları																	
An	42.33	54.73	54.96	48.58	56.71	59.78	57.01	53.18	60.58	52.41	42.54	41.01	43.93	46.65	55.48	42.92	42.73
Ab	54.40	42.78	42.07	48.66	41.13	38.39	40.93	44.48	37.48	45.05	53.67	54.91	52.64	50.35	42.38	53.36	53.42
Or	3.27	2.49	2.97	2.76	2.16	1.83	2.07	2.35	1.94	2.53	3.79	4.07	3.43	3.00	2.14	3.71	3.85

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1-CX-3													
	GK144-C5-1k	GK144-C5-1o	GK144-C5-1o	GK144-C5-1o	GK144-C5-1m	GK144-C5-1o	GK144-C5-1o	GK144-C5-1k	GK144-C5-1k	GK144-C6-1k	GK144-C6-1o	GK144-C6-1m	GK144-C6-1o	GK144-C6-1k
Majör oksit (wt%)														
SiO ₂	56.96	49.34	51.09	49.89	59.74	50.26	51.99	49.83	55.33	53.85	50.46	48.84	49.38	58.94
Al ₂ O ₃	26.03	32.13	30.97	32.17	24.34	32.17	30.66	32.18	28.04	30.03	32.54	31.61	32.16	24.51
FeO	0.57	0.63	0.73	0.67	0.65	0.69	0.73	0.69	0.62	0.67	0.73	0.71	0.64	0.53
SrO	0.09	0.18	0.11	0.08	0.07	0.10	0.12	0.15	0.10	0.07	0.16	0.16	0.19	0.07
BaO	0.09	0.02	0.04	0.01	0.04	0.02	0.00	0.01	0.08	0.04	0.01	0.02	0.02	0.11
CaO	7.11	14.30	13.24	13.84	5.58	13.92	12.19	13.76	9.65	11.57	13.99	13.72	13.99	5.88
Na ₂ O	7.09	3.66	3.96	3.77	8.23	3.96	4.66	3.86	6.24	5.23	3.70	3.44	3.61	7.82
K ₂ O	1.00	0.24	0.41	0.24	1.39	0.26	0.43	0.27	0.63	0.39	0.24	0.40	0.22	1.59
Total	98.95	100.50	100.55	100.65	100.04	101.36	100.78	100.74	100.69	101.86	101.82	98.89	100.21	99.46
Element stokiyometrik oranları (8 O)														
Si	2.59	2.25	2.32	2.27	2.69	2.27	2.35	2.27	2.49	2.40	2.27	2.26	2.26	2.67
Al	1.40	1.73	1.66	1.72	1.29	1.71	1.64	1.73	1.49	1.58	1.72	1.73	1.73	1.31
Tetrahedral	3.99	3.98	3.98	3.99	3.98	3.99	3.99	3.99	3.98	3.99	3.99	3.99	3.99	3.98
Fe	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.35	0.70	0.65	0.67	0.27	0.67	0.59	0.67	0.47	0.55	0.67	0.68	0.69	0.29
Na	0.63	0.32	0.35	0.33	0.72	0.35	0.41	0.34	0.54	0.45	0.32	0.31	0.32	0.69
K	0.06	0.01	0.02	0.01	0.08	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.09
Uç üye oranları														
An	33.67	67.45	63.35	66.10	25.21	65.04	57.69	65.33	44.47	53.82	66.74	67.20	67.28	26.82
Ab	60.70	31.22	34.29	32.56	67.34	33.50	39.91	33.17	52.05	44.01	31.92	30.50	31.46	64.56
Or	5.63	1.33	2.36	1.34	7.45	1.46	2.40	1.50	3.48	2.17	1.33	2.30	1.26	8.62

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1										Andezit-1-CX-3									
	GK161 -C4-1	GK161 -C4-4	GK161 -C5-1k	GK161 -C5-1o	GK161 -C5-1o	GK161 -C5-1o	GK161 -C5-1m	GK161 -C5-1o	GK161 -C5-1o	GK161 -C5-1k	GK161 -C1-1k	GK161 -C1-1o	GK161 -C1-1o	GK161 -C1-1m	GK161 -C1-1o	GK161 -C1-1k	GK161 -C2-1k	GK161 -C2-1o	GK161 -C2-1o	GK161 -C2-1m
Majör oksit (wt%)																				
SiO ₂	51.73	51.69	57.31	55.10	53.65	50.95	52.14	55.31	55.48	56.61	48.83	49.14	49.73	52.13	50.26	49.82	55.40	55.94	53.79	49.16
Al ₂ O ₃	31.07	30.27	27.97	28.71	29.46	31.60	30.35	28.52	27.93	27.09	27.86	32.93	32.19	29.04	32.77	32.12	28.53	27.97	29.43	31.96
FeO	0.74	0.71	0.33	0.33	0.36	0.41	0.34	0.34	0.34	0.36	0.67	0.56	0.63	0.59	0.57	0.68	0.50	0.47	0.59	0.67
SrO	0.20	0.18	0.09	0.09	0.12	0.03	0.17	0.12	0.11	0.11	0.25	0.29	0.25	0.24	0.16	0.35	0.14	0.26	0.30	0.19
BaO	0.01	0.03	0.01	0.07	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04	0.06	0.07	0.05	0.02
CaO	12.77	12.37	9.07	9.96	10.91	13.22	11.94	9.96	9.53	8.76	14.03	14.34	13.74	11.23	14.23	13.69	9.55	9.21	11.11	13.94
Na ₂ O	4.39	4.58	6.80	6.14	5.55	3.90	4.89	6.22	6.54	6.68	3.50	3.44	3.81	5.16	3.70	3.71	6.24	6.39	5.44	3.53
K ₂ O	0.38	0.42	0.69	0.53	0.43	0.27	0.37	0.55	0.63	0.76	0.22	0.21	0.25	0.45	0.21	0.28	0.69	0.73	0.47	0.23
Total	101.28	100.26	102.28	100.93	100.51	100.41	100.24	101.05	100.59	100.38	95.39	100.91	100.61	98.87	101.93	100.69	101.10	101.03	101.18	99.70
Element stokiyometrik oranları (8 O)																				
Si	2.33	2.36	2.53	2.47	2.42	2.31	2.37	2.48	2.50	2.55	2.35	2.23	2.27	2.40	2.26	2.27	2.48	2.51	2.42	2.26
Al	1.65	1.63	1.46	1.52	1.57	1.69	1.62	1.51	1.48	1.44	1.58	1.76	1.73	1.58	1.74	1.72	1.51	1.48	1.56	1.73
Tetrahedral	3.99	3.98	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99	3.99	3.98	3.98	3.93	4.00	3.99	3.98	3.99	3.99	3.99	3.99	3.98	3.99
Fe	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
Sr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.62	0.60	0.43	0.48	0.53	0.64	0.58	0.48	0.46	0.42	0.72	0.70	0.67	0.55	0.69	0.67	0.46	0.44	0.54	0.69
Na	0.38	0.40	0.58	0.53	0.49	0.34	0.43	0.54	0.57	0.58	0.33	0.30	0.34	0.46	0.32	0.33	0.54	0.56	0.47	0.31
K	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04	0.03	0.01
Uç üye oranları																				
An	60.37	58.44	40.88	45.91	50.83	64.19	56.24	45.56	43.08	40.26	67.99	68.90	65.62	53.21	67.17	66.02	44.07	42.57	51.64	67.68
Ab	37.51	39.17	55.44	51.16	46.78	34.27	41.71	51.46	53.52	55.60	30.73	29.93	32.94	44.24	31.64	32.36	52.16	53.44	45.77	31.00
Or	2.12	2.38	3.68	2.93	2.39	1.54	2.05	2.98	3.40	4.14	1.28	1.17	1.44	2.55	1.19	1.62	3.77	3.99	2.58	1.32

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-2																			
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(o)rta/ (k)enar	GK6- C1-1o	GK6- C1-1o	GK6- C1-1o	GK6- C1-1o	GK6- C1-1k	GK6- C3-1m	GK6- C3-1o	GK6- C3-1o	GK6- C3-1o	GK6- C3-1o	GK6- C3-1k	GK6- C5-1k	GK6- C5-1m	GK6- C5-1m	GK6- C5-1k	GK6- C6-1o	GK6- C6-1o	GK6- C6-1o	GK6- C6-1o
Majör oksit (wt%)																				
SiO ₂	56.34	57.46	57.77	58.48	75.43	55.24	48.17	50.70	56.08	53.75	69.58	71.96	57.98	58.28	58.60	56.38	55.83	56.50	50.22	46.56
Al ₂ O ₃	28.39	27.57	26.02	26.30	12.99	28.44	32.91	32.02	27.20	29.98	18.13	12.02	27.64	26.91	26.87	27.63	27.62	27.65	30.47	34.18
FeO	0.33	0.36	0.42	0.36	1.48	0.36	0.40	0.39	0.38	0.40	0.76	3.36	0.28	0.33	0.31	0.33	0.37	0.34	0.42	0.65
SrO	0.10	0.14	0.15	0.06	0.05	0.14	0.10	0.10	0.13	0.26	0.09	0.05	0.18	0.16	0.13	0.12	0.12	0.19	0.16	0.17
BaO	0.03	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.02	0.01	0.04	0.05	0.09	0.00	0.06	0.03	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.00
CaO	9.12	8.43	7.68	7.71	0.61	9.42	14.63	13.50	8.72	11.55	3.35	1.07	7.96	7.73	7.93	8.93	9.03	9.01	12.74	15.74
Na ₂ O	6.79	6.94	6.85	7.40	2.72	6.39	3.23	3.93	6.67	5.45	4.92	2.14	7.45	7.49	7.67	6.80	6.85	6.77	4.41	2.79
K ₂ O	0.57	0.66	1.20	0.78	6.34	0.61	0.18	0.24	0.69	0.35	3.99	5.17	0.77	0.81	0.76	0.63	0.66	0.63	0.31	0.13
Total	101.65	101.60	100.14	101.12	99.65	100.63	99.63	100.89	99.92	101.79	100.91	95.76	102.31	101.73	102.31	100.86	100.50	101.11	98.75	100.21
Element stokiyometrik oranları (8 O)																				
Si	2.51	2.55	2.60	2.60	3.31	2.49	2.22	2.29	2.54	2.40	3.04	3.30	2.56	2.58	2.58	2.53	2.51	2.53	2.32	2.14
Al	1.49	1.44	1.38	1.38	0.67	1.51	1.78	1.71	1.45	1.58	0.94	0.65	1.44	1.41	1.40	1.46	1.47	1.46	1.66	1.85
Tetrahedral	3.99	3.99	3.98	3.98	3.98	3.99	4.00	4.00	3.99	3.98	3.98	3.95	3.99	3.99	3.98	3.99	3.98	3.98	3.99	4.00
Fe	0.01	0.01	0.02	0.01	0.05	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.13	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.43	0.40	0.37	0.37	0.03	0.45	0.72	0.65	0.42	0.55	0.16	0.05	0.38	0.37	0.37	0.43	0.44	0.43	0.63	0.78
Na	0.58	0.60	0.60	0.64	0.23	0.56	0.29	0.34	0.59	0.47	0.42	0.19	0.64	0.64	0.66	0.59	0.60	0.59	0.40	0.25
K	0.03	0.04	0.07	0.04	0.35	0.03	0.01	0.01	0.04	0.02	0.22	0.30	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01
Uç üye oranları																				
An	41.31	38.71	35.71	35.01	4.70	43.39	70.73	64.58	40.35	52.93	19.69	9.64	35.61	34.75	34.91	40.61	40.64	40.91	60.40	75.20
Ab	55.63	57.69	57.65	60.75	37.57	53.28	28.25	34.04	55.86	45.16	52.36	34.89	60.29	60.91	61.08	55.96	55.81	55.66	37.83	24.08
Or	3.06	3.60	6.64	4.24	57.73	3.33	1.02	1.37	3.79	1.90	27.96	55.47	4.10	4.35	4.00	3.43	3.55	3.42	1.76	0.72

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-2															
	GK15A K.-C1- 1m	GK15A K.-C1- 1o	GK15A K.-C1- 1o	GK15A K.-C1- 1o	GK15A K.-C1- 1o	GK15A K.-C1- 1o	GK15A K.-C1- 1k	GK15A K.-C1- 2m	GK15A K.-C1- 2o	GK15A K.-C1- 2o	GK15A K.-C1- 2o	GK15A K.-C1- 2o	GK15A K.-C1- 2o	GK15A K.-C1- 2k	GK15A K.-C4- 1k	GK15A K.-C4- 1k
Majör oksit (wt%)																
SiO ₂	55.43	54.77	55.12	55.05	54.34	55.61	51.68	49.74	49.16	56.20	55.84	55.08	55.59	55.61	55.41	53.78
Al ₂ O ₃	28.94	28.34	27.97	27.99	28.66	27.95	31.02	31.63	31.28	27.61	27.58	27.76	27.58	28.19	29.34	29.27
FeO	0.40	0.43	0.42	0.47	0.41	0.48	0.52	0.50	0.42	0.45	0.46	0.43	0.47	0.49	0.51	0.52
SrO	0.08	0.10	0.08	0.08	0.14	0.16	0.08	0.13	0.10	0.07	0.03	0.10	0.09	0.16	0.15	0.08
BaO	0.04	0.05	0.04	0.07	0.05	0.04	0.03	0.01	0.01	0.05	0.06	0.06	0.05	0.03	0.02	0.07
CaO	9.87	9.81	9.60	9.38	10.19	9.39	12.40	13.31	12.68	8.72	9.00	9.23	8.96	9.50	9.89	10.89
Na ₂ O	5.98	6.00	5.93	6.22	5.72	6.20	4.81	3.85	3.88	6.47	6.39	6.20	6.51	6.26	6.06	5.55
K ₂ O	0.56	0.58	0.61	0.65	0.54	0.63	0.35	0.27	0.25	0.72	0.68	0.64	0.70	0.60	0.62	0.47
Total	101.30	100.09	99.77	99.90	100.05	100.46	100.88	99.44	97.78	100.28	100.05	99.49	99.94	100.84	102.00	100.64
Element stokiyometrik oranları (8 O)																
Si	2.48	2.48	2.50	2.49	2.46	2.50	2.34	2.29	2.29	2.53	2.52	2.50	2.52	2.50	2.46	2.43
Al	1.52	1.51	1.49	1.49	1.53	1.48	1.65	1.71	1.72	1.46	1.47	1.49	1.47	1.49	1.54	1.56
Tetrahedral	4.00	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	4.00	4.01	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99
Fe	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.47	0.48	0.47	0.46	0.49	0.45	0.60	0.66	0.63	0.42	0.44	0.45	0.43	0.46	0.47	0.53
Na	0.52	0.53	0.52	0.55	0.50	0.54	0.42	0.34	0.35	0.56	0.56	0.55	0.57	0.54	0.52	0.49
K	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03
Uç üye oranları																
An	46.20	45.92	45.59	43.80	48.11	43.97	57.65	64.63	63.39	40.97	42.11	43.50	41.52	44.08	45.78	50.66
Ab	50.68	50.83	50.97	52.58	48.88	52.53	40.44	33.83	35.12	55.03	54.11	52.92	54.61	52.58	50.78	46.73
Or	3.12	3.25	3.44	3.62	3.02	3.50	1.92	1.54	1.48	4.00	3.78	3.58	3.87	3.34	3.44	2.61

EK-5. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-2				Andezit-2/MMA-2															
	Örnek/Daire/Nokta (m)erkez/(orta/ (k)enar	GK15AK.- C4-1m	GK15AK.- C4-1o	GK15AK.- C4-1o	GK15AK.- C4-1k	GK15- C1-1m	GK15- C1-1k	GK15- C1-1k	GK15- C2-1k	GK15- C2-1k	GK15- C2-1m	GK15- C2-1k	GK15- C4-1k	GK15- C4-1k	GK15- C5-1o	GK15- C5-1o	GK15- C5-1k	GK15- C6-1m	GK15- C6-1o	GK15- C6-1k
Majör oksit (wt%)																				
SiO ₂	53.97	54.21	54.94	55.97	51.09	49.33	49.12	51.60	49.69	51.63	48.55	51.93	54.42	51.24	47.94	57.09	48.14	47.69	52.33	
Al ₂ O ₃	29.22	29.30	29.32	29.03	31.47	32.46	31.58	31.19	31.56	31.53	32.02	29.91	29.87	31.75	33.24	26.87	33.82	34.07	30.61	
FeO	0.48	0.47	0.46	0.41	0.75	0.83	0.93	0.75	0.87	0.76	0.83	0.58	0.59	0.71	0.84	0.72	0.80	0.84	0.71	
SrO	0.12	0.17	0.11	0.05	0.10	0.10	0.12	0.16	0.13	0.19	0.18	0.23	0.13	0.17	0.10	0.06	0.15	0.20	0.12	
BaO	0.04	0.04	0.04	0.07	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.01	0.04	0.13	0.01	0.00	0.04	
CaO	10.76	10.76	10.19	9.93	13.35	14.41	13.98	13.34	14.27	13.26	14.54	12.13	11.12	13.44	15.65	8.03	15.19	16.08	12.63	
Na ₂ O	5.75	5.74	6.00	6.28	4.18	3.38	3.73	4.25	3.60	4.40	3.41	4.78	5.57	4.07	2.59	7.23	2.99	2.30	4.54	
K ₂ O	0.50	0.49	0.55	0.59	0.29	0.21	0.28	0.32	0.25	0.32	0.23	0.35	0.50	0.31	0.15	0.75	0.22	0.15	0.33	
Total	100.84	101.18	101.61	102.33	101.23	100.73	99.74	101.64	100.38	102.13	99.76	99.93	102.23	101.70	100.56	100.87	101.31	101.33	101.31	
Element stokiyometrik oranları (8 O)																				
Si	2.43	2.43	2.45	2.48	2.31	2.25	2.26	2.32	2.27	2.31	2.24	2.37	2.42	2.30	2.19	2.56	2.19	2.17	2.36	
Al	1.55	1.55	1.54	1.51	1.68	1.74	1.71	1.66	1.70	1.67	1.74	1.61	1.57	1.68	1.79	1.42	1.81	1.83	1.63	
Tetrahedral	3.98	3.99	3.99	3.99	3.98	3.99	3.98	3.98	3.97	3.98	3.98	3.98	3.99	3.99	3.99	3.98	4.00	3.99	3.98	
Fe	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.52	0.52	0.49	0.47	0.65	0.70	0.69	0.64	0.70	0.64	0.72	0.59	0.53	0.65	0.77	0.39	0.74	0.78	0.61	
Na	0.50	0.50	0.52	0.54	0.37	0.30	0.33	0.37	0.32	0.38	0.30	0.42	0.48	0.36	0.23	0.63	0.26	0.20	0.40	
K	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	
Uç üye oranları																				
An	49.48	49.49	46.94	45.14	62.79	69.37	66.38	62.33	67.68	61.39	69.30	57.22	51.04	63.48	76.25	36.51	72.81	78.79	59.47	
Ab	47.80	47.81	50.06	51.64	35.57	29.42	32.04	35.92	30.91	36.83	29.42	40.80	46.24	34.81	22.86	59.44	25.95	20.37	38.68	
Or	2.73	2.70	3.01	3.22	1.64	1.21	1.58	1.75	1.42	1.78	1.28	1.98	2.72	1.72	0.89	4.04	1.23	0.85	1.84	

EK-6. İncelenen volkanitlerdeki olivin minerallerine ait bazı iz element konsantrasyonları (ppm)

Kaya Türü	Örnek/ Daire/Nokta	Li	Na	Al	P	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Zn	Y	Zr	Nb	La	Ce
Bazalt-2	GK31/ C1/m	1.76	53.90	390.00	64.90	1239.00	7.35	31.90	3.01	220.00	1154.00	128.30	2476.00	75.00	0.07	0.03			0.00
	GK31/ C1/o	1.91	49.50	346.00	69.90	1303.00	7.81	34.50	2.93	166.90	1349.00	139.30	1733.00	88.70	0.06	0.02			
	GK31 C1/k	2.11	47.40	235.00	90.30	1459.00	8.27	42.20	2.81	128.90	1591.00	152.50	1483.00	113.30	0.09				
	GK31- C1-ort	1.93	50.27	323.67	75.03	1333.67	7.81	36.20	2.92	171.93	1364.67	140.03	1897.33	92.33	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00
	GK31/ C3/m	2.20	50.30	213.00	43.80	1162.00	7.60	30.90	2.93	178.30	1349.00	141.70	2284.00	105.20	0.06	0.02			
	GK31/ C3/o	1.66	47.50	218.60	58.40	1266.00	7.34	33.30	2.91	181.70	1236.00	137.20	2271.00	79.60	0.05	0.03			
	GK31/ C3/k	3.27	27.20	141.80	60.00	1521.00	7.43	42.80	2.35	72.00	2237.00	162.90	951.00	172.90	0.09	0.02			
	GK31-C3-ort	2.38	41.67	191.13	54.07	1316.33	7.46	35.67	2.73	144.00	1607.33	147.27	1835.33	119.23	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00
	GK31/ C6/m	1.86	100.00	390.00	109.00	1180.00	7.53	37.30	3.88	326.00	1093.00	134.00	3113.00	84.80	0.04	0.05			
	GK31/ C6/o	1.92	53.60	284.00	85.50	1164.00	7.32	36.00	3.45	335.00	1144.00	135.40	2993.00	77.70	0.06	0.04			
	GK31/ C6/o	1.60	33.90	197.00	67.10	1229.00	7.41	31.60	3.14	217.00	1356.00	141.30	1860.00	83.10	0.06	0.03			
	GK31/ C6/k	4.92	67.00	173.40	84.00	2196.00	8.68	60.70	3.44	110.00	3178.00	200.00	814.00	242.40	0.20				
GK31-C6-ort	2.58	63.63	261.10	86.40	1442.25	7.74	41.40	3.48	247.00	1692.75	152.68	2195.00	122.00	0.09	0.03	0.00	0.00	0.00	
Bazalt-3	KR32/ C1/m	1.54	24.20	310.00	40.00	1466.00	10.27	36.70	4.89	180.20	1533.00	145.00	1222.00	96.70	0.11	0.04			
	KR32/ C1/o	1.77	29.20	290.70	55.00	1421.00	9.96	36.30	4.89	183.60	1568.00	150.40	1208.00	102.00	0.11	0.04			
	KR32/ C1/k	1.77	30.50	266.00	52.90	1398.00	8.87	36.80	4.20	147.90	1515.00	141.50	1011.00	98.10	0.11	0.05			
	KR32-C1-ort	1.69	27.97	288.90	49.30	1428.33	9.70	36.60	4.66	170.57	1538.67	145.63	1147.00	98.93	0.11	0.04	0.00	0.00	0.00
	KR32/ C3/m	1.60	52.00	300.50	67.00	1265.00	8.54	35.00	3.79	248.60	1205.00	137.90	2474.00	83.30	0.06	0.04			0.01
	KR32/ C3/k	1.66	42.40	302.00	52.40	1165.00	9.11	36.10	4.63	218.20	1313.00	142.60	1964.00	92.30	0.09	0.04			
	KR32/ C3/m	1.58	51.60	265.30	54.60	1213.00	7.89	32.00	4.11	233.50	1214.00	133.70	2332.00	83.10	0.07	0.06			
	KR32/ C3/k	1.90	39.70	195.40	60.00	1303.00	8.72	31.90	3.88	156.50	1508.00	144.70	995.00	104.30	0.08	0.04		0.01	
	KR32/ C3/m	1.55	51.90	295.80	62.00	1121.00	8.60	32.30	4.28	232.00	1246.00	140.50	2583.00	82.50	0.10	0.03			
	KR32/ C3/k	2.07	44.00	232.10	84.10	1215.00	8.43	34.40	4.08	180.90	1448.00	142.80	1252.00	100.90	0.10	0.03			
KR32/ C3/ort	1.73	46.93	265.18	63.35	1213.67	8.55	33.62	4.13	211.62	1322.33	140.37	1933.33	91.07	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	
MMA-1	KR28/ C3/m	2.46	59.00	255.00	69.80	1318.00	8.30	34.70	3.93	182.10	1355.00	142.30	1841.00	89.40	0.10	0.03			0.00
	KR28/ C3/o	6.81	33.90	208.80	57.30	1290.00	8.79	37.80	6.59	166.00	1612.00	149.40	1311.00	149.70	0.24	0.03			
	KR28/ C3/k	10.09	57.00	198.80	58.10	1311.00	8.88	36.10	6.89	177.80	1911.00	149.90	1157.00	188.70	0.57	0.10			0.01
	KR28-ort	6.45	49.97	220.87	61.73	1306.33	8.66	36.20	5.80	175.30	1626.00	147.20	1436.33	142.60	0.30	0.05	0.00	0.00	0.01

(m)erkez, (o)rtta, (k)enar;Ort=ortalama

EK-6. (devam)

Kaya Türü	Örnek/ Daire/Nokta	Li	Na	Al	P	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Zn	Y	Zr	Nb	La	Ce
Andezit-2	GK6/ C6/m	1.89		67.50	54.00	973.00	7.95	20.30	2.22	153.00	1270.00	130.70	511.60	80.60	0.03	0.02			
	GK6/ C6/k	2.21	14.90	64.70	34.90	853.00	7.92	18.60	1.79	150.40	1224.00	129.00	565.40	79.80	0.04	0.04			
	GK6/ C6/k	2.50	32.00	54.30	33.50	833.00	8.09	24.40	1.81	139.70	1368.00	137.90	381.50	91.60	0.04	0.05			
	GK6-ort	2.20	15.63	62.17	40.80	886.33	7.99	21.10	1.94	147.70	1287.33	132.53	486.17	84.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00
MMA-2	GK15/ C2/m	1.69	94.00	620.00	59.00	2100.00	12.82	24.60	1.53	104.90	1288.00	143.30	1151.00	100.00	0.03	0.05			0.04
	GK15/ C2/o	2.23	40.00	350.00	38.10	1522.00	13.49	24.50	1.63	146.00	1339.00	144.90	1147.00	81.60	0.03	0.03			0.02
	GK15/ C2/k	8.44	76.00	137.00	38.00	1494.00	12.58	26.70	1.77	158.00	1536.00	146.70	1062.00	148.10	0.05	0.03			0.06
	GK15-C2-ort	4.12	70.00	369.00	45.03	1705.33	12.96	25.27	1.64	136.30	1387.67	144.97	1120.00	109.90	0.04	0.03	0.00	0.00	0.04
	GK15/C4/m	6.58	18.50	270.00	73.00	1440.00	15.58	31.10	2.30	134.30	1561.00	157.60	1027.00	98.20	0.05	0.11		0.01	0.01
	GK15/ C4/o	3.57	33.00	290.00	82.00	1530.00	15.18	31.40	1.84	116.40	1501.00	156.60	1047.00	98.00	0.06	0.07			
	GK15/ C4/k	8.72	28.00	224.00	59.90	1361.00	13.25	26.40	1.77	102.70	1570.00	160.30	1029.00	105.90	0.06	0.03			0.01
	GK15-C4-ort	6.29	26.50	261.33	71.63	1443.67	14.67	29.63	1.97	117.80	1544.00	158.17	1034.33	100.70	0.06	0.07	0.00	0.00	0.01

(m)erkez, (o)rta, (k)enar;Ort=ortalama

EK-7. İncelenen volkanitlerdeki klinopiroksen minerallerine ait bazı iz element konsantrasyonları (ppm)

Kaya Grubu	Bazalt-2 (M)erkez/(O)рта/(K)enar			Bazalt-2/ CE (M)erkez/(O)рта/(K)enar				Bazalt-3 (M)erkez/(O)рта/(K)enar				Andezit-1 (M)erkez/(O)рта/(K)enar						
	GK31/ C2/m	GK31/ C2/o	GK31/ C2/k	GK31/ C4/m	GK31/ C4/k	GK31/ C4-2/o	GK31/ C4-2/m	KR32/ C6/m	KR32/ C6/o	KR32/ C6/k	KR32- ort.	GK35/ C4/m	GK35/ C4/o	GK35/ C4/k	GK35/ C7/m	GK35/ C7/o	GK35/ C7/k	GK35- ort.
Li	6.66	8.03	9.40	2.10	3.67	11.20	2.65	1.48	11.70	16.30	9.83	11.59	10.62	12.55	10.73	8.54	11.61	10.94
Sc	74.60	71.20	96.70	127.10	133.20	125.30	131.20	83.70	82.90	76.30	80.97	135.60	131.90	86.60	135.90	151.50	119.90	126.90
Ti	4810.00	5730.00	3220.00	5320.00	7800.00	6550.00	5600.00	2791.00	2706.00	2336.00	2611.00	540.00	583.00	948.00	1230.00	658.00	1933.00	982.00
V	242.00	253.00	146.80	196.80	227.80	206.00	209.90	208.70	209.20	182.50	200.13	111.20	111.20	128.40	162.00	114.60	202.20	138.27
Cr	1360.00	1410.00	4470.00	2807.00	2722.00	1875.00	2190.00	6330.00	5600.00	4530.00	5486.67	6.70	9.30	7.50	29.50	7.20	1420.00	246.70
Mn	1296.00	990.00	759.00	793.00	838.00	795.00	816.00	1027.00	1082.00	1019.00	1042.67	4870.00	4690.00	4220.00	4010.00	3721.00	2422.00	3988.83
Co	26.20	29.60	26.00	29.10	30.00	29.60	29.80	29.90	32.80	29.51	30.74	29.30	28.30	33.40	35.70	31.40	38.50	32.77
Ni	123.00	165.90	157.80	118.00	118.80	116.30	119.20	136.90	149.70	130.00	138.87	11.80	10.60	15.80	24.30	12.60	62.80	22.98
Cu	5.00	3.19	6.60	3.30	2.88	5.82	3.01		1.33	1.10	0.81	1.23	1.35	39.00	0.98	0.85	1.95	7.56
Ga	9.60	8.74	5.16	8.21	9.86	10.00	9.00	5.85	6.04	5.03	5.64	4.14	4.08	5.26	6.19	4.38	6.50	5.09
Sr	72.20	68.50	60.30	61.80	62.60	65.10	66.10	31.66	31.90	30.30	31.29	22.82	22.12	31.60	28.80	17.90	36.80	26.67
Y	18.50	19.90	10.98	16.41	19.21	18.02	20.20	15.88	15.40	13.01	14.76	53.70	51.50	45.40	59.40	49.00	49.70	51.45
Zr	54.90	47.40	20.70	38.90	54.90	52.00	44.10	20.31	19.30	15.25	18.29	14.43	14.68	30.90	31.60	16.02	42.50	25.02
Nb	0.23	0.21	0.04	0.08	0.19	0.11	0.12	0.05	0.06	0.05	0.05	0.02	0.04	0.10	0.04		0.07	0.05
La	4.23	3.28	1.79	2.63	3.15	3.02	3.42	1.40	1.32	1.30	1.34	9.09	9.60	10.32	11.65	9.05	8.04	9.63
Ce	14.00	10.89	5.73	9.45	10.52	10.95	11.50	5.03	4.93	4.35	4.77	36.70	36.40	36.80	43.20	35.56	31.00	36.61
Nd	12.20	12.30	6.03	9.80	10.40	12.00	10.30	6.08	5.64	4.16	5.29	34.40	34.30	30.80	40.20	35.00	28.30	33.83
Sm	4.10	3.32	1.75	3.32	3.32	2.92	3.92	1.78	1.95	1.78	1.84	9.72	10.60	8.09	12.70	10.48	8.54	10.02
Eu	1.40	1.21	0.69	1.09	1.11	1.08	1.40	0.70	0.58	0.57	0.62	1.44	1.13	1.46	1.70	1.13	1.53	1.40
Gd	4.16	3.49	2.32	3.38	3.10	3.66	4.20	2.94	2.44	2.59	2.66	10.09	9.57	9.06	12.40	10.80	9.80	10.29
Tb	0.65	0.68	0.37	0.65	0.66	0.62	0.70	0.52	0.44	0.38	0.45	1.73	1.61	1.47	1.95	1.61	1.66	1.67
Dy	3.75	4.23	2.07	3.73	4.03	3.01	4.03	3.03	3.06	2.30	2.80	10.97	10.47	8.10	11.33	9.91	10.20	10.16
Ho	0.85	0.82	0.46	0.63	0.65	0.76	0.90	0.60	0.58	0.54	0.57	2.05	2.08	1.74	2.57	1.98	1.93	2.06
Er	1.98	2.12	1.19	1.69	2.18	1.86	2.57	1.52	1.79	1.54	1.62	5.84	5.17	4.90	6.51	5.34	5.18	5.49
Tm	0.30	0.22	0.14	0.30	0.25	0.16	0.28	0.16	0.24	0.22	0.20	0.85	0.83	0.77	1.00	0.74	0.75	0.82
Yb	1.84	1.84	0.82	1.44	1.52	1.38	1.88	1.60	1.45	1.10	1.38	4.82	5.30	5.01	6.17	5.27	4.54	5.19
Lu	0.25	0.29	0.21	0.19	0.22	0.18	0.22	0.20	0.17	0.20	0.19	0.74	0.86	0.72	0.80	0.79	0.70	0.77
Hf	2.42	2.05	1.20	2.08	2.98	2.64	2.32	0.99	0.62	0.82	0.81	0.92	0.94	1.45	1.76	0.91	2.09	1.35
Ta	0.07	0.06			0.03	0.03	0.03	0.02		0.02	0.01				0.01		0.01	0.00
Pb	0.13	0.08				0.15		0.10			0.03	0.97	0.76	0.61	0.80	0.72	0.68	0.76
Th	0.08	0.05	0.04	0.04	0.08	0.06	0.08	0.03	0.03	0.02	0.03	0.07	0.07	0.12	0.18	0.09	0.14	0.11

EK-7. (devam)

Kaya grubu	Andezit-1(Merkez/(O)rta/(K)enar							Andezit-1 (CE) (M)erkez/(O)rta/(K)enar							
	Örnek/ Daire /Nokta	GK139/ C4/m	GK139/ C4/o	GK139/ C4/k	GK139/ C4-2/m	GK139/ C4-2/6o	GK139/ C4-2/k	GK139-ort	GK139/ C2/k	GK139/ C2/o	GK139/ C2/o	GK139/ C2/m	GK139/ C2/m	GK139/ C2/o	GK139/ C2/k
Li	4.57	7.77	31.10	13.00	11.00	15.25	13.78	5.73	4.73	5.03	11.04	3.82	4.43	5.87	5.81
Sc	133.40	129.90	140.90	109.90	101.10	111.40	121.10	97.30	92.40	110.70	103.40	117.40	69.50	68.10	94.11
Ti	669.00	2080.00	1816.00	734.00	620.00	645.00	1094.00	2080.00	2079.00	1613.00	1698.00	1034.00	2190.00	1404.00	1728.29
V	111.80	194.00	212.00	119.60	112.70	104.20	142.38	212.50	194.30	189.60	177.30	164.70	203.20	184.00	189.37
Cr	18.50	127.00	185.00	26.60	14.20	5.60	62.82	956.00	132.00	16.90	13.10	8.20	255.00	204.60	226.54
Mn	4400.00	2720.00	1978.00	4470.00	4720.00	4500.00	3798.00	1369.00	2772.00	2550.00	2610.00	2993.00	2022.00	2415.00	2390.14
Co	27.70	37.10	49.00	29.50	30.60	30.00	33.98	37.80	37.40	37.50	36.50	36.00	36.15	37.40	36.96
Ni	13.90	35.70	78.80	13.30	12.40	13.30	27.90	106.90	49.50	46.90	48.40	35.10	74.30	41.80	57.56
Cu	6.10	3.80	101.00	101.00	0.87	45.30	43.01	1.90	1.71	1.65	3.87	1.38	2.66	2.25	2.20
Ga	4.11	5.69	3.93	5.15	4.17	3.99	4.51	5.98	7.01	6.19	7.18	5.35	7.09	6.49	6.47
Sr	22.20	42.10	51.30	31.60	25.20	27.60	33.33	60.80	41.60	30.50	36.00	23.78	43.40	41.80	39.70
Y	51.80	39.70	16.10	50.10	45.90	45.70	41.55	13.44	43.70	42.44	36.60	46.79	20.75	21.03	32.11
Zr	15.90	31.30	21.60	22.40	14.65	15.03	20.15	18.20	58.20	71.10	78.30	35.10	34.10	35.77	47.25
Nb	0.08	0.13	0.30	0.18	0.05	0.07	0.13	0.04	0.07	0.04	0.05		0.07	0.04	0.04
La	9.40	7.07	2.46	10.65	8.98	8.94	7.92	2.22	9.14	7.37	6.95	6.81	5.20	4.56	6.04
Ce	39.50	26.50	7.42	40.50	35.00	34.50	30.57	7.91	33.50	27.32	25.43	25.81	17.39	17.25	22.09
Nd	35.60	25.00	8.00	36.80	33.10	31.40	28.32	8.53	29.80	25.60	24.00	27.50	14.20	13.50	20.45
Sm	11.00	7.30	2.54	10.10	9.56	8.67	8.20	2.47	8.81	6.81	6.44	9.09	4.12	3.90	5.95
Eu	1.58	1.53	0.79	1.35	1.22	1.19	1.28	0.89	2.07	1.51	1.56	1.76	1.11	0.88	1.40
Gd	9.61	8.41	2.25	9.00	8.83	9.58	7.95	2.85	9.40	8.16	7.46	9.65	4.15	3.29	6.42
Tb	1.59	1.30	0.58	1.63	1.31	1.52	1.32	0.48	1.37	1.24	1.23	1.61	0.74	0.58	1.04
Dy	10.12	8.80	4.02	9.96	9.46	9.25	8.60	3.07	8.50	7.66	7.23	9.63	4.04	3.97	6.30
Ho	2.13	1.63	0.71	1.97	1.87	1.82	1.69	0.60	1.72	1.63	1.43	1.92	0.80	0.87	1.28
Er	5.30	4.04	2.06	5.44	4.67	5.10	4.44	1.37	4.44	4.45	3.83	4.67	2.30	2.35	3.34
Tm	0.71	0.60	0.26	0.91	0.78	0.71	0.66	0.21	0.74	0.72	0.55	0.67	0.37	0.33	0.51
Yb	5.17	4.16	1.84	5.31	5.26	4.42	4.36	0.93	4.85	5.35	3.38	4.59	2.07	1.71	3.27
Lu	0.74	0.59	0.32	0.74	0.72	0.70	0.63	0.19	0.79	0.62	0.55	0.73	0.40	0.33	0.52
Hf	0.94	1.93	1.17	0.97	0.98	0.87	1.14	1.22	2.35	3.08	3.35	2.33	1.43	1.39	2.16
Ta		0.03	0.05	0.02			0.02		0.02	0.02	0.01		0.01	0.02	0.01
Pb	0.92	0.63	1.30	1.18	0.72	1.00	0.96	0.15	0.51	0.70	0.42	0.95	0.35	0.32	0.49
Th	0.08	0.11	0.59	0.19	0.06	0.14	0.20	0.07	0.21	0.15	0.11	0.11	0.13	0.07	0.12

EK-7. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-2(Merkez/(O)rta/(K)enar													
	GK6/ C1/m	GK6/ C1/o	GK6/ C1/k	GK6/ C1-2/m	GK6/ C1-2/o	GK6/ C1-2/k	GK6/ C1ort.	GK6/ C2/m	GK6/ C2/o	GK6/ C2/k	GK6/ C5/m	GK6/ C5/o	GK6/ C5/k	GK6-ort
Li	16.70	15.35	15.80	15.48	12.20	13.90	14.91	1.14	1.57	1.77	12.46	13.60	1.22	10.10
Sc	100.40	123.80	94.80	91.10	95.90	93.80	99.97	79.10	80.00	106.30	131.50	121.00	74.70	99.37
Ti	1210.00	906.00	782.00	766.00	544.00	699.00	817.83	1090.00	1093.00	1655.00	906.00	1175.00	954.00	981.67
V	110.40	106.40	120.50	111.40	103.20	105.70	109.60	121.40	119.00	169.20	103.20	121.20	103.60	116.27
Cr	14.10	9.60	11.90	12.20	8.30	13.20	11.55	3920.00	3849.00	3130.00	16.00	16.10	3204.00	1183.70
Mn	3603.00	3840.00	4430.00	4310.00	4103.00	4520.00	4134.33	1095.00	1014.00	1315.00	3952.00	3780.00	1012.00	3081.17
Co	32.30	31.00	30.00	29.10	25.60	28.30	29.38	31.60	29.50	35.70	28.70	32.30	31.20	30.44
Ni	19.90	18.20	13.80	16.60	12.30	13.80	15.77	62.80	62.70	64.90	16.80	21.30	63.40	32.21
Cu	1.41		0.79	0.98			0.53	0.72	1.24	1.47	1.94	1.45	3.47	1.12
Ga	4.01	4.64	4.97	4.32	3.81	3.92	4.28	2.81	2.46	4.24	4.11	4.70	2.32	3.86
Sr	24.62	22.66	21.84	24.97	21.30	25.26	23.44	34.82	38.84	35.40	22.65	24.18	38.43	27.91
Y	47.00	70.70	55.10	40.40	34.92	38.10	47.70	6.57	6.68	11.35	65.00	65.90	5.94	37.31
Zr	21.60	24.80	29.50	18.60	11.53	16.68	20.45	4.99	5.20	12.67	23.06	29.80	4.32	16.90
Nb	0.15	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.06			0.03	0.05	0.06	0.02	0.04
La	9.76	11.29	11.48	8.84	8.32	9.35	9.84	0.69	0.75	1.32	11.63	12.19	0.76	7.20
Ce	37.80	45.30	42.90	34.80	30.90	35.90	37.93	2.84	2.92	4.78	43.90	48.70	2.77	27.79
Nd	34.10	47.00	39.70	29.90	27.10	29.10	34.48	3.28	3.40	5.54	43.80	46.90	3.33	26.10
Sm	9.50	13.70	10.96	7.71	7.46	7.60	9.49	1.33	1.09	2.11	12.79	13.00	1.30	7.38
Eu	1.22	1.81	1.61	1.16	1.07	1.26	1.36	0.25	0.34	0.61	1.81	1.66	0.34	1.09
Gd	8.90	14.00	9.98	7.78	6.90	6.83	9.07	1.47	1.44	2.37	12.82	12.10	1.15	7.15
Tb	1.50	2.39	1.57	1.37	1.15	1.16	1.52	0.23	0.22	0.35	2.05	2.07	0.19	1.19
Dy	9.15	13.96	10.60	8.11	6.50	7.38	9.28	1.54	1.25	2.44	12.94	13.10	1.22	7.35
Ho	1.99	2.71	2.19	1.59	1.36	1.54	1.90	0.27	0.35	0.49	2.57	2.70	0.25	1.50
Er	5.14	7.58	6.09	4.28	3.78	4.34	5.20	0.91	0.85	1.37	7.29	7.22	0.73	4.13
Tm	0.76	0.98	0.91	0.69	0.53	0.58	0.74	0.11	0.09	0.18	0.97	1.05	0.08	0.58
Yb	5.30	6.65	5.89	4.50	3.36	4.71	5.07	0.60	0.76	0.90	6.09	7.10	0.48	3.86
Lu	0.85	1.05	1.03	0.76	0.63	0.73	0.84	0.07	0.10	0.18	0.97	1.04	0.07	0.62
Hf	1.06	1.49	1.83	1.27	0.89	1.22	1.29	0.35	0.32	0.70	1.51	1.74	0.27	1.05
Ta	0.01	0.01		0.01	0.01		0.01							0.00
Pb	0.81	0.82	1.02	0.79	0.71	0.84	0.83	0.13	0.09	0.15	0.94	0.84	0.16	0.61
Th	0.12	0.06	0.13	0.06	0.05	0.04	0.08	0.02	0.01	0.04	0.04	0.15	0.01	0.06

EK-7. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-2 /MMA-2(Merkez/(O)рта/(K)enar													
	Örnek/ Daire /Nokta	GK15/ C4/m	GK15/ C4/o	GK15/ C4/k	GK15/ C4ort	GK15/ C1/m	GK15/ C1/o	GK15/ C1/k	GK15/ C2/m	GK15/ C2/o	GK15/ C2/k	GK15/ C3/m	GK15/ C3/o	GK15/ C3/k
Li	24.30	39.60	29.40	31.10	20.60	19.40	31.50	9.22	16.00	14.20	34.70	21.80	25.70	23.87
Sc	67.20	68.90	82.80	72.97	111.80	124.70	115.70	118.90	110.60	94.30	112.70	108.20	120.10	102.99
Ti	760.00	765.00	790.00	771.67	1333.00	1380.00	4358.00	1163.00	1338.00	885.00	1767.00	1490.00	2070.00	1508.25
V	73.80	74.90	84.40	77.70	149.70	157.00	331.30	165.40	166.90	94.60	169.60	156.00	210.00	152.80
Cr	3690.00	4256.00	2870.00	3605.33	17.00	28.00	9.60	147.00	197.00	1641.00	18.80	1420.00	530.00	1235.37
Mn	761.00	667.00	888.00	772.00	3290.00	3270.00	1457.00	1053.00	1352.00	1019.00	3010.00	3150.00	1131.00	1754.00
Co	29.60	24.70	32.50	28.93	39.00	40.50	47.60	40.50	45.10	34.60	41.80	37.50	40.20	37.80
Ni	178.00	161.20	174.90	171.37	23.60	23.70	56.80	59.70	70.50	163.00	40.00	77.50	115.60	95.38
Cu	69.00	8.80	81.00	52.93	10.20	4.38	14.90	31.00	13.00	19.00	11.50	3.80	9.00	22.97
Ga	2.10	1.71	2.03	1.95	6.56	6.74	10.74	2.30	3.14	1.79	7.14	5.48	5.45	4.60
Sr	36.60	34.10	33.90	34.87	23.52	25.90	40.90	25.54	30.10	33.36	32.80	31.12	41.50	32.45
Y	3.29	3.03	3.88	3.40	66.30	65.00	23.66	6.14	8.71	5.54	68.10	46.90	15.00	26.30
Zr	3.82	1.98	3.49	3.10	41.18	36.10	46.80	2.73	4.35	3.08	64.70	32.30	18.50	21.59
Nb	0.09			0.03	0.07	0.10	0.09		0.04	0.04	0.36	0.09	0.02	0.07
La	0.67	0.45	0.51	0.54	9.81	10.85	3.64	0.41	0.71	0.59	13.60	8.15	2.54	4.33
Ce	1.87	1.58	1.94	1.80	39.80	44.50	12.78	1.82	2.66	2.58	47.70	31.70	8.52	16.45
Nd	1.74	1.70	1.87	1.77	39.20	41.30	14.10	2.64	3.92	2.69	46.30	29.40	9.30	16.18
Sm	0.65	0.81	0.94	0.80	12.10	12.20	4.51	1.18	1.61	1.13	13.10	9.00	2.72	5.00
Eu	0.18	0.09	0.20	0.16	1.67	1.63	1.10	0.33	0.51	0.26	1.84	1.13	0.76	0.81
Gd	0.58	1.00	0.96	0.85	13.14	12.30	4.92	1.42	1.84	1.20	14.30	9.60	3.50	5.40
Tb	0.11	0.09	0.15	0.12	2.11	2.24	0.75	0.25	0.31	0.20	2.26	1.35	0.49	0.86
Dy	0.72	0.67	0.82	0.74	12.23	12.45	4.67	1.47	1.68	1.07	12.74	9.10	2.86	5.04
Ho	0.14	0.12	0.15	0.13	2.63	2.53	1.02	0.29	0.33	0.18	2.63	1.85	0.60	1.04
Er	0.33	0.20	0.47	0.33	7.02	6.90	2.27	0.64	0.76	0.44	7.53	4.87	1.53	2.75
Tm	0.05	0.06	0.07	0.06	1.00	1.11	0.32	0.10	0.12	0.10	1.09	0.69	0.24	0.41
Yb	0.19	0.26	0.26	0.24	6.47	7.44	2.07	0.56	0.81	0.53	6.45	5.38	1.12	2.63
Lu	0.04	0.03	0.06	0.04	0.97	1.12	0.24	0.08	0.10	0.10	0.90	0.70	0.16	0.37
Hf	0.13	0.09	0.25	0.16	1.88	1.83	2.48	0.22	0.32	0.28	2.79	1.37	1.05	1.06
Ta	0.01	0.01		0.01	0.01	0.02	0.03				0.03			0.01
Pb	0.16		0.11	0.09	1.00	1.02	0.24	0.23	0.27	0.30	0.84	0.49	0.17	0.40
Th	0.05			0.02	0.10	0.12	0.11		0.01		0.40	0.12	0.09	0.08

EK-8. İncelenen andezitlerde yer alan amfibollerin iz element içerikleri (ppm)

Kaya Grubu	Andezit-1/CX-1 (M)erkez/(O)рта/(K)enar/(ort)alama							Andezit-1 (M)erkez/(O)рта/(K)enar/(ort)alama			
	GK35/ C1/m	GK35/ C1/o	GK35/ C1/k	GK35/ C1/ort	GK35/ C2/m	GK35/ C2/k	GK35/ C2/ort	GK35/ C6/m	GK35/ C6/o	GK35/ C6/k	GK35 ort
Li	107.90	103.40	112.10	107.80	80.50	86.30	83.40	52.90	111.70	97.10	87.23
Be	1.71	1.11	1.27	1.36	1.20	1.76	1.48	1.90	1.15	1.55	1.53
P	67.00	62.00	60.00	63.00	53.00		26.50	130.00	90.00	43.00	87.67
Cl	850.00	1170.00	730.00	916.67		890.00	445.00	700.00	710.00	1660.00	1023.33
Sc	57.90	54.40	51.20	54.50	55.20	58.30	56.75	85.80	77.70	115.10	92.87
Ti	7760.00	6120.00	7720.00	7200.00	7640.00	7110.00	7375.00	11310.00	11030.00	8060.00	10133.33
V	410.00	342.00	415.00	389.00	388.00	385.00	386.50	496.00	520.50	351.10	455.87
Cr	149.00	166.00	239.00	184.67	323.00	362.00	342.50	10.40	69.50	11.00	30.30
Mn	1764.00	1961.00	1726.00	1817.00	1807.00	1675.00	1741.00	1790.00	2723.00	3300.00	2604.33
Co	53.90	51.70	55.60	53.73	54.20	49.90	52.05	59.60	52.10	50.60	54.10
Ni	115.20	93.00	120.20	109.47	114.00	104.00	109.00	51.70	107.30	30.90	63.30
Cu	13.80	11.00	23.30	16.03	2.99	30.60	16.80	32.10	13.70	11.60	19.13
Ga	17.10	15.30	15.60	16.00	16.00	16.50	16.25	20.60	18.80	18.70	19.37
Rb	3.03	2.84	3.86	3.24	3.58	3.45	3.52	3.47	4.69	2.76	3.64
Sr	98.40	97.80	99.60	98.60	94.30	101.00	97.65	222.00	252.70	67.30	180.67
Y	53.60	31.80	28.60	38.00	29.20	28.60	28.90	69.70	40.20	170.60	93.50
Zr	79.00	94.80	88.90	87.57	89.20	85.50	87.35	117.70	53.20	50.80	73.90
Nb	13.74	13.60	9.35	12.23	11.01	10.92	10.97	12.68	6.81	27.00	15.50
Ba	94.90	96.20	109.10	100.07	94.50	94.30	94.40	166.20	144.50	88.60	133.10
La	21.90	20.30	19.71	20.64	20.20	19.28	19.74	22.27	12.13	45.40	26.60
Ce	65.90	59.50	54.60	60.00	55.90	51.60	53.75	73.70	37.30	155.90	88.97
Pr	8.62	8.26	6.77	7.88	6.47	7.15	6.81	11.44	5.93	25.73	14.37
Nd	40.00	36.00	29.60	35.20	27.70	29.20	28.45	59.60	31.10	131.10	73.93
Sm	10.20	6.72	6.60	7.84	6.60	5.80	6.20	14.05	9.20	35.30	19.52
Eu	2.21	1.62	1.88	1.90	1.68	1.58	1.63	3.44	2.50	4.88	3.61
Gd	10.40	6.40	6.45	7.75	7.20	5.40	6.30	14.30	8.40	35.70	19.47
Tb	1.77	0.96	0.91	1.21	1.02	1.09	1.06	2.29	1.36	5.17	2.94
Dy	9.20	5.48	5.71	6.80	5.02	5.20	5.11	13.02	7.04	31.90	17.32
Ho	2.36	1.25	1.07	1.56	1.17	1.12	1.15	2.82	1.39	6.57	3.59
Er	6.60	3.94	3.24	4.59	3.06	3.06	3.06	6.81	4.30	17.62	9.58
Tm	0.90	0.61	0.50	0.67	0.40	0.45	0.43	1.09	0.65	2.56	1.43
Yb	5.64	2.62	2.53	3.60	3.67	3.08	3.38	7.50	3.99	15.20	8.90
Lu	0.84	0.50	0.40	0.58	0.35	0.51	0.43	1.12	0.64	1.96	1.24
Hf	3.88	3.82	3.17	3.62	3.70	3.48	3.59	5.22	2.66	3.46	3.78
Ta	0.85	0.69	0.76	0.77	0.81	0.61	0.71	0.58	0.37	1.17	0.71
Pb	2.11	1.89	2.05	2.02	2.53	2.45	2.49	3.80	2.86	2.74	3.13
Th	0.48	0.45	0.51	0.48	0.46	0.55	0.51	1.11	0.39	0.55	0.68
U	0.08	0.11	0.23	0.14	0.15	0.18	0.17	0.26	0.19	0.12	0.19
Eu*	0.65599	0.7552	0.88091	0.7465	0.74507	0.86312	0.79734	0.74195	0.86942	0.42026	0.56569

EK-8. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1 (M)erkez/(O)рта/(K)enar/(ort)alama											
	Örnek/ Daire/ Nokta	GK80/ C3/m	GK80/ C3/o	GK80/ C3/o	GK80/ C3/o	GK80/ C3/o	GK80/ C3/k	GK80/ C3/ort	GK80/ C5/m	GK80/ C5/o	GK80/ C5/k	GK80/ C5/ort
Li	55.00	67.50	86.50	98.30	52.00	58.10	69.57	85.00	135.90	140.30	120.40	
Be	1.10			1.15		0.45	0.45	1.88	1.89	2.04	1.94	
P	76.00	62.00	119.00	120.00	96.00	77.00	91.67	141.00	71.00	51.00	87.67	
Cl							0.00	1130.00	870.00	950.00	983.33	
Sc	103.70	84.80	79.50	88.00	144.30	128.50	104.80	67.40	68.60	65.40	67.13	
Ti	8700.00	8330.00	8380.00	9190.00	8830.00	8810.00	8706.67	9850.00	9280.00	9760.00	9630.00	
V	596.00	563.00	506.00	533.00	588.00	626.00	568.67	380.00	352.10	356.80	362.97	
Cr	70.00	93.70	30.50	12.10	129.00	47.00	63.72	5.50	20.70	10.80	12.33	
Mn	970.00	1137.00	1442.00	1597.00	1145.00	1252.00	1257.17	3070.00	3010.00	3082.00	3054.00	
Co	68.40	64.20	60.60	62.60	59.40	63.00	63.03	47.90	47.20	45.50	46.87	
Ni	109.10	53.30	40.20	31.50	53.90	36.80	54.13	24.00	29.80	27.80	27.20	
Cu	14.20	2.40	7.80	10.70	17.70	14.40	11.20	26.80	15.10	15.70	19.20	
Ga	12.60	14.50	15.00	16.70	13.00	14.40	14.37	19.60	19.10	19.20	19.30	
Rb	4.35	2.96	3.07	3.94	4.18	3.77	3.71	3.11	3.54	3.11	3.25	
Sr	301.50	293.00	275.20	279.00	240.70	246.00	272.57	146.00	102.90	112.20	120.37	
Y	24.70	27.90	36.50	31.60	25.30	26.60	28.77	74.10	74.70	77.70	75.50	
Zr	38.30	43.20	69.40	61.40	52.50	64.80	54.93	110.00	83.70	86.20	93.30	
Nb	3.06	3.95	5.69	5.31	2.75	3.80	4.09	13.93	17.49	18.64	16.69	
Ba	97.90	92.90	99.20	130.70	101.40	105.30	104.57	136.90	117.30	132.50	128.90	
La	4.40	5.38	5.98	7.09	3.08	4.53	5.08	28.80	31.00	30.00	29.93	
Ce	13.20	17.90	23.90	22.20	11.28	13.57	17.01	87.40	101.00	94.40	94.27	
Pr	2.27	3.39	3.74	3.61	2.14	2.30	2.91	13.90	14.81	14.01	14.24	
Nd	13.10	17.90	22.50	18.90	12.70	12.70	16.30	62.90	71.20	69.40	67.83	
Sm	3.80	5.30	5.80	6.10	4.20	3.80	4.83	16.70	16.80	15.70	16.40	
Eu	1.38	1.28	1.67	1.72	1.13	1.23	1.40	3.60	3.64	3.56	3.60	
Gd	5.30	4.10	8.00	5.50	5.50	4.25	5.44	15.30	14.90	14.70	14.97	
Tb	0.74	0.93	1.03	0.78	0.86	0.89	0.87	2.33	2.28	2.38	2.33	
Dy	4.83	5.70	7.90	5.60	5.00	5.60	5.77	14.40	13.60	15.30	14.43	
Ho	0.90	1.22	1.58	1.17	0.99	1.22	1.18	2.93	2.92	2.99	2.95	
Er	2.54	3.36	4.21	3.60	2.28	2.94	3.16	7.57	8.34	8.16	8.02	
Tm	0.36	0.35	0.55	0.58	0.26	0.44	0.42	1.22	1.12	1.19	1.18	
Yb	2.10	2.41	3.60	2.71	2.19	1.89	2.48	7.60	7.48	7.50	7.53	
Lu	0.29	0.30	0.48	0.57	0.25	0.28	0.36	1.15	1.29	1.17	1.20	
Hf	1.85	1.79	3.87	3.00	2.72	3.17	2.73	5.21	4.71	3.86	4.59	
Ta	0.36	0.26	0.38	0.36	0.22	0.15	0.29	0.73	0.84	0.86	0.81	
Pb	1.82	1.29	1.81	3.29	3.00	2.77	2.33	3.63	2.77	2.73	3.04	
Th	0.41	0.14	0.44	0.40	0.26	0.46	0.35	0.88	0.53	0.46	0.62	
U	0.02		0.04	0.09	0.08	0.36	0.10	0.32	0.05	0.14	0.17	
Eu*	0.94	0.84	0.75	0.91	0.72	0.94	0.84	0.69	0.70	0.72	0.70	

EK-8. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1 /MMA-3 (M)erkez/(O)rta)/(K)enar/(ort)alama										
	GK80/ C7/m	GK80/ C7/o	GK80/ C7/o	GK80/ C7/o	GK80/ C7/k	GK80/ C7-2/m	GK80/ C7-2/k	GK80/ C7-2/ort	GK80/ C8/m	GK80/ C8/k	GK80/ C8/ort
Li	119.90	53.80	86.00	91.60	108.50	113.90	103.30	96.71	74.10	24.30	49.20
Be	1.60	2.33	1.71	1.32	2.00	2.59	1.10	1.81	2.20	2.12	2.16
P	100.00	64.00	97.00	89.00	63.00	54.00	37.00	72.00	49.00	125.00	87.00
Cl	1160.00	2080.00	1670.00	1210.00	1320.00	1860.00	1020.00	1474.29	1310.00	1690.00	1500.00
Sc	88.60	101.40	110.70	83.40	71.90	89.40	77.20	88.94	123.30	77.50	100.40
Ti	7050.00	9510.00	7860.00	7710.00	7330.00	7950.00	7020.00	7775.71	9010.00	6720.00	7865.00
V	361.70	477.00	521.80	410.70	377.00	416.40	370.20	419.26	565.00	403.00	484.00
Cr	21.90	67.70	148.00	26.50	18.40	57.20	42.10	54.54	68.10	54.40	61.25
Mn	3140.00	3300.00	3154.00	3371.00	3110.00	3300.00	3280.00	3236.43	3070.00	2532.00	2801.00
Co	50.30	54.50	54.00	54.30	49.80	53.60	54.00	52.93	53.70	43.90	48.80
Ni	56.70	47.10	69.20	49.90	44.70	47.90	50.30	52.26	76.70	62.20	69.45
Cu	13.90	27.40	19.40	14.10	17.50	10.40	7.70	15.77	7.50	50.70	29.10
Ga	14.10	22.70	18.31	16.90	15.70	18.30	15.59	17.37	20.30	17.60	18.95
Rb	2.89	4.90	4.99	4.50	2.44	3.24	2.52	3.64	3.83	4.42	4.13
Sr	79.40	118.10	126.70	67.10	84.10	74.60	57.50	86.79	170.10	187.80	178.95
Y	116.10	104.00	48.20	94.00	74.30	96.70	88.60	88.84	48.20	73.80	61.00
Zr	48.40	54.50	51.30	65.70	76.30	55.80	46.90	56.99	63.50	51.70	57.60
Nb	23.20	18.70	8.99	20.90	18.00	22.52	20.53	18.98	8.38	12.65	10.52
Ba	78.90	94.30	96.90	102.00	85.10	101.70	72.90	90.26	108.60	121.50	115.05
La	36.30	38.10	28.80	38.20	29.20	40.20	38.80	35.66	30.10	34.40	32.25
Ce	122.70	124.20	78.70	128.20	93.60	132.30	127.10	115.26	84.00	100.20	92.10
Pr	19.95	18.21	10.72	18.77	13.75	19.12	18.71	17.03	10.31	13.92	12.12
Nd	94.50	83.50	43.40	89.70	69.10	88.00	86.40	79.23	39.90	61.20	50.55
Sm	26.10	20.60	10.20	22.10	16.00	19.30	19.60	19.13	8.90	13.90	11.40
Eu	3.62	3.81	2.65	3.88	2.88	3.76	3.74	3.48	3.28	3.02	3.15
Gd	22.60	20.40	8.52	19.60	13.30	16.10	18.30	16.97	8.70	13.40	11.05
Tb	3.57	3.07	1.47	2.80	1.90	2.74	2.84	2.63	1.42	1.91	1.67
Dy	21.20	19.10	8.25	17.30	14.50	17.60	15.30	16.18	9.10	13.32	11.21
Ho	4.53	4.07	1.70	3.54	2.65	3.35	3.16	3.29	1.70	2.91	2.31
Er	11.78	11.64	4.99	9.54	8.07	10.05	8.57	9.23	5.08	7.60	6.34
Tm	1.56	1.85	0.78	1.46	0.98	1.38	1.37	1.34	0.84	1.09	0.97
Yb	10.11	12.00	5.72	9.50	7.40	9.50	8.80	9.00	6.90	8.28	7.59
Lu	1.14	1.53	0.88	1.18	1.03	1.34	1.26	1.19	1.22	1.15	1.19
Hf	3.12	2.41	2.60	4.10	4.35	3.31	2.87	3.25	2.88	2.73	2.81
Ta	1.10	0.68	0.44	0.96	0.70	0.90	0.90	0.81	0.32	0.59	0.46
Pb	2.80	4.06	5.00	2.81	2.89	2.99	2.50	3.29	4.67	5.60	5.14
Th	0.57	0.62	0.94	0.55	0.41	0.49	0.50	0.58	0.84	1.30	1.07
U	0.15	0.20	0.14	0.15	0.04	0.15	0.11	0.13	0.13	0.55	0.34
Eu*	0.46	0.57	0.87	0.57	0.60	0.65	0.60	0.59	1.14	0.68	0.86

EK-8. (devam)

Kaya Grubu	Andezit-1/CE soğuma kenarı (M)erkez/(O)rta)/(K)enar/(ort)alama						Andezit-2 (M)erkez/(O)rta)/(K)enar/(ort)alama			
	GK139/ C1/k	GK139/ C1/m	GK139/ C1/k	GK139/ C1-2/m	GK139/ C1-2/k	GK139 ort	GK6/ C5/m	GK6/ C5/o	GK6/ C5/k	GK6 ort
Li	44.00	67.20	57.30	64.20	64.70	59.48	17.30	35.00	50.30	34.20
Be			0.43	0.40	0.69	0.30			1.11	0.37
P	59.00	67.00	68.00	85.00	76.00	71.00	78.00	75.00	114.00	89.00
Cl					520.00	104.00				0.00
Sc	91.30	88.20	103.00	88.10	88.50	91.82	136.30	117.00	76.60	109.97
Ti	11660.00	10210.00	10130.00	11240.00	11120.00	10872.00	9660.00	9530.00	10800.00	9996.67
V	668.00	636.00	666.00	656.00	663.00	657.80	475.00	532.00	615.00	540.67
Cr	24.30	15.30	48.10	16.50	18.30	24.50	137.00	16.60	10.80	54.80
Mn	1084.00	1033.00	977.00	1085.00	1084.00	1052.60	930.00	1025.00	1967.00	1307.33
Co	66.00	66.10	66.30	65.10	64.90	65.68	55.70	58.20	52.00	55.30
Ni	56.60	55.40	64.70	53.60	53.60	56.78	146.90	94.60	23.00	88.17
Cu	50.10	74.70	64.60	70.00	71.60	66.20	39.90	2.60	5.80	16.10
Ga	16.35	14.77	15.50	15.50	15.36	15.50	13.70	14.33	16.20	14.74
Rb	3.20	3.28	3.23	3.44	3.22	3.27	3.83	3.25	3.90	3.66
Sr	346.60	342.20	323.50	342.90	330.40	337.12	402.00	347.80	363.00	370.93
Y	34.10	33.00	30.60	33.80	33.10	32.92	19.90	20.16	29.20	23.09
Zr	54.10	52.30	41.70	51.30	47.50	49.38	36.30	34.90	54.70	41.97
Nb	4.81	3.09	2.66	4.97	3.94	3.89	1.56	1.01	4.07	2.21
Ba	142.60	128.20	114.80	136.90	124.80	129.46	131.00	124.60	181.00	145.53
La	6.83	6.22	4.91	7.02	5.94	6.18	4.10	3.36	8.94	5.47
Ce	23.00	21.62	16.96	23.50	21.13	21.24	13.04	11.18	27.00	17.07
Pr	4.08	3.54	3.01	4.17	3.47	3.65	2.20	1.95	3.67	2.61
Nd	23.30	21.40	17.60	23.90	21.00	21.44	12.00	12.10	22.40	15.50
Sm	6.89	5.91	5.26	6.64	5.31	6.00	3.87	3.64	6.60	4.70
Eu	1.84	1.67	1.55	1.93	1.75	1.75	0.97	1.21	1.82	1.33
Gd	7.32	5.89	5.51	7.80	6.60	6.62	5.40	4.74	7.10	5.75
Tb	1.08	1.11	0.88	1.03	0.93	1.01	0.45	0.60	1.01	0.69
Dy	7.35	6.73	6.02	7.09	6.01	6.64	3.34	4.26	7.00	4.87
Ho	1.30	1.31	1.23	1.37	1.36	1.31	0.71	0.80	1.34	0.95
Er	3.56	3.86	3.32	3.81	3.32	3.57	1.80	2.17	3.10	2.36
Tm	0.49	0.51	0.46	0.50	0.54	0.50	0.24	0.31	0.43	0.33
Yb	3.32	3.27	2.97	3.21	3.07	3.17	1.29	1.58	2.72	1.86
Lu	0.50	0.46	0.38	0.48	0.37	0.44	0.20	0.29	0.37	0.29
Hf	2.48	2.53	1.97	2.44	2.43	2.37	2.08	1.91	2.62	2.20
Ta	0.36	0.24	0.19	0.36	0.18	0.26	0.12	0.06	0.37	0.18
Pb	1.54	1.46	1.26	1.55	1.44	1.45	1.28	1.24	2.17	1.56
Th	0.14	0.20	0.18	0.18	0.17	0.17	0.52	0.11	0.17	0.27
U	0.04	0.03	0.02	0.07	0.03	0.04	0.09	0.05	0.08	0.07
Eu*	0.79	0.87	0.88	0.82	0.90	0.85	0.65	0.89	0.81	0.78

EK-9. Jeokimyasal analizleri yapılmış olan örneklerin koordinatları.

Örnek	Kaya adı	E	N
GK60	Bazalt-1	559786	4178900
GK73	Andezit-1	562255	4178550
GK80	Andezit-1-Ana kaya	563425	4175890
GK80	Andezit-1-MMA-3	563425	4175890
GK88	Andezit-1	565350	4175670
GK107AK.	Andezit-1-Ana kaya	560702	4174074
GK107A.	Andezit-1-MMA-3	560702	4174074
GK108AK.	Andezit-1-Ana kaya	560702	4174074
GK108A	Andezit-1-MMA-3	560702	4174074
GK139AK.	Andezit-1-Ana kaya	561727	4173437
GK139A.	Andezit-1-CX-2	561727	4173437
GK144.AK.	Andezit-1-Ana kaya	563194	4173955
GK144.A.	Andezit-1-CX-3	563194	4173955
GK161AK.	Andezit-1-Ana kaya	563226	4179940
GK161.A.	Andezit-1-CX-3	563226	4179940
GK35.	Andezit-1-CX-1	561614	4173277
GK35AK.	Andezit-1-Ana kaya	561614	4173277
GK5	Andezit-2	566221	4183644
GK6	Andezit-2	566221	4183644
GK15AK.	Andezit-2-Ana kaya	566995	4184542
GK15A.	Andezit-2-MMA-2	566995	4184542
GK-19	Andezit-2	567052	4184407
GK-24	Andezit-3	571863	4189303
GK-23	Andezit-4	571863	4189303
GK-29	Andezit-4	571863	4189303
GK55	Andezit-4	559786	4178900
GK66	Andezit-4	561072	4177999
Ma_7(a,b)	Andezit-5	577650	4200002
Ma_8	Andezit-5	577560	4200003
GK-26	Dasit	571863	4189303
HKA-3	Trakit	570977	4189311
GK31	Bazalt-2	583133	4190339
GK-32	Bazalt-2	583133	4190339
KR-15	Bazalt-2	556364	4171295
KR21.AK.	Bazalt-2-Ana kaya	555872	4171515
KR21.A.	Bazalt-2_MMA-1	555872	4171515
GK-405	Bazalt-2	582203	4189077
GK-445B	Bazalt-2	581808	4187800
GK-458A	Bazalt-2	587126	4182278
GK-467A	Bazalt-2	582335	4198247
HKA-7	Bazalt-2	577320	4189970
HKA-12	Bazalt-2	579600	4186300
KR28AK.	Bazalt-3-Ana kaya	555872	4171515
KR28A.	Bazalt-3_MMA-1	555872	4171515
KR29.AK.	Bazalt-3-Ana kaya	555872	4171515
KR29.A.	Bazalt-3_MMA-1	555872	4171515
KR30AK.	Bazalt-3-Ana kaya	555991	4170184
KR33DAK.	Bazalt-3-Ana kaya	555991	4170184
HKA-8	Andezit-6	577320	4189970

AK.=Ana kaya

A.=Anklav

EK-10.İncelenen volkanitlerin ana oksit element (%) analizleri ve CIPW normları.

Kaya ismi	Bazalt-1	Bazalt-2									
	GK60	GK405	GK445	GK458	GK467A	HKA-12	HKA-7	L8	KR21AK.	KR15	GK31
Majör oksit (%)											
SiO ₂	52.48	51.65	52.30	54.90	52.93	57.42	52.56	47.88	53.32	52.03	48.95
Al ₂ O ₃	19.40	17.07	16.23	14.64	15.29	18.40	15.31	15.44	16.04	17.62	15.99
MgO	5.35	6.20	6.31	6.19	6.67	4.72	7.21	11.32	9.11	6.47	10.19
CaO	9.79	10.10	11.24	10.52	12.39	6.32	11.80	11.73	8.67	9.72	11.19
Na ₂ O	2.68	2.22	2.45	2.30	2.05	1.33	1.88	3.03	3.42	3.56	3.19
K ₂ O	1.27	1.07	1.05	0.93	1.09	2.31	0.88	0.82	0.87	1.14	0.95
TiO ₂	0.70	1.02	1.20	1.20	0.89	0.69	1.03	1.05	0.94	1.15	1.18
P ₂ O ₅	0.13	0.27	0.39	0.21	0.32	0.12	0.32	0.34	0.27	0.29	0.28
MnO	0.13	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.15	0.13	0.14	0.14
Cr ₂ O ₃	0.01	0.05	0.06	0.06	0.07	0.00	0.09	0.08	0.05	0.02	0.06
FeOt	8.05	10.18	8.60	8.89	8.14	8.52	8.77	8.15	7.17	7.85	7.86
V ₂ O ₅		0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04				
SO ₃		0.17	0.37	0.15	1.51	0.13	0.87				
Cl		0.08	0.02	0.06	0.04	0.05	0.04				
A.K.	1.70	1.83	1.65	2.85	1.23	2.94	1.73	0.50	1.20	0.40	0.30
Toplam	100.0	100.28	100.43	100.24	101.58	100.21	100.95	100.00	99.99	100.00	99.99
CIPW norm											
Q	1.82	2.56	3.05	7.90	4.00	15.41	4.61	0.00	0.00	0.00	0.00
or	7.47	6.38	6.24	5.56	6.48	13.88	5.25	4.76	5.05	6.66	5.53
ab	24.00	20.13	22.13	20.88	18.47	12.13	16.99	17.77	30.19	31.70	22.46
an	37.13	33.68	30.30	27.13	29.48	31.05	30.94	25.50	25.40	28.45	25.96
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.32	0.00	0.00	3.36
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	8.41	12.06	18.51	19.35	24.18	0.00	20.70	23.39	12.12	13.93	21.32
hy	17.57	20.49	14.39	14.13	12.89	21.13	16.66	0.00	21.33	9.62	0.00
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.52	1.53	4.68	16.41
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	2.34	2.70	2.88	2.93	2.58	2.40	2.72	2.63	2.55	2.77	2.77
il	0.97	1.43	1.67	1.69	1.25	0.98	1.44	1.43	1.29	1.58	1.61
ap	0.28	0.56	0.82	0.44	0.68	0.24	0.68	0.69	0.55	0.61	0.58
FC3MS	0.13	0.18	0.13	0.14	0.11	0.23	0.14	0.23	0.22	0.15	0.20
Mg _N	39.25	37.17	41.56	39.92	44.10	34.61	44.18	57.71	55.35	44.80	56.06
SI	30.86	31.51	34.27	33.78	37.16	27.97	38.46	48.52	44.27	34.01	45.91

A.K.= Ateşte kayıp

FC3MS=(FeO/CaO-3*MgO/SiO₂)Mg_N= 100*(MgO/(MgO+FeOt))SI=100*MgO/(MgO+FeO*+Na₂O+K₂O)

EK-10.devam

Kaya ismi	Bazalt-3				MMA-1			
	KR30	KR33D	KR29AK.	KR28AK.	KR21A.	KR28A.	KR21A2.	KR29A.
Majör oksit (%)								
SiO ₂	62.15	58.55	64.73	59.95	53.65	54.99	57.57	56.06
Al ₂ O ₃	15.81	17.95	14.81	16.87	16.74	16.23	16.27	15.90
MgO	4.56	4.17	2.51	2.93	7.90	7.88	4.22	6.42
CaO	5.83	7.65	5.69	8.95	8.85	8.20	8.31	8.16
Na ₂ O	3.58	2.67	3.92	2.51	3.31	3.45	4.28	3.31
K ₂ O	2.35	2.14	2.50	2.41	1.01	1.10	1.73	1.26
TiO ₂	0.66	0.65	0.66	0.68	1.02	0.94	0.87	0.85
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.17	0.16	0.19	0.20	0.38	0.25
MnO	0.10	0.09	0.10	0.10	0.13	0.13	0.11	0.13
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04
FeOt	4.75	5.92	4.88	5.39	7.16	6.83	6.23	7.61
V ₂ O ₅		0.02	0.01	0.02			0.02	0.02
SO ₃		0.07	0.08	0.27			1.41	0.07
Cl		0.02	0.11	0.03			0.29	0.09
A.K.	1.10	1.43	0.89	1.73	0.40	0.30	0.33	0.78
Toplam	99.99	100.11	100.20	100.31	100.00	100.00	101.71	100.18
CIPW norm								
Q	12.99	11.12	16.95	13.92	1.00	2.43	4.70	5.10
or	13.84	12.68	14.81	14.34	5.86	6.38	10.16	7.41
ab	31.96	24.03	35.32	22.73	29.34	30.54	38.17	29.60
an	20.05	30.77	15.50	27.93	27.51	25.25	19.94	24.69
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	6.08	4.98	9.36	12.68	11.69	10.88	14.83	11.16
hy	11.51	12.88	4.49	4.77	20.18	20.26	7.73	17.85
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	2.28	2.29	2.30	2.33	2.62	2.54	2.49	2.47
il	0.92	0.91	0.92	0.95	1.40	1.30	1.20	1.18
ap	0.36	0.34	0.37	0.35	0.40	0.42	0.78	0.53
FC3MS	0.13	0.09	0.07	0.05	0.18	0.19	0.09	0.17
Mg _N	48.54	40.84	33.44	34.67	52.07	53.22	39.89	45.36
SI	29.94	27.97	18.17	22.12	40.77	40.92	25.63	34.51

A.K.= Ateşte kayıp

FC3MS=(FeO/CaO-3*MgO/SiO₂)Mg_N= 100*(MgO/(MgO+FeOt))SI=100*MgO/(MgO+FeO*+Na₂O+K₂O)

EK-10.devam

Kaya ismi	Andezit-1								CX-1	CX-2	CX-3		MMA-3
	GK73	GK80	GK88	GK108A K.	GK35A K.	GK139.	GK144A K.	GK161A K.	GK35A.	GK139A.	GK144A.	GK161A.	GK108A.
Majör oksit (%)													
SiO ₂	57.96	60.50	61.68	58.73	62.47	60.08	63.25	64.07	51.56	55.44	54.49	59.00	58.49
Al ₂ O ₃	16.86	16.90	16.50	16.73	15.34	16.47	15.99	15.28	18.27	11.25	17.24	14.73	16.94
MgO	3.66	3.45	2.99	3.81	2.99	2.86	1.89	2.57	7.06	8.36	5.71	3.88	3.18
CaO	8.45	6.53	6.05	7.81	6.92	7.68	6.35	6.60	11.94	13.70	8.76	9.26	8.45
Na ₂ O	3.16	3.10	3.12	3.23	2.68	3.26	3.18	2.51	1.80	1.72	2.10	2.60	2.58
K ₂ O	2.80	3.05	3.49	2.80	3.45	2.81	3.33	3.01	1.64	1.45	2.04	2.48	2.65
TiO ₂	0.68	0.59	0.62	0.65	0.55	0.60	0.57	0.53	0.63	0.58	0.56	0.62	0.73
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.17	0.19	0.18	0.16	0.21	0.19	0.20	0.13	0.19	0.37	0.24
MnO	0.12	0.12	0.11	0.12	0.10	0.12	0.11	0.11	0.11	0.17	0.22	0.14	0.12
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.05	0.01	0.00
FeOt	6.12	5.53	5.25	5.90	5.30	5.94	5.11	5.11	6.76	7.16	8.62	6.90	6.62
V ₂ O ₅					0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	
SO ₃					0.82	0.21	0.08	0.07	0.33	0.16	0.06	0.07	
Cl					0.05	0.03	0.01	0.04	0.06	0.02	0.01	0.06	
A.K.	2.20	1.50	1.80	1.30	0.72	0.73	0.32	0.52	0.93	0.33	0.83	0.42	0.63
Toplam	100.0	100.0	100.0	100.0	100.9	100.3	100.1	100.1	100.4	100.2	100.1	100.2	100.0
CIPW norm													
Q	6.80	11.15	12.47	7.79	15.03	10.33	15.75	19.70	0.90	5.17	5.03	10.85	10.81
or	16.54	18.05	20.68	16.54	20.56	16.67	19.84	18.03	9.64	8.61	12.13	14.78	15.78
ab	28.39	27.90	28.10	28.99	24.22	29.37	28.78	22.82	16.13	15.46	19.00	23.56	23.34
an	23.58	23.22	20.76	22.85	19.81	22.11	19.68	21.80	36.78	18.74	31.74	21.40	27.09
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	13.77	6.37	6.55	11.69	10.89	12.08	8.55	8.08	16.78	38.82	8.56	18.03	10.87
hy	7.28	9.84	7.95	8.53	6.14	6.04	3.97	6.25	16.22	9.91	20.14	7.46	8.22
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	2.33	2.23	2.26	2.29	2.20	2.23	2.19	2.17	2.26	2.20	2.20	2.25	2.37
il	0.95	0.83	0.86	0.91	0.77	0.84	0.79	0.75	0.87	0.81	0.79	0.87	1.02
ap	0.37	0.41	0.37	0.41	0.39	0.34	0.45	0.41	0.41	0.28	0.41	0.79	0.51
FC3MS									0.11	0.10	0.16		
Mg _N	36.65	37.87	35.66	38.73	35.57	32.16	26.82	33.25	50.32	53.46	39.33	35.73	32.22
SI	23.23	22.80	20.12	24.22	20.75	19.25	13.97	19.46	40.89	44.74	30.90	24.49	21.18

A.K.= Ateşte kayıp

FC3MS=(FeO/CaO-3*MgO/SiO₂)Mg_N= 100*(MgO/(MgO+FeOt))SI= (Katlaşma indeksi)= 100*MgO/(MgO+FeO*+Na₂O+K₂O)

EK-10.devam

Kaya ismi	Andezit-2			MMA-2	Andezit-3		Andezit-4			Andezit-5	Andezit-6	Dasit	Trakit
	GK5	GK6	15AK.	GK15A.	GK24	GK29	GK55	GK66	MA-7A	HKA-8	GK26	HKA3	
Majör oksit (%)													
SiO ₂	57.82	60.83	59.89	54.85	58.15	59.00	59.03	59.06	62.02	59.91	63.49	65.12	
Al ₂ O ₃	18.11	15.67	16.61	17.28	18.78	16.07	17.84	17.39	16.36	17.59	18.81	16.87	
MgO	3.19	4.48	4.38	4.35	2.78	4.42	2.26	2.49	3.61	1.51	1.27	0.72	
CaO	7.51	6.75	7.05	9.35	6.87	6.31	6.21	6.11	7.68	6.49	5.81	3.14	
Na ₂ O	3.33	3.02	3.02	2.96	3.39	3.32	3.71	3.88	2.14	1.95	3.27	3.93	
K ₂ O	2.41	2.86	2.60	2.03	2.44	2.24	2.62	2.73	1.08	2.12	3.17	4.79	
TiO ₂	0.72	0.57	0.55	0.83	0.72	0.82	0.87	0.89	0.41	0.54	0.51	0.81	
P ₂ O ₅	0.17	0.13	0.18	0.14	0.22	0.21	0.23	0.23	0.12	0.17	0.15	0.26	
MnO	0.13	0.11	0.11	0.14	0.14	0.13	0.12	0.16	0.11	0.11	0.07	0.06	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
FeOt	6.59	5.55	5.58	8.04	6.50	7.48	7.11	7.05	6.44	9.60	3.44	4.29	
V ₂ O ₅									0.02	0.02			
SO ₃									0.18	0.36			
Cl									0.01	0.01			
A.K.	1.20	1.90	1.33	2.30	1.10	0.22	1.30	1.40	1.42	1.97	1.70	2.00	
Toplam	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.20	100.38	100.00	100.00	
CIPW norm													
Q	7.59	11.27	10.50	3.73	8.52	9.41	9.12	8.13	20.83	18.47	16.98	15.32	
or	14.28	16.89	15.32	12.03	14.46	13.25	15.55	16.15	6.45	12.87	18.80	28.39	
ab	29.98	27.14	27.13	26.68	30.52	29.89	33.41	34.88	19.51	18.03	29.49	35.38	
an	27.34	20.75	24.07	27.94	28.87	22.38	24.42	22.05	32.36	32.00	27.34	13.92	
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.77	0.00	0.15	
di	7.06	9.48	7.74	14.13	3.04	6.08	4.05	5.49	4.41	0.00	0.47	0.00	
hy	10.03	11.21	11.91	11.54	10.78	14.95	9.23	9.03	13.53	14.48	3.74	2.69	
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
mt	2.36	2.20	2.18	2.50	2.35	2.45	2.53	2.55	2.07	2.26	2.15	2.47	
il	1.00	0.79	0.77	1.16	1.00	1.15	1.22	1.25	0.58	0.77	0.71	1.14	
ap	0.36	0.28	0.38	0.30	0.47	0.45	0.47	0.47	0.26	0.36	0.32	0.54	
FC3MS				0.11					0.08	0.07			
Mg _N	32.13	44.00	43.47	34.31	29.50	36.80	23.71	25.63	35.40	13.15	26.50	14.03	
SI	20.55	28.17	28.13	25.03	18.39	25.30	14.41	15.43	27.24	9.92	11.37	5.24	

A.K.= Ateşte kayıp

FC3MS=(FeO/CaO-3*MgO/SiO₂)Mg_N= 100*(MgO/(MgO+FeOt))SI=100*MgO/(MgO+FeO*+Na₂O+K₂O)

EK-11. İncelenen volkanitlerin iz (ppm) ve nadir toprak (ppm) element analizleri.

Kaya ismi	Bazalt-1	Bazalt-2								
	GK60	GK405	GK445	GK458	GK467A	HKA-12	HKA-7	L8	KR21AK.	KR15
İz element (ppm)										
Be	<1							<1	2	3
Sc	24							29	21	24
V	240	200.71	210.37	230.33	216.75	204.93	245.5	208	135	182
Cr	61.58	360.12	397.29	399.78	509.92	25.36	620.37	540.5	335.25	150.52
Co	30.8	50.4	64.9	52.6	94	35.8	45.7	43.7	37.8	32.6
Ni	23	189	122.5	157.8	181.2	4.2	164.1	221	143	37
Cu	81.7	32	38.1	38.4	58.8	108.5	10.2	20.4	34.3	30.8
Zn	33	51.6	50.3	50.4	56.7	59.3	56.4	50	22	26
Ga	16.8	16.6	18.3	15.2	15.1	17.7	16.9	13.7	14.6	16.4
Ge		0.6	0.6	0.6	0.7	0.6	1.8			
As	1.2	1	1	1	2.7	1.8	0.8	0.5	1.9	<0.5
Se	<0.5	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	<0.5	<0.5	<0.5
Br		1.5	1.1	1.1	2	2.1	1.2			
Rb	38.5	16	15.6	12.4	16.3	56.8	12.2	14.6	14.3	29.6
Sr	416	626.1	585.5	557.4	732.3	345.5	611.2	639.9	536.6	589.5
Y	17.6	17.5	22.4	18.2	14.7	18.1	19.8	18.8	20	25.1
Zr	77.3	113.1	138.6	136.7	88.2	124.8	131.2	104.6	122.2	135.5
Nb	4.2	9.4	15.5	17.5	9.9	10.5	13.2	9.6	8.6	8.8
Mo	0.8	3.6	8.3	6.1	3.9	3.8	4.2	0.7	1.2	0.2
Cd	<0.1	0.6	1.1	1.1	1.1	1	0.9	<0.1	<0.1	<0.1
Ba	323	357.2	347.1	246.4	428.2	529.6	340.4	308	475	329
La	17.2	22	28.5	16.1	44.5	18.9	35.9	28.7	26.8	28
Ce	32.5	38.4	47	35.9	64.7	39.9	54.5	50.2	47.1	54
Pr	3.63							5.85	5.34	6.1
Nd	14.5							22.7	19.9	22.9
Sm	3.06							4.19	3.84	4.68
Eu	0.86							1.28	1.22	1.38
Gd	3.18							4.05	3.9	4.94
Tb	0.51							0.61	0.61	0.72
Dy	2.99							3.63	3.87	4.32
Ho	0.66							0.72	0.81	0.92
Er	1.98							2.2	2.31	2.72
Tm	0.28							0.32	0.33	0.39
Yb	1.89							2.1	2.19	2.52
Lu	0.32							0.32	0.38	0.41
Hf	2.1	3.3	3.6	3.3	4.1	4.4	3.1	2.6	3.1	3.4
Ta	0.4	0.6	0.8	0.8	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5
Au	0.7							2.2	1.5	0.9
Hg	<0.01	1	1.1	0.9	1.2	0.9	1	<0.01	0.02	<0.01
Tl	<0.1	0.9	1	0.9	0.8	0.6	0.9	<0.1	<0.1	<0.1
Pb	4.6	3.8	3.3	3.2	7	14.3	4.9	5.1	5.9	3.3
Th	7.5	1.1	3.5	0.7	3.2	10.6	1.8	4.9	8.5	7.4
U	2.2	15.4	14.3	15.8	11	13	9.4	0.8	2.3	1.7

EK-11.devam

Kaya ismi	Bazalt-3				MMA-1			
	KR28_AK.	KR30	KR33D	KR29AK.	KR21A.	KR28A.	KR21.A2	KR29A.
İz element (ppm)								
Be		2			2	<1		
Sc		13			23	20		
V	104.97	91	9.41	8.34	153	125	10.58	12.09
Cr	326.94	150.52	301.72	108.79	273.67	253.15	205.25	290.09
Co	46.8	18.7	50.3	48.9	34.9	33.4	72.5	75
Ni	51.4	50	56.3	48.7	102	107	54.5	138.1
Cu	14.8	12.5	11.8	11.3	35.4	24.9	35.2	23
Zn	45.2	15	47.6	45.8	23	15	53.1	62.8
Ga	16	14.3	16.1	16.8	15.2	15.9	16.3	17.4
Ge	0.5		1	0.5			1.2	1.5
As	0.6	<0.5	0.9	0.5	0.8	<0.5	0.7	0.6
Se	0.3	<0.5	0.4	0.4	<0.5	<0.5	0.5	0.6
Br	0.7		0.8	0.2			1.9	0.9
Rb	60.3	61.8	56.3	59.4	25.7	24.5	30.7	20.6
Sr	413.5	423.4	391.1	428.8	478.6	457.7	508.9	409.7
Y	16.2	16.6	16.6	16	22.6	21.7	20.5	21.3
Zr	149.6	136.3	135.3	138.3	126.3	127.3	151	123.7
Nb	11.4	11.4	14.3	14.2	8.3	9.1	12.9	11.5
Mo	3.1	0.2	3.6	3.6	0.3	0.2	5.4	3.7
Cd	0.9	<0.1	2.5	0.9	<0.1	<0.1	1.7	0.5
Ba	784.7	747	740.1	736.4	397	462	511.9	425.4
La	34.2	37.4	32.9	25.9	24.7	26.6	19.1	26.4
Ce	63.3	62.6	64.5	57.6	44.1	47	31.6	29.4
Pr		6.24			5.03	5.25		
Nd		20.7			19.9	20.4		
Sm		3.46			4.16	4.12		
Eu		0.96			1.25	1.2		
Gd		3.25			4.11	4.06		
Tb		0.48			0.65	0.64		
Dy		3.1			3.94	3.85		
Ho		0.62			0.87	0.76		
Er		1.78			2.54	2.46		
Tm		0.27			0.34	0.34		
Yb		1.81			2.12	2.23		
Lu		0.31			0.37	0.35		
Hf	2.4	3.5	3.7	2.2	3.1	3.3	3.2	3.2
Ta	0.8	0.8	0.8	0.8	0.6	0.6	0.6	0.6
Au		1.7			5.5	<0.5		
Hg	0.8	<0.01	1.6	1.6	0.01	<0.01	2	2.4
Tl	0.8	<0.1	0.4	1	<0.1	<0.1	1	1.1
Pb	14.6	3.2	12.7	13.9	2.9	2.1	9.9	8
Th	15.6	16.3	16.2	17.6	7.9	9.6	10	7.5
U	10.8	4.3	18.5	7.8	2	2.5	23.2	8.4

EK-11.devam

Kaya ismi	Andezit-1								CX-1	CX-2	CX-3		MMA-3
	GK73	GK80	GK88	GK108 AK.	GK35 AK.	GK139 AK.	GK144 AK.	GK161 AK.	GK35A.	GK139A.	GK144A.	GK161A.	GK108A.
İz element (ppm)													
Be	<1	<1	<1	3									
Sc	17	17	14	17									
V	179	164	159	156	14.39	14.05	13.72	10.36	16.07	20.43	11.87	19.03	17.41
Cr	41.05	47.89	34.21	54.73	105.36	24.29	7.53	61.58	236.73	122.47	341.41	90.24	8.21
Co	18.5	19.6	14.7	18.7	51.4	38.4	49.4	56.8	46.4	117	46.4	54.1	72.9
Ni	<20	<20	<20	<20	16.7	12.2	7.1	8.4	67.9	30.1	58	22.2	11.6
Cu	26.4	27.9	31.3	24.8	53.6	52.2	30.6	41.1	54.5	59.9	51.7	69.7	127.9
Zn	29	17	26	16	55.3	56	44.9	50.9	45.1	50.8	82.3	56.5	60.9
Ga	17.7	16.8	16.6	17.7	20.1	17.2	19.8	19.2	19.5	15.4	17.1	17.1	19
Ge					1.4	1.4	1.6	1.1	1.6	1.8	0.9	1.6	1.7
As	0.5	1.3	<0.5	0.7	3.3	2.1	1.2	2.6	1.9	1.3	0.7	2.3	3.6
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	0.6	0.4	0.5	0.4	0.7	0.4	0.5	0.5
Br					1.9	2.3	0.5	1.3	1.6	1.6	0.2	1.8	1.3
Rb	84	94.5	118.4	82.6	105.2	79.8	96.6	100	41.6	33.6	54.7	70.1	84.7
Sr	596.8	522.4	490.3	599.7	542.4	613.3	532.3	548.4	672.1	429.8	459.9	707.2	641.3
Y	19.6	19.2	18.8	18.6	17.9	19.8	19.2	16.7	15	21.9	36.7	19.7	20
Zr	148	150.9	160.4	150.7	175.3	136.9	145.9	162.3	76.9	88.1	141	105.4	152
Nb	8.6	8.5	9.5	8.1	13.3	11.7	7.8	12	11.1	6.5	12.1	9.4	6.5
Mo	0.2	0.9	0.2	0.3	4.2	12.1	3.1	4.2	2.9	4.3	6.6	4	6.4
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.9	0.7	0.8	0.9	0.9	0.9	1.4	2.8	3.3
Ba	659	701	669	626	682.5	964.3	620.6	707.7	311.5	939	510	496.9	604.6
La	33.8	33.3	34.5	32.2	23.1	16.8	16.5	28.4	22	7.5	47.8	31.4	36.5
Ce	59.1	58.4	62.4	58.9	54	41.7	47.6	62.9	31.1	35.6	81	62.1	76
Pr	6.4	6.25	6.56	6.49									
Nd	24.9	22.1	23.6	24.6									
Sm	4.48	4.3	4.32	4.58									
Eu	1.11	1.02	1.02	1.08									
Gd	4.18	3.86	3.84	4.24									
Tb	0.61	0.57	0.59	0.6									
Dy	3.74	3.41	3.42	3.62									
Ho	0.73	0.71	0.71	0.7									
Er	2.13	2.23	2.11	2.06									
Tm	0.33	0.32	0.3	0.3									
Yb	2.05	2.17	2.13	1.93									
Lu	0.32	0.32	0.32	0.3									
Hf	4.1	4.2	4.5	4.3	3.6	3.7	3	3.3	3.8	4.1	3.9	4.2	5.4
Ta	0.6	0.7	0.9	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	1
Au	<0.5	0.5	1.1	<0.5									
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	2.1	2.3	1.4	1.7	1.5	2.9	1.4	1.7	2
Tl	0.1	0.1	<0.1	<0.1	1	1.2	0.9	1.2	0.9	1	1	0.9	1.4
Pb	4.1	3.2	2.5	3.3	25.1	23	18.4	23.7	12.2	12.3	13.4	20.6	18.6
Th	16.6	19.2	20.1	16.4	16.6	15.6	18.2	19.1	4.6	4.4	9.3	13.2	14
U	4.6	6.4	6.3	4.6	9	21.3	18.3	9	13.2	15.1	18	20.8	26.5

EK-11.devam

Kaya ismi	Andezit-2			MMA-2	Andezit-3	Andezit-4				Andezit-5	Andezit-6	Dasit	Trakit
	GK5	GK6	GK15 AK.	GK15_A.	GK24	GK55	GK66	GK29	GK23	MA-7A	HKA-8	GK26	HKA3
İz element (ppm)													
Be	2	3		<1	<1	3	<1					<1	4
Sc	15	18		29	14	17	18					8	8
V	198	152		245	165	196	231			133.09	110.37	73	124
Cr	20.53	136.84	63.63	150.52	20.53	13.68	13.68	8.89	7.53	44.3	17.45	27.37	
Co	17.7	19.5		29	16.9	21.6	18.9			18.2	28.7	7.2	9.4
Ni	<20	<20	11.4	27	<20	<20	<20	1.9	10.1	6	12.3	<20	<20
Cu	44.4	44.9	42.2	58.4	18.4	50	112.7	129	160.2	39.4	29.7	14.7	51.3
Zn	33	26	49.5	30	41	54	56	68.9	66.1	32.4	50.7	15	52
Ga	18.3	16.6	21	16.9	17.9	18.5	19	18.1	19	17	18.4	16	17.9
Ge										0.6	1		
As	<0.5	<0.5	2.1	1.4	0.7	2.6	1.3	0.7	3	0.6	0.8	<0.5	3.4
Se	<0.5	<0.5	0.4	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	<0.5	<0.5
Br										0.2	0.9		
Rb	84.9	98.7	88.1	60	75.3	100.5	93.7	72.4	73.4	20.5	64.1	123.5	217.6
Sr	533.1	485.8	475.8	484.1	452.3	421.9	411.6	367	397.7	323.6	362.3	329.9	310.5
Y	22.1	16.6	20.3	17	21.7	26.2	23.7	23.7	24.1	11.2	20.1	20.5	23.8
Zr	149.6	136.3	167.9	117.2	156.6	169	166.1	145.3	147.2	69.1	128.5	163.4	284.5
Nb	9	8.2	15.8	6.3	10.6	9.9	10.5	14.6	10.7	2.9	8.9	10.8	18.5
Mo	0.2	0.2	6.5	0.7	0.9	1.5	1.6	7.7	4.1	2.9	2.9	0.2	3.1
Cd	<0.1	<0.1		<0.1	<0.1	<0.1	<0.1			0.8	0.9	<0.1	<0.1
Ba	656	636	701.1	508	1142	615	744	667.2	529.1	316.8	779.7	615	798
La	31.1	29.8	24.1	24.8	38.8	33.2	36.1	7.4	21.4	22.4	26.9	34.8	48.4
Ce	58.7	52.1	53.1	45.4	68.3	60.6	63.6	54.7	46.3	15.8	54	61	86.4
Pr	6.52	5.65		4.99	7.4	6.85	7.19					6.29	9.12
Nd	24.6	21.5		19.3	27.6	26	26.7					20.9	31.2
Sm	4.69	4.09		3.68	4.81	5.06	5.21					4	5.5
Eu	1.17	0.96		1.01	1.2	1.28	1.25					0.87	1.2
Gd	4.49	3.69		3.75	4.33	4.97	4.97					3.77	4.91
Tb	0.67	0.52		0.54	0.64	0.77	0.77					0.57	0.73
Dy	4.06	3.31		3.18	3.86	4.72	4.38					3.86	4.18
Ho	0.82	0.64		0.63	0.74	0.97	0.91					0.74	0.86
Er	2.36	1.99		1.77	2.33	3.11	2.7					2.27	2.75
Tm	0.34	0.29		0.25	0.32	0.42	0.38					0.35	0.36
Yb	2.23	1.9		1.73	2.23	2.82	2.59					2.33	2.38
Lu	0.36	0.29		0.26	0.33	0.43	0.4					0.34	0.4
Hf	4.3	3.9	3.2	3.4	4	4.6	4.6	6.4	5.7	2.6	2.2	4.7	7.7
Ta	0.7	0.7	1	0.4	0.7	0.8	0.8	1	1	0.7	0.5	1	1.6
Au	<0.5	3.8		2.4	<0.5	<0.5	1.6					0.5	2.5
Hg	<0.01	<0.01	1.3	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	1.6	1.3	0.9	0.9	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	0.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.2	1	0.8	0.8	<0.1	<0.1
Pb	1.9	3.1	22.4	4	4.1	10.8	7.6	18.9	19	6.3	14.3	2.8	13.9
Th	13.4	17.3	16.2	9.9	12.7	17.7	14.9	15.2	14.7	4	11.3	22.5	35.8
U	4.2	5	25	3.1	3	5.6	4.6	9.3	25.5	6	12.9	7.4	11.4

EK-12. İncelenen volkanitlere ait bazı iz element oranları

Örnek		La/Ta	Th/Nb	Ce/Pb	Nb/Ta
Bazalt-1	GK60	43.000	1.786	7.065	10.500
Bazalt-2	GK405	36.667	0.117	10.105	15.667
	GK445	35.625	0.226	14.242	19.375
	GK458	20.125	0.040	11.219	21.875
	GK467A	74.167	0.323	9.243	16.500
	HKA-12	31.500	1.010	2.790	17.500
	HKA-7	71.800	0.136	11.122	26.400
	GK31	42.000	0.472	14.813	14.833
	L8	57.400	0.510	9.843	19.200
	KR21AK.	53.600	0.988	7.983	17.200
	KR15	56.000	0.841	16.364	17.600
Bazalt-3	KR30	46.750	1.430	19.563	14.250
	KR33D	41.125	1.133	5.079	17.875
	KR29AK.	32.375	1.239	4.144	17.750
	KR28AK.	42.750	1.368	4.336	14.250
MMA-1	KR21A.	41.167	0.952	15.207	13.833
	KR28A.	44.333	1.055	22.381	15.167
	KR21A.2	31.833	0.775	3.192	21.500
	KR29A.	44.000	0.652	3.675	19.167
Andezit-1	GK73	56.333	1.930	14.415	14.333
	GK80	47.571	2.259	18.250	12.143
	GK88	38.333	2.116	24.960	10.556
	GK108AK.	46.000	2.025	17.848	11.571
	GK139AK.	24.000	1.333	1.813	16.714
	GK144AK.	23.571	2.333	2.587	11.143
	GK161AK.	40.571	1.592	2.654	17.143
	GK35AK.	33.000	1.248	2.151	19.000
CX-1	GK35A.	31.429	0.414	2.549	15.857
CX-2	GK139A.	10.714	0.677	2.894	9.286
CX-3	GK144A.	68.286	0.769	6.045	17.286
	GK161A.	44.857	1.404	3.015	13.429
MMA-3	GK108A_A.	36.500	2.154	4.086	6.500
Andezit-2	GK15AK.	44.429	1.489	30.895	12.857
	GK6	42.571	2.110	16.806	11.714
MMA-2	GK15A.	62.000	1.571	11.350	15.750
Andezit-3	GK24	55.429	1.198	16.659	15.143
Andezit-4	GK55	41.500	1.788	5.611	12.375
	GK66	45.125	1.419	8.368	13.125
Andezit-5	MA-7A	32.000	1.379	2.508	4.143
Andezit-6	HKA-8	53.800	1.270	3.776	17.800
Trakit	HKA3	30.250	1.935	6.216	11.563
Dasit	GK26	34.800	2.083	21.786	10.800

AK.=Ana kaya

A.=Anklav

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Gülin Gençoğlu Korkmaz
Uyruğu : TC
Doğum Yeri ve Tarihi : ANKARA-16.05.1988
e-mail : ggkorkmaz@ktun.edu.tr

EĞİTİM

Derece	Adı, İlçe, İl	Bitirme Yılı
Lise	: Mehmetçik Lisesi (YDA)	2006
Üniversite	: Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (AD)	2012
	: Ankara Üniversitesi Kimya Mühendisliği Bölümü (YD)	2013
	: Necmettin Erbakan Üniversitesi Enerji Sistemleri Mühendisliği Bölümü (AD)	(Devam ediyor)
Yüksek Lisans	: Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı	2015
Doktora	: Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı	2019

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
2013-2019	Selçuk Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı	Araştırma Görevlisi
2019-	Konya Teknik Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı	Araştırma Görevlisi

UZMANLIK ALANI

Mineraloji-Petrografi-Jeokimya

YABANCI DİLLER

İngilizce

YAYINLAR

1. G. Gencoglu Korkmaz, H. Kurt ve K. Asan, 2015. ‘‘Petrographical and geochemical features of the enclaves and their relation to the dacitic host rock and alkali basalt in the Yukselen area, NW Konya-Turkey’’. **WMESS-2015**, Prague/Czech Republic (oral presentation).
2. G. Gencoglu Korkmaz, H. Kurt ve K. Asan, 2015. ‘‘Preliminary Geochemical Data on the Neogene Post-Collisional Volcanic Rocks in the Yukselen Area, NW Konya, Turkey’’. **1st International Conference on Mineralogy, Magmatism and Metamorphism (MIMAM '15)**, **37**, 557 (oral presentation).
3. G. Gencoglu Korkmaz, K. Asan ve H. Kurt, 2016. ‘‘⁴⁰Ar-³⁹Ar Geochronology, Mineral Chemistry and Geochemistry of the Neogene Volcanic Rocks in the Yukselen Area (Konya-Central Anatolia)’’. **VII Geochemistry Symposium**. p. 185 (oral presentation).
4. G. Gencoglu Korkmaz, K. Asan ve H. Kurt, 2017. ‘‘Genesis of the Bimodal Volcanic Rocks in the Yukselen Area, Konya, Central Anatolia’’, **International Symposium on GIs Applications in Geography & Geosciences** (oral presentation).
5. G. Gencoglu Korkmaz, K. Asan, H. Kurt ve G. Morgan, 2017. ‘‘⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology, elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Neogene bimodal volcanism in the Yukselen area, NW Konya (Central Anatolia, Turkey)’’. **Journal of African Earth Sciences**, 129, 427-444.
6. G. Gencoglu Korkmaz, H. Kurt ve K. Asan, 2017. ‘‘Mineral Chemistry, Geochemistry and Petrology of Emirgazi (Konya-Central Anatolia, Turkey) Quaternary Volcanics’’, **International Short Course On Application of Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry to Earth Sciences. Perugia/Italy**, (poster presentation)
7. G. Gencoglu Korkmaz, H. Kurt, K. Asan ve Y. Kağan Kadioğlu, 2018. ‘‘The first mineralogical and petrographical investigations of enclaves and their host rocks from the Karapınar-Karacadağ area (SE Konya, Turkey)’’. **The 36th National and the 3rd International Geosciences Congress, Tahran/İran** (poster presentation).
8. G. Gencoglu Korkmaz, H. Kurt ve K. Asan, 2018. ‘‘New Observations on the Petrographical and Geochemical Features of the Karapınar-Karacadağ Volcanites, Konya-Central Anatolia’’. **8. Geochemistry Symposium** (oral presentation).
9. G. Gencoglu Korkmaz, H. Kurt, K. Asan ve Y. Kağan Kadioğlu, 2018. ‘‘The First-Order Evaluation on Geochemical and Textural Characteristics of Enclaves and Their Host Rocks Aroud the Emirgazi Area (Se Konya, Turkey). ‘‘**9th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology**’’ (oral presentation).
10. G. Gencoglu Korkmaz, H. Kurt ve K. Asan, 2019. ‘‘Origin of Olivines from the Karapınar-Karacadağ Volcanic Complex (Central Anatolia)’’. **4th International Conference on Civil Environmental, Geology and Mining Engineering (4th ICOCEM)** (oral presentation).