

T.C.
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

**POSOF (ARDAHAN, TÜRKİYE) YÖRESİ GEÇ MİYOSEN-KUVATERNER
YAŞLI VOLKANİK KAYAÇLARIN PETROGRAFİSİ, MİNERAL KİMYASI,
JEOKİMYASI, JEOKRONOLOJİSİ VE PETROJENEZİ**

DOKTORA

Derya CİCERALİ

ARALIK 2025
GÜMÜŞHANE



**T.C.
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ**

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

**POSOF (ARDAHAN, TÜRKİYE) YÖRESİ GEÇ MİYOSEN-KUVATERNER
YAŞLI VOLKANİK KAYAÇLARIN PETROGRAFİSİ, MİNERAL KİMYASI,
JEOKİMYASI, JEOKRONOLOJİSİ VE PETROJENEZİ**

**PETROGRAPHY, MINERAL CHEMISTRY, GEOCHEMISTRY,
GEOCHRONOLOGY, AND PETROGENESIS OF LATE MIOCENE-
QUATERNARY VOLCANIC ROCKS FROM THE POSOF (ARDAHAN,
TURKEY) REGION**

DOKTORA

Derya CİCERALİ

**ARALIK 2025
GÜMÜŞHANE**



**T.C.
GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ**

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

**POSOF (ARDAHAN, TÜRKİYE) YÖRESİ GEÇ MİYOSEN-KUVATERNER
YAŞLI VOLKANİK KAYAÇLARIN PETROGRAFİSİ, MİNERAL KİMYASI,
JEOKİMYASI, JEOKRONOLOJİSİ VE PETROJENEZİ**

**PETROGRAPHY, MINERAL CHEMISTRY, GEOCHEMISTRY,
GEOCHRONOLOGY, AND PETROGENESIS OF LATE MIOCENE-
QUATERNARY VOLCANIC ROCKS FROM THE POSOF (ARDAHAN,
TURKEY) REGION**

DOKTORA TEZİ

Derya CİCERALİ

Danışman: Prof. Dr. Cem YÜCEL

**ARALIK 2025
GÜMÜŞHANE**

BİLİMSEL ETİĞE UYGUNLUK BEYANI

Doktora Tezi olarak hazırlamış olduğum “**Posof (Ardahan, Türkiye) Yöresi Geç Miyosen-Kuvaterner Yaşlı Volkanik Kayaçların Petrografisi, Mineral Kimyası, Jeokimyası, Jeokronolojisi ve Petrojenezi**” isimli bu tezimin, tamamen kendi çalışmam olduğunu, her alıntıya kaynak gösterdiğimi, alıntı yaptığım tüm çalışmaları kaynakçada belirttiğimi ve Gümüşhane Üniversitesi’nin lisanslı kullanıcısı olduğu intihal yazılım programı ile Lisansüstü Eğitim Enstitüsü’nün belirlediği kısıtlara uygun olarak raporladığımı taahhüt ederim. Tezimin kâğıt ve elektronik kopyalarının Gümüşhane Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü arşivinde saklanmasına izin verdiğimi onaylarım.

Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği’nin ilgili maddeleri uyarınca gereğinin yapılmasını arz ederim.

12/12/2025

.....
Derya CİCERALİ

TEŞEKKÜR

Gümüşhane Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Doktora Tezi olarak hazırlanan bu çalışmada, "Posof (Ardahan, Türkiye) Yöresi Geç Miyosen-Kuvaterner Yaşlı Volkanik Kayaçların Petroğrafisi, Mineral Kimyası, Jeokimyası, Jeokronolojisi ve Petrojenezi" irdelenmiştir.

Bölgesel anlamda önemli olan bu çalışmayı bana öneren; bilgi ve tecrübesi ile rehberlik eden, emeğiyle, maddi ve manevi desteği ile her zaman yanımda olan danışman hocam Prof. Dr. Cem YÜCEL'e sonsuz minnet ve şükranlarımı sunarım.

Tez sürecinde değerli görüş ve önerileriyle çalışmama katkıda bulunan ikinci danışman hocam Prof. Dr. Abdullah KAYGUSUZ'a teşekkür ederim.

Bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde maddi destek sağlayan Gümüşhane Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (GÜBAP) Koordinasyon Birimi tarafından desteklenen 22.F.5114.01.01, 22.E.0115.07.03 ve 22.F.5118.01.01 numaralı projelere katkı sunan kurum ve yetkililere teşekkür ederim. Doktora Tez İzleme Komitesi üyeleri Prof. Dr. Nafiz MADEN'e ve Prof. Dr. Emre AYDINÇAKIR'a desteklerinden dolayı teşekkür ederim. Elektron Mikroprob Analizleri (EPMA) için Doç. Dr. Kıymet DENİZ YAĞCIOĞLU'na (Ankara Üniversitesi Yer Bilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi) ve Université de Bretagne Occidentale (Fransa) EPMA Laboratuvarı'na; tüm kayaç ana, iz ve nadir toprak element analizleri için ACME Laboratuvarı'na (Kanada) ve Wuhan Sample Solution Analytical Laboratuvarı'na (Çin), izotop analizleri için Sample Solution Laboratuvarı'na; ^{40}Ar - ^{39}Ar yaş analizleri için Rennes 1 Üniversitesi Argon Jeokronoloji Laboratuvarı ve Kore Temel Bilimler Enstitüsü Argon Jeokronoloji Laboratuvarı'na (Güney Kore); jeolojik haritanın düzenlenmesinde emeği geçen Harita Mühendisi Mehmet Akif ERTAŞ'a teşekkür ederim. Tez süreci boyunca maddi ve manevi destekleri ile her zaman yanımda olan değerli arkadaşım Jeoloji Mühendisi Bağdan Gül TURAN YÜCEL'e, kardeşim Asiye CİCERALİ'ye ve aileme teşekkürlerimi sunarım.

Bu doktora tezimi her koşulda yanımda olan annem Emine CİCERALİ'ye ithaf ediyorum.

Ve babam *Kazım CİCERALİ*'ye sonsuz minnetle...

Derya CİCERALİ
GÜMÜŞHANE - 2025

ÖZET

Posof (Ardahan, Türkiye) Yöresi Geç Miyosen-Kuvaterner Yaşlı Volkanik Kayaçların Petrografisi, Mineral Kimyası, Jeokimyası, Jeokronolojisi ve Petrojenezi irdelenmiştir. Üst Miyosen volkanik kayaçları (8.6-7.3 My) bazalttan bazaltik-andezite kadar değişen bileşimdedir ve plajiyoklaz+klinopiroksen+olivin+hornblend+opak mineralleriyle temsil edilir. Buna karşılık, adakit benzeri jeokimyasal özellik sergileyen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçları (5.2-0.73 My) andezit bileşiminde olup plajiyoklaz±hornblend±biyotit±opak mineralleriyle karakterizedir. Üst Miyosen volkanik kayaçların SiO_2 içerikleri % 48.14-61.22, Al_2O_3 % 14.81-16.86, MgO % 3.01-8.13, $\text{Mg\#}$ 34.9-51.3, Sr/Y 13.45-69.73, La/Yb 3.91-39.23'tür. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların SiO_2 % 64.56-70.83, Al_2O_3 % 15.51-16.97, MgO % 0.25-1.34, $\text{Mg\#}$ 10.68-33.20, Sr/Y 43.72-143.42, La/Yb 43.45-76.68'dir. Üst Miyosen volkanik kayaçlar hafif zenginleşmiş La/La_N (2.66-27.12), Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar ise La/La_N (29.36-75.58) oranları ile yüksek oranda zenginleşmiş kondrite normalize nadir toprak element desenleri sergiler. Üst Miyosen volkanik kayaçların $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 0.703792-0.704395, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 0.512796-0.512881; Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ oranları 0.704153-0.704506, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 0.512740-0.512809'dur. Sonuç olarak, Üst Miyosen volkanik kayaçları oluşturan magmaların genişlemeli bir tektonik ortamda, yitimle zenginleşmiş bir manto kaynağından delaminasyon süreçleriyle litosferik incelleme ve yükselen astenosfere bağlı oluşan kısmi ergimeler ve buna eşlik eden juvenil alt kabuk kökenli ergiyiklerin; Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarının ise benzer jeodinamik koşullar altında juvenil alt kabukta gelişen kısmi ergimeler sonucunda oluşan magmaların kabuk içerisinde fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı gibi magmatik süreçlerle son halini aldığı söylenebilir.

Anahtar Kelimeler: Adakit benzeri, Delaminasyon, Posof (Ardahan, Türkiye), Sr-Nd-Pb izotopları, Üst Miyosen-Kuvaterner

SUMMARY

Petrography, Mineral Chemistry, Geochemistry, Geochronology, and Petrogenesis of Late Miocene-Quaternary Volcanic Rocks from the Posof (Ardahan, Turkey) Region were investigated. Late Miocene volcanic rocks (8.6-7.3 Ma) range in composition from basalt to basaltic andesite and are represented by plagioclase+clinopyroxene+olivine+hornblende+opaque minerals. In contrast, the Pliocene-Quaternary volcanic rocks (5.2-0.73 Ma), which display adakite-like geochemical characteristics, are andesitic in composition and are characterized by plagioclase±hornblende±biotite±opaque minerals. The Late Miocene volcanic rocks have SiO₂ contents of 48.14-61.22 wt. %, Al₂O₃ of 14.81-16.86 wt.%, MgO of 3.01-8.13 wt.%, Mg# values of 34.9-51.3, Sr/Y ratios of 13.45-69.73, and La/Yb ratios of 3.91-39.23. The Pliocene-Quaternary volcanic rocks exhibit higher SiO₂ (64.56-70.83 wt.%), Al₂O₃ (15.51-16.97 wt.%), lower MgO (0.25-1.34 wt.%), Mg# values of 10.68-33.20, and elevated Sr/Y (43.72-143.42) and La/Yb (43.45-76.68) ratios. Chondrite-normalized rare earth element patterns show moderately enriched La_N/Lu_N ratios (2.66-27.12) for the Late Miocene volcanic rocks, whereas the Pliocene-Quaternary volcanic rocks display strongly enriched patterns with La_N/Lu_N ratios of 29.36-75.58. Initial isotopic ratios of the Late Miocene volcanic rocks range from (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i=0.703792-0.704395 and (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i=0.512796-0.512881, whereas those of the Pliocene-Quaternary volcanic rocks vary between (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i=0.704153-0.704506 and (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i=0.512740-0.512809. In conclusion, the magmas forming the Late Miocene volcanic rocks were generated in an extensional tectonic setting by partial melting of a subduction-enriched mantle source related to lithospheric thinning and asthenospheric upwelling driven by delamination processes, together with melts derived from juvenile lower crust. In contrast, the Pliocene-Quaternary volcanic rocks were produced under similar geodynamic conditions by partial melting of juvenile lower crust, and subsequently evolved through magmatic processes such as fractional crystallization and magma mixing within the crust.

Keywords: Adakite like, Delamination, Posof (Ardahan, Türkiye), Sr-Nd-Pb isotopes, Late Miocene-Quaternary

İÇİNDEKİLER

KABUL VE ONAY	III
BİLİMSEL ETİĞE UYGUNLUK BEYANI	IV
TEŞEKKÜR.....	V
ÖZET	VI
SUMMARY	VII
İÇİNDEKİLER	VIII
TABLolar DİZİNİ	X
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	XIII
EKLER DİZİNİ.....	XXX
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	XXXI
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışma Konusunun Amacı ve Kapsamı.....	1
1.2. Çalışma Sahasının Yersel Konumu ve Özellikleri.....	2
1.3. Bölgesel Jeoloji	3
1.4. Literatür Özeti	9
2. MATERYAL VE YÖNTEM	31
2.1. Giriş	31
2.2. Arazi Çalışmaları	31
2.3. Mineralojik ve Petrografik İncelemeler	31
2.4. Kimyasal Analizler	32
2.4.1. Mineral Kimyası (EPMA) Analizleri.....	32
2.4.2. Tüm Kayaç Analizleri	33
2.4.3. Jeokronolojik Yaşlandırma ve Kökensel İzotop Analizleri	33
2.4.3.1. ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar Yaşlandırması	33
2.4.3.2. Sr-Nd-Pb İzotop Analizleri	34
2.5. Büro Çalışmaları	34
3. BULGULAR	36
3.1. Stratigrafi	36
3.1.1. Aşıkzülali Formasyonu	36
3.1.2. Çamlıçatak Formasyonu	38
3.1.3. Üst Miyosen Volkanik Kayaçları.....	38
3.1.4. Pliyosen Volkanik Kayaçları.....	39

3.1.5. Kuvaterner Volkanik Kayaçları	41
3.1.6. Damal Kırıntıları	42
3.1.7. Alüvyon.....	43
3.1.8. Heyelan Malzemesi.....	43
3.2. Petrografi.....	44
3.2.1. Üst Miyosen Volkanik Kayaçların Petrografisi	44
3.2.2. Pliyosen Volkanik Kayaçların Petrografisi	45
3.2.3. Kuvaterner Volkanik Kayaçların Petrografisi.....	48
3.3. Mineral Kimyası	50
3.3.1. Üst Miyosen Volkanik Kayaçların Mineral Kimyası.....	51
3.3.1.1. Olivin	51
3.3.1.2. Piroksen.....	52
3.3.1.3. Plajiyoklaz.....	53
3.3.1.4. Hornblend.....	53
3.3.1.5. Fe-Ti Oksit	54
3.3.2. Pliyosen Volkanik Kayaçların Mineral Kimyası	54
3.3.2.1. Plajiyoklaz.....	54
3.3.2.2. Hornblend.....	56
3.3.2.3. Biyotit.....	56
3.3.2.4. Fe-Ti Oksit	58
3.3.3. Kuvaterner Volkanik Kayaçların Mineral Kimyası	58
3.3.3.1. Plajiyoklaz.....	58
3.3.3.2. Hornblend.....	59
3.3.3.3. Biyotit.....	60
3.3.3.4. Fe-Ti Oksit	60
3.4. Jeotermobarometre Hesaplamaları.....	62
3.4.1. Jeotermometre, Hidrometre ve Oksijen Fugasitesi Hesaplamaları	62
3.4.1.1. Olivin-Ergiyik Termometresi.....	62
3.4.1.2. Plajiyoklaz Termometresi ve Hidrometresi	63
3.4.1.3. Klinopiroksen Termometresi	65
3.4.1.4. Hornblend Termometresi, Oksijen Fugasitesi ve Hidrometresi.....	66
3.4.1.5. Biyotit Termometresi ve Oksijen Fugasitesi.....	70
3.4.2. Jeobarometre Hesaplamaları	71
3.4.2.1. Klinopiroksen Barometresi	71
3.4.2.2. Hornblend Barometresi	72

3.4.2.3. Biyotit Barometresi	73
3.5. ⁴⁰ Ar / ³⁹ Ar Jeokronolojisi	74
3.5.1. Üst Miyosen Volkanik Kayaçlar	75
3.5.2. Pliyosen Volkanik Kayaçlar	77
3.5.3. Kuvaterner Volkanik Kayaçlar	79
3.6. Tüm Kayaç Jeokimyası	80
3.6.1. Volkanik Kayaçların Kimyasal Sınıflandırılması	80
3.6.2. Üst Miyosen Volkanik Kayaçların Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası	88
3.6.3. Üst Miyosen Volkanik Kayaçların Çoklu Element Değişimleri	93
3.6.4. Üst Miyosen Volkanik Kayaçların Nadir Toprak Element (NTE) Değişimleri ...	93
3.6.5. Pliyosen Volkanik Kayaçların Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası	94
3.6.6. Pliyosen Volkanik Kayaçların Çoklu Element Değişimleri	98
3.6.7. Pliyosen Volkanik Kayaçların Nadir Toprak Element (NTE) Değişimleri	99
3.6.8. Kuvaterner Volkanik Kayaçların Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası	99
3.6.9. Kuvaterner Volkanik Kayaçların Çoklu Element Değişimleri	103
3.6.10. Kuvaterner Volkanik Kayaçların Nadir Toprak Element (NTE) Değişimleri ..	103
3.6.11. Volkanik Kayaçların Tektonik Ortamı	104
3.7. İzotop Jeokimyası	106
3.7.1. Sr-Nd İzotop Jeokimyası	106
3.7.2. Pb İzotop Jeokimyası	110
4. TARTIŞMA	112
4.1. Ana Magmanın Kökeni ve Gelişimi	112
4.2. Kaynak Alanda Granat ve Spinel Varlığı	121
4.3. Kaynak Alanda Sulu Fazların Varlığı	127
4.4. Ayrışma (Fraksiyonel Kristallenme-FC)	128
4.5. Asimilasyon Fraksiyonel Kristallenme (AFC)	134
4.6. Magma Karışımı	143
4.7. Adakitik İmzanın Kökeni	148
4.8. Dengesizlik Parametreleri	159
4.8.1 Plajiyoklazlarda Gözlenen Bileşimsel Değişimler	165
4.8.2 Klinopiroksenlerde Gözlenen Bileşimsel Değişimler	170
4.9. İncelenen Volkanik Kayaçların Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Volkanizması ile Karşılaştırılması	173
4.10. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner Magmalarının Kristallenme Koşulları	180
4.11. Jeodinamik Evrim	185

5.SONUÇLAR	193
6. ÖNERİLER.....	197
KAYNAKÇA.....	198
EKLER	237
ÖZGEÇMİŞ	273



TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 1. İncelenen volkanik kayaçların modal mineralojisi ve dokusal özellikleri	47
Tablo 2. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların olivin-ergiyik termometresi (Putirka, 2008) değerleri.....	63
Tablo 3. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlardaki plajiyoklazlardan hesaplanan sıcaklık, basınç ve hidrometre (Putirka, 2008) değerleri	65
Tablo 4. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlardaki klinopiroksen minerallerinden hesaplanan sıcaklık ve basınç (Putirka, 2008) değerleri.....	66
Tablo 5. İncelenen Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlardaki hornblend sıcaklık, basınç, hidrometre ve oksijen fugasitesi değerleri (Putirka 2016).	67
Tablo 6. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlardaki hornblend minerallerinden hesaplanan sıcaklık, basınç, oksijen fugasitesi ve hidrometreleri (Ridolfi, 2021).	68
Tablo 7. İncelenen Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlardaki biyotit minerallerinden hesaplanan sıcaklık, basınç ve oksijen fugasitesi değerleri .	71
Tablo 8. İnceleme alanındaki volkanik birimlerin fasiyes ve kayaç türüne göre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri	75
Tablo 9. Po-6 numaralı örneğin tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğiyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri	75
Tablo 10. Po-17 örneğin tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğiyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri.....	76
Tablo 11. Po-21 örneğin tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğiyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri.....	76
Tablo 12. Po-35 numaralı örneğin tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğiyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri.....	76
Tablo 13. Po-26 numaralı örneğin tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğiyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri.....	78
Tablo 14. Po-51 numaralı örnekten seçilen tüm kayaç hamurunda basamaklı ısıtma yöntemi uygulanarak elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri	78
Tablo 15. Po-51 numaralı örneğin tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğiyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri	79

Tablo 16. Üst Miyosen volkanik kayaçların ana oksit (%) ve iz element (ppm) analizleri	83
Tablo 17. TAS diyagramına göre traki- ön ekli Üst Miyosen volkanik kayaçların isimlendirilmesi (Le Maitre, 2002).....	84
Tablo 18. Pliyosen volkanik kayaçların ana oksit (%) ve iz element (ppm) analizleri ..	85
Tablo 19. Kuvaterner volkanik kayaçların ana oksit (%) ve iz element (ppm) analizleri	86
Tablo 20. Üst Miyosen volkanik kayaçların nadir toprak element (NTE) analizleri (ppm)	95
Tablo 21. Pliyosen volkanik kayaçların nadir toprak element (NTE) analizleri (ppm) ..	99
Tablo 22. Kuvaterner volkanik kayaçların nadir toprak element (NTE) analizleri	104
Tablo 23. İncelenen volkanik kayaçların Sr ve Nd izotop analizleri, hesaplanan ilksel değerler ve model yaşları.....	108
Tablo 24. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçların Pb izotop analizleri, hesaplanan $\Delta^{7/4}\text{Pb}$ ve $\Delta^{8/4}\text{Pb}$ değerleri	110
Tablo 25. Modal olmayan fraksiyonel kısmi ergime modelleme çalışmalarında kullanılan farklı manto kaynakları, modal bileşimler, ergime oranları ve mineral - ergiyik dağılım katsayıları	122
Tablo 26. Modal olmayan fraksiyonel kısmi ergime modelleme çalışmalarında kullanılan farklı manto kaynakları, modal bileşimler, ergime oranları ve mineral - ergiyik dağılım katsayıları	124
Tablo 27. Modal olmayan fraksiyonel kısmi ergime modelleme çalışmalarında kullanılan farklı manto kaynakları, modal bileşimler, ergime oranları ve mineral - ergiyik dağılım katsayıları	125
Tablo 28. Üst Miyosen volkanik kayaçların oluşumunda etkili olan bazik magma odası olaylarında etkili petrolojik FC Modelleme Program'nda (Ersoy ve Helvacı, 2010) kullanılan Rb, Th, Sc, Co elementlerine ait mineral - ergiyik Kd (ayırılma katsayısı) değerleri. Kd değerleri Villemant, (1988), McKenzie ve O'Nions (1991), Rollinson (1993), Foley vd., (1996) ve Zanetti vd., (2004)'den alınmıştır	132
Tablo 29. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların gelişiminde etkili olan asidik magma odası olaylarında etkili petrolojik FC Modelleme Programı'nda (Ersoy ve Helvacı, 2010) kullanılan Cs, Rb, Ba ve Sr elementlerine ait mineral - ergiyik (Kd) ayırılma katsayısı değerleri. Kd değerleri Bacon ve Drüitt (1988), Villemant, (1988), Rollinson, (1993)'dan alınmıştır	133

Tablo 30. Üst Miyosen volkanik kayaçların AFC modelleme çalışmasında hesaplanan C_L değerleri (C_L : Elementin Ergiyikteki Konsantrasyonu).....	139
Tablo 31. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların AFC modellemesinde hesaplanan C_L (elementin ergiyikteki konsantrasyonu) değerleri.	140
Tablo 32. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların AFC modellemesinde hesaplanan C_L (elementin ergiyikteki konsantrasyonu) değerleri	141
Tablo 33. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların AFC modelleme çalışmasında hesaplanan C_L değerleri	142
Tablo 34. İncelenen Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların izotopik karışım modellemesinde kullanılan üst manto (ÜM), yaygın manto (CC), alt kabuk (AK), yitim sedimanları (YS) ve üst kabuğa (ÜK) ait bileşimsel değerler	146

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.	İnceleme alanının ulaşım haritası (URL-1, 2025).....	2
Şekil 2.	Doğu Anadolu Bölgesi’deki tektonik birimler ve çarpışmayla ilişkili volkanik ürünleri gösteren jeolojik harita (Şengör vd., 2003). (I) Rodop Pontid Parçası; (II) Kuzeybatı İran Parçası; (III) Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı (DAYK); (IV) Bitlis-Pötürge Masifi; (V) Arap Plakası. EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu (East Anatolian Fault Zone), NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu (North Anatolian Fault Zone) (Çalışma alanı ölçeksizdir)	9
Şekil 3.	Çalışma sahası ve yakın çevresinde dağılım gösteren Neojen yaşlı kayaçların radyometrik yaş dağılım haritası (Türkecan, 2013).	30
Şekil 4.	Posof (Ardahan) yöresindeki birimleri gösteren 1/100 000 ölçekli genel jeoloji haritası (Keskin, 2013’den değiştirilerek).....	37
Şekil 5.	Posof (Ardahan) yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.....	38
Şekil 6.	Üst Miyosen volkanik kayaçlara ait; (a) Posof ilçe merkezi etrafında izlenen bazik volkanik kayaçlarda gözlenen düzenli kırık sistemi, (b) yer yer bantlı yapı sunan bazaltik kayaçlar, (c) kırık-çatlaklı yapı, (d) boşluklu yapı, (e) Kalem Tepe civarında iri bloklar halinde gözlenen bazaltik kayaçlar, (f) incelenen bazaltik kayaçlar içinde gözlenen aglomera görünümü, (g) Cin Dağı etrafında yer yer yumrular halinde gözlenen bazaltlar, (h) bazik volkanik kayaçların arazide genel görünümü	40
Şekil 7.	Pliyosen volkanik kayaçlara ait; (a) Aşıküzeyir civarında izlenen andezitik kayaçların bantlı akma yapısı, (b) masif görünümlü, iri bloklar halinde gözlenen andezitler, (c) açık gri renkli, kırık-çatlak yüzeylerinde gözlenen sarımsı kahverenkli yüzeysel alterasyon, (d) Kurşunçavuş köyü etrafında gözlenen gri renkli, bol kırık yapılı andezitik kayaçlar.....	41
Şekil 8.	Kuvaterner volkanik kayaçlara ait; (a) Cin Dağı uzaktan görünüm, (b) Ulgar Tepe uzaktan görünüm (c) Cindağı eteklerinde döküntü halinde izlenen Ulgartepe andeziti, (d) Açık gri, gri renkli Ulgartepe andezitik kayaçlarına ait örneğin yakından görünümü	42
Şekil 9.	Çalışma alanında (a) Türkgözü mevkiinde heyelan malzemesine ait uzaktan görünüm, (b) Kumluköz mevkiinde, (c) Doğrular köyü mevkiinde, (d) Kurşunçavuş mevkiinde gözlenen heyelan malzemesine ait görüntüler.....	43

- Şekil 10. Üst Miyosen volkanik kayaçlarda gözlenen; (a) akma doku içerisinde öz şekilli / yarı öz şekilli klinopiroksen kristalleri, elek dokulu plajiyoklaz kristali (Örnek No: Po-18), (b) hyalo mikrolitik porfirik doku içinde opak inklüzyonu yer alan plajiyoklaz ve ikiz kristalli klinopiroksen fenokristalleri (Örnek No: Po-18, Ç.N.), (c) klinopiroksen kristalleri ve plajiyoklaz latalarının oluşturduğu subofitik doku (Örnek No: Po-25, Ç.N.), (d) kenarları boyunca ve tamamen iddingsitleşmiş olivin fenokristalleri (Örnek No: Po-29, Ç.N.), (e) kenar ve çatlakları boyunca iddingsitleşmiş öz şekilli olivin ve zonlu plajiyoklaz fenokristali (Örnek No: Po-36, Ç.N.), (f) plajiyoklazlarda gözlenen elek ve kemirilme dokuları (Örnek No: Po-66, Ç.N.), (g) klinopiroksen fenokristallerinin bir araya toplanması ile oluşan glomeroporfirik doku (Örnek No: Po-67, T.N.), (h) bazaltik volkanik kayaçlarda gözlenen boşluklu doku (Örnek No: Po-79, Ç.N.) (Plj: Plajiyoklaz, Bi: Biyotit, Hbl: Hornblend, Opk: Opak mineral) 46
- Şekil 11. Pliyosen volkanik kayaçlarda gözlenen; (a) akma dokusu içinde plajiyoklaz fenokristallerinin oluşturduğu glomeroporfirik doku, hornblend fenokristali (Örnek No: Po-26, Ç.N.), (b) hyalo mikrolitik porfirik dokuda gözlenen plajiyoklaz ve hornblend fenokristalleri, ve opak mineral (Örnek No: Po-26, T.N.), (c) plajiyoklazların uzun eksenleri boyunca dizilmesi ile oluşan akma dokusu ve zonlu plajiyoklaz (Örnek No: Po-41), (d) akma dokusu içinde zonlu ve ikizlenme gösteren plajiyoklaz, (Örnek No: Po-41, Ç.N.), (e) plajiyoklaz ile kenar kısmı opaklaşmış hornblend (Örnek No: Po-50, Ç.N.), (f) plajiyoklaz fenokristallerinin kümelenmesi ile oluşan glomeroporfirik doku (Örnek No: Po-60, Ç.N.), (g ,h) mikrolitik porfirik doku içinde öz şekilli, iyi gelişmiş çift yönlü dilinimleri gözlenen hornblend (Örnek No: Po-51, Ç.N.; Örnek No: Po-51, T.N.) (Plj: Plajiyoklaz, Bi: Biyotit, Hbl: Hornblend, Opk: Opak mineral)..... 49
- Şekil 12. Kuvaterner volkanik kayaçlarda gözlenen; (a) hyalo-mikrolitik doku içinde elek ve zonlu dokuya sahip plajiyoklaz ve opak mineral (Örnek No: Po-23, Ç.N.), (b) ikizlenme gösteren zonlu plajiyoklaz, plajiyoklazlarda albit ikizlenmesi (Örnek No: Po-4, Ç.N.), (c) opak mineral inklüzyonları içeren plajiyoklas kristali, zonlu doku gösteren plajiyoklaz (Örnek No: Po-15, Ç.N.), (d) mikrolitik porfirik doku içinde kenar çepheri opaklaşmış özşekilli hornblend kristali ve içerisinde opak kapanım bulunan plajiyoklaz (Örnek No: Po-15, Ç.N.), (e) mikrolitik porfirik doku içinde biyotit, opaklaşmış

hornblend ve plajiyoklaz mikrolit ve fenokristalleri (Örnek No: Po-23, T.N.), (f) iri kristalli plajiyoklaz kristallerinin bir araya gelmesi ile oluşan glomeroporfirik doku (Örnek No: Po-75, Ç.N.), (Plj: Plajiyoklaz, Bi: Biotit, Hbl: Hornblend, Opk: Opak mineral)	50
Şekil 13. Üst Miyosen volkanik kayalara ait olivin minerallerinin $Mg/(Fe^{+2}+Mg)$ 'a karşı CaO diyagramı (Thompson ve Gibson, 2000).	51
Şekil 14. Üst Miyosen volkanik kayalara ait klinopiroksenlerin Wo-Wn-Fs üçgen diyagramı (Semboller Şekil 13 ile aynıdır) (Morimoto vd., 1988).	52
Şekil 15. Üst Miyosen volkanik kayalara ait plajiyoklazların Or-Ab-An üçgen diyagramında sınıflandırılması (Deer vd. 1992).	53
Şekil 16. Üst Miyosen volkanik kayalara ait hornblend minerallerinin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı Si (apfu) sınıflama diyagramı (Leake vd., 1997). .	54
Şekil 17. Üst Miyosen volkanik kayalara ait Fe-Ti oksitlerin bileşimini gösteren üçgen diyagram (Bacon ve Hirschmann, 1988).	55
Şekil 18. Pliyosen volkanik kayalara ait plajiyoklazların Or-Ab-An üçgen diyagramı (Deer vd., 1992).	56
Şekil 19. Pliyosen volkanik kayalarda gözlenen hornblend minerallerine ait $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı Si (apfu) diyagramı (Leake vd., 1997).	57
Şekil 20. Pliyosen volkanik kayalara ait biyotit minerallerinin; (a) $Fe^{[T]} + Mn + Ti$ (apfu)'ya karşı Mg-Li (apfu) diyagramı (Tischendorf vd., 1997), (b) $Al^{[T]}$ (apfu)'ya karşı $Fe/(Fe+Mg)$ oranı diyagramı (Speer, 1984).	57
Şekil 21. Pliyosen volkanik kayalarına ait Fe-Ti oksit sınıflama diyagramı (Bacon ve Hirschmann, 1988).	58
Şekil 22. Kuvaterner volkanik kayalarına ait plajiyoklazların Or-Ab-An üçgen diyagramı (Deer vd., 1992).	59
Şekil 23. Kuvaterner volkanik kayalarında gözlenen hornblend minerallerine ait $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı Si (apfu) diyagramı (Leake vd.,1997).	60
Şekil 24. Kuvaterner volkanik kayalarına ait biyotit minerallerinin; (a) $Fe^{[T]} + Mn + Ti$ (apfu)'ya karşı Mg-Li (apfu) diyagramı (Tischendorf vd., 1997), (b) $Al^{[T]}$ (apfu)'ya karşı $Fe/(Fe+Mg)$ oranı diyagramı (Speer, 1984).	61
Şekil 25. Kuvaterner volkanik kayalarına ait Fe-Ti oksit diyagramı (Bacon ve Hirschmann, 1988).	61
Şekil 26. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayalara ait amfibol minerallerinin (a) P-T, (b) $\log fO_2$ -T ve (c) T- H_2O_{erg} . diyagramları.	

	Diyagramlar amfibol termobarometre yöntemiyle elde edilmiştir. (Ridolfi vd., 2010'dan değiştirilerek)	70
Şekil 27.	İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlardaki klinopiroksen merkez bileşimlerine göre hesaplanan basınç (Putirka, 2008) değerleri histogramı	72
Şekil 28.	İncelenen a) Pliyosen, b) Kuvaterner volkanik kayaçlardaki hornblend minerallerine ait kristallenme basınçlarını gösteren histogram (Kristallenme basınçları Ridolfi vd. (2021) ve Putirka (2016)'ya göredir).....	74
Şekil 29.	İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları	77
Şekil 30.	İncelenen Pliyosen volkanik kayaçların $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları.....	79
Şekil 31.	İncelenen Kuvaterner volkanik kayaçların $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları.....	80
Şekil 32.	İncelen volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşı $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (TAS) diyagramı (Le Maitre vd., 1989). Alkali-Yarıalkali ayırım eğrisi Irvine ve Baragar (1971)'e göredir.....	81
Şekil 33.	İncelen volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşı K_2O diyagramı, Mckenzie ve Chappel (1972); Peccerillo ve Taylor (1976). (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)	82
Şekil 34.	İncelenen volkanik kayaçların a) Y karşı Sr/Y, b) Yb_N ye karşı La_N/Yb_N adakit sınıflama diyagramları (Defant ve Drummond,1990) (N-OOSB değerleri, Sun ve McDonough, 1989). (Semboller Şekil 32' deki gibidir) .	87
Şekil 35.	İncelen volkanik kayaçların; AFM diyagramı ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- FeO^* - MgO). (Ayırım eğrileri Wimmenauer (1985)'e göredir; semboller Şekil 32 ile aynıdır).....	87
Şekil 36.	İncelenen volkanik kayaçların Winchester ve Floyd, (1976) tarafından önerilen Nb/Yb karşı $\text{Zr}/\text{TiO}_2^*0.0001$ diyagramı (Semboller Şekil 32 ile aynıdır).....	88
Şekil 37.	İncelenen volkanik kayaçların Hastie vd. (2007) tarafından önerilen Th' a karşı Co diyagramı. (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)	89
Şekil 38.	Üst Miyosen volkanik kayaçların SiO_2 (%) - ana oksit (%) Harker değişim diyagramları (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir).....	91
Şekil 39.	Üst Miyosen volkanik kayaçların SiO_2 (%) - iz element (ppm) Harker değişim diyagramları (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir).....	92
Şekil 40.	İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların İlksel Manto'ya göre normalize edilmiş çoklu element değişim diyagramları. (İlksel manto Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır; semboller Şekil 32 ile aynıdır)	93

Şekil 41.	İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların kondrit değerine göre normalize edilmiş NTE dağılımları, Taylor ve McLennan (1985). (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir).....	94
Şekil 42.	Pliyosen volkanik kayaçların SiO ₂ (%) - ana oksit element (%) Harker değişim diyagramları (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir).....	96
Şekil 43.	Pliyosen volkanik kayaçların SiO ₂ (%) - iz element (ppm) Harker değişim diyagramları (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir).....	97
Şekil 44.	İncelenen Pliyosen volkanik kayaçların N-MORB’a göre normalize edilmiş çoklu element dağılım diyagramları. (N-MORB değerleri Sun ve McDonough (1989)’dan alınmıştır; semboller Şekil 32 ile aynıdır)	98
Şekil 45.	İncelenen Pliyosen volkanik kayaçların kondrite göre normalize NTE dağılımları, (Kondrit değerleri Taylor ve McLennan, 1985’ ten alınmıştır). (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir).....	100
Şekil 46.	Kuvaterner volkanik kayaçların SiO ₂ (%) - ana oksit element (%) Harker diyagramları (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir).....	101
Şekil 47.	Kuvaterner volkanik kayaçlara ait SiO ₂ (%) - iz element (ppm) Harker diyagramları (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir).....	102
Şekil 48.	İncelenen Kuvaterner volkanik kayaçların N-MORB’a göre normalize edilmiş çoklu element dağılım diyagramları. (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989’den alınmıştır; semboller Şekil 32 ile aynıdır).....	103
Şekil 49.	İncelenen Kuvaterner volkanik kayaçların kondrite göre normalize NTE dağılımları, (Kondrit değerleri Taylor ve McLennan, 1985’ ten alınmıştır). (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir).....	104
Şekil 50.	İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçların Th - Ta - Hf/3 tektonik ayırtman diyagramı (Wood vd.,1979). (a) ana manto kaynağına ait, (b) geçişli manto kaynağına ait diyagram Elips alanlar Pearce (1996). A: Okyanus ortası sırt bazaltı (OOSB), B: Okyanus ortası sırt bazaltı ve levha içi bazaltı (OOSB+LİB), C: Levha içi bazaltı, D: Volkanik yay bazaltı (VYB), ÜK: Üst kabuk, AK: Alt kabuk, ON-MORB: Ortalama N-MORB manto kaynağı, YZ: Yitim zonu bileşeni, (Semboller Şekil 32 ile aynıdır).....	105
Şekil 51.	İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçların Zr-Yx3-Ti/100 tektonik ayırtman diyagramları (Pearce ve Cann, 1973). Üçgen diyagramlar üzerindeki elips alanlar Pearce (1996)’dan alınmıştır. (a) Ana manto kaynağına ve (b) geçişli manto kaynağına ait diyagram. A: Volkanik	

- yay bazaltları (VYB), B: Okyanus ortası sırt bazaltı ve volkanik yay bazaltı (OOSB+VYB), C: Volkanik yay bazaltı (VYB), D: Levha içi bazaltı (LİB), ÜK: Üst kabuk, ON-MORB: Ortalama N-MORB manto kaynağı (Semboller Şekil 32 ile aynıdır) 106
- Şekil 52. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçların; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i'ye karşı ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) korelasyon diyagramındaki konumları. EMI ve EMII (Zenginleşmiş Manto I ve II), HIMU ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ oranı yüksek manto), DM (Tüketilmiş Manto) alanları Zindler ve Hart (1986), Hart vd. (1992). (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir) 109
- Şekil 53. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçların; a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ korelasyon diyagramı, b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ korelasyon diyagramı. (BSE, DM, EMI, EMII, HIMU, PREMA değerleri White (1985), Zindler ve Hart (1986), Hart vd. (1992)'den; NHRL Hart, (1984)'den, W, K, M, MP, H, B Wilson (1989)'dan; Atlantik ve Pasifik okyanusu bazaltları için $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ verileri Wilson, (1989). Semboller Şekil 32 ile aynıdır) 111
- Şekil 54. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların kondrite normalize NTE dağılımları (Kondrit değerleri Taylor ve McLennan, (1985)'ten alınmıştır; semboller Şekil 32 ile aynıdır) 114
- Şekil 55. İncelenen volkanik kayaçların Sc/Ga ye karşı Sr (ppm) diyagramı. (Zenginleşmiş ve tüketilmiş manto kaynakları; Arculus vd., (1991); semboller Şekil 32 ile aynıdır)..... 115
- Şekil 56. İncelenen volkanik kayaçların Zr/Nb'a karşı Ce/Yb diyagramı. (OOSB ve OAB bileşimleri Sun ve McDonough (1989); semboller Şekil 32 ile aynıdır) 115
- Şekil 57. İncelenen volkanik kayaçların SiO₂ (%) - Ba/Nb diyagramı. (OAB, OOSB ve Yay Bazalt alanları Pearce (1982). Oklar, yitim ilişkili akışkan katkısı sonucunda kaynak değişimi, ayrımlaşma ve kabuk kirlenmesini temsil etmektedir. Semboller Şekil 32 ile aynıdır)..... 116
- Şekil 58. İncelenen volkanik kayaçların Ta/Yb'a-Th/Yb diyagramı (Pearce, 1982; Pearce ve Peate, 1995). (PM, OA, OI, N-MORB, E-MORB, WPB, WPVZ, ACM, UC değerleri Rudnick ve Gao (2003), GLOSS değeri Plank ve Langmuir (1988), manto alanı Pearce vd. (2005), Sun ve McDonough (1989) ve Saunders vd. (1991); FC, AFC, yitim zenginleşmesi ve manto

	metazomatizmasını temsil eden vektörler Pearce vd. (1990)'a göredir. Semboller Şekil 32 ile aynıdır).....	117
Şekil 59.	İncelenen volkanik kayaçların Nb/Y'a–Th/Y diyagramı. (PM: İlksel Manto, E-MORB: Zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, N-MORB: Normal Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, OIB: Okyanus Adası Bazaltı, değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan, manto alanı Pearce vd., (2005), Sun ve McDonough (1989) ve Saunders vd., (1991)' den GLOSS: Global Okyanusal Sediment Değeri Plank ve Langmuir (1985)'den, alınmıştır. (Semboller Şekil 32 ile aynıdır).....	118
Şekil 60.	İncelenen volkanik kayaçların ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i –Dy/Yb diyagramı. (Dy/Yb ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ arasındaki pozitif ilişki, izotopik açıdan farklı manto kökenli ergiyik karışımını temsil eder. Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)	119
Şekil 61.	İncelenen volkanik kayaçların La/Nb'a - ϵNd_i diyagramı. (BSE, DM, PREMA, değerleri Zindler ve Hart (1986). Akışkan çizgisi: OAB'lerde ölçülmüş en yüksek Nd ve La/Nb oranına göredir. Kıtasal kabuk, Taylor ve McLennan (1985)'den; OAB, White ve Patchett, (1984)'den alınmıştır. Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)	119
Şekil 62.	İncelenen volkanik kayaçların Nb'a karşı Nb/U diyagramı (Kepezhinskas vd., 1996) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)	120
Şekil 63.	İncelenen volkanik kayaçların La/Yb–Nb/La diyagramı. (OAB; okyanus adası bazaltı, E-MORB; zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı, N-MORB; normal okyanus ortası sırt bazaltı, Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır, semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir).....	121
Şekil 64.	Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarının (a) La/Yb'ye karşı Dy/Yb diyagramı. Modal olmayan fraksiyonel kısmi ergime modellemesinde kullanılan manto kaynakları, dağılım katsayıları ve modal bileşimler ile ek açıklamalar Tablo 25'de verilmiştir. ((%): kısmi ergime derecesi, semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir).....	123
Şekil 65.	Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarının La/Yb'ye - Yb diyagramı. Modal olmayan fraksiyonel kısmi ergime modellemesinde kullanılan manto kaynakları, dağılım katsayıları ve modal bileşimler ile ek açıklamalar Tablo 26'da verilmiştir. ((%): kısmi ergime derecesi, semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir).....	124

- Şekil 66. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların Sm (ppm)'e karşı Sm/Yb diyagramı. Yüzdelere (%) kısmi ergime derecelerini göstermektedir (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)..... 126
- Şekil 67. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların (a) Th'ye karşı Ba - Th, (b) Ba - La'ya karşı Th - Yb, (c) La/Yb'ye karşı Sr/La (d), Ce/Pb'ye karşı Th/La element çiftleri kullanılarak hazırlanan diyagramlar (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)..... 127
- Şekil 68. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların Ba/Rb'ye karşı Rb/Sr diyagramı (Furman ve Graham, 1999). CLM: Kıtasal litosferik manto; PM: İlkselel manto (Sun ve McDonough, 1989). (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)..... 128
- Şekil 69. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların ana ve iz element çiftleri kullanılarak hazırlanan diyagramlar: (a) Zr (ppm) - TiO₂ (%), (b) Zr (ppm) - Y (ppm), (c) Rb (ppm) - K/Rb, (d) Rb (ppm) - Y (ppm), (e) MgO (%) - CaO/Al₂O₃, (f) Fe₂O₃/MgO - CaO/Al₂O₃, (g) CaO/Na₂O - Al₂O₃ (%) (Vektörler minerallerin ayrışma yönlerini göstermektedir. (Semboller Şekil 32 ile aynıdır) 130
- Şekil 70. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların ana ve iz element çiftleri kullanılarak hazırlanan diyagramlar; (a) Zr (ppm)- TiO₂ (%), (b) Zr (ppm)- Y (ppm), (c) Rb (ppm) -K/Rb, (d) Rb (ppm)- Y (ppm), (e) MgO (%) - CaO/Al₂O₃, (f) Fe₂O₃/MgO - CaO/Al₂O₃, (g) CaO/Na₂O - Al₂O₃ (%) (Vektörler minerallerin ayrışma yönlerini göstermektedir. Semboller Şekil 32 ile aynıdır) 131
- Şekil 71. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların gelişiminde etkili olan minerallerin ayrışma yönlerini ve oranlarını gösteren değişim diyagramları. (a) Th (ppm)/Co (ppm), (b) Rb (ppm)/Sc (ppm) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır) 132
- Şekil 72. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların gelişiminde etkili olan minerallerin ayrışma yönlerini ve oranlarını gösteren değişim diyagramları. (a) Rb (ppm) - Sr (ppm), (b) Cs (ppm) - Ba (ppm) (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)..... 133
- Şekil 73. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların; (a) Rb/Y' a karşı Nb/Y diyagramı; (b) Nb (ppm)' a karşı La (ppm) diyagramı; (c) Th (ppm)' a karşı Rb/Th diyagramı; (d) La/Sm' a karşı V/Co diyagramı; (e) MgO (%ağ.)' e

- karşı Zr (ppm) diyagramı; (f) La (ppm) - La/Yb diyagramı (Semboller Şekil 32' de gösterildiği gibidir) 135
- Şekil 74. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların; (a) Rb/Y' a karşı Nb/Y diyagramı; (b) Nb (ppm)' a karşı La (ppm) diyagramı; (c) Th (ppm)' a karşı Rb/Th diyagramı; (d) La/Sm' a karşı V/Co diyagramı; (e) MgO (%ağ.)' e karşı Zr (ppm) diyagramı; (f) La (ppm) - La/Yb diyagramı (Semboller Şekil 32 de gösterildiği gibidir) 136
- Şekil 75. Üst Miyosen volkanik kayaçlarda gözlenen; (a) SiO₂'ye karşı ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(i), (b) SiO₂'ye karşı ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i), (c) MgO'a karşı ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i), (d) MgO'a karşı ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i), (e) Sm/Nd'ye karşı ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(i), (f) Rb/Sr'ye karşı ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i), (g) MgO'a karşı ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb_(i), (h) SiO₂'ye karşı ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb_(i) diyagramları... 137
- Şekil 76. Pliyosen-Kuvaterner yaşlı asidik volkanik kayaçlarda gözlenen; (a) SiO₂'ye karşı ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(i), (b) SiO₂'ye karşı ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i), (c) MgO'a karşı ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i), (d) MgO'a karşı ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i), (e) Sm/Nd'ye karşı ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(i), (f) Rb/Sr'ye karşı ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i), (g) MgO'a karşı ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb_(i), (h) SiO₂'ye karşı ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb_(i) diyagramları 138
- Şekil 77. Üst Miyosen volkanik kayaçların Rb (ppm)'a karşı Rb/Th AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)'den alınmıştır. Üst kabuk bileşimi (ÜK) Taylor ve McLennan (1985)'e ve ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32' de gösterildiği gibidir) 139
- Şekil 78. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların Ta/Zr' a karşı Ta (ppm) AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)'den alınmıştır. Üst kıtasal kabuk bileşimi (CA) Taylor ve McLennan (1985)'e ve ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32' de gösterildiği gibidir) 140
- Şekil 79. Üst Miyosen volkanik kayaçların ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranına karşı Rb (ppm) AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)'den alınmıştır. Üst kıtasal kabuk bileşimi (CA) Taylor ve McLennan (1985)'e ve ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32' de gösterildiği gibidir) 141
- Şekil 80. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranına karşı Rb (ppm) AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)'den alınmıştır. Üst kıtasal kabuk bileşimi (CA) Taylor ve McLennan (1985)'e ve

	ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir).....	142
Şekil 81.	Üst Miyosen volkanik kayaların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranına karşı Nb (ppm) AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)’den alınmıştır. Üst kıtasal kabuk bileşimi (CA) Taylor ve McLennan (1985)’e ve ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)	143
Şekil 82.	Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranına karşı Nb (ppm) AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)’den alınmıştır. Üst kıtasal kabuk bileşimi (CA) Taylor ve McLennan (1985)’e göre ve ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)	143
Şekil 83.	Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların Th (ppm) - Co (ppm) diyagramı. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)	145
Şekil 84.	Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların Th (ppm) - Sc (ppm) diyagramı. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)	145
Şekil 85.	Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların Th (ppm) - V (ppm) diyagramı. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)	145
Şekil 86.	İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a karşı $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ karışım modellemesi diyagramları. Tablo 34’de; modellemede kullanılan YS (Yitim Sedimanları), ÜM (Üst Manto), yaygın manto (CC) ve alt kabuk (AK) için Sr, Nd iz element ve izotop bileşimleri verilmiştir (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)	147
Şekil 87.	İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ karışım modellemesi diyagramları. Tablo 34’de; modellemede kullanılan YS (Yitim Sedimanları), ÜM (Üst Manto), yaygın manto (CC), alt kabuk (AK) ve üst kabuk (ÜK) için Sr ve Pb iz element ve izotop bileşimleri verilmiştir. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)	147
Şekil 88.	İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner kayaların, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a karşı ϵNd karışım modellemesi diyagramları. Tablo 34’de; modellemede kullanılan ÜM (Üst Manto), yaygın manto (CC), alt kabuk (AK) ve üst kabuğa (ÜK) ait Pb, Nd iz element ve izotop bileşimleri verilmiştir (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)	148

- Şekil 89. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların Y (ppm) Sr/Y diyagramı (Defant ve Drummond, 1990). Erken Eosen Gümüşhane volkanikleri Karşlı vd., (2010a); Erken Eosen Yoncalık volkanikleri ve Miyosen Tavdağı volkanikleri Dokuz vd., (2013); Miyosen Çağırankaya volkanikleri Karşlı vd., (2019); Oligosen Tepebaşı adakitik dasitleri Karşlı vd., (2020) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır) 150
- Şekil 90. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların (a) SiO₂ (%ağır.) - MgO (%ağır.) diyagramı, (b) CaO+Na₂O (%ağır.) - Sr (ppm) diyagramı. Yüksek silikathlı ve düşük silikathlı alanlar Martin vd., (2005)'ten değiştirilerek (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)..... 151
- Şekil 91. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların CaO/Al₂O₃'e karşı K₂O/Na₂O diyagramı (Karşlı vd., 2020'den değiştirilerek). Levha kökenli adakitler: Kay vd., (1993), Yogodzinski vd., (1995), Stern ve Kilian (1996), Kamei vd., (2009); alt kabuk kökenli adakitler Guan vd., (2012); Erken Eosen Gümüşhane volkanikleri Karşlı vd., (2010a); Erken Eosen Yoncalık volkanikleri ve Miyosen Tavdağı volkanikleri Dokuz vd., (2013); Miyosen Çağırankaya volkanikleri Karşlı vd., (2019); Oligosen Tepebaşı adakitik dasitleri Karşlı vd., (2020) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır) 152
- Şekil 92. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların Zr/Sm'ye karşı Nb/Ta diyagramı (Foley vd., 2002, Karşlı vd., 2020'den değiştirilerek). Levha kökenli adakitler; Kay vd., (1993), Yogodzinski vd., (1995), Stern ve Kilian (1996), Kamei vd., (2009); alt kabuk kökenli adakitler; Guan vd., (2012); TTG: Tonalit-tronjemit-granodiyorit, Drummond vd., (1996); Dikey çizgi, ilksel mantonun ortalama Zr/Sm oranı (25.2; Sun ve McDonough, 1989), ergime alanları Foley vd., (2002). Erken Eosen Gümüşhane volkanikleri Karşlı vd., (2010a); Erken Eosen Yoncalık volkanikleri ve Miyosen Tavdağı volkanikleri Dokuz vd., (2013); Miyosen Çağırankaya volkanikleri Karşlı vd., (2019); Oligosen Tepebaşı adakitik dasitleri Karşlı vd., (2020) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır) 153
- Şekil 93. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların Nb/La'ya karşı Ba/Th diyagramı (Ma vd., 2015; Karşlı vd., 2020'den değiştirilerek, semboller Şekil 32 ile aynıdır)..... 154
- Şekil 94. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların SiO₂'ye karşı MgO diyagramı. Metabazaltik ve eklojit deneysel ergime alanı

- (1-4.0 GPa) Rapp vd., (1999); okyanusal kabuktan türeyen adakit alanı Wang vd., (2006); kalınlaşmış ve delamine olmuş alt kabuk kökenli adakit alanı Xu vd., (2002), Wang vd., (2004, 2006) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)..... 155
- Şekil 95. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların SiO₂ (% ağır.)'ye karşı Mg# diyagramı. Metabazaltik ve eklojit deneysel ergime alanı (1-4.0 GPa) Rapp vd., (1999); okyanusal kabuktan türeyen adakit alanı Wang vd., (2006); kalınlaşmış ve delamine olmuş alt kabuk kökenli adakit alanı Xu vd., (2002), Gao vd., (2004); Wang vd., (2004, 2006). Manto ergiyikleri alanı: Özyurt ve Altunkaynak (2020) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)..... 155
- Şekil 96. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların MgO-Fe₂O₃-K₂O üçgen diyagramı. Okyanus kabuğunun kısmi erimesiyle oluşan adakitler Aguillón-Robles vd., (2001); Defant & Drummond, (1993); Kay vd., (1993); Yogodzinski vd., (1995); kalın alt kabuktan türeyen adakitler, Atherton ve Petford, (1993); Petford ve Atherton, (1996); metabazaltik ve eklojitik ergiyikler; Rapp ve Watson (1995), Rapp vd., (1999) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır) 156
- Şekil 97. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların (⁸⁷Sr/⁸⁹Sr)_i'e karşı εNd_(i) izotop diyagramı (Karlı vd., 2020 ile Özyurt ve Altunkaynak, 2020'den değiştirilerek). Senozoik adakitleri: Defant ve Kepezhinskas, (2001); MORB Hofmann, (2003); Kitakami ve Yanji adakitleri: Tsuchiya vd., (2005); Dexing alt kabuk kökenli adakitik kayaçlar: Wang vd., (2006); Erken Eosen Gümüşhane adakitik kayaçları: Karlı vd., (2010a); Tavdağı ve Yoncalık adakitik kayaçları Dokuz vd., (2013); Geç Miyosen İkizdere (Çağırankaya) adakitik kayaçları Karlı vd.,(2019); Yeni Zelanda - Güney Amerika adakitleri: Atherton ve Petford, (1993); Petford ve Atherton, (1996); (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)..... 157
- Şekil 98. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb'ye karşı ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb diyagramı. Adak Adası adakitleri: Kay vd., (1993), Stern ve Kilian, (1996); Kuzey Yarımküre Referans Hattı (NHRL): Hart, (1984); Okyanus Ortası Sırt Bazaltı (MORB), EMI ve EM II: Zindler ve Hart, (1986); Yitim ve kıtasal adakit veri alanları Defant ve Drummond, (1990); Drummond vd., (1996); Gao vd., (2004); Guan vd., (2012); Karlı vd., (2010); Kay vd., (1993); Martin vd., (2005); Rapp vd., (1999); Rapp ve Watson, (1995); Sen ve Dunn, (1994); Stern ve Kilian, (1996); Wang vd.,

- (2006); Xu vd., (2002); Özyurt ve Altunkaynak, (2020)'den değiştirilerek) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)..... 158
- Şekil 99. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların Ta/Hf - Th/Hf oranlarına dayalı tektonik ayırtman diyagramı (Karlı vd., 2019'dan değiştirilerek, Wang vd., 2001). I: Iraksak levha sınırındaki N-MORB, II: Yakınsak levha sınırındaki bazaltlar, II₁: Okyanus adası yay bazaltları, II₂: Kıtasal ada yayı kenarı ve kıtasal volkanik yayı bazaltları, III: Okyanus adası bazaltı ve E-MORB, IV₁: Kıta içi rift ve kıtasal rift toleyiti, IV₂:Kıta içi rift alkali bazalt alanı, IV₃: Kıtasal gerilme kuşağı, V: Manto plume alanı. Erken Eosen Gümüşhane volkanikleri: Karlı vd., (2010a); Erken Eosen Yoncalık volkanikleri ve Miyosen Tavdağı volkanikleri: Dokuz vd., (2013); Miyosen Çağırankaya volkanikleri: Karlı vd., (2019); Orta Anadolu Kuvaterner volkanikleri Çoban vd., (2019); Orta Anadolu Genç senozoyik volkanikleri Aydın (2008) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır) 159
- Şekil 100. Üst Miyosen volkanik kayaçlara ait plajiyoklazlarda saptanan magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları (Ç.N.) (a) elek ve kemirilme dokusu ile iç ve dış çeperlerde kemirilme (Po-33), (b) elek ve körfez yapı (Po-36), (c)) iskeletimsi ve elek doku gösteren plajiyoklazlar (Po-16), (d) yuvarlaklaşmış (resorbed) ve sünger doku gösteren plajiyoklaz kristali ile düzlemsel dokanak ilişkili (planar) plajiyoklaz (Po-82), (e) kırılmış plajiyoklaz kristalleri içinde oluşmuş korozyon boşlukları ve kenarları kemirilmiş plajiyoklaz (Po-46), (f) elek, zonlu ve kemirilme dokuları gösteren plajiyoklaz kristalleri (Po-35), (g) zonlu doku ile korozyon boşlukları oluşmuş plajiyoklaz mega kristali (Po-81), (h) halkalı (osilasyonlu/salınımlı) zonlanma (Po-58)..... 162
- Şekil 101. Üst Miyosen volkanik kayaçlara ait klinopiroksenlerde saptanan magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları; (a) elek dokusu ve düzlemsel dokanak ilişkili (planar) klinopiroksen (Po-42), (b) körfez yapılı klinopiroksen (Po-64), (c) parçalanmış mega kristalli klinopiroksen (Po-68), (d) körfez yapılı klinopiroksen kristali (Po-31), (e, f) klinopiroksenler etrafında mikrokristalen hornblendler (Po-27), (g) kuvars ksenokristallerinin etrafını saran mikro boyutlu klinopiroksen kristallerinin oluşturduğu reaksiyon dokusu (Po-38), (h) klinopiroksen ve plajiyoklaz fenokristallerinin oluşturduğu glomeraporfirik doku (Po-35)..... 164

- Şekil 102. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalara ait plajiyoklazlarda saptanan magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları; (a) elek ve kemirilme dokusu (Po12), (b) elek doku (Po-26), (c) zonlu ve elek doku (Po-60), (d) zonlu doku (Po-40); Kuvaterner yaşlı andezitik kayalardaki plajiyoklaz minerallerinde gözlenen magma karışımına işaret eden dengesizlik dokuları; (e) elek doku (Po-23), (f) zonlu doku (Po-74)..... 165
- Şekil 103. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalara ait plajiyoklazlarda gözlenen dokusal özelliklerin back-scattered (BSE) görüntüleri, (a) çözünme (resorption) sonucu gelişen yuvarlaklaşma ve ters zonlanma (Örnek No:Po-2-A3-Plj1), (b) çözünme sonucu gelişen elek doku (kesikli çizgiler arasındaki bölge, Örnek No: Po-60-A2-Plj1)..... 166
- Şekil 104. Kuvaterner-Pliyosen volkanik kayalara ait plajiyoklazlarda gözlenen dokusal özelliklerin back-scattered (BSE) görüntüleri. (a) kristal iç yüzeyinde yuvarlatılmış kenarlara sahip çoklu çözünme (resorption) yüzeylerine sahip normal zonlu plajiyoklaz (b) çözünme etkisi ile pürüzlü dış yüzeylere (kısmen de iç yüzeylere) sahip ters zonlu plajiyoklaz kristali, (kırmızı noktalar zonlu yüzeyleri temsil eder). Kuvaterner volkanik kayalara ait plajiyoklazlarda gözlenen dokusal özelliklerin back-scattered (BSE) görüntüleri, (c) tabular şekilli iç ve dış yüzeylerde çözünme gelişmiş ters zonlu plajiyoklaz, (d) opak mineral inklüzyonları ve ikincil kalsit dolguları (kalsit mi) içeren normal zonlu plajiyoklaz..... 167
- Şekil 105. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalarda gözlenen; (a) plajiyoklazların merkez-kenar arasındaki değişimi gösteren $An - TiO_2$ diyagramı, (b) plajiyoklazlarda gelişen normal ve ters zonlanma arasındaki değişimi gösteren ΔAnR ve ΔTiO_2 diyagramı (n: analiz sayısı) (Bennett vd., 2019).
..... 169
- Şekil 106. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner kayalarda gözlenen; (a) plajiyoklazların merkez-kenar arasındaki değişimi gösteren $An - TiO_2$ diyagramı, (b) plajiyoklazlarda gelişen normal ve ters zonlanma arasındaki değişimi gösteren ΔAnR ve ΔTiO_2 diyagramı (n: analiz sayısı) (Bennett vd., 2019).
..... 170
- Şekil 107. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalardaki; (a) ortopiroksenlerde merkez-kenar, (b) klinopiroksenlerde merkez-kenar $Mg\#$ ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) değişimi (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)..... 171

- Şekil 108. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalarda bulunan ortopiroksen ve klinopiroksenlerin; (a, b) $Mg\#(Mg/Mg+Fe^{top})$ 'na karşı Cr_2O_3 (%), (c, d) TiO_2 (%), (e, f) Ti (apfu)' a karşı Al^T (apfu) diyagramları (içi dolu semboller: merkez noktaları; içi boş semboller: kenar kısımları temsil eder)..... 173
- Şekil 109. SiO_2 'ye karşı Na_2O+K_2O (TAS) diyagramı. (Le Maitre vd., 1989). Alkali-Subalkali ayırım eğrisi Irvine ve Baragar (1971)'e göredir İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların, Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaları ve Doğu Pontid Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaları ile karşılaştırılması. Karşılaştırma verileri: Doğu Pontid Miyosen Volkanik Kayaları için (Arslan vd., 2013; Dokuz vd., 2013; Eyüboğlu vd., 2012; Karşlı vd., 2019; Temizel vd., 2012; Yücel vd., 2017)'den, Doğu Pontid Miyosen Volkanik Kayaları için (Aydın vd., 2008; Karşlı vd., 2008; Yücel, 2018)'den, Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen Volkanik Kayaları için (Akdağ vd., 2019; Chugaev vd., 2024; Duru ve Keskin, 2014; Kaygusuz vd., 2018; Kaygusuz, 2009; Keskin vd., 2012; Oyan 2018; Oyan vd., 2023; Oyan, 2024; Özdemir vd., 2022)'den, Doğu Anadolu Bölgesi Pliyosen-Kuvaterner Volkanik Kayaları için (Açlan vd., 2020; Chugaev vd., 2024; Duru ve Keskin, 2014; Keskin vd., 2012; Oyan, 2018; Oyan, 2018; Oyan vd., 2017; Oyan vd., 2023; Özdemir vd., 2019; Özdemir vd., 2022; Özdemir vd., 2023; Özdemir ve Güleç, 2014)'den alınmıştır 174
- Şekil 110. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalar ile Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Miyosen yaşlı volkanik kayaların Y (ppm)'e karşı Sr/Y diyagramı (Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır) 175
- Şekil 111. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalar ile Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaların Y (ppm)'e karşı Sr/Y diyagramı (Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır)..... 176
- Şekil 112. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalar ile Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Miyosen yaşlı volkanik kayaların ilksel mantoya normalize edilmiş çoklu element diyagramları (İlksel magma değerleri Sun ve McDonough,1989'dan alınmıştır. Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır)..... 176
- Şekil 113. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalar, Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaların ilksel mantoya

	normalize edilmiş çoklu element diyagramları (İlksel magma değerleri Sun ve McDonough,1989'dan alınmıştır. Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır)	177
Şekil 114.	İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlar, Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Miyosen yaşlı volkanik kayaçların kondrite normalize edilmiş NTE (nadir toprak element) diyagramları (İlksel magma değerleri Sun ve McDonough,1989'dan alınmıştır. Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır).....	178
Şekil 115.	İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar ile Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçların kondrite normalize edilmiş NTE (nadir toprak element) diyagramları (İlksel magma değerleri Sun ve McDonough,1989'dan alınmıştır. Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır).....	178
Şekil 116.	İncelenen Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlar ile Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen-Kuvaterner volkanitleri, Doğu Pontid Miyosen volkanitleri, Doğu Pontid Eosen adakitik volkanitleri ve Doğu Pontid Eosen non-adakitik volkanitlerinin ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i 'ye karşı ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i korelasyon diyagramı. EMI ve EMII (Zenginleşmiş Manto I ve II), HIMU ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ oranı yüksek manto), DM (Tüketilmiş Manto), BSE (Toplam Silikat Yerküre), PREMA (ortalama manto) alanları Zindler ve Hart (1986), Hart vd. (1992)'ye göre dir. Semboller Şekil 109 ile aynıdır. Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen-Kuvaterner volkanitleri için karşılaştırma verileri Şekil 109 ile aynıdır. Doğu Pontid karşılaştırma verileri:Eosen Non-Adakitik kayaçları için: Kaygusuz vd., 2011, Temizel vd., 2012; Arslan vd., 2013; Aydınçakır ve Şen 2013; Aydınçakır 2014; Dokuz vd., 2019; Yücel vd., 2017; Aydınçakır vd., 2024; Temizel vd., 2016; Kaygusuz vd., 2022'den, Eosen Adakitik kayaçları için: Karşı vd., 2010; Karşı vd., 2011; Eyüboğlu vd., 2013; Dokuz vd., 2013'den ve Miyosen volkanik kayaçları için: Dokuz vd., 2013; Aydın vd., 2008; Yücel vd., 2017; Eyüboğlu vd., 2012'den alınmıştır	179
Şekil 117.	İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlar ile Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen-Kuvaterner volkanitleri, Doğu Pontid Miyosen volkanitleri, Doğu Pontid Eosen adakitik volkanitleri ve Doğu Pontid Eosen non-adakitik volkanitlerinin ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i 'ye karşı ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i korelasyon diyagramı. EMI ve EMII (Zenginleşmiş Manto I ve II), HIMU ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ oranı yüksek manto), DM (Tüketilmiş Manto), BSE (Toplam Silikat	

Yerküre), PREMA (ortalama manto) alanları Zindler ve Hart (1986), Hart vd. (1992)'ye göredir. Semboller Şekil 109 ile aynıdır. Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen-Kuvaterner volkanitleri için karşılaştırma verileri Şekil 109 ile aynıdır. Doğu Pontid karşılaştırma verileri:Eosen Non-Adakitik kayaçları için: Kaygusuz vd., 2011, Temizel vd., 2012; Arslan vd., 2013; Aydınçakır ve Şen 2013; Aydınçakır 2014; Dokuz vd., 2019; Yücel vd., 2017; Aydınçakır vd., 2024; Temizel vd., 2016; Kaygusuz vd., 2022'den, Eosen Adakitik kayaçları için: Karşlı vd., 2010; Karşlı vd., 2011; Eyüboğlu vd., 2013; Dokuz vd., 2013'den ve Miyosen volkanik kayaçları için: Dokuz vd., 2013; Aydın vd., 2008; Yücel vd., 2017; Eyüboğlu vd., 2012'den alınmıştır 181

Şekil 118. (a) Üst Miyosen ve (b) Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların derin magma odası, orta magma odası ve sığ magma odalarında gerçekleşen kristallenme ortamları ile magmatik süreçlerini gösteren şematik model. 185

Şekil 119. Çalışma sahasının içinde bulunduğu Doğu Pontidler ile Arap Plakasının etkileşimini gösteren jeodinamik model. (AP:Arap Plakası, BPM: Bitlis-Pötürge Masifi, DAÇZ: Doğu Anadolu Çarpışma Zonu, ATP: Anadolu-Torid Platformu, DP: Doğu Pontidler) 192

EKLER DİZİNİ

Ek Tablo 1. Üst Miyosen volkanik kayalara ait olivin minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.....	237
Ek Tablo 2. Üst Miyosen volkanik kayalara ait ortopiroksen minerallerinin mikroprob analiz sonuçları	240
Ek Tablo 3. Üst Miyosen volkanik kayalara ait klinopiroksen minerallerinin mikroprob analiz sonuçları	241
Ek Tablo 4. Üst Miyosen volkanik kayalara ait plajiyoklaz fenokristal ve mikrolitlerinin mikroprob analiz sonuçları.....	243
Ek Tablo 5. Üst Miyosen volkanik kayalara ait hornblend minerallerinin mikroprob analiz sonuçları	249
Ek Tablo 6. Üst Miyosen volkanik kayalara ait Fe-Ti oksit minerallerinin mikroprob analiz sonuçları	250
Ek Tablo 7. Pliyosen volkanik kayalara ait plajiyoklaz minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.....	252
Ek Tablo 8. Pliyosen volkanik kayalara ait hornblend minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.....	260
Ek Tablo 9. Pliyosen volkanik kayalara ait biyotit mineralinin mikroprob analiz sonuçları.....	263
Ek Tablo 10. Pliyosen volkanik kayalara ait Fe-Ti oksit minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.....	264
Ek Tablo 11. Kuvaterner volkanik kayalara ait plajiyoklaz fenokristal ve mikrolitlerinin mikroprob analiz sonuçları	265
Ek Tablo 12. Kuvaterner volkanik kayalara ait hornblend minerallerinin mikroprob analiz sonuçları	270
Ek Tablo 13. Kuvaterner volkanik kayalara ait biyotit mineralinin mikroprob analiz sonuçları.....	271
Ek Tablo 14. Kuvaterner volkanik kayalara ait Fe-Ti oksit minerallerinin mikroprob analiz sonuçları	272

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

% ağır.	: Ağırlıkça yüzde
°C	: Santigrat derece
A.K.	: Ateşte kayıp
Ab.	: Albit
ACM	: Aktif kıtasal kenar
AFC	: Asimilasyon ile eş zamanlı gelişen ayrışma
AFM	: A=Al ₂ O ₃ -(Na ₂ O+K ₂ O), F=FeO, M=MgO
AK	: Alt kabuk
Al ^[IV]	: Tetrahedral alüminyum
Al ^[T]	: Toplam alüminyum
Al ^[VI]	: Oktahedral alüminyum
ANTE	: Ağır Nadir Toprak Elementler
Apfu	: Formül birim başına atom sayısı
Ar	: Argon
B	: Batı
Bi.	: Biyotit
BİLE	: Büyük iyon yarıçaplı litofil elementler
Bk	: Bakınız
BSE	: Geri saçınimli elektron görüntüleme
BSE	: Toplam Silikat Yerküre
CA	: Yerkabuğunun ortalama bileşimi
CC	: Yaygın manto
CHUR	: Kondritik tekdüze rezervuar
C _L	: Elementin ergiyikteki konsantrasyonu
CLM	: Kıtasal litosferik manto
cm	: Santimetre
Ç.N.	: Çapraz Nikol
D	: Doğu
DAÇK	: Doğu Anadolu Çarpışma Kuşağı
DAYK	: Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi
DM	: Tüketilmiş Manto
DUPOL	: Manto-kabuk rezervuar referans model

EAAC	: Doğu Anadolu Yığılım Kompleksi
EACZ	: Doğu Anadolu Çarpışma Zonu
EADH	: Ergime, asimilasyon, depolanma, homojenleşme
EAfZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
EC-AFC	: Enerji kısıtlı asimilasyon ve FC yaklaşımı
EC-RAFC	: Enerji kısıtlı asimilasyonla birleşik FC yaklaşımı
EKP	: Erzurum-Kars Platosu
EM I	: Zenginleşmiş (Enriched) Manto I
EM II	: Zenginleşmiş /Enriched) Manto II
E-OOSB	: Zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı
En	: Enstatit
EPMA	: Elektron Mikroprob Analiz
Eqn	: Eşitlik
Erg	: Ergiyik
F	: Kristalleşme süresince kalan ergiyikteki fraksiyonlaşma miktarı
Fa	: Fayalit
FC	: Ayrışma
Fe ^[T]	: Toplam demir
Fe ₂ O ₃ ^T	: Fe ₂ O ₃ cinsinden toplam demir
FeO*	: Fe ₂ O ₃ cinsinden toplam demir(FeO*=Fe ₂ O ₃ ^T *0.8998)
Fe-Ti	: Demir-Titan
Flg	: Flogopit
Fo	: Forsterit
Fs	: Ferrosilit
FT	: Fizyon Track
G	: Güney
g	: Yerçekimi
Ga	: Milyar yıl
GB	: Güney-batı
gb.	: Gibi
GLOSS	: Global Okyanusal Sediment Değeri
GPa	: Giga Paskal
GPS	: Küresel Konumlama Sistemi (Global Positioning System)
gr	: Gram cinsinden ağırlık
Grt	: Granat

H	: Hawaii-Pasifik Adaları
Hbl	: Hornblend
YÇAE	: Yüksek çekim alanlı element
HIMU	: Yüksek μ -değerli manto
HNTE	: Hafif Nadir Toprak Elementler
ICP-AES	: Endüktif Eşleşmiş Plazma – Atomik Emisyon Spektrometresi
ICP-MS	: Endüktif Eşleşmiş Plazma – Kütle Spektrometresi
INAA	: Nötron Aktivasyon Analizi
i	: İlksel
İlm	: İlmenit
K	: Kerguelen-Hint Okyanusu Sırtı
K	: Kelvin cinsinden sıcaklık
K	: Kuzey
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KB	: Kuzey Batı
Kbar	: Kilobar cinsinden basınç
KD	: Kuzey doğu
K _d	: Mineral fazdaki herhangi bir elementin dağılım katsayısı
km	: Uzunluk birimi olarak kilometre
KP	: Kars Platosu
kpir	: Klinopiroksen
kpir-erg	: Klinopiroksen-ergiyik
Ku	: Kuvars
LİB	: Kıtasal Levha İçi Bazaltı
LİLE	: Büyük iyonlu litofil elementler
liq	: Ergiyik
ln(x)	: Bir sayının tabanına göre logaritması
logfO ₂	: Oksijen fugasitesi
M	: Marquesas-Hint Okyanusu Sırtı
m	: Metre cinsinden uzunluk
MELTS	: Silikat Sistemlerinin Ergime Dengeleri
Mg#	: Magnezyum numarası ($MgO=100 \times MgO / (MgO + Fe_2O_3^*)$)
Mgn	: Magnetit
MTA	: Maden Tetkik ve Arama
OOSB	: Okyanus Ortası Sirt Bazaltı

MP	: Marion-Pr. Edward-DUPAL özellikleri taşıyan Hint Okyanusu MORB'u
My	: Milyon yıl
n	: Analiz sayısı
N	: Normalize
NAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
NAV	: Neojen Yaşlı Alkalen Volkanik
Nd	: Neodimyum
NHRL	: Kuzey Yarıküre Referans Çizgisi
N-MORB	: Normal Okyanus Ortası Sırt Bazaltı
NNO	: Nikel-Nikel Oksit
NTE	: Nadir Toprak Elementler
OA	: Okyanusal Yay
OAB	: Okyanus Adası Bazaltı
Ol	: Olivin
Ol-erg	: Olivin-ergiyik
ON-MORB	: Ortalama N-MORB manto kaynağı
ONTE	: Orta Nadir Toprak Elementler
Opk:	: Opak mineral
Opir	: Ortopiroksen
Or	: Ortoklas
P	: Basınç değeri (kilobar birimi)
P(Mpa)	: Basınç (megapascal cinsinden)
Pb	: Kurşun
Plj.	: Plajiyoklas
plj-erg	: Playiyoklas-ergiyik
PM	: İlksel Manto
ppm	: Milyonda bir
PREMA	: Ortalama Manto
Prg	: Pargasit
QEV	: Kuvaterner Erzincan Volkanitleri
r	: Asimilasyonun ayrımlaşmaya oranı
Si	: Silis elementi
Spl	: Spinel
Sr	: Stronsiyum
SZ	: Sakarya Zonu

T	: Sıcaklık (°C cinsinden)
T	: Tetraeder
T.N.	: Tek Nikol
TAP	: Torid-Anatolid Platformu
TAS	: Toplam Alkali Silika
T _{DM}	: Tükenmiş manto model yaşı
TM	: Tüketilmiş Manto
TN	: Tek Nikol
Tsc	: Tschermakit
TTG	: Tonalit-Tronjemit-Granodiyorit
URL	: Tekdüzen Kaynak Bulucu
Usp	: Ulvospinel
ÜK / UC	: Üst Kabuk
ÜM	: Üst Manto
VAB/VYB	: Volkanik Yay Bazaltı
vd.	: Ve diğerleri
W	: Walvis-Orta Atlantik Sırtı
Wo	: Vollastonit
WPB	: Levha İçi Bazalt
WPVZ	: Levha İçi Volkanik Kuşak
YS	: Yitim Sedimanları
YZ	: Yitim Zonu Bileşeni
z	: Derinlik
ΔAnR	: Plajiyoklas minerali için merkez-kenar anortit farkı
ΔNNO	: Delta Nikel-Nikel Oksit
ΔTiO ₂	: Plajiyoklas minerali için merkez-kenar TiO ₂ farkı
εNd	: Nd izotop oranının manto kaynağına göre farklılaşması
εSr	: Sr izotop oranının manto kaynağına göre farklılaşması
ρ	: Kıtasal kabuk yoğunluğu
σ	: Sigma

1. GİRİŞ

1.1. Çalışma Konusunun Amacı ve Kapsamı

Doğu Pontidler ile Erzurum-Kars Platosu'nun kesişim noktası olan çalışma alanı, bölgenin jeodinamik gelişiminin anlaşılmasında oldukça kritik bir rol oynamaktadır. Arap ve Avrasya levhalarının sıkışmasına bağlı olarak şekillenen bölge; kıtasal çarpışma, kabuksal kalınlaşma, magmatik yay gelişimi, tektonik ve volkanik aktivitelerin birlikte gözlemlendiği karmaşık bir ortamı temsil eder. Çalışmaya konu olan Posof yöresi (Ardahan ili kuzeyinde) volkanik kayaçların özellikle izotopik ve jeokronolojik veriler açısından eksikliklerin olması, çalışma sahasının belirlenmesinde önem teşkil etmiştir. Ayrıca, öncel çalışmalarda inceleme konusu volkanik kayaçların oluşumunda etkili olan magmanın ve/veya magmaların gelişiminde etkili olan fraksiyonel kristallenme, magma karışımı, asimilasyon (özümleme) ve kontaminasyon gibi magmatik olaylarının etkisi yeteri kadar açıklanmamıştır. Bu çalışma ile bahsedilen bu eksiklikler giderilmeye çalışılmış ve ileride yapılacak yeni çalışmalar için yol göstereceği olacağı düşünülmüştür.

Posof yöresinde (Ardahan) gerçekleştirilen bu çalışma ile yaklaşık 1309 km²'lik bir alanda (Şekil 1) yüzeyleme veren volkanik kayaçların mineralojik, mineralojik-petrografik, mineral kimyası karakteristikleri, tüm-kayaç jeokimyası ve izotop jeokimyası ile jeokronolojileri incelenmiştir. Ayrıca, daha önce bölge için hazırlanmış 1/100.000 ölçekli jeolojik harita temel alınarak bölgenin volkano-stratigrafik, litolojik ve tektonik özellikleri belirlenmiştir. Arazi çalışmaları sırasında litolojik birimlerden derlenen örnekler üzerinde yapılan incelemelerde, bölgede yüzeyleyen volkanik kayaçların mineralojik-petrografik özellikleri ile mineral kimyası karakteristikleri değerlendirilmiştir. Ayrıca gerçekleştirilen ana, iz ve nadir toprak element analizleri (NTE) ile volkanik kayaçların petrokimyasal özellikleri ile magma-tektonik süreçler ortaya konulmuştur. Bunlara ek olarak, volkanik kayaçların türediği ana magmanın ve / veya magmaların kökeni ve gelişimi (fraksiyonel kristallenme+magma karışımı+özümleme/asimilasyon) modellenmiştir. Tüm-kayaç hamurundan veya K'ca zengin biyotit minerallerinden ⁴⁰Ar-³⁹Ar yaşlandırması yapılmıştır. Tüm-kayaç örneklerinden köken amaçlı ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb ve ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb izotop analiz verileri kullanılarak magma kaynak alanları (manto±kabuk katkısı) belirlenmeye çalışılmıştır. Elde edilen bu veriler ışığında, Kuzeydoğu Anadolu

Bölgesi’nde Posof (Ardahan) civarında yer alan ve önceki çalışmalara göre yaşları Geç Miyosen-Erken Pliyosen olarak kabul edilen volkanik kayaların petrografik, mineral kimyası, petrokimyasal, petrolojik, radyojenik izotop ve jeokronolojik özellikleri saptanarak bölgenin jeodinamik gelişimine katkı sağlanmaya çalışılmıştır.



Şekil 1. İnceleme alanının ulaşım haritası (URL-1, 2025).

1.2. Çalışma Sahasının Yersel Konumu ve Özellikleri

Çalışma sahası Doğu Anadolu Bölgesi’nin Erzurum-Kars platosu ile Doğu Pontidlerin kesişim bölgesinde, Ardahan ili sınırlarında 1/100 000 ölçekli Ardahan E-49 ve F-49 paftaları içinde yer alan Damal ve Posof ilçelerini kapsayan yaklaşık 1309 km²’lik bir alanı teşkil etmektedir (Şekil 1).

İnceleme alanı kuzey-kuzeydoğudan Gürcistan devlet sınırı, güneyde Hanak (Ardahan) ilçe merkezi batıdan Şavşat (Artvin) ilçesi ile çevrelenmektedir. Çalışma sahasının deniz seviyesinden yüksekliği yaklaşık 1600 m olup yüksek ve engebelidir. Cin Dağı (2900 m), Büyükdağ Tepe (2639 m), Ulgar Dağı (2804 m), Kıрма Tepe (2567 m), Kalem Tepe (2292 m) ve Güney Dağı (2250 m) çalışma sahasındaki en yüksek dağları oluşturmaktadır. Çalışma sahasındaki en büyük ve en önemli akarsu olan Posof Çay’ı kuzeydoğuda Gürcistan ile devlet sınırını takip ettikten sonra Gürcistan topraklarında Kura nehri ile birleşir. Alabalık Dere, Büyükgöl Dere, Bağırsak Dere, Cankelek Suyu ve Üçdere çalışma sahasındaki diğer akarsulardır.

En düşük sıcaklık değerlerinin kaydedildiği Kuzeydoğu Anadolu Bölgesi'ndeki çalışma sahasında yıllık sıcaklık ortalaması 3.8 °C ve yılın beş ayında sıcaklık ortalaması ise 0°C'nin altındadır (-30°C'ye ulaşır). Bölgede kışları soğuk, yazları ılık ve her mevsim yağışlı olan Doğu Anadolu Bölgesi'nin karasal ikliminden Karadeniz Bölgesi'nin nemli iklimine doğru geçiş gösteren yarı nemli iklim tipi etkili olduğundan doğal bitki örtüsü orman, yüksek alanlarda ise Alpin çayırlarıdır.

Bölgenin soğuk ve elverişsiz iklimi yanında işsizliğin de olması nedeniyle 2023 yılı verilerine göre Ardahan ilinin toplam nüfusu 92.819 kişi olup, Posof ilçesinin nüfusu ise 6 340'tır. Nüfusun yarısı şehir merkezinde yaşamaktadır. Bölgenin soğuk ve elverişsiz iklimi çok göç verilmesine sebep olmuştur.

Hayvancılık ve tarım halkın temel geçim kaynağını oluştururken arıcılık faaliyetleri de oldukça önemlidir. Öyle ki, dünya genelinde ekonomik değere sahip olan Kafkas ırkı arının Türkiye'deki gen merkezi Posof ilçesindedir.

Çalışma sahasının topografik özelliklerinden dolayı yollar çoğunlukla dar ve dönemeçli olduğundan ulaşım yer yer güçleşmekte, kış mevsiminde ise uzun süren kar yağışları sonrasında köyler ile ilçe merkezleri arasında ulaşım birkaç günlük kesintiye uğramaktadır.

1.3. Bölgesel Jeoloji

Yay, çarpışmayla eş yaşlı ve çarpışma sonrası jeodinamik kuşaklar içerisinde yer alan Türkiye, Gondvana ve Avrasya plakaları arasındaki çarpışma kuşağında yer almaktadır (Şengör ve Kidd, 1979). Batı Anadolu'dan Doğu Anadolu'ya uzanan ve Azerbaycan, Rusya, Gürcistan, Ermenistan ve İran'a kadar geniş bir alanda görülen Geç Senozoyik volkanizması Türkiye-İran Platosu üzerinde gelişim göstermektedir. (Pearce vd., 1990; Lebedev vd., 2016). Doğu Anadolu (Türkiye) Senozoik volkanizması, mekânsal ve zamansal olarak ayrı bölgelerde gerçekleşmiştir. Erken Senozoik volkanizması, kuzeydeki Doğu Pontid bloğu ve güneydeki Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Eosen dönemi ile sınırlıdır. Bu dönemde, kuzey yönlü yitim zonları ve kıtasal çarpışma süreçleri bölgedeki magmatik aktiviteyi kontrol etmiştir.

Doğu Pontidler ile Erzurum-Kars Platosu arasındaki bölge Doğu Anadolu Bölgesi'nin tektonik, magmatik ve volkanik faaliyetlerin anlaşılması için kritik bir ortamdır.

Türkiye-İran Platosu'nun kuzeyinde yer alan Doğu Pontid bloğu, büyük ölçüde kuzeye doğru yitim zonu üzerinde gelişmiş (Yılmaz vd., 1997), güneye doğru ise Jura-Geç Kretase yaşlı volkano-plütonik bir yaydan oluşur ve çarpışma sonrası Eosen volkano-

sedimanter birimler ve plütonlardan meydana gelir. Doğu Pontid yayının Erken Eosen'de Doğu Torid-Güney Ermenistan kıtasal bloğu ile çarpışması, Pontidler'deki yitim zonu magmatizmasını sonlandırmış; çarpışma bölgesinde yoğun kıvrımlanma ile birlikte geniş yayılımlı filiş istiflerinin oluşmasına yol açmıştır (Dewey vd., 1986).

Türkiye'nin tektonik birimlerinden biri olan ve Sakarya Zonu'nun (Okay ve Tüysüz., 1999) bir alt birimi olarak tanımlanan Doğu Pontidler, yaklaşık 200 km genişliğe ve 500 km uzunluğa sahip bir dağ kuşağı olup, Alpin orojenik dağ sisteminin bir parçası olarak değerlendirilir.

Pre-Variskan gnays ve şistler (Topuz vd., 2004) ile metasedimanter kayalar (Dokuz vd., 2022) Sakarya Zonu'nun temelini oluşturur. Ordovisiyen-Devoniyen yaşlı metagranitler (Karlı vd., 2020a) ve Orta-Geç Karbonifer granitoidleri (Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011; Kaygusuz vd., 2012) tarafından kesilen bu birimler, Permo-Karbonifer yaşlı sığ denizel-karasal çökeller ile aşıl uyumsuzlukla örtülür (Okay ve Leven, 1996). Bu birimler üzerine uyumsuz olarak Erken-Orta Jura volkano-sedimanter kayaları gelir (Şen, 2007; Kandemir ve Yılmaz, 2009; Saydam Eker ve Arı, 2020). Erken ve Orta Jura ve Jura öncesi birimler Erken ve Orta Jura intrüzipleri tarafından kesilmiştir (Eyüboğlu vd., 2016; Dokuz vd., 2017; Karlı vd., 2017; Saydam Eker ve Arı, 2020; Aydınçakır vd., 2020; 2023). Orta-Üst Jura-Kretase yaşlı birimler, neritik ve pelajik karbonatlardan oluşup, Jura magmatik ve volkanoklastik kayaları uyumlu olarak örter (Okay ve Şahintürk, 1997; Saydam Eker ve Korkmaz, 2011).

Tektonik hareketler ve magmatik etkinlikler Geç Jura-Erken Kretase döneminde durağan geçerken, Geç Kretase döneminde Doğu Pontidler, Neo Tetis Okyanusu'nun kuzeye doğru dalması ile magmatik yay özelliği kazanmıştır (Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997). Ancak, birçok araştırmacı; kuzey yönlü dalma modeli olan, Doğu Pontidler'in Neo-Tetis'in kuzeye dalmasıyla gelişen bir yay olduğunu savunurken (Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997; Kaygusuz ve Aydınçakır, 2009; Aydınçakır, 2016; Özdamar, 2016; Temizel vd., 2019; Aydın vd., 2020; Kaygusuz vd., 2021; Yücel vd., 2024), bazı araştırmacılar, Paleozoik'ten Eosen sonuna kadar kesintisiz devam eden güney yönlü dalma modelini savunmaktadır (Dewey vd., 1973; Eyüboğlu vd., 2011). Kuzey-güney yönünde fasiyes değişimleri gösteren Doğu Pontidler, plütonik ve volkanik kayaların hâkim olduğu bir bölge özelliğindedir (Karlı vd., 2012; Arslan vd., 2013; Yücel vd., 2017; Dokuz vd., 2019; Temizel vd., 2020; Aydınçakır vd., 2022). Doğu Pontidler'in kuzey kesimi Kretase-Neojen yaşlı magmatik ve volkanosedimanter kayalardan oluşurken, güney kesimi Paleozoik yaşlı metamorfik kayaların ile Paleojen sedimanter ve magmatik kayalarla temsil edilmektedir (Okay ve Şahintürk, 1997).

Paleosen-Erken Eosen döneminde, Pontid yay kuşağı ile Torid-Anatolid Plakası'nın (TAP) yakınsaması sonucu bölgenin deniz seviyesinin üzerine çıktığı, bu sıkışmanın kabuk kalınlaşması ve filiş birikimine neden olduğu ileri sürülmüştür (Okay ve Şahintürk, 1997; Boztuğ vd., 2004). Bu magmatik yay-kıta çarpışmasında son evre, Erken Eosen (54-48 My) döneminde gelişen adakitik ve non-adakitik karakterli kayaçlar ile temsil edilir (Eyüboğlu vd., 2011; Topuz vd., 2011; Karşı vd., 2011; 2019; Aydınçakır, 2014; Gücer, 2021). Volkano-sedimanter kayaçlar ve kalk-alkalen ile şoşonitik plütonlar, Orta Eosen döneminde çarpışma sonrası gelişmiştir (Karşı vd., 2012; Arslan vd., 2013; Yücel vd., 2017; Kaygusuz vd., 2018; 2022; Dokuz vd., 2019; Temizel vd., 2020; Aydınçakır vd., 2022).

Eosen volkano-sedimanter kayaçları, Doğu Pontidler'in hem kuzeyinde hem güneyinde geniş yayılımlar gösterirler (Güven, 1993). Litolojik ve petrokimyasal özelliklerine göre bu kayaçlar "Doğu Pontidler Tersiyer Volkanik Kompleksi" olarak tanımlanmakta; bu volkanik ürünler kuzey kesimde alkali, güney kesimde kalk-alkali karakterlidir (Arslan, 2003).

Doğu Pontidler'deki en genç magmatik aktiviteyi temsil eden Miyosen ve sonrası dönem volkanik kayaçları, çoğunlukla alkali karakterli ve daha düşük oranda kalk-alkalen bileşenler içerir (Karşı vd., 2008; 2020b; Kaygusuz, 2009; Eyüboğlu vd., 2012; Temizel vd., 2012; Dokuz vd., 2013; Yücel vd., 2017; Yücel, 2019).

Doğu Pontidler'in güneyindeki bazalt, andezit ve bu kayaçlarla ilişkili piroklastik kayaçlardan oluşan Eosen volkanik istif, çoğunlukla kalk-alkalen ve düşük-orta-K'lı klastik sedimanter kayaçlar ile ardışık olarak bulunur. Doğu Pontid bloğu ile güneydoğuda Erzurum-Kars Platosu (EKP) arasındaki sınırda yer alan Eosen volkanik kayaçları, deforme olmuş fliş birimleri ve ofiyolitler üzerinde uyumsuz olarak yüzeyleyir. Bu volkanik kayaçlar, Erzurum-Kars Platosu'nun en eski volkanik birimleri (Geç Miyosen) olan dasitik tüf ve epiklastik kayaçların altında yer alır (Keskin vd., 1998) ve bu kayaçlar Orta-Geç Eosen'de (38.5 ± 0.7 My) püskürmüştür (Keskin vd., 1998).

Türkiye'nin en aktif neotektonik alanlarından biri olan Doğu Anadolu Bölgesi, Arap Levhası'nın kuzeye doğru hareketi sonucu Avrasya Levhası ile çarpışması sonucunda oluşan bir çarpışma kuşağını temsil eder. (Keskin, 2003; Oyan vd., 2017).

Çarpışmanın zamanı için; Geç Kretase (Lin vd., 2015), Eosen (Schleiffarth vd., 2018), Oligosen (Karaoğlu vd., 2016) ve Miyosen (Şengör vd., 2008) dönemleri öne sürülmüştür. Arap levhasına ait okyanusal litosferin yitim ve levha kopması (slab break-off) olayları Eosen ile Miyosen dönemini işaret eder (Karaoğlu vd., 2016; Keskin, 2003;

Rabayrol vd., 2019; Şengör vd., 2008; Oyan, 2018). Son okyanusal kabuğun ise 20 My önce tükendiği öne sürülmektedir (Okay vd., 2010).

Anadolu ve Arap levhaları arasındaki çarpışma; Tetis Okyanusu'nun kuzeye doğru dalmasıyla meydana gelen kuzey-güney yönlü sıkışma ile güney kolun kapanması (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981), plato yükseliminin ve litosferik incelmenin devam ettiği bölge Miyosen'den itibaren yaklaşık 2 km yükselmiştir (Göğüş ve Pysklywec, 2008; Şengör vd., 2008) ve bu yükselme Erzurum-Kars Volkanik Platosu'nda devam eder (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu sıkışma neticesinde doğu-batı uzanımlı kıvrımlar, ters ve doğrultu atımlı faylar (Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fay sistemleri) oluşmuştur (Yılmaz vd., 1987; Oyan, 2018).

Doğu Anadolu Çarpışma Kuşağı'nın (DAÇK; The Eastern Anatolian Collision Zone-EACZ) temeli, Geç Kretase'den Erken Oligosen'e kadar birbirine eklenmiş mikro kıtalardan oluşur ve bu mikro kıtalar, yığışım kompleksleri ve ofiyolit kuşakları ile birbirinden ayrılır (Şengör vd., 2008). Oligosen-Miyosen yaşlı sığ denizel çökeller ile çarpışma sonrası Geç Senozoyik volkanizması bu mikro kıtaları uyumsuz olarak örter (Özdemir ve Güleç, 2014).

DAÇK altındaki kabuksal yapıyı Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi (DAYK; Eastern Anatolia Accretionary Complex-EAAC) olarak tanımlayan Şengör vd. (2008) Doğu Anadolu'da kıtasal litosferin bulunmadığını, bölgenin ofiyolitik karışık (melanj) ve metamorfik bloklardan oluşan bir yığışım kompleksi ile temsil edildiğini ifade etmişlerdir. Geç Kretase-Oligosen döneminde gelişen bir dalma-batma kompleksinin kalıntısı olan DAYK, ofiyolitik karışıklar ve fliš serileri içerir (Şengör vd., 2003) ve bu birimler, kuzeyden güneye doğru gençleşerek Kretase'den Oligosen'e doğru sığlaşan bir karakter sergilerler. Bu özellikleri sebebiyle DAÇK'deki dalma-batma zonunun bir parçası olarak değerlendirilirler (Şengör vd., 2003; Keskin, 2007). Bu görüşün aksine Topuz vd. (2017), yığışım kompleksinin varlığına ait bir kanıt bulunmadığını ve DAÇK altında kıtasal litosferin var olabileceğini öne sürmüştür. Son yapılan çalışmalar (Kind vd., 2015; Artemieva ve Shulgin, 2019), DAÇK altındaki 80-140 km kalınlığında bulunan litosferin, çarpışma kuşağı altında litosferik mantonun 30-100 km arasında değişen bir bölümünün korunduğunu göstermiştir.

Kıtasal çarpışma ve çarpışma ile ilişkili oluşmuş genç volkanizmanın dünyada en iyi gözlemlendiği bölgelerden biri olan Doğu Anadolu Bölgesi, Orta Miyosen'den itibaren neotektonik dönem ile oluşmaya başlamıştır (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Keskin vd., 1998; Duru ve Keskin, 2014). 15 My önce başlayan

volkanizma (Lebedev vd., 2010; Oyan, 2011) Doğu Anadolu Bölgesinde, Orta Miyosen'e kadar çarpışma sonrası magmatizma; bazaltik bileşimden riyolitik bileşime kadar değişen lav akıntıları ve piroklastik çökellerle kısmen de felsik-ortaç bileşimli derinlik (intrüzif) kayaçlarıyla karakterizedir (Keskin vd., 1998; Keskin, 2003; Keskin, 2007; Özdemir vd., 2016; 2019; 2022; Açlan ve Altun, 2018; Oyan, 2018). Elde edilen yaş verileri magmatizmanın Erken Miyosen'de başladığına işaret eder (Açlan ve Altun, 2018; Oyan, 2018; Rabayrol vd., 2019; Schleiffarth vd., 2018). Çarpışma sonrası volkanik aktivite, geniş yayımlı bazaltik platoların ve volkanların (Nemrut, Süphan, Ağrı, Tendürek ve Etrüsk) oluşmasına sebep olmuştur (Pearce vd., 1990; Keskin, 2003; 2007; Özdemir vd., 2006; 2019; 2022; Lebedev vd., 2010; 2016; Özdemir ve Güleç, 2014; Oyan vd., 2016; 2017; Açlan vd., 2020). Pliyosen'de aktifleşen volkanik faaliyetler Kuvaterner'e doğru zamanla azalmış, Pliyosen ve Pleyistosen'de ise magmatik aktivite bölgedeki açılma çatlaklarından püskürerek lav akışlarını oluşturmuştur (Oyan, 2018). Orta Miyosen-Kuvaterner dönemleri orta-ç asidik bileşimli püskürmelerce zengin, Geç Miyosen-Pliyosen-Erken Kuvaterner dönemleri bazaltik ürünlerce zengindir (Özdemir vd., 2022).

Doğu Anadolu Bölgesi'nde okyanus kapanmaları ve kıta-kıta çarpışmaları neticesinde birçok kıta ve suture zonları (kenet zonları) oluşmuş ve bu oluşum neticesinde Doğu Anadolu Bölgesi'nde 5 (beş) kıtasal parça tanımlanmıştır (Şekil 2) (Şengör vd., 2003).

(I) Çalışma alanının içinde bulunduğu Doğu Anadolu Bölgesi'nin kuzeydoğusunda yer alan Rodop-Pontid birimi temelde metamorfik masiften oluşan Pulur Kompleksi'nden meydana gelir (Topuz vd., 2004). Granülit fasiyesi kayaçlarından oluşan Pulur Kompleksi mesokratik gnayslar ile silika ve alkalice fakir Fe, Mg ve Al'ca zengin melanokratik kayaç içerir (Topuz vd., 2004). Metamorfik temel üzerine kalın bir istif halinde Albion-Oligosen yaşlı yay magmatizması ürünleri yüzeylenmektedir (Şengör vd., 2003).

(II) Çarpışma ile ilişkili volkanitlerden oluşan Kuzeybatı İran Fragmanı Doğu Anadolu Bölgesi'nde yüzeyleme vermez. Bu volkanik kayaçlar özellikle Ermenistan'da metamorfik kayaçlardan oluşan temel kayaçları kestiği bilinmektedir (Karapetian vd., 2001). Bu metamorfik birim, trondjemitik, albit-plajiyogranitik fillitik ve plajiyogranit ve granit migmatik litolojik birimler ile heterojen kayaç istiflerinden oluşur (Karapetian vd., 2001). Keskin vd. (2006) Erzurum-Kars platosunun doğu kısmından (Horasan, Aladağ ve Kağızman yörelerinden) derledikleri örneklerin Pb izotop sonuçlarının batı kısmından (Kargapazarı-Dumlu yörelerinden) derledikleri örneklere göre radyojenik açıdan daha zengin olduğunu, Pasinler yöresindeki örneklerin ise geçiş karakteri sergilediğini ifade

etmişler. Bu değişimlerin sebebinin batı kısımdaki volkaniklerin temel kayaçlarının Rodop-Pontid Fragmanına ait kayaçlar, doğu kısımdakilerin temel kayaçlarının ise Kuzeybatı İran Fragmanına ait kayaçlardan kaynaklandığı ileri sürmüşlerdir.

(III) Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı kuzeybatı güneydoğu uzanımlı olup Doğu Anadolu Bölgesi'nin orta kısmında yüzeylenir. Geç Kratese-Oligosen yaşlı kuzey yönlü bir yitim kuşağı ile ilişkili oluşan birim kuzeyden güneye Rodop-Pontid ve Bitlis-Pötürge tektonik blokları arasında yer almaktadır (Şengör vd., 2003). DAYK içinde bulunan ofiyolitik melanj (Geç Kretase) ve fliş dizisi (Paleosen-Geç Oligosen) yitim yönü kuzeye olan bir zon üzerine gelir. Fliş dilimlerinin kuzeyden güneye doğru daha genç yaşlara sahip olduğu ve çökel birimlerin Kretase döneminden Oligosen'e kadar giderek sığlaştığı bilinmektedir (Şengör vd., 2003).

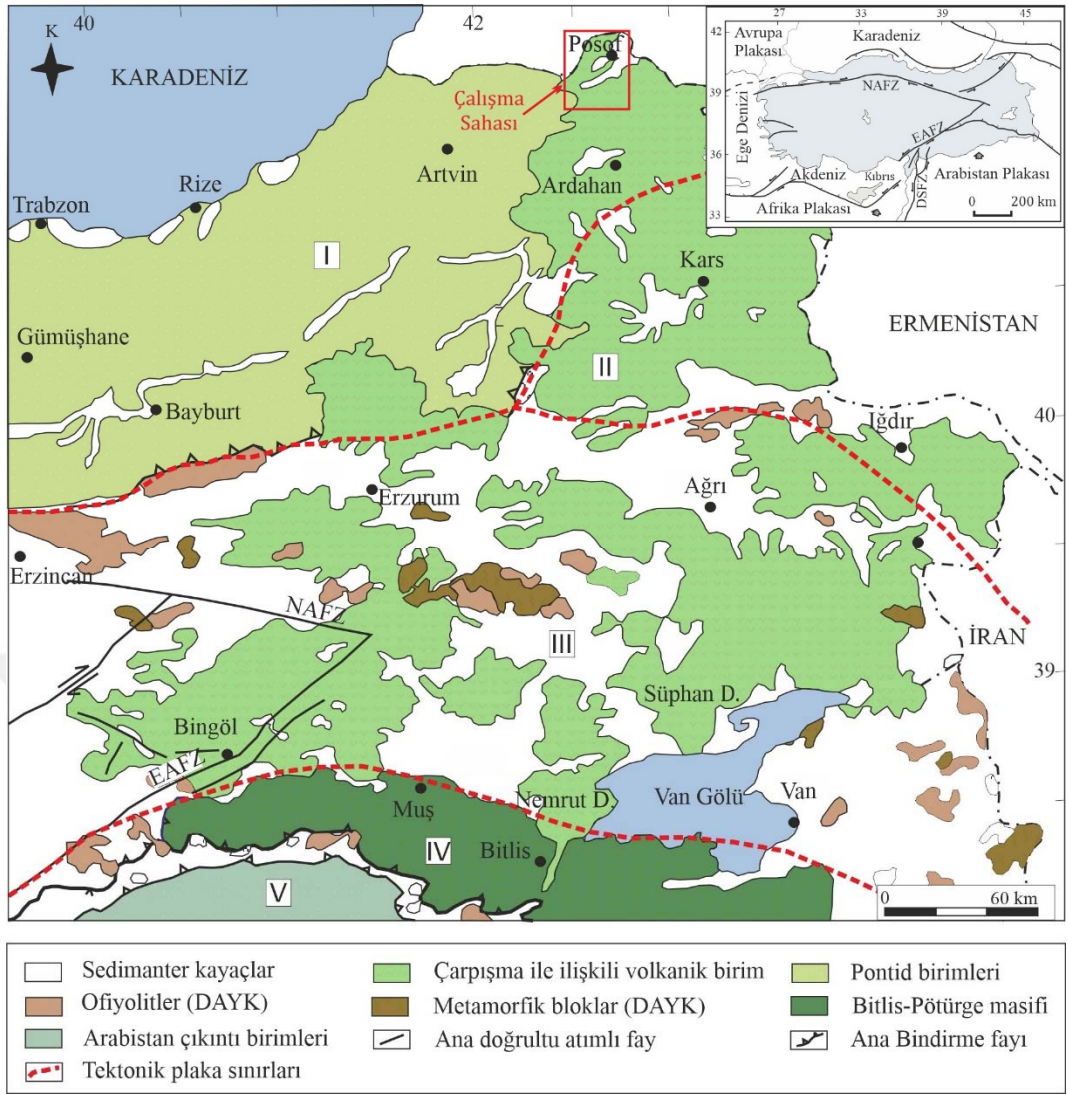
(IV) Menderes-Toros bloğunun doğusunda bulunan Bitlis-Pötürge Masifi kuzeybatı güneydoğu uzanımlı olup yüksek metamorfizma derecesine sahip sedimanter kayaçlardan ve derinlik kayaçlarından meydana gelir (Şengör vd., 2003).

(V) Arap Platformu, otokton birime ait sedimanter kayaçlar içerir (Şengör vd., 2003).

Doğu Anadolu tektonik rejiminde Geç Miyosen- Erken Pliyosen döneminde tipik olarak sıkışma-açılma hareketleri gözlenirken, Erken-Geç Pliyosen'de ise sıkışma-açılma hareketleri karakteristiktir (Koçyiğit vd., 2001).

Doğu Anadolu Bölgesi'nde çarpışma sonrası gelişen magmatizmanın kaynak alanlarını açıklayan en yaygın jeodinamik modeller: (i) Kıtasal manto litosferi (Karaoğlu vd., 2020; Pearce vd., 1990), (ii) yitimle zenginleşmiş astenosferik manto kaynağı (Keskin, 2003; Şengör vd., 2008), (iii) astenosferik ve litosferik mantodan karışım ergimeleri (Özdemir ve Güleç, 2014; Rabayrol vd., 2019; Soltanmohammadi vd., 2018), (vi) alt kabuktan türeyen ergimeler (Karlı vd., 2008) ve (v) kabuksal kirlenmeye maruz kalmış astenosferik ergimeler (Kocaarslan ve Ersoy, 2018) olduğu bilinmektedir.

DAÇK üzerinde gerçekleştirilen bazı jeofizik çalışmalar, bölgedeki litosferik mantonun oldukça ince ya da neredeyse yok olduğunu ileri sürmüştür (Al-Lazki vd., 2003; Sandvol vd., 2003). Zor vd. (2003) bölgedeki kıtasal kabuğun kuzeyde 45 km, güneyde ise 38 km kalınlıkta olduğunu bildirmiştir. Ayrıca litosfer kalınlığının; 60-80 km (Angus vd., 2006), 80-100 km (Kind vd., 2015) ve 62-74 km (Mahatsente vd., 2018) arasında değiştiğini ifade eden farklı görüşler de mevcuttur.



Şekil 2. Doğu Anadolu Bölgesi’deki tektonik birimler ve çarpışmayla ilişkili volkanik ürünleri gösteren jeolojik harita (Şengör vd., 2003). (I) Rodop Pontid Parçası; (II) Kuzeybatı İran Parçası; (III) Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı (DAYK); (IV) Bitlis-Pötürge Masifi; (V) Arap Plakası. EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu (East Anatolian Fault Zone), NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu (Çalışma alanı ölçeksizdir)

1.4. Literatür Özeti

Arni (1939) Anadolu ve İran bölgesinde yapmış olduğu çalışmalarda Anatolidler, Toridler, Pontitler, İranidler, Kenar kıvrımları ve Suriye - Arabistan bloklarının benzer ve birbirinin devamı olduğundan bahsetmiştir.

Lambert vd. (1974) Erzurum-Kars Platosu’nun (EKP) güneyinde yüzeyleme veren Ağrı Dağı volkanitleri üzerinde yapılan ilk jeokimyasal analizlerde mafik lavların dışında andezit, dasit ve riolit türü lavları, kalk-alkali karakterli yüksek yoğunluklu ve kalk-alkali+ toleyitik karakterli düşük yoğunluklu gruplar şeklinde sınıflandırmışlardır. Araştırmacılar petrografik çalışmalarda amfibol minerallerini görmeden düşük

yoğunluklu seriyi yorumlayarak incelenen amfibol minerallerinin magma tarafından absorbe edilip psedomorf şekilli kaldıklarını savunmuşlardır.

Şaroğlu ve Güner (1981) Doğu Anadolu Bölgesi'nde sıkışmalı tektonik rejimin Orta Miyosen'de başladığını ve bu sıkışma neticesinde K-G eğimli bindirmelerin, D-B eğimli kıvrımların oluştuğundan bahsetmişlerdir. Araştırmacılar, bölgede K-G doğrultulu açılma çatlakları boyunca oluşan volkaniklerin yaygın olarak gözlemlendiğini söylemişlerdir.

Innocenti vd. (1982) Doğu Anadolu (Erzurum-Kars Platosu'nda; EKP) Senozoik volkanizması Kuzeybatı İran'daki volkanik birimi irdelemiş, araştırmacılar elde ettikleri jeokronojik ve petrokimyasal değişimlere göre andezitik volkanizmanın Pliyosen döneminde kuzeye doğru 150-200 km yer değiştirdiği belirtilmiştir (Şekil 3). Elde edilen veriler kıtasal çarpışma sonucu dalan okyanusal litosferin ayrılması ile dalan okyanusal litosferin astenosfer içine battığını, ayrılan dilimin ise kuzeye doğru hareket ettiğini ve oluşan bu hareketin güneyden kuzeye düşük yoğunluklu bir magmatizma oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar oluşan bu düşük yoğunluklu magmatizma neticesinde volkanizmanın güneyden kuzeye doğru gençleştiğini ifade ederek, Miyosen volkanizmasında oluşan alkali karakterli magmaların, ayrılıp dalan plaka arkasındaki astenosfer yükseliminden, kuzeydeki kalk-alkali karakterli Pliyo-Kuvaterner volkanizmasının ise dalan plakanın üzerinde geliştiği görüşünü ileri sürmüşlerdir.

Şaroğlu ve Yılmaz (1984) yaptıkları çalışmada Doğu Anadolu'daki stratigrafik gelişimin dört ana evrede gerçekleştiğini ve bunların sırasıyla metamorfitler, Üst Kretase ofiyolitik seri, tortul kayalar ve Üst Miyosen'de başlayıp günümüze kadar devam eden karasal çökeller ve volkanik ürünler ile karakterize edildiğini belirtmişlerdir.

Tokel (1984) Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki kireçtaşı çökellerinin yaklaşık 17 My önceki son denizel çökeller olduğunu ve Pontidler ve Bitlis Masifi hariç bölgenin tamamına yakın kısmını kapladığını belirtmiştir. Ayrıca, bölgedeki kıtasal kabuk kalınlığının ~ 45km olduğunu ve riftleşmeye bağlı gelişen volkanizmanın bölgesel sıkışma rejimi ile ilişkili olduğunu ileri sürmüştür.

Yılmaz (1984) Doğu Anadolu Bölgesi'nde yüzeyleyen genç volkaniklerin geniş bir alanda yayılım gösterdiğini belirtmiştir. Güney Doğu Anadolu Bölgesi'nde Alt Miyosen'e kadar devam eden derin denizel ortamın varlığının kıta-kıta çarpışması ile son bulduğunu ve Üst Miyosen döneminden başlayarak bölgenin kuzey-güney yönlü sıkışmanın etkisi altında olduğunu ifade etmiştir.

Bayraktutan ve Villa (1986) Sarıkamış (Kars) yöresindeki bazaltların K-Ar yaşını 6 My olarak vermişlerdir (Şekil 3).

Dewey vd. (1986) Doğu Anadolu Bölgesi'nde kıtasal çarpışma sonucunda oluşan kabuk kalınlaşmasının, Arabistan ve Avrasya kıtaları arasındaki kıtasal çarpışmadan kaynaklandığı ve bu süreçte meydana gelen lavların çek-ayır havzalarında oluşan K-G kırıkları boyunca püskürdüklerini ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar, bölgede manto kökenli nefelin-hipersten normatif alkali bazaltlar ve felsikten mafik bileşime kadar değişen kalk-alkali seri olmak üzere tanımlanan iki farklı neotektonik serinin çek-ayır (pull-apart) havzalarındaki açılma çatlakları boyunca püskürdüğünden bahsetmişlerdir.

Yılmaz (1989) çalışmasında Doğu Anadolu Bölgesi'nde Geç Miyosen'den bu yana süregelen volkanik etkinliğin iki evrede geliştiğini ileri sürmüştür. Birinci evrenin Pliyosen'de kalkalkali kayaçlar, ikinci evrenin ise Kuvaterner alkali kayaçların dizilimi ile temsil edildiğini belirtmiştir.

Ercan vd. (1990) Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde Orta Miyosen'den günümüze kadar aktif olan ve geniş alanlarda yüzeyleme veren çarpışma volkanizmasını irdelemişlerdir. Araştırmacılar birçok lokasyondan derledikleri volkanik kayaç örneklerinin (ana oksit, iz element ve NTE ile $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopları ile K/Ar radyometrik yaş analizlerini gerçekleştirmişlerdir (Şekil 3). Volkanik kayaçların çoğunlukla kalkalkalin ve alkalin nadiren de toleyitik karakter gösterdiklerini, iz element analizlerinin yaygın olarak kıtasal kabuk, daha sınırlı bir kısmının alt kabuk ve çok az olarak manto değerlerine uyum gösterdiğini tespit etmişlerdir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranlarının 0.70350-0.70640 arasında ve elde edilen en eski K/Ar yaşının 11.4 ± 0.9 My, en genç yaşın ise 30 000 yıl olduğunu saptamışlardır. Elde edilen tüm veriler neticesinde, Çarpışma öncesi kuzeye yiten Arap plakasına ait parçaların volkanik kayaçları oluşturan magmaya karışmış olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Pearce vd. (1990) Doğu Anadolu Bölgesi'nde Geç Senozoyik volkanik faaliyetinin Arap-Avrasya levha çarpışması etrafında kuzeydoğuda Kars platosuna kadar uzandığını ileri sürmüşlerdir. Kars ve Ağrı civarındaki volkanik kayaçların 0.5-7 My aralığındaki yaşlara sahip olduğunu saptamışlardır. Volkanizmanın zamanla toleyitiktan alkaliye geçiş gösterdiğini ifade etmişlerdir. Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki etkili olan volkanik olayların başlıca nedeninin, bölgenin altındaki manto kökenli litosferin koparak astenosfere gömülmesiyle (delaminasyon) açıklamışlardır. Erzurum Kars Platosu'nda gelişen volkanik faaliyetin delaminasyona eşlik eden çek-ayır havzalarda doğrultu atımlı faylarla ilişkili geliştiğini de ayrıca belirtilmişlerdir.

Aktimur vd. (1991) tarafından yapılan çalışmada, Türkiye-Ermenistan sınırı yakınlarında Arpaçay Barajı'nın batı ve güneyinde yüzeyleme veren Aküzüm İgnimbiriti koyulu-açıklı, kahve-siyah renkli, kalın tabakalı olarak tanımlanmış ve yaklaşık

kalınlığının 5-10 m olduğu belirtilmiştir. Birimin yaşı, Taşköprü andeziti ile birlikte ya da hemen sonra akmış olup Geç Pliyosen-Erken Kuvaterner yaşlı akarsu çökellerini tabla şeklinde örttüğünden Erken Kuvaterner olarak saptanmıştır. Özellikle Arpaçay yöresinde yüzleme veren Borluk Volkanitinin koyu siyah renkli, ince taneli, sert, mikrokristalin, andezitik lav ile açık gri-sarı renkli, tabakalanmasız külden oluştuğu birime ait ürünlerin tek tek küçük konilerden çıktığı ve Kuvaterner volkanizmasının en son ürünleri olduğunu ileri sürmüşlerdir. Çalışmada gri, boz, kül, siyah, kırmızı, sarı renklerde, yer yer tabakalanmalı, pulumsu, toprağımsı, ayrışmalı tuf, pomza, perlit, obsidiyen gibi asidik volkanik kayalardan oluşan Dumanlıdağ Piroklastiklerinin yaşı K-Ar yöntemiyle 2.7-1.9 My aralığında tespit edilmiştir.

Türkecan vd. (1992a) Patnos (Ağrı), Tutak (Van) ve Hamur civarlarındaki çalışmalarında, Üst Oligosen' den başlayarak Üst Miyosen' e kadar olan yaşlardaki volkanik kayaları tanımlamışlardır.

Türkecan vd. (1992b) Hamur yöresinde gerçekleştirdikleri çalışmalar kapsamında, çalışma alanındaki lavların üç seviyede geliştiğini, alkali özellikteki silisik volkanitlerin lav, obsidiyen ve ignimbritlerden oluştuğunu ve peralkalin karakterli ignimbritlerin geniş alanlarda yüzeyleme verdiğini belirlemişlerdir.

Bigazzi vd. (1994) Doğu Anadolu'daki birçok volkanik bölgedeki (Kars, Sarıkamış, Pasinler, Erzurum, Bingöl, Muş, Nemrut Dağı, Süphan Dağı, Meydan Dağı) ve Çayönü Neolitik alanından (Ergani ve Diyarbakır yakınları) obsidiyen örnekleri üzerinde "Nötron Aktivasyon Analizi" (INAA) ve "Fizyon Track" (FT) yöntemiyle yaşlandırma çalışmaları yapmışlardır. Örneklerin FT yaşları 0.03-6.09 My (Şekil 3) aralığında tespit edilmiş olup Doğu Anadolu'daki volkanizmanın anlaşılmasına katkıda bulunmuşlardır. Araştırmacılar KD (Kars)'dan GB (Bingöl) doğrultusu boyunca düzgün bir yay boyunca dağılım gösteren obsidiyenlerin yaşını Üst Miyosen-Pliyosen olarak tespit etmişlerdir. Hem INAA hem de FT yaşlandırma yöntemleri Çayönü örneklerinin ana kaynak alanını Bingöl bölgesi olarak göstermekte olup Van Gölü bölgesindeki kayaları ve tanımlanmamış diğer oluşumları alternatif kaynak alanlar olarak önermişlerdir.

Keskin (1994) EKP'nda; Dumlu ve Kargapazarı Dağları, Pasinler bölgesinde Büyükdere ve Harabedere Vadileri ile Horasan ve Kağızman kuzeyindeki alanların volkanostratigrafisini, jeokimyasını ve petrolojisini doktora tezinde detaylı olarak irdelemiştir.

Notsu vd. (1995) Doğu Anadolu Bölgesi'nde Neojen ve Kuvaterner dönemine ait volkanik kayalar örnekleri üzerinde tüm kayalar jeokimyasal analizleri ile izotop ve K/Ar

yaş analizlerini gerçekleştirmişlerdir. Araştırmacılar; Ağrı, Erciyes, Karacadağ ve Nemrut volkanitlerinden derledikleri bazalt örneklerine ait Sr izotop oranlarına (0.7035-0.7040) göre volkanik kayaç örneklerinin yay volkanikleri ile uyum gösterdiklerini saptamışlardır. Elde edilen verilerin ayrıca, kıtasal çarpışma öncesi yitim bileşeni karışmış bir manto kaynak alanını gösterdiğini de öne sürmüşlerdir.

Keskin vd. (1998) Erzurum-Kars Platosu (EKP) üzerinde yapmış oldukları çalışmada bölgenin volkanostratigrafisi, jeokimyası ve petrolojik süreçlerini detaylı irdelenmişlerdir. Araştırmacılar, EKP üzerindeki volkanik birimlerin bazalttan riyolite kadar değiştiğini belirterek volkanizmanın erken, orta ve geç olmak üzere 3 evrede geliştiğini ileri sürmüşlerdir. Ortaç ve mafik lavlar ile piroklastik kayaçların temsil ettiği erken evrenin 11-6 My aralığında, andezitik ve dasitik lavlarla temsil edilen orta evrenin 6-5 My aralığında ve bazalt, bazaltik andezit ve asidik domlarla karakteristik olan geç evrenin ise 5-2.7 My aralığında geliştiğini açıklamışlardır (Şekil 3). Erken ve geç evrenin kalkalkali karakterli bimodal özellik (bazalttan andezite) sergilediği ve susuz minerallerin (plajiyoklaz + olivin + ojit + magnetit) kristallendiği; orta evrenin ise kalkalkali karakterli unimodal özellik (andezit-dasit) sergileyip ve sulu minerallerin (amfibol) kristallendiği vurgulanmıştır. BİLE ve HNTE, YÇAE (Ta ve Nb gibi) elementlere kıyasla zenginleşme göstermesi neticesinde, litosferik delaminasyonun bu bölgede magma oluşumu için etkili mekanizma olabileceğini savunmuşlar ve Erzurum Kars Platosu altındaki magmaların yitim bileşenine sahip olduğunu vurgulamışlardır.

Yılmaz vd. (1998) Kuvaterner’de oluşan Ağrı, Süphan, Nemrut ve Tendürek volkanik yapıları (Doğu Anadolu Bölgesi), volkanostatigrafik ve petrolojik açıdan detaylı incelenmiş, jeolojik haritaları ve volkanostratigrafisi ortaya konulmuştur. Elde edilen analiz sonuçları; Ağrı volkanik yapısının subalkali, Süphan volkanik yapısının hafif subalkali, Nemrut volkanik yapısının hafif alkali ve Tendürek volkanik yapısının alkali karakteri yansıttığını göstermiştir. Ayrıca, izotop konsantrasyonları ile yapılan değerlendirmelerde bu volkanik yapıların manto kaynak alanlarının heterojen karakterli olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Koçyiğit vd. (2001) Geç Miyosen sonundan Erken Pliyosen’e kadar olan süreçte Doğu Anadolu Bölgesi’nde devam eden kıta-kıta çarpışması sonucu gelişen sıkışmalı tektonik hareketlerin devam ettiğini ve oluşan bu tektonik rejim Afrika levhası okyanusal litosferi üzerinde Anadolu levhasının batı-güneybatıya kayma hareketine başladığını ileri sürmüşlerdir. Erken-Geç Pliyosen döneminden bu yana bölgede sıkışmalı tektonik hareketten açılmalı tektonik harekete geçiş olduğu belirtilmiştir. Neotektonik dönemde Doğu Anadolu Bölgesi’nin; sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar, K-G doğrultulu

çatlaklar, doğrultu atım havzaları ve Pliyo-Kuvaterner volkan hatları ile temsil edildiğini vurgulayarak bölgenin tektonik rejiminin açıklanmasına katkı sağlamışlardır.

Keskin (2003) Doğu Anadolu Bölgesi'nde çarpışma süreçleriyle ilişkili magmatizma üzerine yapmış olduğu çalışmada, DAYK altında bulunan okyanusal kabuğun gittikçe dikleşip kırıldığını ve bunun sonucunda astenosferin güneye yöneldiğini ve bölgedeki etkin volkanizmanın bu süreçle bağlantılı olduğu sonucuna varmıştır. Ayrıca volkanizmanın EKP üzerinde 11 My önce başladığını ileri sürmüştür. BPM'ne kadar uzanan okyanusal kabuğun, Pontid kesiminde mantoda dikleşmesiyle, astenosfer bölgenin kuzeyinden güney kısmına yönelerek yükselmesi ve kabuğun alt seviyelerine kadar ulaşmasına neden olduğunu ifade etmiştir. Araştırmacı ayrıca, Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki volkanizmanın kuzeyden güneye hem kalkalkaliden alkali karaktere geçiş gösterdiğini hem de radyometrik yaşların gençleştiğini belirtmiştir. Gerek volkanizmanın güneye hareketi gerekse volkanizmanın kimyasal değişiminin, dalan okyanusal levhanın dikleşmeye başlaması ve ayrılması ile Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı altında açılan manto penceresinden içeriye doğru güneyde bulunan yüksek sıcaklıklı ve yitim etkisi taşımayan astenosferik akıntının neden olduğu ifade edilmiştir.

Şengör vd. (2003) Doğu Anadolu Bölgesi'nde yapılan jeofiziksel çalışmalara dayanarak, bölgedeki kabuk kalınlığının bilinenin (~55 km) aksine ~45 km olduğunu ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar, Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığının (DAYK) doğrudan sıcak astenosfer tabakası üzerinde yer aldığı ifade etmişlerdir. DAYK'ın kuzeye doğru dalan okyanusal litosferin üzerinde şekillenen BPM ve Pontid kısmı arasında yer alan geniş ölçekli bir yığılma kompleksinin kalıntısı olabileceği araştırmacılar tarafından ayrıca belirtilmiştir. Okyanusal kabuğun kırılarak kopması ile Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı'nın altına yüksek sıcaklıklı ve yoğunluklu düşük astenosfer malzemesinin dolması ile bölge genelinde dom şeklinde yükseldiği ve volkanizmanın bu durumla ilişkili olduğu vurgulanmıştır.

Şen vd. (2004) Çarpışma sonrası Kuvaterner magmatizmasını Batı ve Doğu Anadolu'da inceleyen araştırmacılar, Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki Kuvaterner alkali volkanizmanın Avrasya-Arabistan kıtaları arasındaki çarpışmasıyla ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır. Karacadağ ve Tendürek volkanlarından yayılan alkali lavların bazalt ve bazaltik trakiandezit bileşiminde olduklarını belirlemişlerdir. Alkali karakterdeki lavların BİLE elementleri bakımından zenginleşirken, Tendürek lavlarının Nb ve Ta açısından tüketilmesi kabuksal katkının bir göstergesi olarak yorumlanmıştır.

Keskin (2005) yapmış olduğu çalışmada çarpışma kuşaklarındaki domsal yükselmenin, sığ derinliklere kadar olan astenosfer yükselimi ve büyük hacimlerdeki

magmatizmanın manto sorgucu olmaksızın yiten plaka dikleşmesi ve kırılması (sığ levha tektoniği hareketleri) ile açıklamıştır. Kuzey-güney yönlü sıkışmaya bağlı deformasyonun devam ettiğini söyleyen araştırmacı, litosferik delaminasyon yaklaşım modelinin Doğu Anadolu'nun genelinde değil, bölgenin kuzeyinde EKP için daha geçerli bir yaklaşım modeli olduğunu savunmuştur.

Keskin vd. (2006) Erzurum-Kars Platosu'nda, kıtasal çarpışmayı izleyen süreçte oluşan magmatik kayaların mineral kimyası analiz verileri ile izotop analizlerini irdeleyen araştırmacılar, magma-kabuk etkileşimi ile magma pompalama mekanizmasının özelliklerini tespit etmişler, manto kaynak alanı ve ilksel magma bileşiminin çoğunlukla korunarak kaldığını ifade etmişlerdir. Volkanizmanın 11 ve 6 My aralığında bimodal lavlardan oluştuğu, 5 ve 6 My aralığında unimodal lavlarla ve 5 ve 2.7 aralığında ise bimodal lavlarla karakteristik olduğu belirtilmiştir. Araştırmacılar lavların, erken ve geç evrede kabuksal malzemenin sığ magma odalarında (10-13 km) çok az ya da hiç özümsemeden kristallendiğini, orta evrede ise magma odalarının daha derinlere yerleşerek kabuksal malzemenin belirgin derecede özümsemediğini ve özümseme ile birlikte fraksiyonel kristallenmenin (AFC) önemli olduğunu ileri sürmüşlerdir. Çalışmada ayrıca, iz element jeokimyasının aksine izotop sistematığının zamana bağlı olarak değil mekana bağlı olarak değiştiğinin en iyi kanıtının Pb izotopları olduğu ileri sürülmüştür. İzotopik açıdan Kuzeybatı İran Fragmanı ve Rodop-Pontid Plakası tanımlanmıştır.

Keskin (2007) çarpışma bölgelerinde manto sorgucu olmaksızın sıcak noktaların varlığından bahseden araştırmacı, dalan plakanın kopması ve delaminasyon benzeri sığ levha süreçlerinin; bölgesel yükselme hareketleri, geniş ölçekli magmatizma ve sığ bölgelere yerleşen astenosfer farklılaşması ile gerçekleşebileceğini belirtmiştir. Doğu Anadolu Bölgesi'nin bu şekilde oluştuğunu ileri sürerek, yeni jeofiziksel verilerle bölgenin litosferik yapısını ve jeolojisini açıklamış, çarpışma ile ilişkili volkanik birimlerin jeokimyasal karakteristiklerinden bahsetmiştir. Bölgede çarpışma zonunda oluşan volkanizmanın güneye doğru hareket ettiğini, kimyasının kuzeyden güneye kalkalkaliden alkali karaktere geçiş gösterdiğini ifade eden araştırmacı, büyük bir yığılma prizması altında dalan okayanusal kabuğun rollback (geriye doğru çekilme) hareketi ile dikleşmesi ve kırılması sonucu oluşabileceğini savunmuştur.

Aydın vd. (2008) Doğu Pontidler'de bulunan Neojen yaşlı alkali volkaniklerden (NAV'lar) derledikleri örneklerin Sr-Nd-Pb izotopları, K-Ar yaşları ve tüm kayalar jeokimyasını inceleyerek kayaların kaynağı, oluşum süreçleri ve bölgenin jeodinamik evrimi araştırmışlardır. Tefritik örneklerdeki biyotit minerallerinden elde edilen K-Ar

yaşlarını 3.2 ± 2.30 ile 5.1 ± 1.30 My aralığında tespit etmişlerdir. Mineralojik ve dokusal verilerle birlikte, klinopiroksen barometre hesaplamalarına göre magmanın yaklaşık 3-4.5 kbar basınçta ve kabuğun sıg derinliklerinde (9-14 km) dengeye ulaştığını ortaya koymuşlardır. İzotop verilerine göre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları 0.705018-0.705643, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oranları 0.512662-0.512714 aralığında tespit etmişlerdir. Araştırmacılar bu değerlerin 0.51-0.59 Ga arasında genç Nd model yaşlarına işaret ettiğini ve magma kaynağının Geç Mezozoik'te dalma-batma kökenli tortullarla metasomatize olmuş, homojen ve genç bir litosferik mantodan türediğini ileri sürmüşlerdir. Pb izotop oranlarının ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.85-18.95$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.60-15.74$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.82-39.25$) ise zenginleşmiş kıtasal alt litosferik manto kökeni ile uyumlu olduğunu belirtmişlerdir. Elde edilen tüm verilerin jeodinamik açıdan; litosferin incelmesi ve buna bağlı olarak gelişen astenosferik yükselme, Doğu Pontidler'in altında kimyasal olarak zenginleşmiş genç litosferik mantonun kısmi ergimesini etkilediğini, oluşan ergimelerin kabuk asimilasyonun eşlik ettiği veya etmediği fraksiyonel kristalleşme süreçleriyle Neojen dönemde Doğu Pontidler'de çarpışma sonrası genişleme rejimine bağlı farklı kayaç türlerinin oluşmasına yol açtığı sonucuna varmışlardır.

Karslı vd. (2008) Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde yer alan Erzincan Havzası'ndaki Kuvaterner Erzincan Volkanitleri'nin (QEV) petrojenezini tüm kayaç jeokimyası ile Sr, Nd ve Pb izotop verileri ile irdelemişlerdir. Kayaç örneklerinden elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ve K-Ar yaşlandırmaları verilerine göre volkanizmanın yaşını yaklaşık 102 ± 2 ile 1061 ± 88 bin yıl olarak saptamışlardır. QEV, yüksek potasyumlu kalk-alkalin karakterli olduğu, traki-andezitten riyolite kadar değişen bileşimler sergileyip riyolitik bileşimin baskın durumda olduğunu açıklamışlardır. İncelenen volkanitlerin BİLE (Rb, Ba, K, Th) ve HNTE ((La/Yb)_{CN}=3-33) zenginleşmesi ile YÇAE elementlerinde belirgin tüketilme gösterdikleri de ayrıca vurgulanmıştır. Negatif Eu anomalisinin andezitik-dasitik örneklerde zayıf, riyolitik örneklerde ise güçlü olduğunu ortaya koymuşlardır. Düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70404-0.70587), hafif negatif ile pozitif ϵNd (-0.9 ila 2.8) ve yüksek Pb izotop bileşimlerinin ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.90-19.02$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.64-15.70$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.91-39.97$) metasomatize olmuş litosferik manto katkısına işaret ettiğini ifade etmişlerdir. Araştırmacılar, özellikle plajiyoklaz ve amfibol minerallerinde gözlenen dengesizlik dokuları ile jeokimyasal ve izotopik veriler birlikte değerlendirildiğinde, magma oluşum sürecinde mafik ve felsik magmaların karışımının (magma mixing) önemli rol oynadığını vurgulamışlardır.

Şengör vd. (2008) Doğu Anadolu yüksek platosunda volkanizmanın Geç Miyosen'de Avrasya ve Arabistan kıtalarının çarpışmasından sonra geliştiğini

söylemişlerdir. Araştırmacılar, volkanizmanın güneyde yığışım karmaşığını (Geç Kretase-Oligosen) kapladığını ileri sürmüşler ve yitim karmaşığının çarpışmadan sonra sıkışarak kısaldığını, platonun domlaştığını vurgulamışlardır. Platonun kuzeyinde oluşan volkanik kayaçların kalkalkali, ortasında geçişli ve güneyinde ise alkali karakterli olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki kabuk kalınlığının ~38-45 km olduğunu, yığışım prizması ile temsil edilen birimlerin ofiyolitik melanjlardan meydana geldiği ve volkanizmanın zengin manto kökenli bir kaynaktan geliştiğini vurgulamışlardır.

Kaygusuz (2009) Doğu Anadolu'daki Neojen Ilıca (Erzurum) volkaniklerinin, subalkali ve çarpışma sonrası volkanizmanın özelliklerini gösterdiğini rapor etmiştir. Ilıca bölgesindeki andezitik lav akıntılarından yapılan K-Ar yaşlarını 13.9 ± 0.5 My ile 4.4 ± 0.3 My arasında, traki-andezitik lavlardan yapılan K-Ar yaşının ise 6.53 ± 0.55 My ile Miyosen ve Pliyosene karşılık geldiğini ortaya koymuştur. Volkanik kayaçların kalkalkali bazaltik trakiandezitik, trakiandezitik, andezitik ve az miktarda piroklastiklerle ilişkili dasitik lavlardan oluştuğunu, ayrıca andezitik lavların bol miktarda bulunduğunu belirtmiştir. Volkanik kayaçların BİLE ve HNTE bakımından zenginleşme gösterdiği, YÇAE bakımından ise tüketilme ile karakterize olduğu ifade edilmiştir. Elde edilen tüm veriler ışığı altında, Ilıca volkanik kayaçlarının çarpışma sonrası alt kıtasal kabuğun kısmi ergimesi ile türediğini vurgulamıştır.

Kheirkhah vd. (2009) Ağrı ve Tendürek volkanik merkezleri ile İran'ın kuzeydoğu kısmında çarpışmayla eş yaşlı kayaçlardan örnekleme yapmışlardır. Elde edilen örneklerin jeokimyasal, Nd-Sm ve Sr-Rb izotop analiz sonuçları bölgedeki volkanizmanın gelişimi hakkında önemli ipuçları vermiştir. Ağrı volkanik birimine ait örnekler düşük Nb, BİLE konsantrasyonu sergileyip, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oranı ~ 0.51290 'dır. İncelenen diğer volkanik merkezler yüksek Nb ve BİLE konsantrasyonu gösterip, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oranı ~ 0.51290 'dır. Tüm bu verilerin değerlendirilmesi ile kuzeyden güneye Nb ve BİLE değerlerinde artış gözlemlendiği, oluşan ergiyiklerin spinel lerzolitik bileşimli kıtasal litosfer kaynaklı olduğu vurgulanmıştır.

Lebedev vd. (2010) Van Gölü'nün kuzey bölümünde, Geç Senozoyik çarpışa volkanizmasının K/Ar yaş analizleri neticesinde ~ 15 My önce başladığını belirtmişlerdir. Bölgede etkili olan Neojen-Kuvaterner volkanik aktiviteyi dört ana evreye ayırmışlardır: (1) 15-13.5 My aralığındaki Orta Miyosen, (2) 10-9 My aralığındaki Geç Miyosen, (3) 5.8-3.7 My aralığındaki Pliyosen ve (4) 1.0-0.4 My aralığındaki Kuvaterner.

Oyan (2011) doktora çalışmasında, Ertüks volkanik yapısı ve civarındaki volkanik birimlerin stratigrafisini ve petrojenezini araştırmış, volkanik aktivitenin 14.9 - 0.28 My

aralığında 3 evrede geliştiğini ileri sürmüştür. Miyosen ve Pliyosen volkanik ürünlerinin bazalttan riyolit-dasite kadar değişen bileşimde, Kuvaterner volkaniklerinin ise alkali karakterli bazaltik lavlar ve hawaiiit ile karakteristik olduğunu belirtmiştir. Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik ürünlerinin gelişiminde FC ve kabuksal asimilasyonun belirleyici role sahip olduğunu, Pliyosen volkanizmasında magma karışımının ayrıca etkili olduğunu açıklamıştır. Elde edilen veriler neticesinde Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki (Van Gölü kuzeyi) volkanik aktivitenin hem astenosferik hem de litosferik mantonun etkileşimiyle geliştiği ve belirgin yitim bileşeni içerdiğini ortaya koyulmuştur.

Özdemir vd. (2011) Doğu Anadolu Çarpışma Zonu (DAÇZ)'nda yer alan Süphan Stratovulkanı'ndan püskürmüş kayalar üzerinde mineral kimyası analizleri gerçekleştiren araştırmacılar, magmanın ilk evrede alt kabukta, ileri evrelerde fraksiyonlaşma ile üst kabukta yaklaşık 3 km'den 8 km'ye kadar değişen derinlikte fraksiyonlaşma, kabuksal asimilasyon ve magma karışım süreçleri ile gelişimini tamamladığını ileri sürülmüştür.

Özdemir (2011) Süphan Stratovulkanı'nın magmatik gelişimini ve evrimini irdelediği araştırmasında, Süphan volkanının yaşını 0.55 - 0.040 My aralığı ile Kuvaterner olarak tespit etmiştir. Bazalttan riyolit-dasite kadar değişen bileşimde olan lavların fraksiyonel kristallenme, kıtasal kirlenme ve magma karışımı olayları ile 3 aşamada püskürdüğünü vurgulamıştır.

Duru (2012) çalışmasında; platoyu oluşturan kıtasal çarpışma ile ilişkili lavların kökenini, jeodinamik sistemi ve magmanın yüzeye çıkana kadar ki sürede kabuk evriminde etkili olan süreçleri petrolojik modellemeler ile ortaya koymuştur. Araştırmacı platoyu oluşturan volkanik istifin üç farklı evrede geliştiğini ileri sürmüştür. Kura volkaniti olarak tanımlanan ve ~250 m kalınlığında olan I. Evre ürünlerinin Üst Miyosen-Alt Pliyosen aralığında püsküren lavların bazalttan dasite kadar değişen bileşimde olduğunu belirtmiştir. Pliyosende püsküren II. evre ürünlerinin kendi içinde 'Öncül volkaniti ve Kalaçatepe volkaniti' olmak üzere iki faza ayrıldığını ifade etmiştir. 'Sazlısu volkaniti' olarak bilinen Üst Pliyosen-Alt Pleyistosen döneminde kıta-kıta çarpışması ile ilişkili olan III. Evre volkanizmasının andezit, dasit ve riyolitten oluştuğu tespit edilmiştir. Volkanizmaya ait tüm ürünlerin kalkalkali karakterli olduğunu ve iz element sistematiklerinin manto kökenli kaynak alanın yitim bileşenince zenginleştiğini ve tipik yay bileşeni içerdiğini ileri sürmüştür. %0.5 ile %2 arasında değişen kısmi ergime derecesi ile manto kaynak alanının spinelce zengin peridotitten oluştuğunu vurgulamıştır.

Eyüboğlu vd. (2012) Doğu Pontidler'in güneydoğusunda ilk kez Geç Miyosen yaşlı adakitik kayaların varlığından bahsetmiş ve bu kayaların jeokimyasal, Sr-Nd izotopik

özellikleri ile zirkon U-Pb yaşlarını saptamışlardır. İncelenen Tavdağı dasitinin yaşını zirkonlardan elde ettikleri yaş analizleri ile 7.9-8.8 My (Geç Miyosen) aralığında tespit etmişlerdir. Miyosen Tavdağı dasitinin yüksek SiO₂ (%68.95-71.41), Al₂O₃ (%14.88-16.02), Na₂O (%3.27-4.12), Sr (331.4-462.1 ppm), Sr/Y (85-103.7), La_N/Yb_N (34.3-50.9) ve düşük Y (3.2-5 ppm) değerlerinin adakitik karakter sergiledikleri ve okyanus kabuğuna göre düşük ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.512723-0.512736), yüksek ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70484-0.70494) oranları ile temsil edildiklerini belirtmişlerdir. Araştırmacılar jeolojik, jeokimyasal ve izotopik verilere göre Geç Miyosen döneminde Doğu Pontidlerin güneydoğu kısmında mafik alt kabuğun kısmi erimesiyle adakitik magmatizmanın oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Temizel vd. (2012) Ordu (Ulubey) yöresindeki volkanik kayalar Orta Eosen (49.4-44.6 My) ve Orta Miyosen (15.1 My) olarak yaşlandırmışlar. Bölgenin Paleosen-Eosen'de sığ deniz ortamı tortullarıyla başlayıp, Eosen ve Miyosen'de karasal andezitik ve nadiren bazaltik volkanizma ile devam ettiğinden bahsetmişlerdir. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr değerleri (0.7044-0.7050) ve εNd verileri (-0.3 ila +3.4) incelenen volkanik kayaların, düşük Sm/Nd oranlarına sahip zenginleşmiş bir litosferik manto kaynağından türediğini söylemişlerdir. Araştırmacılar elde edilen tüm verileri bir araya getirdiğinde, incelenen kayaların Eosen-Miyosen döneminde Avrasya ile Taurid-Anatolid platformu arasındaki kıtasal çarpışmadan sonra, çarpışma ve sonrasında genişleme rejimi etkisi altında gelişen bir jeodinamik ortamda oluştuğu yönünde bulgular elde etmişlerdir.

Aslan vd. (2013) Gümüşhane yöresinde (Doğu Pontidler, Türkiye) bulunan volkanik kayaların çoğunlukla andezitik lav akıntıları ile bunlara bağlı tüflerden ve nadiren de bazaltik dayklardan oluştuğunu bildirmişlerdir. Bu kayalara ait K-Ar tüm kayaç yaşlarını andezitik lav akıntıları için Orta Eosen (37.62±3.33 My) ile Erken Oligosen (30.02±2.84 My) arasında, bazik karakterli dayklar için Orta Miyosen (15.80±1.71 My) olarak yaşlandırmışlardır. Volkanik kayaların çoğunlukla orta derecede potasyumlu kalk-alkalen karakterli, BİLE'ce zengin ve YÇAE'ce tüketilme göstermelerinin bu volkanik kayaların zenginleşmiş bir manto kaynağından türemiş ana magmadan oluştuğunu ortaya koymuşlardır. İncelenen volkanik kayaların kondrit normalize edilmiş nadir toprak elementleri (NTE) desenlerinin yukarı doğru konkav bir eğilim sergilemeleri ve düşük-orta düzeyde zenginleşme (La_{CN}/Lu_{CN}=3.39-12.56) göstermeleri klinopiroksen ve hornblend fraksiyonlaşmasının etkisine dikkat çekmişlerdir. Düşük ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranları (0.70464-0.70494) ve εNd_(i) (+1.11 ile +3.08) değerleri ile 0.68-1.02 Ga aralığındaki Nd model yaşları (T_{DM}) bu kayaların Proterozoik yaşlı zenginleşmiş litosferik bir manto kaynağından türediklerini düşünmüşlerdir. Sonuç

olarak, iz element ve izotop verilerine göre yapılan modelleme çalışmalarında, volkanik kayaçların gelişiminde fraksiyonel kristalleşme ve az miktarda asimilasyonun etkili olduğu, bölgedeki Eosen-Miyosen volkanizmasının litosferik delaminasyon ve buna bağlı mantonun konvektif incilmesi sonucunda yitim süreçleriyle metasomatize olmuş litosferik mantonun kısmi erimesiyle oluştuğunu öne sürmüşlerdir.

Dokuz vd. (2013) Sakarya Zonu'nun (Türkiye) doğusunda bulunan Erken Eosen-Geç Miyosen yaşlı adakitik kayaçlar üzerine yaptıkları jeokimyasal ve izotopik çalışmalarda bu kayaçların oluşumunda levha ergimesi ve alt kabuk ergimesinin önemli rol oynadığını öne sürmüşlerdir. Erken Eosen yaşlı Yoncalık dasitinin (54,4 milyon yıl önce) Sr/Y ve La/Yb oranlarının yüksek, Y ve ANTE değerlerinin düşük, orta derecede Mg#(44-65), nispeten yüksek ϵNd ve düşük Sr izotoplarına sahip olduğunu ve bu özelliklerin levha ergimesiyle oluşan adakitlerle benzerlik gösterdiğini savunmuşlardır. ANTE element konsantrasyonlarının düşük olması (kondrite göre yaklaşık 2-3 kat) ve Nb/Ta oranlarının SiO_2 içeriği arttıkça sistematik olarak azalması, ergimenin granat içeren bir kaynaktan gerçekleştiğini ve bu elementlerin akışkanlar yoluyla taşındığına işaret ettiğini söylemişlerdir. Elde edilen jeokimyasal ve izotopik verilerin levha kopması (slab breakoff) ve çarpışmanın başlamasından kısa bir süre sonra gerçekleşen ergime ile açıklanabileceğini söylemişlerdir. Araştırmacılar, Geç Miyosen Tavdağı riyolitinin (8.75 My) bazı adakitik özellikler taşıdığını ve bununla birlikte levha kökenli adakitlerde gözlenmesi beklenen yüksek MgO ve Mg#, Ni ve Cr miktarları, düşük K_2O/Na_2O oranı ve yüksek Sr gibi özellikler taşımadığını tespit etmişler ve izotop verilerinin bu kayaçların Sr/Y ve La/Yb değerlerinin yüksek olduğu genç, kalk-alkalen bir kabuk malzemesinin kısmi erimesiyle oluştuğunu savunmuşlardır.

Özdemir ve Güleç (2014) Süphan Volkanı'nın jeokimyasal gelişimini, volkanostratigrafisi, tüm kayaç ve izotop jeokimyası (Sr, Nd, Pb) ile $^{40}Ar/^{39}Ar$ jeokronolojisi ile irdeleyerek araştırmışlardır. Süphan Stratovulkanı'nın; hafif alkali- kalk alkali geçişli lavlar, domlar ve bazalttan riyolite kadar değişen piroklastik kayaçlardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Riyolitik obsidyen lavlardan elde ettikleri yeni K/Ar yaşlarını 0.76 ± 0.06 My olarak saptamışlardır. EC-AFC (Enerji kısıtlı asimilasyon ve fraksiyonel kristallenme) modellemesine göre iz element ve izotop bileşimlerine göre üst kabuktaki %2-10 arasında değişen kirliliğin farklılaşmaya işaret ettiğini ifade etmişlerdir. Büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerdeki zenginleşme ile yüksek çekim alanlı elementlerde gözlenen negatif anomali yitim çökelleri tarafından değiştirilmiş bir manto kaynağına işaret etmektedir. HNTE, ONTE ve ANTE oranları ve kısmi ergime mekanizmaları dikkate alındığında Doğu Anadolu Bölgesi'nin ana magmalarının litosfer ve astenosfer

karışımı magma ergiyiklerinden geliştiğini ileri sürmüşlerdir. Ergime derecelerinin ve litosferik manto katkısının Miyosen - Pliyosen'den Kuvaterner'e kadar arttığını vurgulamışlardır.

Mercan (2015) Çatak (Van) yöresindeki Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçların petrokimyasal özelliklerini irdilemiş, volkanik aktivitenin kökeni ve oluşumunda rol oynayan süreçleri araştırmıştır. Termobarometrik değerlendirmeler neticesinde, Çatak volkanik kayaçlarının bölgede yüzeyleme veren farklı çarpışma sonrası volkanitlere göre daha derindeki bir manto kaynak alanından türediğini ileri sürmüştür.

Özdemir (2015) Erzurum Kars Platosu (EKP)'nin güneyinde yüzeyleme veren Cumaçay volkaniklerini irdileyen araştırmacı, lavların bazalttan dasite kadar değişen bileşime sahip olduğunu, asimilasyon, fraksiyonel kristallenme ve magma karışım süreçlerinin volkanizmanın gelişiminde önemli olduğuna dikkat çekmiştir.

Oyan vd. (2017) Van Gölü'nün kuzeyindeki çarpışmaya bağlı gelişen mafik Kuvaterner volkanizmasını; petrokimyasal, jeokronolojik ve izotop jeokimyası verilerini kullanarak değerlendirilmişlerdir. Magmatik aktivitenin yaşını 0.4-10 My arasında tespit etmişlerdir. Bazalttan hawaii ve mügearite kadar değişen bileşimlerde hafif alkali lavlardan oluşan kayaçların EC-AFC (enerji kısıtlı asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşme) modeline göre %2-3 kabuksal asimilasyon gerçekleşen Hawaiiit ve mügearitik lavların aksine en az gelişen bazaltik örneklerin fraksiyonel kristalleşme ve kabuksal kirlenmeden etkilenmediğini vurgulamışlardır. En ilkel karakterli bazik örneklerin BİLE ve HNTE içeriklerinin YÇAE'e kıyasla zenginleşme göstermesi, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopik oranının yüksek, $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ izotopik oranının düşük olması Kuvaterner yaşlı mafik magmaların kaynak alanının ergiyiklerle zenginleşmiş olduğunu ifade etmişlerdir. İncelenen mafik magmaların altere olmuş okyanusal kabuğun ergiyik ve akışkanlarından yaklaşık %10 daha fazla kısmi ergime derecesi ile oluşmuş yitim sedimanlarından türediğini söylemişlerdir. Araştırmacılar Kuvaterner yaşlı mafik volkanizmayı üreten bazaltik ergiyiklerin bileşiminin %93 manto ergiyikleri, %7 sediman ergiyikleri ve %0.01 kalıntı rutilin karışımından meydana gelen metasomatizma olmuş bir manto kaynağından türediğinden bahsetmişlerdir.

Yücel vd. (2017) Doğu Pontidler'de Trabzon ve Giresun şehirleri arasında (Kuzeydoğu Türkiye) yer alan Eosen ve Miyosen volkanik kayaçlarının, silisce doygun türlerden silisce doygun olmayan türlere kadar değişen hafif ve orta derecede alkali magmalardan oluştuğunu belirtmiştir. ^{40}Ar - ^{39}Ar yaşlandırmaları ve petrokimyasal verilere göre incelenen volkanik kayaçları iki gruba ayıran araştırmacılar; (I) Lutesiyen (Orta Eosen) dönemi hafif alkali volkanik kayaçlardan 43.86 ± 0.19 ile 45.31 ± 0.18 My

(bazaltik kayaçlar) ve 41.32 ± 0.12 ile 44.87 ± 0.22 My (trakitik kayaçlar) aralığında (II) Messiniyen (Geç Miyosen) dönemi orta derecede alkali volkanik kayaçlardan 5.65 ± 0.06 ile 6.05 ± 0.06 My (tefritik kayaçlar) aralığında yaşlar elde etmiştir. İz element ve nadir toprak elementi analizleri (NTE); Eosen bazaltik ve trakitik kayaçlarda orta derecede HNTE/ ANTE oranlarıyla, Miyosen tefritik kayaçlarında ise yüksek HNTE/ANTE oranlarıyla karakterize olduklarını, bu özellikleriyle birlikte Nb, Ta, Ti elementlerinde farklı derecelerde tüketilme ve yüksek Th/Yb oranları, volkanik kayaçların ana magmalarının daha önce levha kökenli akışkanlar ve yitim sedimanları ile zenginleşmiş manto kaynağından ve/veya kaynaklarından türediğini öne sürmüştür. Eosen ve Miyosen volkanik kayaçları Sr, Nd ve Pb izotopik verilerine göre alt kıtasal litosferik mantonun levha altına dalma ile değişime uğradığını vurgulamıştır. Magmaların kabuk boyunca yükselişi sırasında, Hem Eosen hem de Miyosen volkanik kayaçlarının ana magmalarının yükselişi sırasında çoğunlukla fraksiyonel kristallenmeden, daha az olarak ise asimilasyonla birlikte fraksiyonel kristallenme ve karışım süreçlerinden etkilendiğini belirtmiştir. Eosen volkanik kayaçlarının, spinel peridotit ve damar yapıları mantonun astenosferik yükselmesi ile artan sıcaklık sonucu yüksek dereceli ergimesiyle oluştuğunu ve bu süreçte levha delaminasyonuna bağlı litosferik genişlemenin gerçekleştiğinden bahsetmiştir. Miyosen volkanik kayaçlarının ise, önceden metasomatize olmuş zenginleşmiş granat peridotit kökenli bir mantonun, düşük dereceli ergimesi ile oluştuğunu söylerken, bu durumun bölgesel gerilme ve doğrultu atımlı fayların oluşması gibi tektonik süreçlerle ilişkili olduğunu vurgulamıştır.

Kaygusuz vd. (2018) Doğu Anadolu Bölgesi'nde (Kandilli, Erzurum) Miyosen-Pliyosen yaşlı bazaltik andezit, bazaltik traki-andezit, traki-andezit, andezit ve traki-dazit gibi geniş bir bileşim içeren lavların ve piroklastik kayaçların jeokimyasal ve Sr-Nd-Pb izotop özellikleri inceleyerek magma oluşumunu irdelemişlerdir. Kalk-alkali volkanik kayaçların, BİLE ve HNTE bakımından zenginleştiğini, YÇAE bakımından tüketilmiş olduğunu rapor etmişlerdir. Araştırmacılar, lavların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ oranını 0.70432-0.70464, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ oranını 0.51272-0.51282, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}=18.33-18.62$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}=15.51-15.60$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}=38.10-38.45$ aralığında olduğunu ve Pb izotop oranlarının zenginleşmiş bir manto kaynağını işaret ettiğini ifade etmişlerdir.

Oyan (2018) Doğu Anadolu çarpışma Zonu'nun kuzey bölümlerinde yer alan, önceki çalışmalara göre Kretase yaşlı Taşkapı-Mescitli I-Tipi Granitoyidi üzerinde yapmış olduğu yeni yaş çalışmasında Taşkapı-Mescitli I-Tipi Granitoyidi'nin ~23 My önce Erken Miyosen'de kristallendiğini tespit etmiştir. Araştırmacı, Taşkapı-Mescitli Granitoyidi'ni oluşturan magmanın 4 kbar'lık bir kabuksal basınç altında ve %1.5 H₂O

içeriğinde fraksiyonlaşması sonucu oluştuğunu ileri sürmüştür. İncelenen granitoid üzerinde yapılan EC-AFC modellemesine göre %0.5-2 arasında değişen kabuk asimilasyonu içerdiği ve bu oranların magmanın fraksiyonel kristallenmesi göz önüne alındığında ihmal edilebileceğini söylemiştir. Kısmi ergime model hesaplamalarında Taşkapı-Mescitli Granitoidi'nin %18'lik ergime derecesinde manto ile alt kabuğun etkileşimi sonucunda meydana geldiğini ifade etmiştir. Elde edilen tüm bu veriler neticesinde araştırmacı elde edilen yeni yaş verisine göre (~23 My) Arap ve Avrasya levhaları arasındaki çarpışmanın Geç Oligosen'den Erken Miyosen'e kadar olan süreçte geliştiğine dikkat çekmiştir.

E. Oyan (2018) Doğu Anadolu Bölgesi'nde EKP üzerinde yer alan Melikler bazik volkanik faaliyetinin magmatik gelişimini irdelediği çalışmasında, K-Ar yaş verileri ile magmatik aktivitenin yaşını 4.1-1.7 My aralığında saptamıştır. Volkanik aktiviteye ait ürünlerin bazalttan andezite kadar değişen bileşimde, alkali ve subalkali karakterli olduğunu belirtmiştir. Araştırmacı yapmış olduğu FC, AFC ve EC-RAFC model hesaplamaları sonucunda, Melikler bazik volkanizmasının gelişiminde FC, magma tazelenmesi ve kabuksal kirlenmenin etkili olduğunu vurgulamıştır.

Yücel (2019) çalışmasında Kuzeydoğu Türkiye'deki Pliyosen-Kuvaterner volkanitlerinin başlıca hornblend içeren trakiandezitlerden oluştuğunu ve incelenen örneklerin SiO₂ (%61.88-63.00), Na₂O (%3.67-4.27), Al₂O₃ (%16.19-16.80), Y (14.1-16.5 ppm) arasında değişen içerikleri ile birlikte K₂O/Na₂O (0.87-1.12), Sr/Y (44.24-54.90), La/Yb (36.80-43.88) oranlarıyla adakitik özellik sergilediklerini vurgulamıştır. Bu volkanitlerin; başlıca ters ve normal zonlanma gösteren geniş bir bileşime sahip plajiyoklazlardan, hornblendlerden, ojit türü klinopiroksenlerden ve biyotit minerallerinden oluştuğunu, minerallerde gözlenen değişimlerin dengesiz kristallenmeye ve magma karışımına işaret ettiğini ifade etmiştir. U-Pb zirkon yaşlandırma çalışmaları adakitik volkanitlerin 3.4-1.9 My yaşında olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca yapılan termobarometre hesaplamalarında kristallenme sıcaklık ve basınç değerlerinin klinopiroksen termobarometresi için 1144-1186°C ve 3.92-7.97 kbar aralığında, hornblend termobarometresi için 908-993°C ve 2.87-5.22 kbar aralığında, biyotit termobarometresi için ise 676-819°C ve 1.15-1.76 kbar aralığındaki koşullarda gerçekleştiği belirtilmiştir. Araştırmacı yapılan modelleme çalışmaları neticesinde incelenen adakitik volkanitlerin; magmalarının göreceli olarak yüksek oranda kısmi ergimeyle oluştuğunu, zenginleşmiş manto kaynaklarından türediğini ve kabuk seviyesinde başka ergiyiklerle karışım geçirdiğini, tüm bunların yanında fraksiyonel

kristalleşme ile birlikte asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme (AFC) süreçlerinin de önemli rol oynadığını savunmuştur.

Akdağ vd. (2019) Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi (DAYK)'nin bir parçası olan Miyosen yaşlı mafik Tunceli volkanitleri'nin başlıca olivin, klinopiroksen ve plajiyoklaz olan hafif alkali ve toleyitik bazaltlarla karakterize edildiğini ve bu volkanitlerinin petrojenezinde FC ve AFC'nin rolünün önemsiz olduğu belirtilmiştir. Büyük iyonlu litofil elementler (BİLE), Th ve La'nın yüksek çekim alanlı elementlere (YÇAE) ve ANTE göre göreceli zenginleşme göstermesi, metasomatize olmuş bir manto kaynağının katkısına işaret etmiştir. Araştırmacılar, bu elementlerin oranında gözlenen geniş aralığın bu volkaniklerin oluşumunda bir miktar astenosferik katkı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Ayrıca bölgedeki litosfer kalınlığını yaklaşık 70-75 km olduğu, jeofiziksel veriler göz önüne alındığında farklı derinliklerde oluşmuş litosferik ve astenosferik eriyiklerin karışımının bu lavların oluşumunda önemli bir süreç olduğu vurgulanmıştır. Jeokimyasal ve jeofiziksel veriler birlikte değerlendirildiğinde Doğu Anadolu Bölgesi'nin jeodinamik modelinde bir miktar kalıntı litosferik mantonun olması gerektiği sonucuna ulaşmışlardır.

Karşı vd. (2019) Türkiye'nin kuzeyinde yer alan Sakarya Zonu (SZ)'nin en doğu kesiminde yer alan ve Geç Miyosen yaşlı olan Çağırankaya volkanitlerinin çarpışma sonrası jeokimyasal özellikler sergileyen bir volkanik seri olduğunu ifade eden araştırmacılar, Çağırankaya volkanitlerine ait dasit ve andezit örneklerinden elde edilen zirkon U-Pb yaş verileri, tüm kayaç ana oksit ve iz element ve Sr-Nd izotop verilerini bu çalışmada sunmuşlardır. Dasit örneğinden elde ettikleri zirkon U-Pb yaşlandırması sonucu kristallenme yaşı 5.16 ± 0.11 My olduğunu ortaya koymuşlar ve bu magmatik etkinliğin Geç Miyosen döneminde gerçekleştiğini doğrulamışlardır. Ayrıca, yüksek-K kalk-alkalen karakterli andezit ve dasitlerin adakit-benzeri jeokimyasal özellikler sergilediklerini öne sürmüşlerdir. İncelenen volkanitlerin yüksek Sr (424-552 ppm), Sr/Y oranları (31-43), düşük Y (12-14 ppm) ve ANTE içerikleri ile düşük Mg# (42-46) değerleri ile karakterize olan bu kayaçların kısmi ergime yoluyla türetilmiş adakitlerle benzerlik gösterdiğini ortaya koymuşlardır. İzotopik bileşimlerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}=0.70482-0.70489$ ve $\epsilon\text{Nd}_{(t)}=+1.08$ ile $+1.33$ aralığında olduğunu ve bu değerlerin Toplam yer küre (Bulk Earth) değerine oldukça yakın olduğunu ve bu durumun sadece astenosferik bir kaynakla açıklanamayacağını vurgulamışlardır. Yüksek Nb/Ta (14-17) ve $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.6-1.0) oranları ve yaklaşık %20 oranında granat içeren amfibolitik bileşimli genç ve mafik alt kabuğun ergimesiyle oluşmuş bir kaynağa işaret ettiğini öne sürmüşlerdir. Araştırmacılar yaptıkları modellemelerde astenosferin yükselmesi ve bazaltik magmanın

alt kabuğa enjekte olması, alt kabuktaki amfibolitin kısmen ergimesi ile sınırlı miktarda adakit benzeri magmanın oluştuğunu savunmuşlardır.

Açlan vd. (2020) Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi 'nde bulunan çarpışma sonrası Pliyosen yaşlı Timar bazaltlarından yeni elde ettikleri K-Ar yaşlarına göre incelenen bazaltların 4.72 My (Zankliyen) ile 3.29-2.93 My (Piyasenziyen) arasında püskürdüğünü ortaya koymuşlardır. Timar bazaltlarının ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının 0.70599-0.70436 aralığında ve ilksel $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranlarının 0.51277-0.51259 aralığında, $\epsilon\text{Nd}(t)$ değerleri ise 1.0116 ile 1.0121 arasında olup $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ve $\text{Nd}_{(t)}$ içeriklerinin Timar bazaltlarının yerleşimi sırasındaki kabuksal kirlenmeye işaret ettiğini belirtmişlerdir. Bu kabuksal kirlenmenin Enerji Kısıtlı-Asimilasyon Fraksiyonel Kristallenme (EC-AFC) modeline göre ~%1.4-4.4 arasında olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar yapmış oldukları ergime modeline göre, incelenen bazaltların ~%0.1-2 oranında lerzolitik bir kaynağın kısmi ergimesiyle oluştuğunu söylemişlerdir. Ayrıca elde ettikleri tüm verilere dayanarak Timar bazaltlarının metasomatizma olmuş litosferik bir manto kaynağından oluştuğunu ve ergimelerle birlikte daha sonra Pliyosen'de gerilme (ekstansiyonel) tektoniğine bağlı gelişen çatlaklardan yüzeye çıktığını ifade etmişlerdir.

Aydınçakır vd. (2021) Eosen yaşlı Kışlaköy (Narman, Erzurum) volkanitlerinin mineralojik, petrografik ve mineral kimyası özellikleri incelenmiştir. Kışlaköy volkanik kayalar piroklastitler, dayk ve lav fasiyesleriyle temsil edilir ve çoğunlukla bazalt bileşiminde olup, klinopiroksen, plajiyoklaz, olivin ve Fe-Ti oksit minerallerinden oluşur. Kayaçlarda hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, poikilitik ve intersertal doku yaygın gözlenen dokulardır. Plajiyoklazlarda halkalı, elek ve kemirilme dokuları, klinopiroksenlerde yenme ve kemirilme gibi dengesizlik dokuları gözlenmiştir. Termobarometrik hesaplamalar kristallenme sıcaklığını 489-1247°C ve kristallenme basıncını 0.5-4.7 kbar aralığında gösterir. Tüm bu bulgulara göre, volkanitlerin orta-sığ kıtasal kabukta 4-12 km derinliklerde yerleştiğini ileri sürmüşlerdir.

Özdemir vd. (2022) Karayazı-Göksu Platosu'nun (Doğu Anadolu Bölgesi) jeolojik ve jeokimyasal evrimini; ana ve iz element verileri, mineral kimyası, Sr-Nd-Hf izotop bileşimleri ve yeni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş verilerini değerlendirerek manto kaynağının özelliklerini ve petrojenezini ortaya koymuşlardır. Tüm kayaç $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlarını; Orta Miyosen yaşlı Geçiş bazaltları için 12.53 ± 0.05 My ve 12.68 ± 0.05 My, Geç Miyosen yaşlı toleyitik lavlar için 5.88 ± 0.20 My ve Erken Kuvaterner yaşlı alkali kayalar için 2.48 ± 0.12 My olarak tespit etmişlerdir. Elde edilen sonuçların geçiş, toleyitik ve düşük alkali lavlardaki olivin ve klinopiroksen ile kalkalkali lavlardaki piroksenin fraksiyonel kristallenmesinin önemli bir kabuksal kirlenme olmadan magmanın evrimleşmesinde önemli bir rol oynadığını

ifade etmişlerdir. Klinopiroksenin kristalleşme sıcaklığının geçiş bazaltlarında Moho ve alt kabuk (1157-1215°C), toleyitik bazaltlarda alt kabuk (1154-1195°C) ve alkali bazaltlarda ise orta-alt kabuk (1083-1195°C) sıcaklıklarında meydana geldiğini ileri sürmüşlerdir. Orta Miyosen'deki geçiş bazaltlarından Erken Kuvaterner yaşlı alkali bazaltlara doğru Sr-Nd-Hf izotop değerleri ile Ba/La ve Th/Yb değerlerinin azaldığına dikkat çekmişlerdir. Ayrıca, Erken Kuvaterner alkali bazaltların izotopik olarak tüketilmiş kaynağı ifade ettiğine, kimyasal olarak zenginleşmiş astenosferik manto katkıları içerdiğine de dikkat çekmişlerdir. Ana element içerikleri ve olivin mineral kimyasına göre Karayazı-Göksu bazaltlarının tek bir peridotit manto kaynağından türetilmeyeceğini, piroksenit-eklojit gibi manto katkısı içeren bir kaynaktan meydana geldiğini ileri sürmüşlerdir.

E. Oyan vd. (2023) Kars Platosu'ndaki çalışmalarında; Melikler volkanizmasını mineralojik, petrografik, jeokronolojik ve Sr-Nd-Pb-Hf izotop jeokimyası açısından değerlendirerek magmatizmanın kökenini ve çarpışma ile ilişkili ortamların jeodinamiğini irdelenmişlerdir. K-Ar yaşlandırma verilerine göre Melikler volkanizmasının erken evrede 2.53-5.29 My aralığında ve geç evrede 1.7-2.24 My aralığında patladığını saptamışlardır. Araştırmacılar yapmış oldukları ergime modellemelerinde en az evrimleşen örneklerin kabuksal kirlenme ve fraksiyonel kristallenmeden önemli derecede etkilenmediğini tespit etmişlerdir. Geç evre örneklerinin ana magma bileşimlerinin kabuksal kirlenme ve AFC süreçlerinden ~%6-9 arasında, erken evre örneklerinin ana magma bileşimlerinin ~%2-7.5 arasında değişen değerlerde kabuksal kirlenme ile farklılaştığını ve 0.5 kbar basınçta magma yenilenmesine maruz kaldıklarını, her iki evre ürünlerinin açık sistem koşullarında oluştuklarını belirtmişlerdir. Her iki evre örneklerinin belirgin negatif Nb ve Ta anomalileri, orta derecede radyojenik Sr ve radyojenik olmayan Nd-Hf ile yüksek radyojenik Pb izotop değerleri ile karakterize edilen yay bileşenlerine ait izler sergilediklerini açıklamışlardır. Erken evrenin en az evrimleşmiş örneklerinin amfibol-granatlı lerzolitli manto kaynağının %2-4 ergimesi ile oluştuğu, geç evre örneklerinin apatit granat içeren lerzolitik manto kaynağının %5-10 kısmi ergimesiyle oluşabileceği ifade edilmiştir. Termobarometrik hesaplamalar geç evre örneklerinin 77-82 km derinlikte litosfer-astenosfer sınırından, erken evre örneklerinin 66-69 km derinlikteki litosferden türediğini göstermiştir. Araştırmacılar elde ettikleri tüm verilere dayanarak Arabistan-Avrasya çarpışmasının Oligosen'de başladığını ve Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de meydana gelen çarpışma ile şiddetlenerek Melikler volkanizmasına ait ürünlerin litosferden oluşabileceğini açıklamışlardır.

V. Oyan vd., (2023) Doğu Anadolu Çarpışma Kuşağı'nda Miyosen'den Kuvaterner'e kadar ki ilksel bazaltik lavların jeokimyasal ve Sr-Nd-Pb izotop verileri ile petrolojik evrimi, bölgenin jeodinamik koşulları ve litosferik mantonun zaman içindeki değişimi değerlendirilmiştir. İzotop bileşimleri ve petrolojik modeller, ilksel bazalt örneklerin kabuksal kirlenme ve fraksiyonel kristallenmeden etkilenmediğini göstermiştir. Miyosen dönemine ait ilksel ergiyiklerin amfibol içeren granat lertzolitik bir manto kaynağından, Kuvaterner dönemine ait ilksel ergiyiklerin granat-spinel lertzolitik bir manto kaynağından türediğini, buna karşın; Pliyosen bazaltik ergiyikleri ise hem amfibol içeren spinel hem de granat lertzolit kaynaklardan türeyen ergiyiklerin karışımıyla oluştuğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar elde ettiği termodinamik hesaplamalarla, litosfer-astenosfer sınırının Miyosen'e göre Pliyosen'de yaklaşık 30 km daha sığ olduğunu ortaya koymuşlardır. Bu durum, Erken Pliyosen döneminde meydana gelen litosferik delaminasyon ile açıklanmıştır. Buna karşılık, Kuvaterner'de litosfer-astenosfer sınırının Pliyosen'e göre yaklaşık 9 km daha derinde olduğu ve bu durumun manto litosferinin yeniden eklenmesi (relaminasyon) ile açıklanabileceği ileri sürülmüştür. Termal hesaplamalar, ~5-6 milyon yıl içinde 5-11 km kalınlığında bir relaminasyonun gerçekleşebileceğini ve astenosferik ergiyiklerin soğuma yoluyla incelmış litosferik mantonun tabanına yeniden ekleyebileceğini göstermiştir. Bu çalışma ile relamine olmuş manto litosferinin varlığın tüm Doğu Anadolu Çarpışma Kuşağı boyunca ortaya konulmuştur.

Özdemir ve Özdemir (2023) çarpışma sonrası Pliyo-Kuvaterner patlama merkezlerinden biri olan Cumaçay (Doğu Anadolu) bölgesinin jeolojisini ve petrolojisini; jeokronoloji, tüm kayaç jeokimyası, termobarometre ve termodinamiğini araştırmışlardır. Patlama ürünlerinin yeni K-Ar yaşlarını 3.5-0.97 My olarak bulmuşlardır. Olivin, ortopirosken, klinopirosken ve plajiyoklaz için mineral ergiyik dengesinin kristallenme basınç ve sıcaklığının kabuğun 5-15 km ile 14-28 km olmak üzere iki farklı derinlikte geliştiğini, sıcaklığın ise 954°C'den 1224°C'ye kadar değiştiğini ifade etmişlerdir. Araştırmacılar, magma odasının termodinamik modellemesinde 5 kbar basınç altında asimilasyon ve kabuksal kirlenmenin çeşitli SiO₂ içeriklerinde orta ve alt kabuk derinliklerinde geliştiğini belirtmişlerdir. Ayrıca 2.5 kbar basınç altında ise patlayan lavların son kimyasal dağılımının magma karışımında farklı bileşimli ergiyiklerle temsil edildiğini ortaya koymuşlardır.

Akdağ vd. (2024) Geç Miyosen Tunceli Volkanitlerinin Sr-Nd-Hf-Pb izotop jeokimyasını inceleyerek bu magmaların hem astenosferik hem de litosferik kökenli manto ergimelerinin karışımıyla oluştuğunu ortaya koymuştur. Element ve mineral

kimyasına ilişkin veriler litosferik kökenli piroksenitik bir bileşenin magmatik evrime katkıda bulunduğunu desteklemektedir. Termodinamik modellemeler, Tunceli lavlarının yaklaşık 2 GPa basınç koşullarında, güncel Doğu Anadolu litosfer-astenosfer sınırının altında kalan derinliklerde üretildiğine işaret etmektedir. Çalışmada sunulan jeokimyasal kanıtlar, bölgesel Neo-Tetis dalma-batma süreci boyunca alt litosfere ilerleyen ergiyik intrüzyonlarının piroksenitçe zengin, yüksek yoğunluklu alanlar oluşturduğunu ve bunun kütleçekimsel dengesizlikleri tetiklediğini göstermektedir. Bu kararsız yoğunluk yapısının Geç Miyosen’de Doğu Anadolu litosferinin çökmesine (foundering) yol açtığı, bu süreçle birlikte astenosferik derinliklerde piroksenitçe zengin ve ergimeye yatkın domanyaların aşamalı olarak ergidiği değerlendirilmiştir. Çalışmada söz konusu piroksenitik ergiyiklerin çevresel astenosferik ergiyiklerle karışması sonucunda Tunceli lavlarının oluştuğunu ileri sürülmektedir.

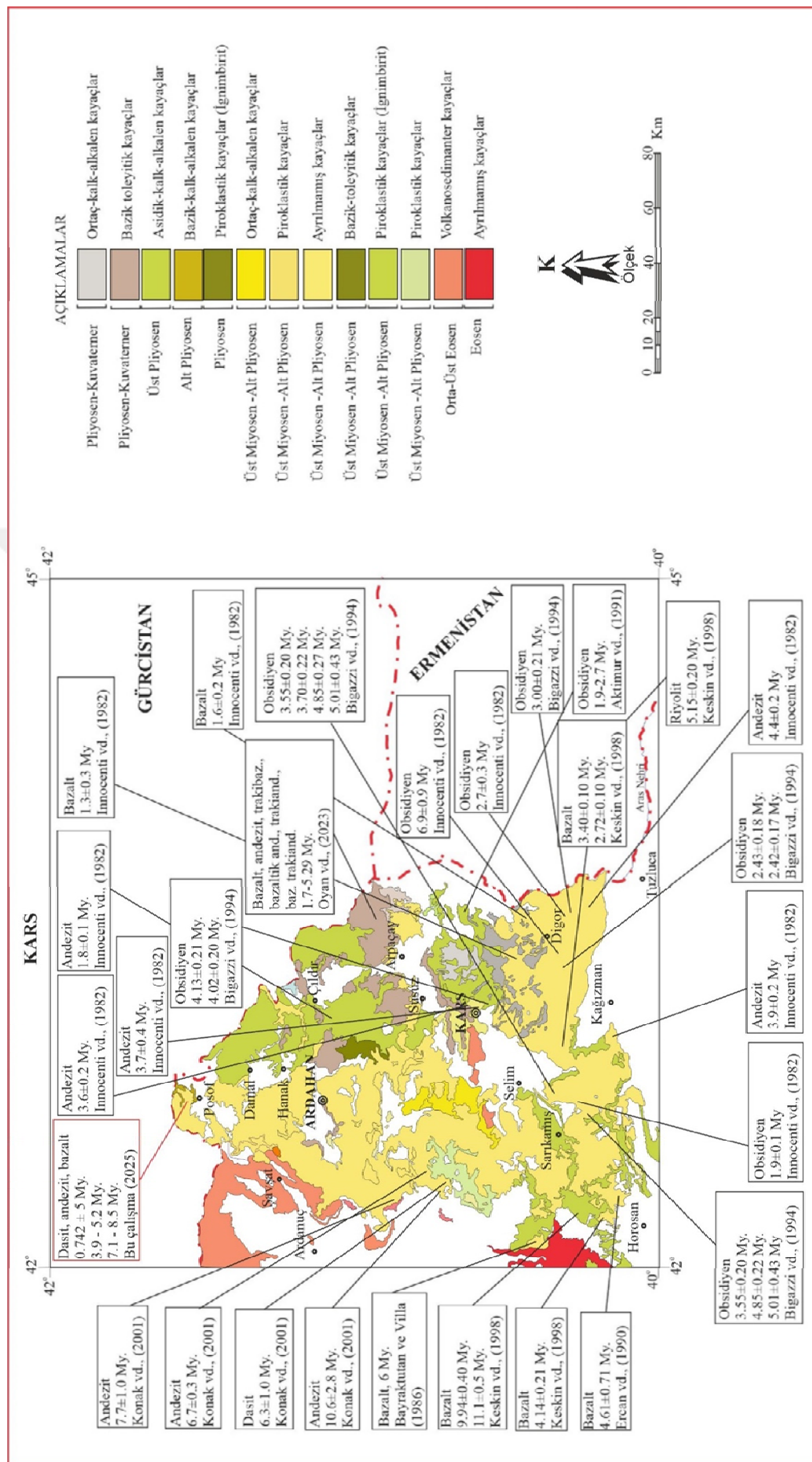
Aydınçakır vd. (2024) Doğu Pontid Orojenik Kuşağı’nın güneydoğusunda yüzeylenen Eosen yaşlı Narman (Erzurum) volkanitlerinin (bazaltik dayk, lav ve breş); mineral kimyası, tüm kayaç jeokimyası, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşları ile Sr-Nd-Pb-Hf izotop özelliklerini incelemişlerdir. Bu volkanik kayaçlar plajiyoklaz, klinopiroksen, olivin ve magnetit/titanomagnetit fenokristalleri içerir. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş sonuçları volkanizmanın 43.4-44.5 My (Orta Eosen-Lutesiyen) önce başladığını göstermektedir. Elde edilen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ϵNd ve ϵHf izotop değerleri tükenmiş bir manto kaynağından türeyen ve yitim ilişkili akışkanlarla metazomatizma olmuş zenginleşmiş bir litosferik manto kaynağına işaret eder. Narman volkanitlerinin çarpışma sonrası genişlemeli bir tektonik ortamda asimetrik ve parçalı bir delaminasyon sürecinde litosferik yükselim sonucu geliştiği öne sürülmüştür.

Oyan (2024) Doğu Anadolu Çarpışma, Kuşağı (EACZ)’nda Van Gölü’nün kuzeydoğusunda bulunan Baltacık-Güncoru Üst Miyosen-Alt Pliyosen bazaltik volkanizmasının petrojenezini değerlendirmiştir. Jeokimyasal veriler ve Sr-Nd izotop sonuçları EC-AFC ve MELTS modellemeleri, fraksiyonel kristallenmenin etkili olduğunu ancak kabuksal kirlenmenin etkili olmadığı sonucunu ortaya koymuştur. K-Ar yaşları volkanizmanın 5.2-7.6 My önce etkin olduğunu gösterir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ϵNd ve ϵHf izotop verileri tüketilmiş bir manto kaynağının yitim ilişkili akışkanlardan çok ergiyiklerle metazomatizmaya uğradığını göstermektedir. Modelleme sonuçları bazaltların spinel-granat-lerzolitik bir kaynaktan türediğini ve yitim bileşeni katkısını ortaya koyar. Termobarometrik hesaplamalar, litosfer-astenosfer sınırının 67 ± 4 km derinlikte bulunduğunu gösterir. Üst Miyosen-Alt Pliyosen bazaltik volkanizmasının

manto litosferinin parçalı veya damla tipi (dripping) modelde delaminasyon sonucu geliştiğini ileri sürmüştür.

Kearney vd. (2025) yaptıkları çalışmada, Van Gölü ve yakın çevresindeki tefra birimlerine ait camların ana oksit ve iz element jeokimyası detaylı analiz etmişlerdir. Bazaltik, trakitik, riyolitik ve pantelleritik camların özellikle SiO_2 , FeO_t , CaO ve Al_2O_3 içerikleri bakımından kimyasal olarak ayırt edilebildiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar bu çalışma ile elde ettikleri yeni cam jeokimyası verilerini, Van Gölü ve yakın çevresine ait stratigrafik kayıtları entegre ederek Doğu Anadolu Volkanik Provensi (EAVP)'deki büyük volkanik püskürmelere ait detaylı bir tefrostratigrafik çerçeve ortaya koymuşlardır.





2. MATERYAL VE YÖNTEM

2.1 Giriş

Ardahan ili kuzeyinde yüzeyleyen volkanik kayaçların petrojenezi ve jeodinamik gelişimini açıklamayı amaçlayan bu çalışmada; saha gözlemleri, mineralojik ve petrografik gözlemler, mineral kimyası, ^{40}Ar - ^{39}Ar Jeokronolojisi, petrokimyasal ve izotop jeokimyası verileri; arazi, laboratuvar ve büro çalışmalarıyla birlikte değerlendirilmiştir.

2.2. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları Ardahan ili sınırları içinde 1/100 000 ölçekli Ardahan E-49c4, E-49d3, E-49d4, F-49a1, F-49a2, F-49a3, F-49a4, F-49b1, F-49b2, F-49b3, F-49b4, F-49c1, F-49c2, F-49d1 F-49d2 paftalarını kapsayacak şekilde yaklaşık 1309 km²'lik bir alanda gerçekleştirilmiştir. Çalışma sahasına ait ve MTA tarafından yayımlanan 1/100 000 ölçekli jeoloji haritası esas alınarak gerçekleştirilen ayrıntılı arazi gözlemleri ve toplanan örneklerin petrografik özellikleri dikkate alındığında incelenen volkanik kayaçlara ait bazı formasyon sınırlarında farklılıklar belirlenmiş ve yeniden değerlendirilmiştir. Örnekleme litostratigrafi göz önünde bulundurularak yapılmış ve örnek alım noktaları taşınabilir el GPS cihazı ile jeolojik harita üzerinde gösterilmiştir. Arazinin oldukça engebeli ve örtülü olmasından dolayı örnekleme çalışmaları çoğunlukla yol yarmaları, yer yer vadi içlerinde gerçekleştirilmiş ve toplamda 88 adet kayaç örneği alınarak arazi çalışmaları tamamlanmıştır. Arazi çalışmaları esnasında sistematik örnekleme yapılırken birimi en iyi yansıtacak taze örneklerin alınmasına önem verilmiştir.

2.3. Mineralojik ve Petrografik İncelemeler

Arazi çalışmalarından toplanan 88 adet kayaç örneğin mineralojik ve petrografik araştırmalar için ince kesitler Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Petrografik örnek hazırlama Laboratuvarı'nda 0.1x2.5x4.6 cm boyutlarındaki ince kesit camları kullanılarak hazırlanmıştır. Hazırlanan ince kesitler üzerinde mineralojik bileşim, doku ve ayrışma ve kayaç adlaması gibi mineralojik-petrografik özelliklerin tespit edilebilmesi için Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Petrografik Araştırma

Laboratuvarı'nda polarizan mikroskopta ayrıntılı olarak incelenmiş ve volkanik kayaçları oluşturan birincil ve ikincil minerallerin türleri, bu mineraller arasındaki ilişkiler ve optik özellikleri ayrıntılı olarak belirlenmiş, önemli dokusal ve mineralojik özellikler mikro fotoğraflarla ortaya konmuştur.

2.4. Kimyasal Analizler

2.4.1. Mineral Kimyası (EPMA) Analizleri

EPMA (Elektron mikroprob analizleri) için detaylı petrografik çalışmaları yapılmış 12 adet örneğin parlatılmış ince kesitleri Ankara Üniversitesi YEBİM (Yer Bilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi) İnce Kesit Hazırlama Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır. Örnekler kesme, yapıştırma ve inceltme işlemlerinden (0.035mm) sonra parlatılmıştır. Detaylı petrografik incelemelerle mineral kimyası analizi yapılacak mineraller kalemle daire içine alınarak işaretlenmiştir. Kimyasal analizden önce örnekler alkol veya asetonla temizlenmiş ve son olarak karbonla kaplanmıştır.

Elektron mikroprob analizleri; Üst Miyosen yaşlı volkanik kayaçlara ait 5 adet, Pliyosen yaşlı volkanik kayaçlara ait 4 adet ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçlara ait 3 adet olmak üzere toplam 12 adet örnekte fenokristal ve mikrolitler halinde gözlenen mineraller üzerinde gerçekleştirilmiştir. Üst Miyosen yaşlı volkanik kayaçlara ait örnekler içerisinde yer alan olivin, klinopiroksen, hornblend, plajiyoklaz ve opak mineraller Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçlara ait örnekler içerisinde yer alan hornblend, plajiyoklaz, biyotit ve opak mineraller üzerinde toplam 640 noktanın ana oksit verileri elde edilmiştir. Mineral kimyası analizleri Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçlar içerisinde yer alan olivin, klinopiroksen, plajiyoklaz, hornblend, biyotit ve opak mineraller üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Mineral kimyası analizlerinin 6 tanesi Universite de Bretagne Occidentale (Brest, Fransa) EPMA Laboratuvarı'nda, 6 tanesi de Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM)'nde gerçekleştirilmiştir. Mineral kimyası çalışmaları karbon kaplı parlatılmış ince kesitler üzerinde CAMECA-SX-100 WDS ve JEOL marka elektron mikroprob analizör (EPMA) kullanılarak yapılmıştır. Kullanılan cihaz 15 kV ve 20 nA çalışma şartlarına sahiptir. Analizler 10 µm'lik bir ışın çapında yapılmış ve Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na ve K elementleri için 10 sn sayılma zamanı belirlenmiştir. 1 µm'lik bir nokta ışını olivin, piroksen, hornblend ve Fe-Ti oksit analizleri için kullanılmıştır. Sodyum buharlaşması neticesinde oluşacak kayıpları engellemek için feldispat ve mika analizlerinde çok hafif bir defokuslamış (10 µm) ışın kullanılmıştır.

Analizlerde kullanılan doğal mineral standartları forsterit, diyopsit, ortoklas, albit, anortit, biyotit, apatit, vollastonit ve magnetittir. Analitik hata ana elementler için %1'den ve iz elementler için ise 200 ppm den daha azdır.

2.4.2. Tüm Kayaç Analizleri

Tüm kayaç analizleri (ana oksit, iz element ve NTE), arazi, mineralojik ve petrografik incelemeler neticesinde tespit edilmiş 29 adet taze volkanik kayaç örneği üzerinde gerçekleştirilmiştir. Seçilen örnekler Gümüşhane Üniversitesi Merkezi Araştırma Laboratuvarı'nda öğütülerek toz haline getirilmiştir. 200-250 gr ağırlığındaki örnekler önce çeneli daha sonra halkalı öğütücüde yaklaşık 200 mesh boyutuna kadar öğütülmüştür. Öğütülen örneklerin 15 tanesi ACME Analiz Laboratuvarı'na (Vancouver, Kanada), 14 tanesi Wuhan Sample Solution Analiz Laboratuvarı'na (Çin) gönderilmiştir. Ana oksit ve iz element içerikleri, toz kayaç örneklerinden alınan 0.2 gr numunenin 1.5 gr LiBO₂ çözelti ile karıştırılarak 100 ml %5'lik HNO₃ içeren sıvı içerisinde çözüldükten sonra İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik Emisyon Spektrometre (ICP-AES; Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) cihazı ile elde edilmiştir. Ana oksitler % ağırlık ve iz elementler ise ppm olarak ölçülmüştür. NTE içerikleri, toz kayaç örneklerinden alınan 0.25 gr numunenin dört farklı asit içerisinde çözülmesinden sonra İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometre (ICP-MS; Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) cihazı ile ppm olarak saptanmıştır. Ateşte kayıp (AK), örnekler 1000°C'de yakıldıktan sonra ağırlık farkından hesaplanmıştır. Toplam demir içeriği, Fe₂O₃ cinsinden belirtilmiştir. Analiz sırasında ana elementler için sapma limiti % 0.001-0.04 arasında, iz elementler için sapma limiti 0.1-1 ppm ve nadir toprak elementler için sapma limiti 0.01-0.1 ppm olarak tespit edilmiştir.

2.4.3. Jeokronolojik Yaşlandırma ve Kökensel İzotop Analizleri

2.4.3.1. ⁴⁰Ar-³⁹Ar Yaşlandırması

İncelenen Posof yöresindeki (Ardahan ili kuzeyi) volkanik kayaçların ⁴⁰Ar-³⁹Ar yaşlandırması için her bir birimi temsil edecek, yüzeysel ve hidrotermal alterasyondan etkilenmemiş taze örnekler seçilmiştir. ⁴⁰Ar-³⁹Ar yaşlandırması; asidik kayaçlardan 3 adet ve bazik kayaçlardan 4 adet olmak üzere toplam 7 adet örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. ⁴⁰Ar-³⁹Ar yaşlandırmaları için örnek hazırlama işlemi; örnek öğütme, örneklerin yıkanması ile mineral ve hamur fazlarının ayrımı aşamalarında

gerçekleştirilmiştir. Bu örnek hazırlama basamağı içerisinde yer alan bu işlemlere ait detay bilgilere Yücel (2013)'de ayrıntılı olarak ulaşılabilir.

^{40}Ar - ^{39}Ar yaşlandırma analizlerinin 5 tanesi Rennes1 Üniversitesi Ar Jeokronoloji Laboratuvarı'nda, 2 tanesi Kore Temel Bilimler Enstitüsü (KBSI, Güney Kore) Ar Jeokronoloji Laboratuvarı'nda yaptırılmıştır. Analizler, Ruffet vd. (1995; 1997) tarafından ayrıntılı olarak tanımlanan basamaklı ısıtma yöntemine uygun olarak lazer prob (CO_2 Synrad®) ile yapılmıştır. Map215® kütle spektrometresi ile yapılan izotop ölçümlerinde boş örnekler her ilk veya üçüncü analizde rutin olarak ölçülmüş ve bir sonraki örneğe ait gaz fazından çıkartılmıştır.

Plato yaşını belirlemek için serbest kalan toplam $^{39}\text{Ar}_K$ 'un asgari %70'ine karşılık gelen üç düzenli ardışık basamağa ihtiyaç vardır. Her bir fraksiyonun yaşı plato segmentlerini tamamlayan yaş ile 1σ veya 2σ arasında uyumlu olmalıdır. Ayrıca, serbest kalan toplam $^{39}\text{Ar}_K$ 'un %70'inden azına karşılık gelen yalancı plato yaşları da saptanmıştır. Tüm ^{40}Ar - ^{39}Ar sonuçları 1σ seviyesinde verilmiştir.

2.4.3.2. Sr-Nd-Pb İzotop Analizleri

Çalışma konusu kayaçların radyojenik Sr-Nd-Pb izotop oranlarını belirlemek amacıyla Posof yöresindeki (Ardahan ili kuzeyi) volkanik kayaçlardan her yaş aralığı ve fasiyesleri temsil edecek kimyasal ve yüzeysel bozuşmadan en az düzeyde etkilenmiş ya da etkilenmemiş, petrokimyasal analizleri ve ^{40}Ar - ^{39}Ar yaş tayinleri yapılmış 9 adet volkanik kayaç belirlenmiş ve izotop analizleri bu kayaç örneklerinin tozları üzerinde gerçekleştirilmiştir. Sr, Nd ve Pb izotop ölçümleri, Wuhan Sample Solution Analytical Technology Co., Ltd. Laboratuvarı'nda (Hubei, Çin), Thermo Fisher Scientific (Dreieich, Almanya) üretimi Neptune Plus MC-ICP-MS cihazı ile ölçülmüştür.

Sr ve Nd izotop analizleri için ^{85}Rb - ^{84}Sr ve ^{149}Sm - ^{146}Nd karışımıyla “spike” hazırlanmış, kayaç tozları HF ve HNO_3 solüsyonlarıyla çözülmüştür. Rb-Sr, Sm-Nd izotoplarının ayrılma işlemi konvansiyonel katyon değişim tekniği ile ayrılmış ve $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ oranı için belirsizlik oranı %2, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ için ise %0.2'dir. Pb izotop oranlarının $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=0.1\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=0.1\%$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=0.2\%$ iki sigma (2σ) aralığındaki yeniden üretilebilirliği BCR-1 standardının tekrarlanan analizleri sonucunda belirlenmiştir.

2.5. Büro Çalışmaları

Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler büro çalışmaları ile analiz edilerek değerlendirilmiştir. Büro çalışmalarının ilk aşamasında çalışma alanında

daha önce yapılmış çalışmalar derlenerek incelenmiştir. Arazi çalışmaları neticesinde değişiklikler yapılan 1/100 000 ölçekli jeolojik harita ve dikme kesit, farklı çizim programlarıyla yeniden düzenlenmiştir. Mineral kimyası ve tüm-kayaç kimyası analizleri sonucunda elde edilen veriler çeşitli paket programlarla yorumlanmış, grafik, diyagram ve tablolar halinde sunulmuştur.

Elde edilen tüm veriler Gümüşhane Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Tez Yazım Kılavuzu'na uygun olarak “Doktora Tezi” olarak hazırlanmıştır.



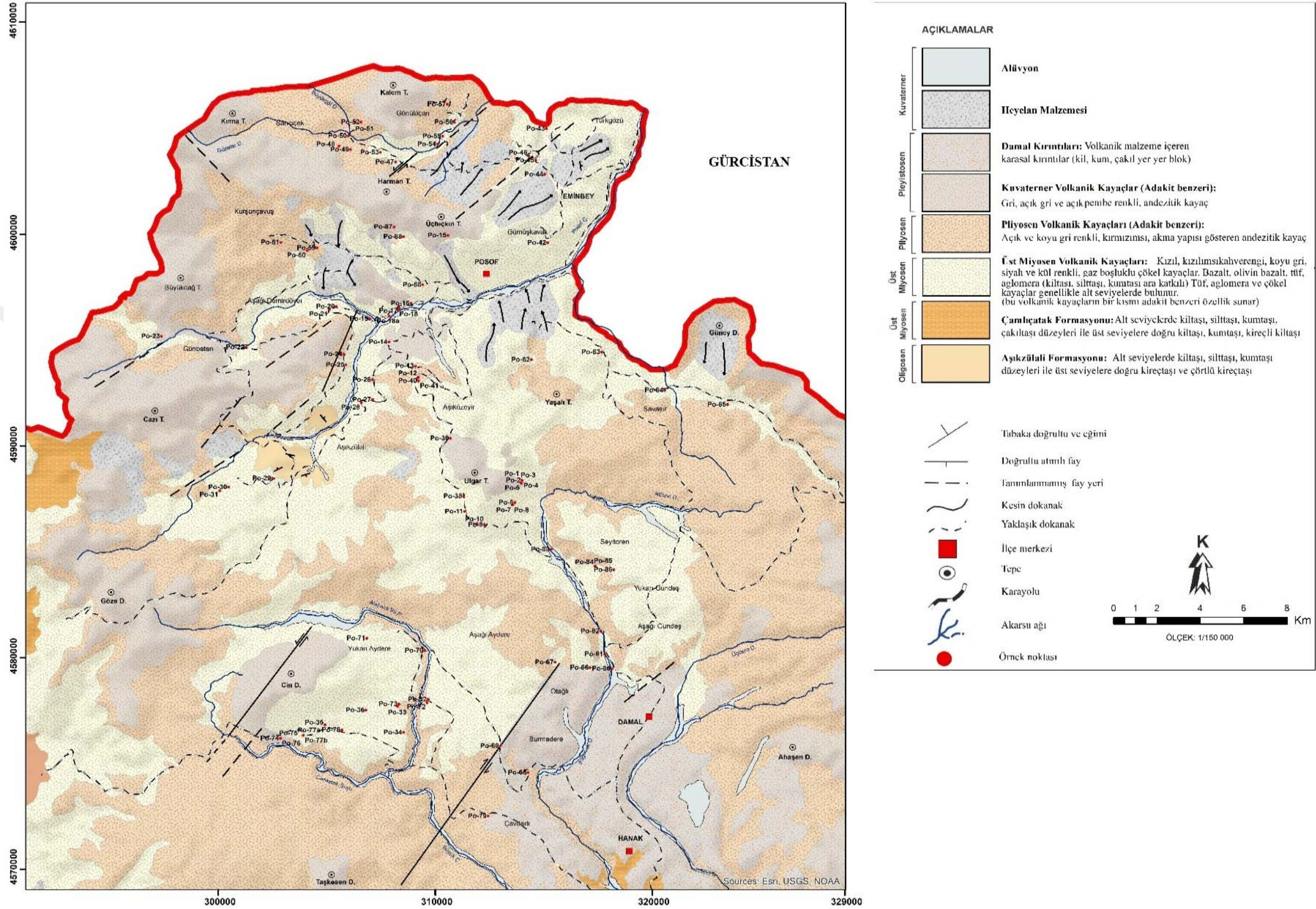
3. BULGULAR

Doğu Pontidler ile Kuzeydoğu Anadolu Bölgesi'nde Kars Platosunun kuzeyinde yer alan çalışma sahası Ardahan ili Posof ve Damal ilçeleri ve civarını kapsamaktadır. Çalışma sahasındaki en yaşlı birim alt seviyelerinde kiltası, silttaşı ve kumtaşı ardalanması ile üst seviyelerinde kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşlarından oluşan Oligosen yaşlı Aşızkülali Formasyonudur. Çalışma sahasının taban kayaçlarını oluşturan bu formasyon üzerinde uyumsuz olarak Çamlıçatak formasyonu yer alır. Bu birimleri uyumsuz olarak Üst Miyosen bazalt, tüf, aglomera ve bunlar içerisindeki çökel kayaçlardan meydana gelen bazik volkanik kayaçlar örter. Pliyosen yaşlı, akma yapılı andezitik kayaçlar kendinden yaşlı tüm birimleri uyumsuz olarak örter. Kuvaterner yaşlı ve porfirik dokulu andezitik kayaçlar daha yaşlı kayaçları keserek bölgeye yerleşen en genç volkanik birimdir. Yine Pleyistosen (Kuvaterner) yaşlı Damal kırıntıları ve Halosen (Kuvaterner) yaşlı heyelan malzemesi ile alüvyonlar çalışma sahasında yüzeyleme veren en genç ve güncel birimlerdir (Şekil 4; Şekil 5; Karaköse vd., 1994).

3.1. Stratigrafi

3.1.1. Aşızkülali Formasyonu

Çalışma sahasının tabanında bulunan, alt seviyelerinde kiltası, silttaşı, kumtaşı ardalanması ile üst seviyelere doğru kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşlarından meydana gelen birim Karaköse vd. (1994) tarafından Aşızkülali Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Birim Ketin (1949) ve Baykal (1950) tarafından Oligo-Miyosen yaşlı jipsli seri olarak adlandırılmıştır. Formasyon çalışma alanı içinde Aşızkülali köyü çevresinde yüzeylem (Şekil 4). Kiltası, silttaşı, kumtaşı, kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşları istifin hakim kayaç türlerini oluşturur. İstif çoğunlukla gri, siyah, yeşil, kırmızımsı kahve, kirli sarı, açık pembe ve kirli beyaz renkli olarak izlenir. Birimin 90-300 m arasında değişen kalınlığa sahip olduğu belirtilmiştir. Stratigrafik ilişkilere dayanılarak formasyonun yaşı Oligosen olarak belirlenmiştir (Karaköse vd., 1994).



Şekil 4. Posof (Ardahan) yöresindeki birimleri gösteren 1/100 000 ölçekli genel jeoloji haritası (Keskin, 2013'den değiştirilerek)

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	ALT SERİ	FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	⁴⁰ Ar / ⁴⁰ Ar (M y)
S E N O Z O Y İ K	KUVATERNER	HALOSEN					Alüvyon Heyelan Malzemesi Uyumsuzluk	
		PLEYİSTOSEN		Dama I Kıvrımları	5-45		Damal Kıvrımları: Volkanik malzeme içeren karasal kıvrımlar (kil, kum, çakıl yer yer blok) Uyumsuzluk	
				Ulgantepe Andeziti	250-450		Kuvaterner Volkanik Kayaçlar (Adakit benzeri): Gri, açık gri ve açık pembe renkli, andezitik kayaç	0.731±5
		PLİYÖSEN		Ardahan Andeziti	100-500		Pliyosen Volkanik Kayaçlar (Adakit benzeri): Açık ve koyu gri renkli, kırmızımsı, akma yapısı gösteren andezitik kayaç Uyumsuzluk	3.9 ± 1.5 5.2 ± 1.8
		MİYÖSEN	ÜST MİYÖSEN	Posof Volkanitleri	400-1800		Üst Miyosen Volkanik Kayaçlar: Kızıl, kırmızımsıkahverengi, koyu gri, siyah ve kül renkli, gaz boşluklu çökel kayaçlar. Bazalt, olivin bazalt, tüf, aglomera (kıltaşı, silttaşı, kumtaşı, ara katkılı) Tüf, aglomera ve çökel kayaçlar genellikle alt seviyelerde bulunur (bu volkanik kayaçların bir kısmı adakit benzeri özellik sunar) Uyumsuzluk	7.1 ± 0.4 7.5 ± 0.4 8.3 ± 0.1 8.5 ± 0.1
				Çamlıçatak	200-250		Çamlıçatak Formasyonu: Alt seviyelerde kıltaşı, silttaşı, kumtaşı, çakıltaşı düzeyleri ile üst seviyelere doğru kıltaşı, milttaşı, kumtaşı, kireçli kıltaşı Uyumsuzluk	
				Aşıkzülali	90-300		Aşıkzülali Formasyonu: Alt seviyelerde kıltaşı, silttaşı, kumtaşı düzeyleri ile üst seviyelere doğru kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşı Ölçeksizdir	
	TERSİYER	MİYÖSEN	ÜST MİYÖSEN					

Şekil 5. Posof (Ardahan) yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti

3.1.2. Çamlıçatak Formasyonu

Birim; alt seviyelerinde kıltaşı, silttaşı, kumtaşı ve çakıltaşı seviyeleri ile üst seviyelere doğru daha yaygın ve kalın kıltaşı, silttaşı, kumtaşı ve diyomit düzeylerinden oluşur. Formasyonun kalınlığı yaklaşık 200-250 m olarak bildirilmiştir. Birim içinde bulunan “*Hipparion sp.*” fosiline göre birimin yaşı Geç Miyosen’dir (Karaköse vd., 1994).

3.1.3. Üst Miyosen Volkanik Kayaçları

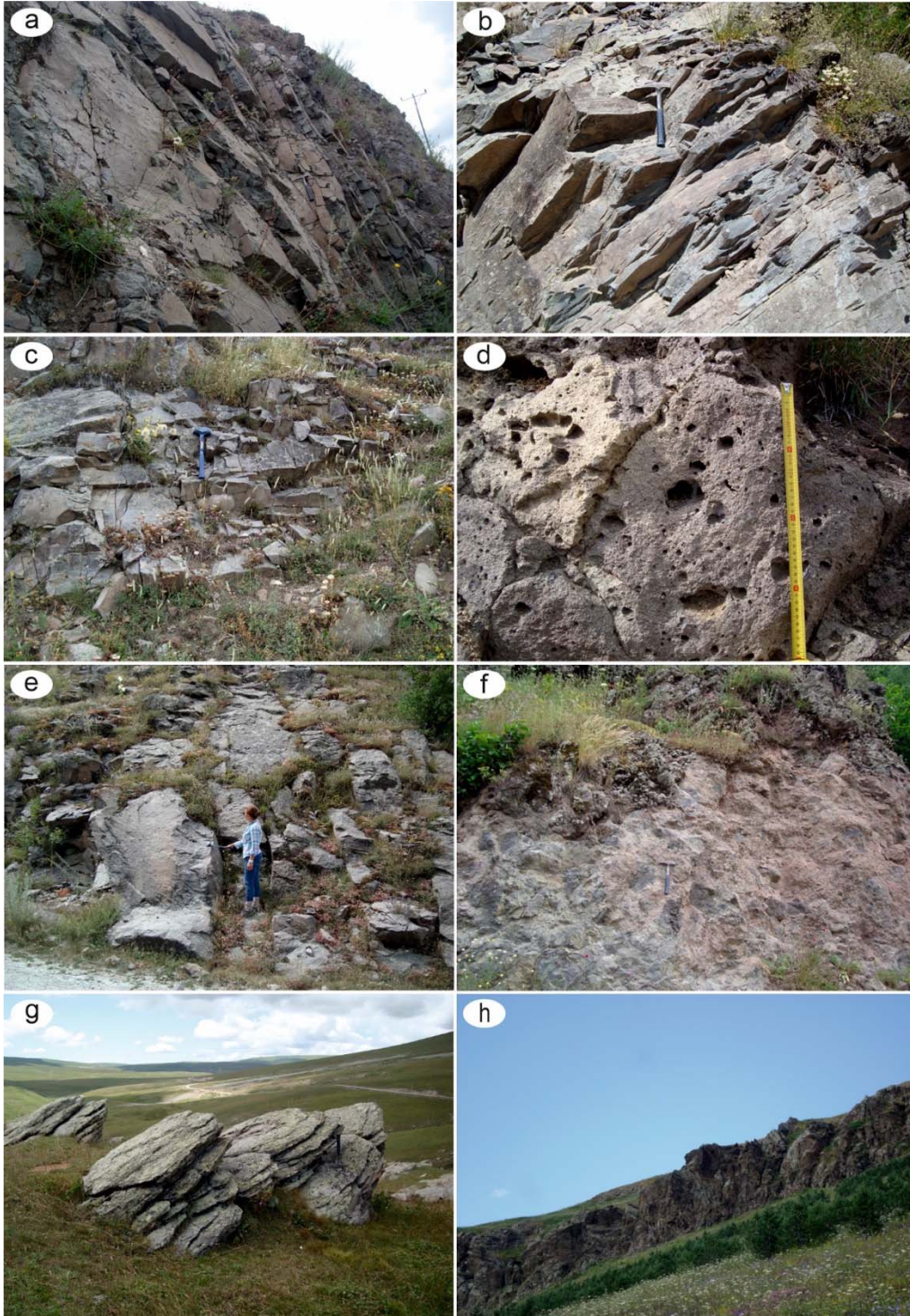
Yaygın kayaç türü bazalt, tüf, aglomera ve bunlar içerisinde yer alan mercer veya düzeyler halinde bulunan çökel kayaçlar olan birim Karaköse vd. (1994) tarafından Posof volkanitleri olarak adlandırılmıştır. Birim Aktimur vd. (1991a) tarafından, Ardahan-E49 ve F49 paftalarının doğusunda Kura volkanitleri olarak tanımlanmıştır. Volkanizmanın Erzurum-Kars platosunda etkili olduğu, volkanizmanın her devresinde temsilcilerinin bulunduğu birçok araştırmacı tarafından ele alınmıştır (Ketin, 1949; Baykal, 1950; Demirsü, 1955; Kutlu, 1955a; Kutlu, 1955b; Akyol, 1968; Erentöz ve Ketin, 1974). Posof

volkanitleri Posof ilçesi, Cin Dağı ve Ulgar Dağı etrafında izlenmekte olup, çalışma sahası içinde en geniş yayılım gösteren birimdir (Şekil 4). Birim, Aşıksülali formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yüzeyleme verir (Şekil 5). Çalışma sahasındaki bazaltlar çoğunlukla gri, koyu gri, kahverengi, açık kahverenkli ve siyah daha az olarak da pembemsi-kızıl renklidir (Şekil 6a, b, c, e, f). Genellikle ince taneliden iri taneliye kadar değişen plajiyoklas, piroksen ve amfibol mineralleri içermektedir. İncelenen bazaltik kayaçlar arazide; çoğunlukla iri bloklar halinde (Şekil 6e) yer yer kırık-çatlaklı (Şekil 6a, c) yer yer de yumrular halinde (Şekil 6g), ~1 cm kalınlığında akma yapısı ve bantlaşmalar şekilde izlenir (Şekil 6b). Kırık-çatlak yüzeylerinde yer yer mangan dentritikleri ve kloritleşme gözlenmiştir. Bazaltların içerisinde 0.1 cm'den 15 cm'ye kadar değişen boyutlarda gaz boşlukları gözlenmiştir (Şekil 6d). Bu boşlukların içi çoğunlukla boş nadiren kalsit ve mangan boyamaları ile kaplanmıştır.

İncelenen bazaltik kayaçların kalınlığının yaklaşık 900-1800 m'lere kadar ulaştığı bilinmektedir (Şekil 6h). Karaköse vd. (1994) birimin, çalışma sahası içinde oldukça altere olduğunu, birimden yaş verebilecek bir veri elde edilemediği belirtmiştir. Ancak inceleme alanı dışındaki piroklastik kayaçlar içinde bulunan "*Hipparion* sp." fosiline göre Posof volkaniklerinin yaşını Geç Miyosen-Erken Pliyosen olarak belirlemişlerdir (Karaköse vd. 1994; Keskin 2013). Bu tez çalışması kapsamında Posof volkanitlerinden alınan bazalt örnekleri üzerinde gerçekleştirilen ^{40}Ar - ^{39}Ar jeokronolojik yaş analizleriyle birimin yaşı Üst Miyosen olarak tespit edilmiştir. Birim ilerleyen bölümlerde "Üst Miyosen Volkanik Kayaçları" olarak adlandırılacaktır.

3.1.4. Pliyosen Volkanik Kayaçları

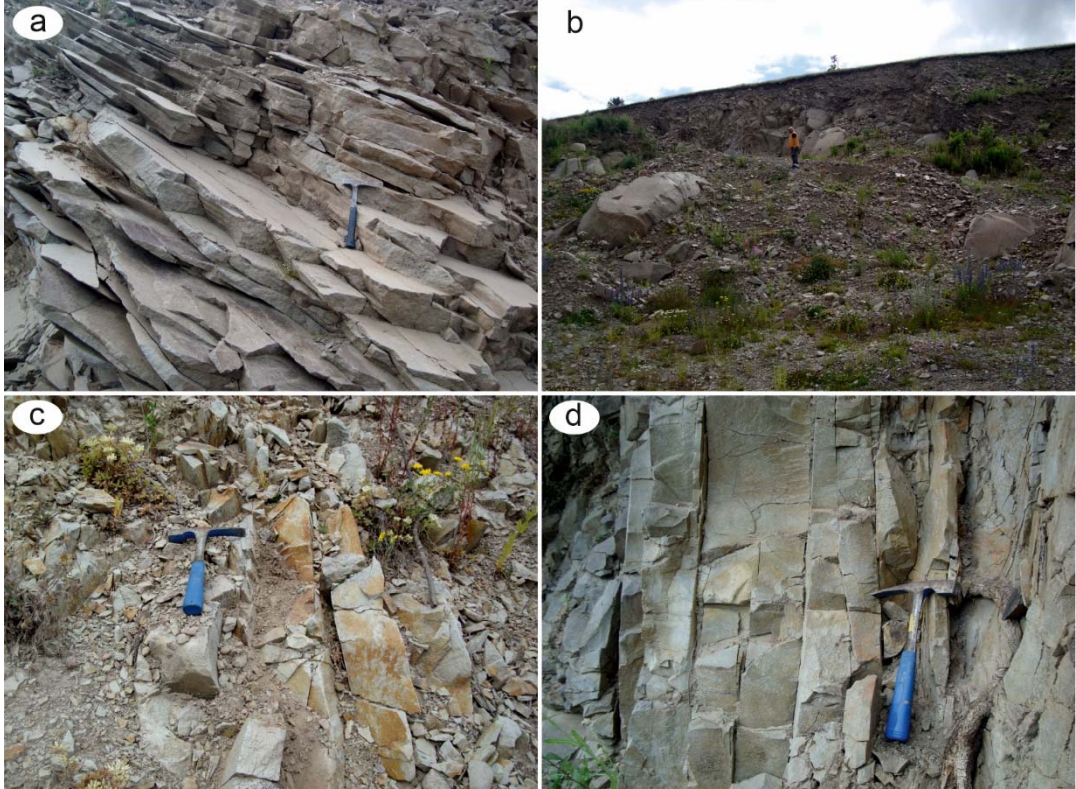
İlk kez Karaköse vd. (1994) tarafından Ardahan andeziti olarak tanımlanan birim akma yapılı, piroksenli ve amfibollü kayaçlardan oluşur. Aktimur vd. (1991b) birimi çalışma sahasının doğusunda Dumanlıdağ piroklastikleri olarak tanımlamışlardır. Çalışma sahasında yaygın yüzlekler veren birim Cin Dağı ve Kalem Tepe etrafında, Kurşunçavuş ve Savaşır köyleri civarında yaygın yüzeylemeler sunar (Şekil 4). Belirgin akma yapısı kayaçlara bantlı bir görünüm kazandırmıştır. Bant kalınlıkları yaklaşık 13-15 cm'dir (Şekil 7a). İncelenen andezitik kayaçlar çoğunlukla ince tanelidir. Taze kırık yüzeylerinde çoğunlukla açık gri, gri, yer yer koyu gri ve kırmızımsı pembe renkli, yer yer de Fe-Ti oksit boyamaları gösterir (Şekil 7a, c, d). Kayaçların taze yüzeylerinde koyu renkli amfibol mineralleri gözle ayırt edilmektedir. Birimi oluşturan volkanik kayaçlar bol kırık ve çatlaklı olup, yer yer masif kütleler halinde gözlenmiştir (Şekil 7b, d). Kırık ve çatlak yüzeylerinde sarımsı kahverenkli alterasyonlar gözlenir (Şekil 7c).



Şekil 6. Üst Miyosen volkanik kayalara ait; (a) Posof ilçe merkezi etrafında izlenen bazik volkanik kayalarda gözlenen düzenli kırık sistemi, (b) yer yer bantlı yapı sunan bazaltik kayalar, (c) kırık-çatlaklı yapı, (d) boşluklu yapı, (e) Kalem Tepe civarında iri bloklar halinde gözlenen bazaltik kayalar, (f) incelenen bazaltik kayalar içinde gözlenen aglomera görünümü, (g) Cin Dağı etrafında yer yer yumrular halinde gözlenen bazaltlar, (h) bazik volkanik kayaların arazide genel görünümü

Birimin kalınlığı Karaköse vd. (1994) tarafından 100-500 m arasında tespit edilmiştir. Öncel çalışmalarda çalışma alanı içerisinde birimin yaşı ile ilgili radyometrik bir yaş tayini bulunmamaktadır. Innocenti vd. (1982) çalışma alanı dışında Kars-Ardahan

yolu üzerindeki (Ardahan F50 paftası) andezitlerden 1.8 ± 0.1 My radyometrik yaş elde etmişlerdir. Karaköse vd. (1994) birimin yaşını pek çok yerde Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Posof volkanitleri üzerinde yer almasından ve Innocenti vd. (1982) çalışmasına dayanarak Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen olarak benimsemişlerdir. Bu tez çalışmasında gerçekleştirilen ^{40}Ar - ^{39}Ar jeokronolojik yaş analizleriyle birimin yaşı Pliyosen olarak tespit edilmiştir. Birim ilerleyen bölümlerde “Pliyosen Volkanik Kayaçları” olarak tanımlanmıştır.



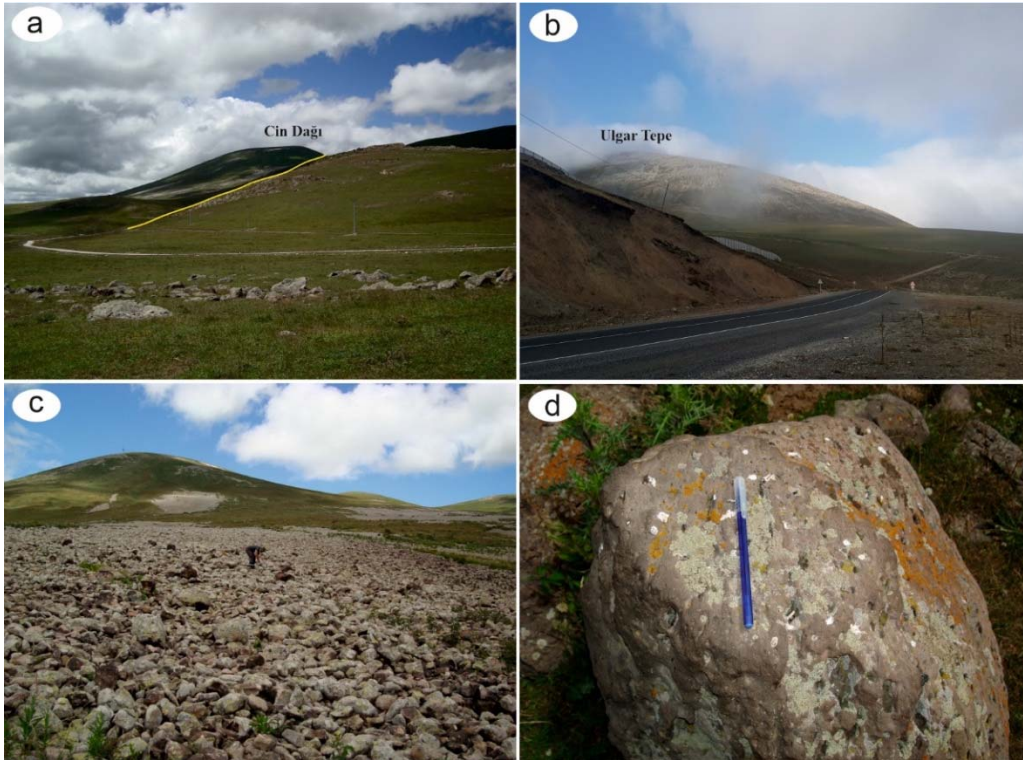
Şekil 7. Pliyosen volkanik kayalara ait; (a) Aşıküzeyir civarında izlenen andezitik kayaların bantlı akma yapısı, (b) masif görünümlü, iri bloklar halinde gözlenen andezitler, (c) açık gri renkli, kırık-çatlak yüzeylerinde gözlenen sarımsı kahverenkli yüzeysel alterasyon, (d) Kurşunçavuş köyü etrafında gözlenen gri renkli, bol kırık yapılu andezitik kayalar

3.1.5. Kuvaterner Volkanik Kayaçları

Çoğunlukla çalışma sahasının kuzeyinde izlenen büyük yükselti Karaköse vd. (1994) tarafından Ulgar Tepe Andeziti olarak tanımlanmıştır (Şekil 8a, b). Birim çalışma sahasının doğusunda Dumanlıdağ piroklastikleri ile denestirilir (Aktimur vd., 1991b). Birim en tipik olarak Ulgar Tepe, Cin Dağı, Cazı Tepe, Büyükdağ Tepe, Üçhıçkın Tepe ve Kalem Tepe civarında gözlenip, yer yer Pliyosen volkanik kayalarını yer yer de Üst Miyosen volkanik kayalarını keserek yükselmektedir (Şekil 4). Porfirik dokulu olan andezitler çoğunlukla ince tanelidir ve akma yapısı göstermezler. Arazide çoğunlukla

döküntüler halinde gözlenen (Şekil 8c) andezitlerin taze kırık yüzeylerinde plajiyoklas ve biyotit mineralleri çıplak gözle ayırt edilebilmektedir. Birim arazide genellikle açık gri, gri ve yer yer açık pembe renkli olarak izlenir (Şekil 8c, d).

Birimin yaşı, Pliyosen volkanik kayaçlarını kestiğinden dolayı Karaköse vd. (1994) tarafından Erken Pleyistosen'den daha genç olduğu düşünülmüş. Bu tez çalışması kapsamında gerçekleştirilen ^{40}Ar - ^{39}Ar jeokronolojik yaş analizleriyle birimin yaşı Kuvaterner olarak tayin edilmiştir. Birim ilerleyen bölümlerde “Kuvaterner Volkanik Kayaçları” olarak tanımlanmıştır.



Şekil 8. Kuvaterner volkanik kayaçlara ait; (a) Cin Dağı uzaktan görünüm, (b) Ulgartepe uzaktan görünüm (c) Cindağı eteklerinde döküntü halinde izlenen Ulgartepe andeziti, (d) Açık gri, gri renkli Ulgartepe andezitik kayaçlarına ait örneğin yakından görünümü

3.1.6. Damal Kırıntıları

Çalışma sahası içinde Damal ilçe merkezi çevresinde yaygın olarak yüzeyleme veren Damal kırıntıları; çoğunlukla volkanik kökenli malzeme, daha az olarak kil, kum, çakıl ve yer yer blok boyutunda açık gri ve gri renkli kırıntılardan oluşur (Karaköse vd. 1994). Bu kırıntılar çoğunlukla az tutturulmuş veya tutturulmamıştır. Birim belirgin tabakalı yapı gösterirken yer yer tabakalı yapı göstermeyen düzeyleri de bulunur. Damal kırıntıları çalışma sahası içinde bazen Üst Miyosen volkanik kayaçları üzerine bazen de Pliyosen volkanik kayaçları üzerine aşıl uyumsuzlukla gelmektedir. Birimin kalınlığı Damal ilçesinin güneyinde yaklaşık 45 m'ye ulaşmakta güneye doğru gidildikçe

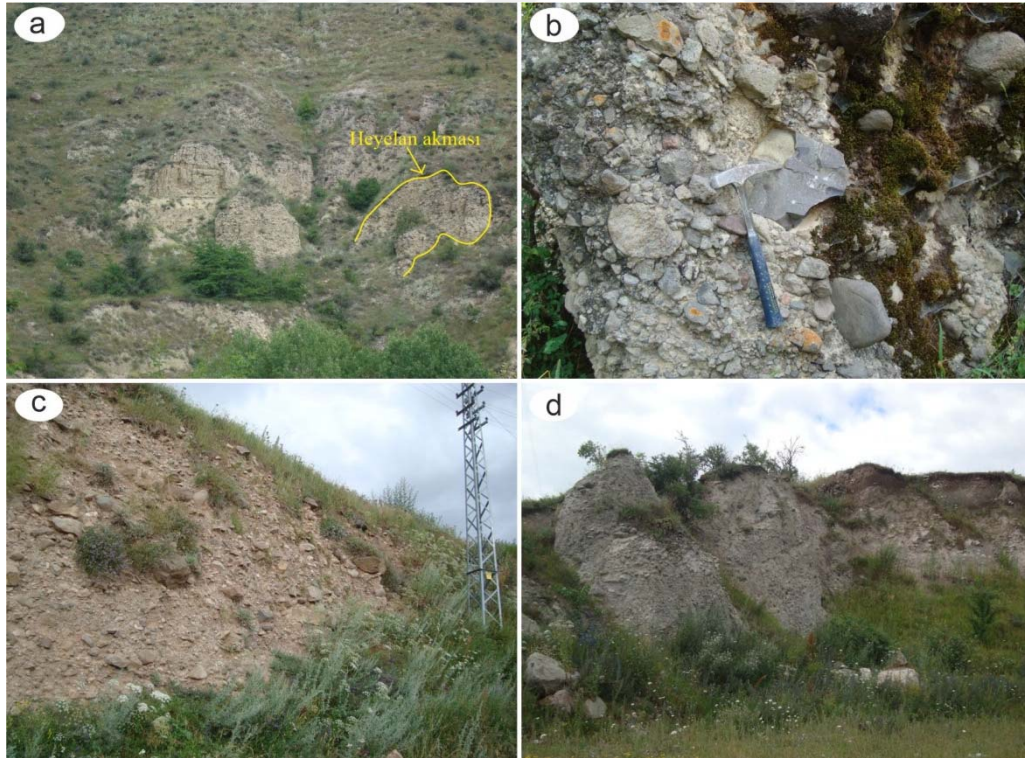
azalmaktadır. Karaköse vd. (1994) istifin yaşını alttaki birimlerle ilişkisine dayanarak Erken Pleyistosen'den genç olarak belirtmişlerdir.

3.1.7. Alüvyon

Çalışma sahası içinde Posof Çayı, Büyükgöl Dere, Alabalık Dere, Canfelek Suyu, Bağırsak Dere ve Üçdere Dere yataklarında alüvyonlar görülmektedir. Genellikle gri renkli yer yer sarımsı renkli tutturulmamış kil, mil, kum, çakıl, çamurtaşı ve blok malzemeden oluşan alüvyon malzemesi Posof Çayı etrafında küçük yüzeylemeler veren, bol volkanik malzeme içeren, çok az tutturulmuş, kötü boylanmalı ve yer yer bloklar içerir (Karaköse vd.,1994).

3.1.8. Heyelan Malzemesi

Gravitasyonel etki altında volkanik kayaç malzemelerinin yamaç aşağıya taşınmasıyla biçimlenmiş morfoloji ve yer değiştirmiş malzeme birikintisi ile temsil edilen heyelan malzemesi çalışma sahası içinde birçok yerde yüzeyleme vermektedir.



Şekil 9. Çalışma alanında (a) Türkgözü mevkiinde heyelan malzemesine ait uzaktan görünüm, (b) Kumluköz mevkiinde, (c) Doğrular köyü mevkiinde, (d) Kurşunçavuş mevkiinde gözlenen heyelan malzemesine ait görüntüler

Heyelan malzemeleri kolay ayrılabilen olivin bazaltlardan oluştuğundan heyelanlara neden olmaktadır (Karaköse vd., 1994). Çalışma sahası içinde tip yer

olarak Posof, Gümüşkavak, Kurşunçavuş ve Aşızkülali köyleri çevresinde yamaç ve yol yarmalarında yaygın olarak gözlenirler (Şekil 9).

3.2. Petrografi

Çalışma sahasındaki volkanik kayaçların mineralojik-petrografik özelliklerini tayin edebilmek için hazırlanan ince kesitler polarizan mikroskopta incelenmiştir. Üç farklı yaş aralığında incelenen volkanik kayaçların detaylı petrografik incelemeleri yapılmış, önemli dokusal özellikler fotoğraflanmış ve tüm bu verilerden elde edilen bilgilerin derlenmesiyle incelenen volkanitlerin mineral içerikleri ve dokuları Tablo 1’de sunulmuştur.

3.2.1 Üst Miyosen Volkanik Kayaçların Petrografisi

Üst Miyosen volkanik kayaç örneklerine ait ince kesitler üzerinde yapılan detaylı petrografik incelemelerde birimin bazalt ve bazaltik andezit bileşimine sahip olduğu ve incelenen volkanik kayaçların çoğunlukla altere olduğu tespit edilmiştir. Birimin mineral içerikleri plajiyoklaz $\pm$ klinopiroksen $\pm$ ortopiroksen $\pm$ olivin $\pm$ hornblend $\pm$ opak mineral (çoğunluk Fe-Ti oksit) şeklindedir. Kayacın hamur kısmı tüm bu minerallerin mikrolitleri ve volkan camından meydana gelmektedir. İncelenen volkanik kayaçlar aynı mineral içerikleri sunmalarına rağmen farklı dokusal özelliklere sahiptirler. Mikrolitik porfirik, hyalo-mikrolitik porfirik doku (Şekil 10a, b), genel dokuyu oluştururken intergranüler, pilotaksitik, subofitik (Şekil 10c), glomeroporfirik (Şekil 10g), akma (Şekil 10a) ve boşluk (Şekil 10h), dokular ise kayaçlarda gözlemlenen diğer dokuları oluşturur. Boşlukların içinin çoğunlukla ikincil bir mineralle dolmadığı, çok nadir olarak kalsitle dolduğu gözlenmiştir. Zonlu (Şekil 10e), elek (Şekil 10f) ve kemirilme (Şekil 10f) dokuları hemen hemen tüm örneklerde tipik olarak gözlenen dengesizlik dokularıdır.

Volkanik kayaçların ana mineralojik bileşeni plajiyoklazdır. Plajiyoklazlar çoğunlukla öz şekilliden öz şekilsiz kadar değişen mikro kristal, mikrolit, fenokristal formunda ve bazı örneklerde mega kristal olarak gözlenir. Mikrolit boyutundaki plajiyoklaz kristalleri incelenen kayaç hamurunun büyük bir kısmını oluşturmaktadır. Tek nkolde renksiz, çapraz nkolde gri-beyaz renklidirler. Tipik albit ikizlenme gösterirler (Şekil 10b, c, e, f). İncelenen tüm örneklerdeki plajiyoklaz kristallerinin büyük bir kısmında zonlu, elek ve yenme/kemirilme dokularının gelişmiştir (Şekil 10b, e, f). Bazı plajiyoklaz kristallerinde kapanım halinde opak mineraller ve piroksenler saptanmıştır. Ayrıca ileri derece altere örneklerde gözlenen plajiyoklaz kristalleri üzerinde killeşmeler mevcuttur.

Piroksen mineralleri çoğunlukla öz ve yarı öz şekilli klinopiroksen ve daha düşük miktarda olarak ise ortopiroksen bileşimindedir. Çoğunlukla fenokristal daha az olarak mikrofeno-kristal ve kayaç hamurunda mikrolitler şeklinde gözlenen piroksen mineralleri tek nikolde soluk yeşil, beyazımsı renkli, çapraz nikolde ise II. dizinin canlı girişim renklerine sahiptirler. Nadiren basit ikizlenme zonlu yapı gösterirler. Alterasyondan dolayı dilinimleri boyunca kırık ve çatlaklı yapı sunarlar (Şekil 10a, b, c). Yer yer opak mineral kapanımları içeren klinopiroksen kristallerine rastlanılmıştır (Şekil 10a).

Olivin kristalleri öz şekilli, yarı öz şekilli ve öz şekilsiz fenokristal ve mikro fenokristaller halinde bulunur (Şekil 10d, e). Tek nikolde renksiz, çapraz nikolde II. ve III. dizinin yüksek girişim renklerine sahiptirler. Kırıklı-çatlaklı bir yapı gösteren olivinler çoğunlukla kenar çepherlerinden ve çatlaklarından itibaren koyu kırmızımsı ve kızılımsı-kahverenkli iddingsitleşme gösterirken bazı olivin kristalleri tamamen iddingsitleşmiştir (Şekil 10d, e).

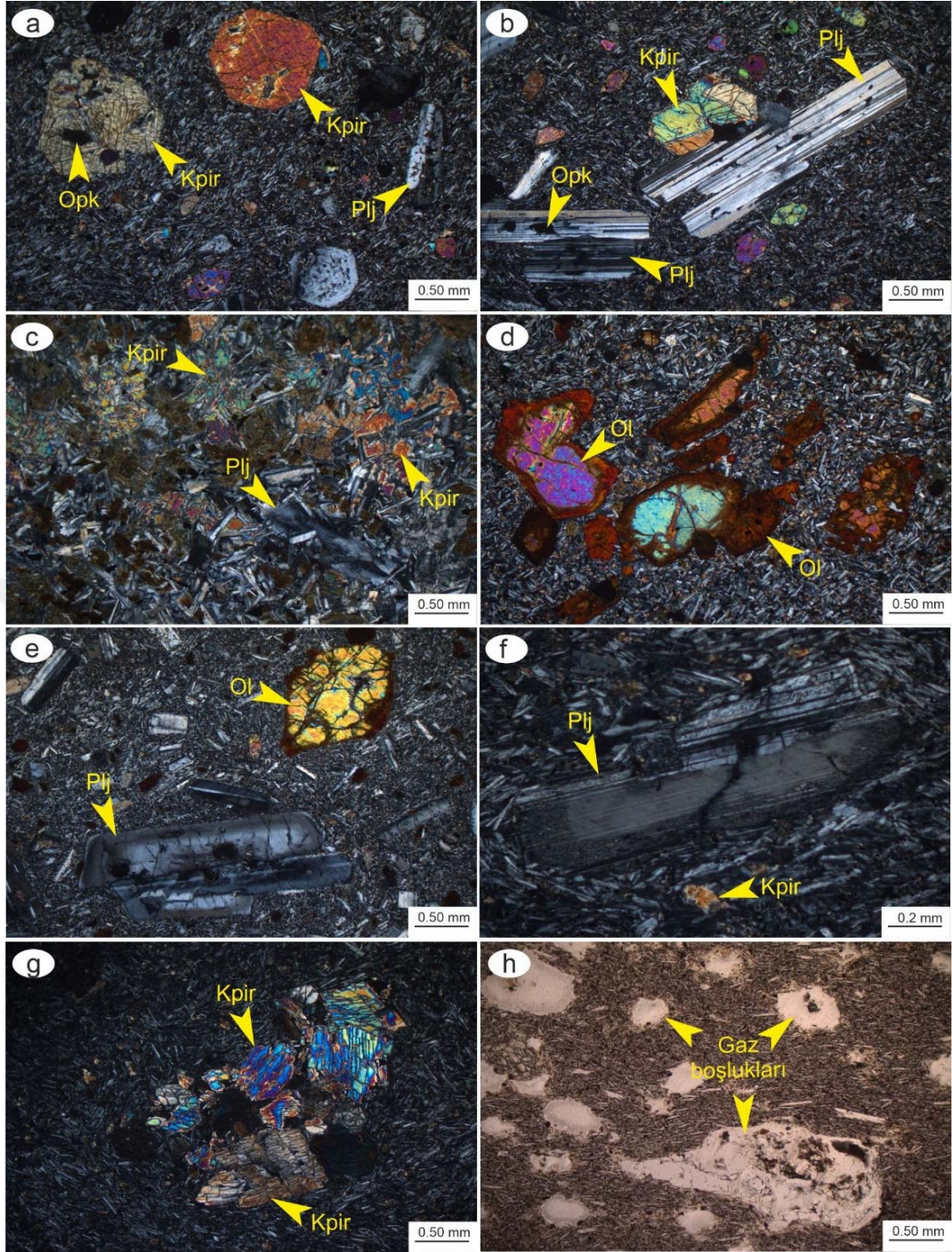
Çoğunlukla köşeli ve yer yer yuvarlağımsı, siyah renkli mikro taneler halinde bulunan opak mineraller çoğunlukla hamurda yer yer de plajiyoklaz ve klinopiroksenlerde kapanım şeklinde gözlenir (Şekil 10a, b).

Tamamen opaklaşmış ve ufak kristal formunda bulunan hornblend mineralleri incelenen volkanik kayaç örneklerinden sadece bir kaçında tespit edilmiştir (Örnek No: Po-35, Po-62).

3.2.2 Pliyosen Volkanik Kayaçların Petrografisi

İnceleme alanı içinde geniş alanlarda yüzeyleme veren Pliyosen volkanik kayaçları andezitten oluşmuştur. İstifi oluşturan volkanik kayaçlar; genel olarak mikrolitik porfirik, hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik (Şekil 11a, f), akma (Şekil 11c, d), pilotaksitik, elek ve kemirilme dokuları ile zonlanma gösterirler.

İncelenen volkanik kayaçların mineral içerikleri plajiyoklaz + hornblend + $\pm$ biyotit $\pm$ klinopiroksen + opak mineral birlikteliğinden oluşurken, hamur fazı aynı minerallerin mikrolitleri ve volkan camından meydana gelmektedir.



Şekil 10. Üst Miyosen volkanik kayalarda gözlenen; (a) akma doku içerisinde öz şekilli / yarı öz şekilli klinopiroksen kristalleri, elek dokulu plajiyoklaz kristali (Örnek No: Po-18), (b) hyalo mikrolitik porfirik doku içinde opak inklüzyonu yer alan plajiyoklaz ve ikiz kristalli klinopiroksen fenokristalleri (Örnek No: Po-18, Ç.N.), (c) klinopiroksen kristalleri ve plajiyoklaz latalarının oluşturduğu subofitik doku (Örnek No: Po-25, Ç.N.), (d) kenarları boyunca ve tamamen iddingsitleşmiş olivin fenokristalleri (Örnek No: Po-29, Ç.N.), (e) kenar ve çatlakları boyunca iddingsitleşmiş öz şekilli olivin ve zonlu plajiyoklaz fenokristali (Örnek No: Po-36, Ç.N.), (f) plajiyoklazlarda gözlenen elek ve kemirilme dokuları (Örnek No: Po-66, Ç.N.), (g) klinopiroksen fenokristallerinin bir araya toplanması ile oluşan glomeroporfirik doku (Örnek No: Po-67, T.N.), (h) bazaltik volkanik kayalarda gözlenen boşluklu doku (Örnek No: Po-79, Ç.N.) (Plj: Plajiyoklaz, Bi: Biyotit, Hbl: Hornblend, Opk: Opak mineral)

Tablo 1. İncelenen volkanik kayaçların modal mineralojisi ve dokusal özellikleri

Fasiyes	Örnek No	Olivin	Klinopiroksen	Hornblend	Plajiyoklaz	Biyotit	Opak mineral	Doku	Kayaç
Kuvaterner Volkanik Kayaçlar	Po-1		+	+	+	+		hyalo-mikrolitik porfirik, zonlu,	Andezit
	Po-2		+	+	+	+		hyalo-mikrolitik porfirik, zonlu, kemirilme	Andezit
	Po-3		+	+	+	+		hyalo-mikrolitik porfirik, zonlu, kemirilme	Andezit
	Po-4		+	+	+	+		hyalo-mikrolitik porfirik, zonlu	Andezit
	Po-15		+	+	+	+		hyalo-mikrolitik porfirik, zonlu, akma,	Andezit
	Po-23		+	+	+	+		hyalo-mikrolitik porfirik, zonlu, elek, kemirilme	Andezit
	Po-75		+	+	+	+		hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, akma, zonlu	Andezit
	Po-87		+	+	+	+		hyalo-mikrolitik porfirik, akma	Andezit
Pliyosen Volkanik Kayaçlar	Po-26	+	+	+	+	+		hyalo-mikrolitik porfirik, akma, elek, zonlu, kemirilme	Andezit
	Po-41		+	+	+	+		hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, akma, zonlu, elek	Andezit
	Po-48	+	+	+	+	+		hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, akma, zonlu, kemirilme	Andezit
	Po-51		+	+		+		hyalo-mikrolitik porfirik, akma	Andezit
	Po-57	+		+		+		pilotaksitik	Andezit
	Po-60		+	+		+		glomeroporfirik, akma, elek, zonlu	Andezit
Üst Miyosen Volkanik Kayaçlar	Po-5	+	+		+			intergranüler	Bazalt
	Po-6	+	+		+			İntergranüler, akma	Bazaltik andezit
	Po-11		+	+		+		hyalo-mikrolitik porfirik, intergraüler	Bazaltik andezit
	Po-16	+	+		+			hyalo-mikrolitik porfirik, elek, akma	Bazaltik
	Po-17	+	+		+			hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, akma, elek, zonlu, boşluklu	Bazaltik andezit
	Po-18	+	+		+			hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, akma, elek, zonlu	Bazalt
	Po-18a	+	+		+			hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, akma, elek, zonlu	Bazalt
	Po-21	+	+		+			subofitik	Bazalt
	Po-24	+	+		+			mikrolitik porfirik, subofitik	Bazalt
	Po-31	+	+		+			porfirik, intergranüler, akma	Bazalt
	Po-35		+	+	+		+	hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, akma, elek, zonlu, kemirilme	Bazaltik andezit
	Po-62		+	+	+		+	hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, akma	Bazaltik andezit
	Po-65	+	+		+		+	hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, akma, elek, zonlu, kemirilme	Bazaltik andezit
	Po-67		+	+		+		hyalo-mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, akma, elek, zonlu	Bazaltik andezit
	Po-84		+	+		+		intergranüler, boşluklu	Bazaltik andezit

Plajiyoklaz çoğunlukla öz şekilli / yarı öz şekilli fenokristal ve mikro kristaller halinde bulunur. Tek nikolde renksiz, çapraz nikolde gri renklerde gözlenen plajiyoklazlar albit ikizlenmelidir ve elek, kemirilme (Şekil 11d), zonlu (Şekil 11c, d, f) dokular gelişmiştir.

Hornblend genellikle öz şekilli ve yarı özşekilli, prizmatik yer yer de çubuksu kristal formundadır. Tek nikolde kahve tonlarında pleokroizma gösteren hornblendler çift yönlü iyi gelişmiş dilinimlere sahiptirler (Şekil 11a, g, h). Hornblend kristalleri incelenen volkanik kayaçlarda tamamen veya kenarlarından itibaren opaklaşmış bir görünüm sergilerler (Şekil 11a, b, c, g, h).

Biyotitler çoğunlukla yarı özşekilli ve öz şekilsiz levhamsı kristaller halindedir. Tek nikolde kahverengi tonlarında pleokroizma gösterirler. Çapraz nikolde koyu kahve renklidir. Çoğunlukla alterasyondan etkilenen biyotiti kristalleri opaklaşmış, ileri derece altere örneklerde kloritleşme saptanmıştır. Alterasyondan az etkilenen bazı biyotit kristallerinde tek yönlü karakteristik dilinimler gözlenmektedir.

Klinopiroksen çoğunlukla kayaç hamurunda mikro taneler halinde, nadir olarak bazı örneklerde özşekilsiz küçük kristaller şeklindedir.

Opak mineraller çoğunlukla kayaç hamurunda siyah renkli mikro taneler halinde dağılım gösterirler (Şekil 11b, h).

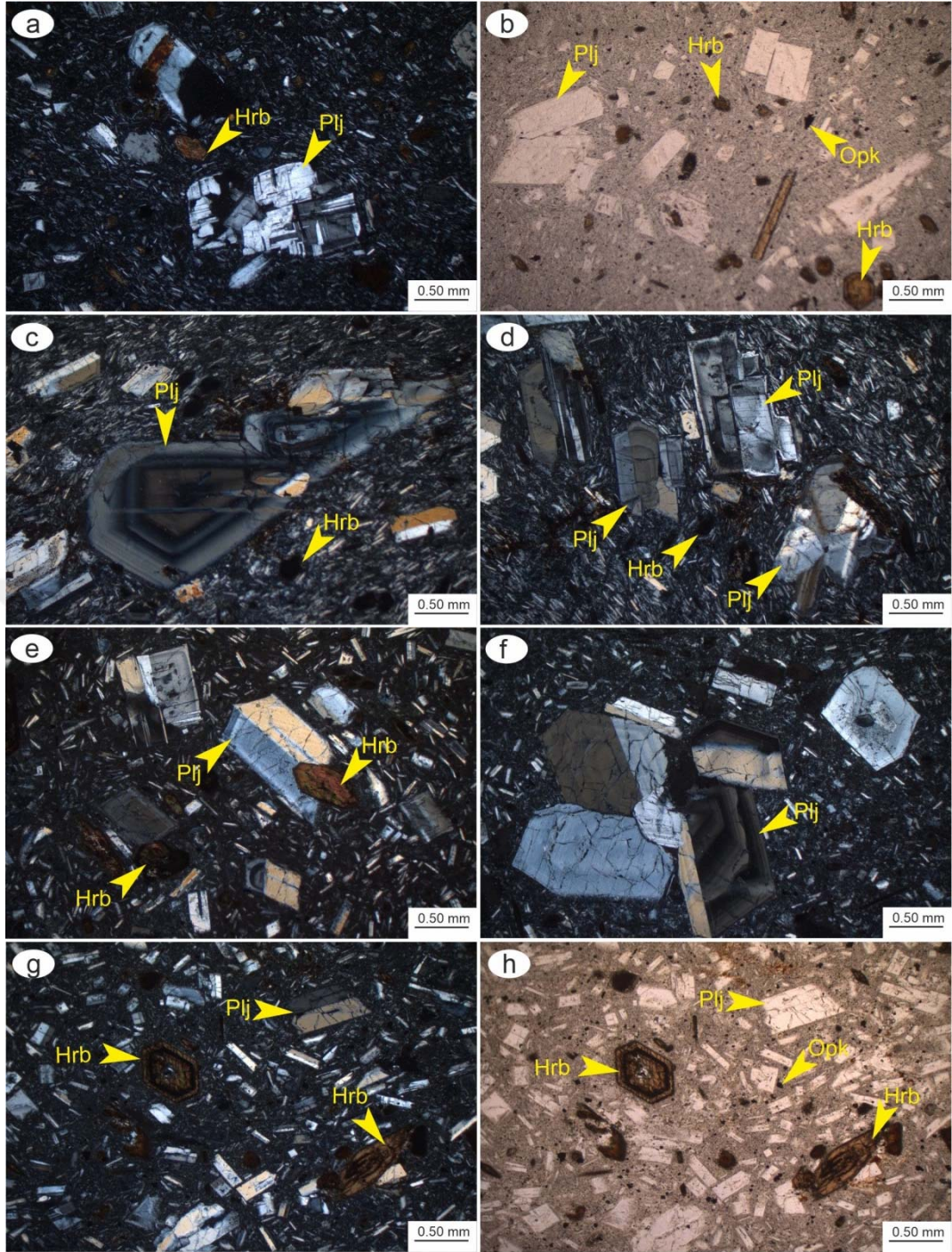
3.2.3. Kuvaterner Volkanik Kayaçların Petrografisi

Kuvaterner volkanik kayaç örneklerine ait andezitlerin petrografik incelemelerinde genel doku türü mikrolitik porfirik, hyalo mikrolitik porfirikdir. Özel doku olarak glomeroporfirik (Şekil 12h), elek ve kemirilme dokuları gösterirler. İncelenen asidik volkanik kayaçların modal mineralojik bileşimleri plajiyoklaz ± hornblend ± biyotit ± opak mineral şeklindedir. Aynı minerallerin mikrolitleri ve volkan camı birlikteliği incelenen volkanik kayaçların hamur kısmını oluşturur.

Plajiyoklaz mineralleri çoğunlukla öz ve yarı öz şekilli mikro ve fenokristaller, bazı örneklerde mega kristal şeklinde gözlenir. Genellikle kırık-çatlaklı bir görünüm sunarlar. Çoğunlukla polisentetik ikizli plajiyoklazlarda zonlu (Şekil 12b, f), elek (Şekil 12a) ve kemirilme dokularıdır (Şekil 12b).

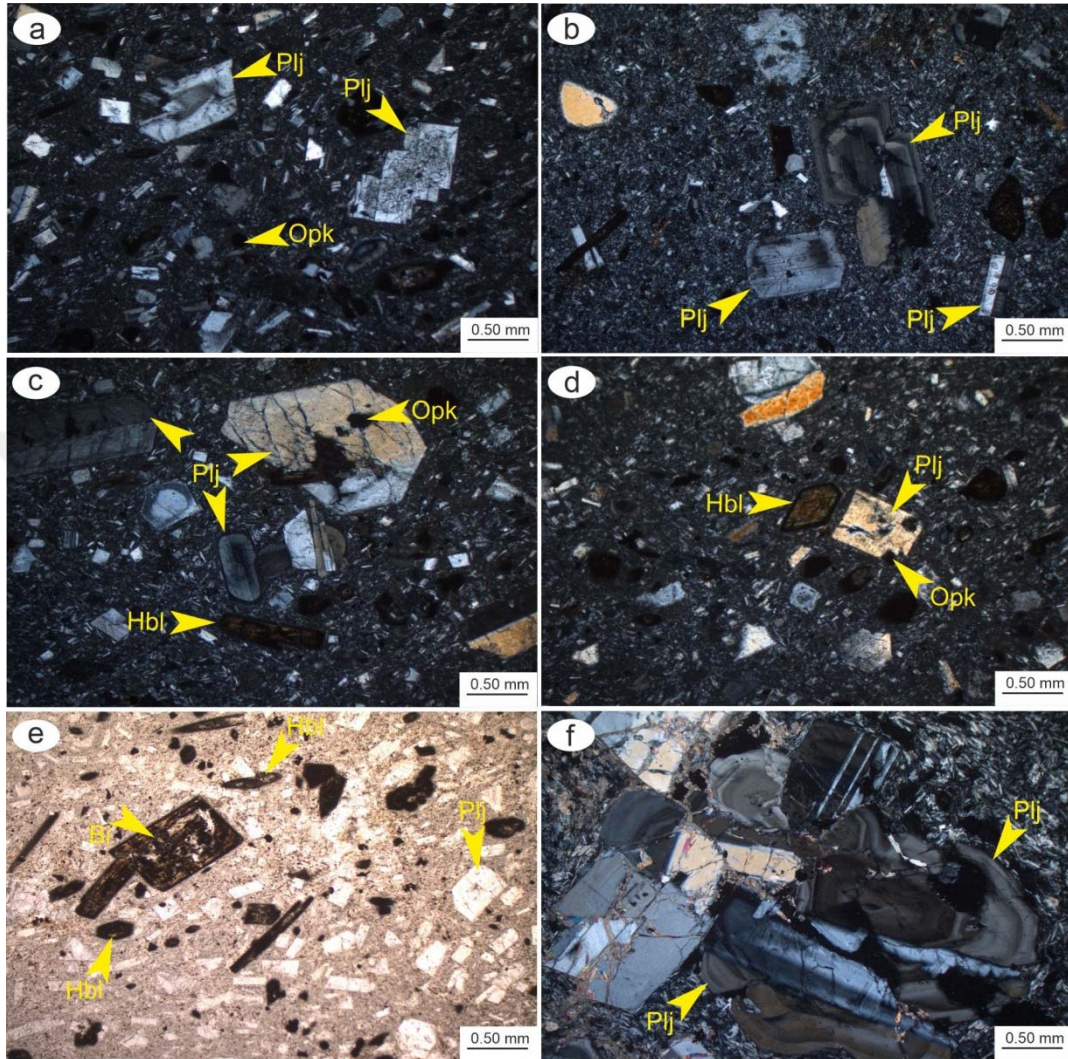
Hornblend genellikle yarı öz şekilli ve öz şekilsiz kristaller halinde bulunur. Tek nikolde kahverenkli, çapraz nikolde koyu kahve-siyah renkli olup çoğunlukla opaklaşmıştır (Şekil 12d, e).

Biyotit yarı öz şekilli ve öz şekilli kristaller şeklinde, tek nikolde kahve renkli, çapraz nikolde koyu kahverenkli ve yer yer yeşilimsi-kahve renklidir (Şekil 12e). Biyotitler çoğunlukla opaklaşmıştır ve daha az opaklaşmış kristallerinde tek yönlü dilinimleri gözlenir (Şekil 12e).



Şekil 11. Pliyosen volkanik kayalarda gözlenen; (a) akma dokusu içinde plajiyoklaz fenokristallerinin oluşturduğu glomeroporfirik doku, hornblend fenokristali (Örnek No: Po-26, Ç.N.), (b) hyalo mikrolitik porfirik dokuda gözlenen plajiyoklaz ve hornblend fenokristalleri, ve opak mineral (Örnek No: Po-26, T.N.), (c) plajiyoklazların uzun eksenleri boyunca dizilmesi ile oluşan akma dokusu ve zonlu plajiyoklaz (Örnek No: Po-41), (d) akma dokusu içinde zonlu ve ikizlenme gösteren plajiyoklaz, (Örnek No: Po-41, Ç.N.), (e) plajiyoklaz ile kenar kısmı opaklaşmış hornblend (Örnek No: Po-50, Ç.N.), (f) plajiyoklaz fenokristallerinin kümelenmesi ile oluşan glomeroporfirik doku (Örnek No: Po-60, Ç.N.), (g, h) mikrolitik porfirik dokuda öz şekilli, iyi gelişmiş çift yönlü dilinimleri gözlenen hornblend (Örnek No: Po-51, Ç.N.; Örnek No: Po-51, T.N.) (Plj: Plajiyoklaz, Bi: Biyotit, Hbl: Hornblend, Opk: Opak mineral)

Opak mineraller öz şekilsiz, yuvarlağımsı taneler halinde, tek nikolde ve çapraz nikolde siyah renkli, çoğunlukla hamurda mikrolitler halinde ve daha az olarak ise plajiyoklaz kristalleri içinde kapanım olarak tespit edilmiştir (Şekil 12a, c, d).



Şekil 12. Kuvaterner volkanik kayalarda gözlenen; (a) hyalo-mikrolitik doku içinde opak ve zonlu dokuya sahip plajiyoklaz ve opak mineral (Örnek No: Po-23, Ç.N.), (b) ikizlenme gösteren zonlu plajiyoklaz, plajiyoklazlarda albit ikizlenmesi (Örnek No: Po-4, Ç.N.), (c) opak mineral inklüzyonları içeren plajiyoklas kristali, zonlu doku gösteren plajiyoklaz (Örnek No: Po-15, Ç.N.), (d) mikrolitik porfirik doku içinde kenar çepheri opaklaşmış özşekli hornblend kristali ve içerisinde opak kapanım bulunan plajiyoklaz (Örnek No: Po-15, Ç.N.), (e) mikrolitik porfirik doku içinde biyotit, opaklaşmış hornblend ve plajiyoklaz mikrolit ve fenokristalleri (Örnek No: Po-23, T.N.), (f) iri kristalli plajiyoklaz kristallerinin bir araya gelmesi ile oluşan glomeroporfirik doku (Örnek No: Po-75, Ç.N.), (Plj: Plajiyoklaz, Bi: Biyotit, Hbl: Hornblend, Opk: Opak mineral)

3.3. Mineral Kimyası

Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaç örnekleri üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası analizleri, seçilen örneklerin fenokristallerinin merkez,

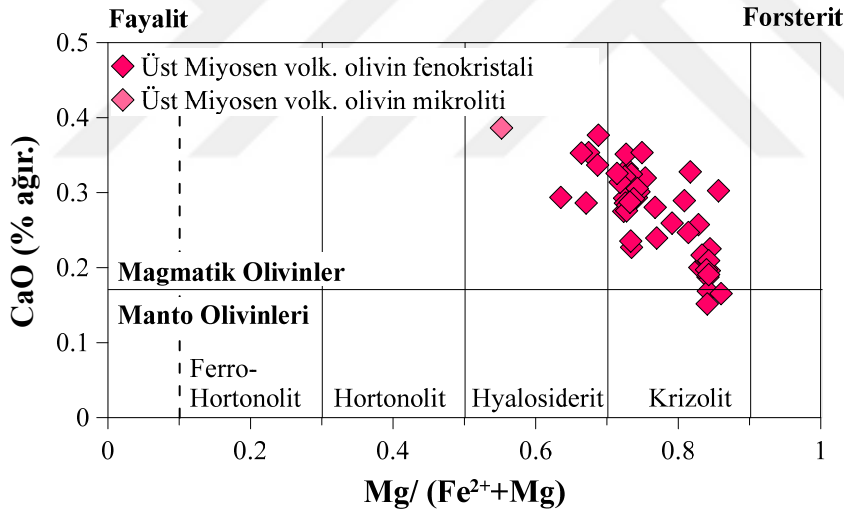
orta ve kenar noktaları, mikrolitlerin ise merkez noktaları üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bazı fenokristallerde merkez-kenar doğrultusunda yapılan analizlerle kimyasal değişimler belirlenmeye çalışılmıştır.

Analiz sonuçlarına göre kayaçların içermiş oldukları minerallerin farklı kısımlarındaki kimyasal değişimler ve minerallere ait uç üyeler hesaplanmış ve kristallenme koşulları irdelenmiştir. Mineral kimyası analizler sonuçları Ek Tablolar (1-14) halinde verilmiştir.

3.3.1. Üst Miyosen Volkanik Kayaçların Mineral Kimyası

3.3.1.1. Olivin

Üst Miyosen volkanik kayaç örneklerinde gözlenen olivin minerallerinin elektron mikropob analiz verileri Ek Tablo 1’ de verilmiştir. İncelenen olivinlerin büyük çoğunluğu Thompson ve Gibson (2000) tarafından önerilen ayırma göre magmatik olivin, az bir kısmı manto kökenli olivin alanında dağılım göstermektedir (Şekil 13).



Şekil 13. Üst Miyosen volkanik kayaçlara ait olivin minerallerinin $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$ 'a karşı CaO diyagramı (Thompson ve Gibson, 2000).

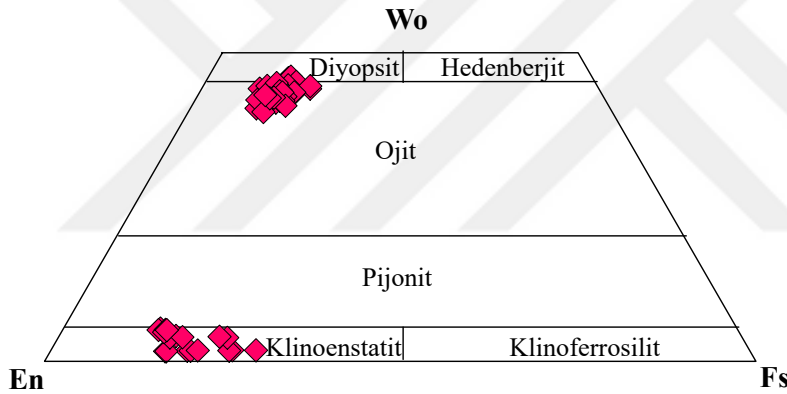
Manto kökenli olivin alanında yer alan örneklerin CaO içerikleri % 0.15-0.19, magmatik alanda yer alan olivinlerin CaO içerikleri % 0.19-0.38 arasındadır. Olivin fenokristalleri forsterit içeriğine göre krizolit (Fo_{71-86}) ve hyalosiderit (Fo_{63-68}) bileşimindedir. Ayrıca bir adet olivin mikroliti de forsterit içeriğine göre hyalosiderit (Fo_{55}) bileşimi gösterir.

3.3.1.2. Piroksen

Üst Miyosen volkanik kayaç örneklerinde gözlenen piroksen mineralleri Morimoto vd. (1988)'in sınıflamasına göre piroksenlerin bir kısmı klinoenstatit bir kısmı da ojit bileşimi sunmaktadır (Şekil 14).

Klinoenstatitlerin bileşimi $Wo_{3-4}En_{73-82}Fs_{14-24}$ olup, $Mg\#$ 0.75-0.86 arasındadır. Klinoenstatit bileşimi gösteren ortopiroksenler yüksek MgO (% 26.53-30.74) ve FeO (% 9.20-15.42), düşük Cr_2O_3 (% 0-0.20), Al_2O_3 (% 1.10-3.67) ve TiO_2 (% 0.05-0.27) içerikleri ile Fe-Mg klinoenstatit olarak adlandırılmışlardır (Ek Tablo 2).

Ojitlerin bileşimi $Wo_{39-45}En_{43-50}Fs_{11-12}$ olup, $Mg\#$ 0.72-0.85 arasındadır. Ojit bileşimi gösteren klinopiroksenlerin yüksek MgO (% 14.14-17.68) ve FeO (% 5.31-9.56) içeriklerine, düşük Cr_2O_3 (% 0-0.65), Al_2O_3 (% 1.68-3.86) ve TiO_2 (% 0.29-1.70) içeriklerine sahip olduğu belirlenmiş ve Fe-Mg ojit olarak adlandırılmışlardır (Ek Tablo 3).



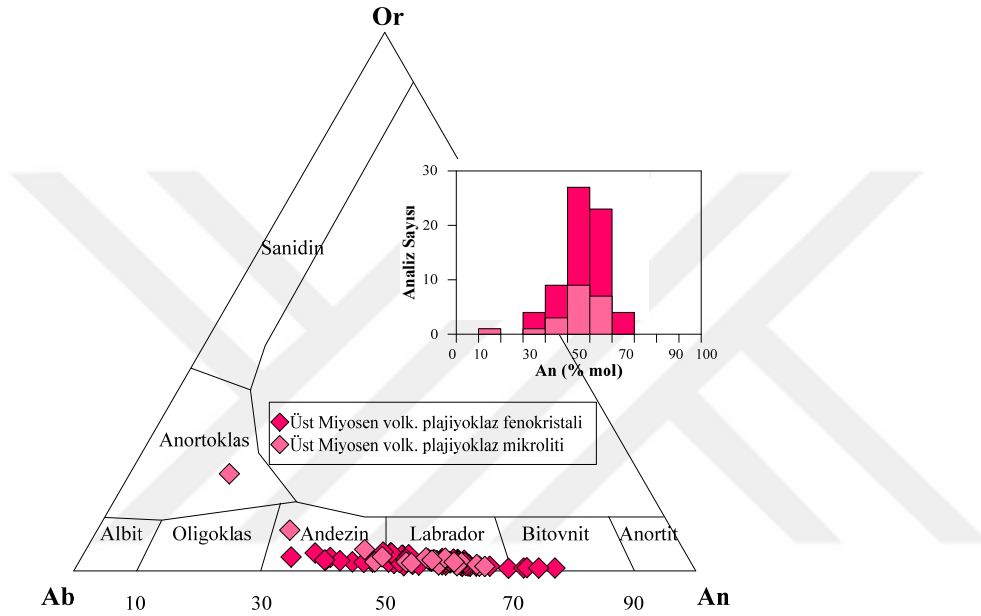
Şekil 14. Üst Miyosen volkanik kayaçlara ait piroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramı (Morimoto vd., 1988).

Piroksenlerde normal ve ters zonlanma saptanmış olup, normal zonlu klinoenstatitlerin $Mg\#$ merkezde 0.8, kenarda 0.84 arasında değişirken, ters zonlanma gösteren klinoenstatitler merkezde 0.75 ve 0.85 aralığında, kenarlar ise 0.76 ve 0.86 aralığında değişen Mg numarasına sahiptirler. Ojitlerden normal zonlanma gösterenlerin $Mg\#$ merkezde 0.78-0.83, kenarda 0.72-79 arasında değişirken, ters zonlu ojitler merkez kısımda 0.77 ve 0.81 arasında, kenarda kısımda 0.80 ve 0.84 arasında değişen $Mg\#$ sahiptirler.

3.3.1.3. Plajiyoklaz

Üst Miyosen volkanik kayalarına ait plajiyoklaz fenokristallerinin bileşimleri bitovnit, labrador ve andezin olarak belirlenmiştir. Mikrolitlerin bileşimi çoğunlukla labrador, andezin olup bir örnekte ise anortoklas bileşimindedir (Şekil 15).

Plajiyoklaz fenokristallerinden bitovnit olanların bileşimi $An_{72-77}Ab_{22-27}Or_1$, labrador olanlarının bileşimi $An_{51-69}Ab_{30-48}Or_1$ ve andezin olanların bileşimi $An_{33-50}Ab_{48-64}Or_{2-3}$ arasındadır. Mikrolitlerin bileşimi labrador için $An_{52-66}Ab_{33-46}Or_{1-2}$, andezin için $An_{16-48}Ab_{49-66}Or_{2-18}$ ve anortoklas için $An_{31}Ab_{62}Or_7$ 'dir (Ek Tablo 4).



Şekil 15. Üst Miyosen volkanik kayalara ait plajiyoklazların Or-Ab-An üçgen diyagramında sınıflandırılması (Deer vd. 1992).

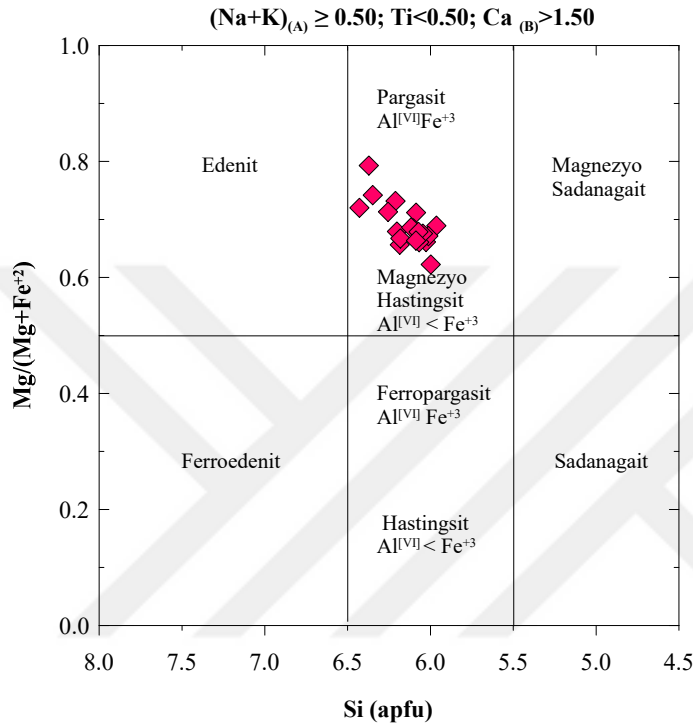
Plajiyoklaz fenokristalleri çoğunlukla normal zonlanma, daha az olarak ters zonlanma gösterirler. Normal zonlanma gösteren fenokristallerin bileşimleri merkezlerinde $An_{51-77}Ab_{22-48}Or_1$, kenarlarında ise $An_{34-63}Ab_{36-64}Or_{1-3}$ arasında değişmektedir. Ters zonlanma gösteren fenokristallerin bileşimi merkezde $An_{39-70}Ab_{30-59}Or_{0-2}$, kenarda ise $An_{51-72}Ab_{27-46}Or_{1-3}$ arasındadır. Analiz edilen plajiyoklazların merkezle kenar arasındaki maksimum An değişimi normal zonlanma gösteren kristallerde % 1-29, ters zonlanma gösterenlerde %1-12 arasında değişim gösterdiği saptanmıştır.

3.3.1.4. Hornblend

Üst Miyosen volkanik kayalarda gözlenen hornblend minerallerinin elektron mikroprob analiz sonuçları incelendiğinde Si değerlerinin 5.96-6.43 arasında, $Al^{[T]}$ değerlerinin 1.80-2.27 arasında, Ti değerlerinin 0.21-0.38 aralığında, $(Na+K)_A$ değeri 0.95-1.27 aralığında, $(Ca+Na)_B$ değerlerinin 1.98-2.00 arasında ve Mg# 0.62-0.79

arasında değiştiği belirlenmiştir (Ek Tablo 5). $(Ca+Na)_B$ değeri >1 olduğundan incelenen hornblend mineralleri kalsik bileşimlidirler (Leake vd., 1997).

Leake vd. (1997)'ne çalışmasına göre yapılan $Mg / (Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı Si (apfu) sınıflama diyagramında, 6 adet hornblend minerali $Al^{[VI]} < Fe^{+3}$ koşulunu sağladığı için magnezyo-hastingsit, $Al^{[VI]} > Fe^{+3}$ koşulunu sağlayan örnekler pargasit olarak adlandırılmıştır (Şekil 16).



Şekil 16. Üst Miyosen volkanik kayalara ait hornblend minerallerinin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı Si (apfu) sınıflama diyagramı (Leake vd., 1997).

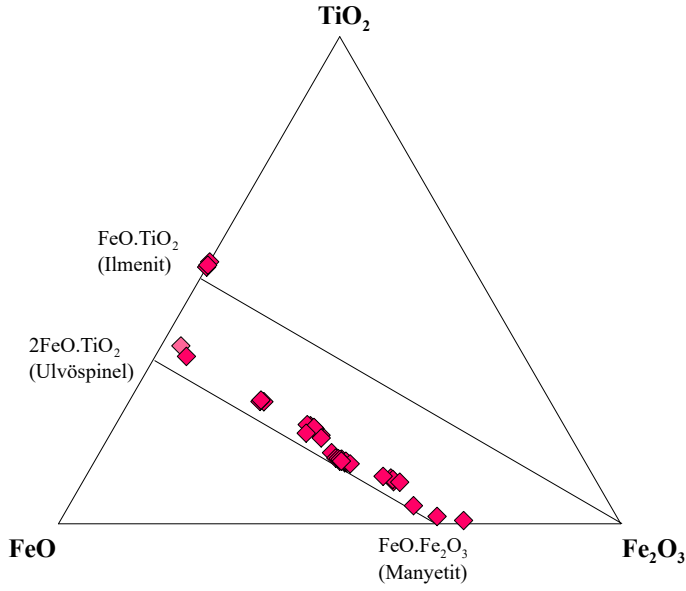
3.3.1.5. Fe-Ti Oksit

Üst Miyosen volkanik kayaç hamurunda plajiyoklaz ve olivinler içerisinde bulunan Fe-Ti oksit kapanımları çoğunlukla manyetit ve ulvospinel bileşimine sahip olup sadece 3 noktada ilmenit bileşimi gösterirler (Ek Tablo 6). Lindsley ve Spencer (1982)'a göre manyetit ve ulvospinellerin bileşimleri $Usp_{0.05-1.44}$, ilmenitlerin bileşimleri $Ilm_{0.94-0.96}$ dir (Şekil 17).

3.3.2. Pliyosen Volkanik Kayaçların Mineral Kimyası

3.3.2.1. Plajiyoklaz

Ek Tablo 7'de Pliyosen volkanik kayaçlarında gözlenen plajiyoklaz fenokristal ve mikrolitleri üzerinde yapılan elektron mikroprob analizlerinden elde edilen veriler sunulmuştur.

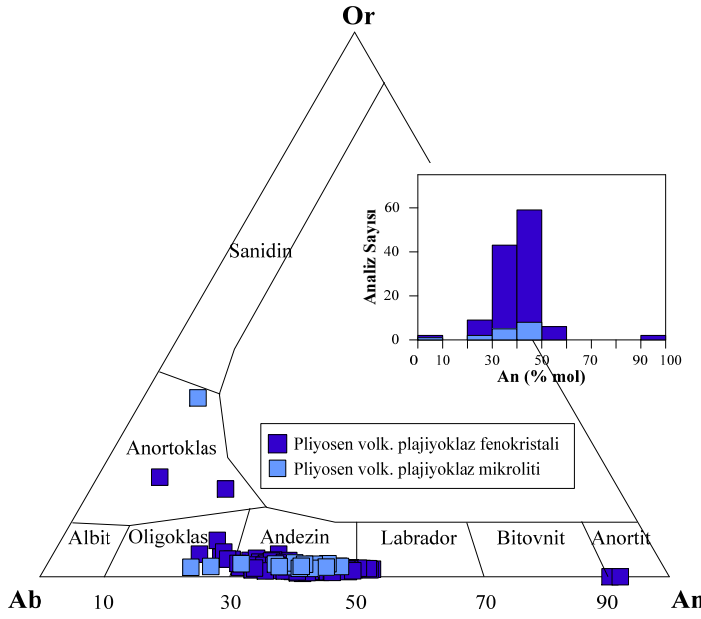


Şekil 17. Üst Miyosen volkanik kayalara ait Fe-Ti oksitlerin bileşimini gösteren üçgen diyagram (Bacon ve Hirschmann, 1988).

Plajiyoklaz fenokristallerinin bileşimleri bolluk miktarına göre andezin, oligoklas, labrador, anortoklas ve anortittir. Mikrolitlerin büyük çoğunluğu andezin bileşimi gösterirken iki tanesi oligoklas ve bir tanesi de anortoklas bileşimi gösterir (Şekil 18). Plajiyoklaz fenokristallerinden andezin olanlarının bileşimi $An_{30-49}Ab_{50-67}Or_{1-2}$, oligoklas olanların bileşimi $An_{23-29}Ab_{68-73}Or_{3-4}$, labrador olanların $An_{50-52}Ab_{46-48}Or_{1-2}$, iki tane anortoklasın bileşimi $An_{10-20}Ab_{62-72}Or_{16-18}$ ve iki tane anortitin bileşimi $An_{91-92}Ab_{8-9}Or_0$ arasında değişmektedir.

Andezin bileşimli mikrolitler $An_{31-48}Ab_{50-67}Or_{2-2}$, oligoklas bileşimli mikrolitler $An_{23-26}Ab_{72-75}Or_{2-2}$ ve anortoklas bileşimli mikrokiti $An_9Ab_{58}Or_{33}$ bileşimini yansıtır.

Ters ve normal zonlanma tanımlanan plajiyoklaz fenokristallerinden normal zonlanma gösterenler merkezlerinde $An_{35-47}Ab_{51-64}Or_{1-2}$, kenarlarında ise $An_{10-43}Ab_{55-72}Or_{2-18}$ arasında değişen bileşime sahiptirler. Ters zonlanma gösteren plajiyoklazlar merkezde $An_{27-45}Ab_{54-69}Or_{1-5}$, kenarda ise $An_{38-52}Ab_{46-60}Or_{1-3}$ bileşime sunarlar. Analiz edilen plajiyoklasların merkezle kenar arasındaki maksimum An değişimi normal zonlanma gösteren kristallerde %1-35 arasında, ters zonlanma gösterenlerde %1-25 arasında değişim gösterdiği tespit edilmiştir.



Şekil 18. Pliyosen volkanik kayalara ait plajiyoklazların Or-Ab-An üçgen diyagramı (Deer vd., 1992).

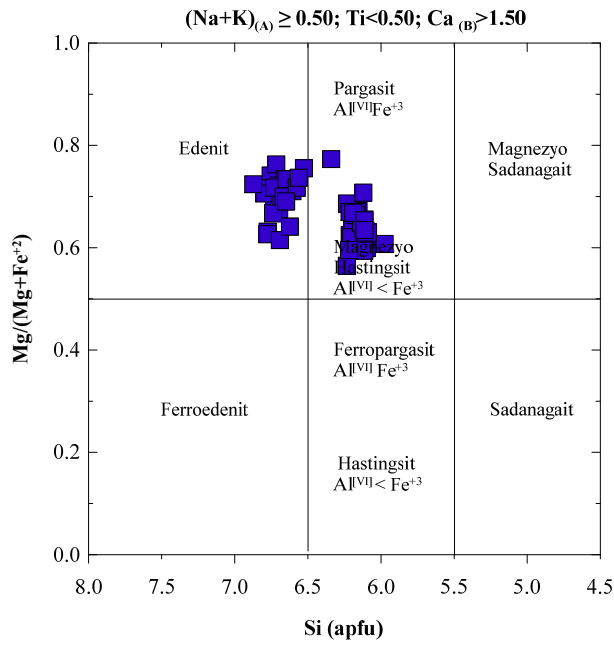
3.3.2.2. Hornblend

Ek Tablo 8’de verilen Pliyosen volkanik kayalarına ait hornblend minerallerinin elektron mikropob analiz sonuçları incelendiğinde Si değerleri 5.97-6.87 arasında, $Al^{[T]}$ 1.67-2.36 arasında, Ti değerleri 0.07-0.36, $(Na+K)_A$ 0.82-1.77 arasında, $(Ca+Na)_B$ 1.98-2.00 arasında, $Al^{[VI]}+Fe^{[T]}+Mg$ 4.53-4.98 arasında ve $Mg\#$ 0.56-0.77 arasında değişim göstermektedir. $(Ca+Na)_B$ değeri 1’den büyük olduğundan incelenen hornblend mineralleri kalsik bileşimlidirler.

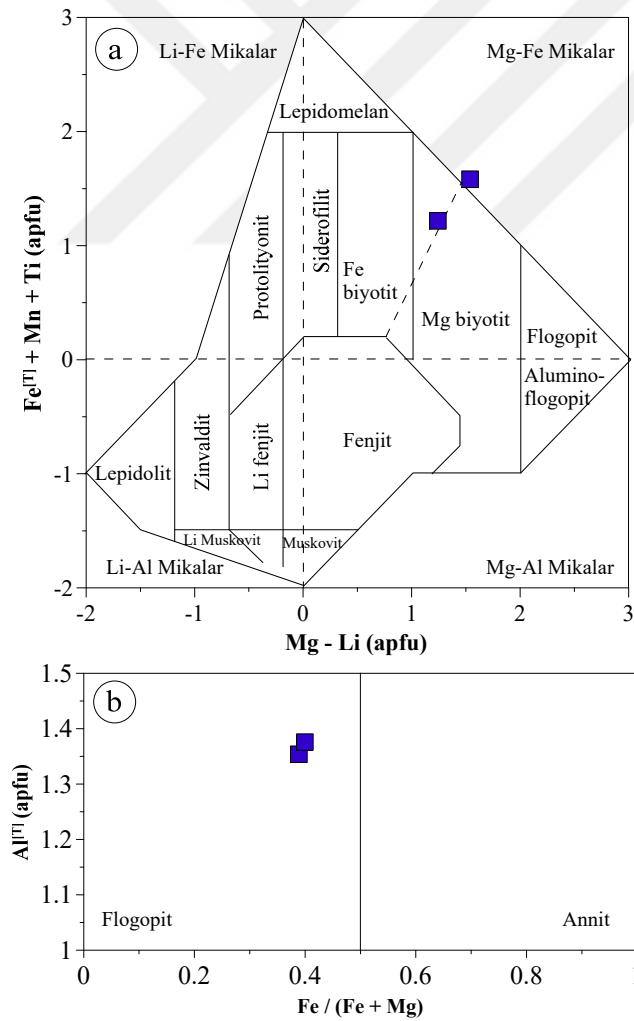
Leake vd. (1997)’ne göre yapılan $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ ’ye karşı Si (apfu) sınıflama diyagramında hornblendlerin bir kısmı $Al^{[VI]} > Fe^{+3}$ olduğundan pargasit, bir kısmı da edenit olarak tanımlanmıştır (Şekil 19).

3.3.2.3. Biotit

Pliyosen volkanik kayaç örneğindeki (Po-26) biyotit minerallerinin Mg/Fe^{+2} oranları 1.50-1.57 aralığında, MgO içeriği %13.76-14.17, FeO içeriği %16.08-16.32, $Mg\#$ 0.60-0.61 olarak belirlenmiştir (Ek Tablo 9). Tichendorf vd (1997) tarafından önerilen biyotit sınıflama diyagramında Fe biyotit-Mg biyotiti sınırında (Şekil 20a) yer alan biyotitler, Speer (1984) tarafından tanımlanan $Al^{[T]}$ (apfu)’ya karşı $Fe/(Fe+Mg)$ oranı diyagramında flogopit olarak tanımlanmıştır (Şekil 20b).



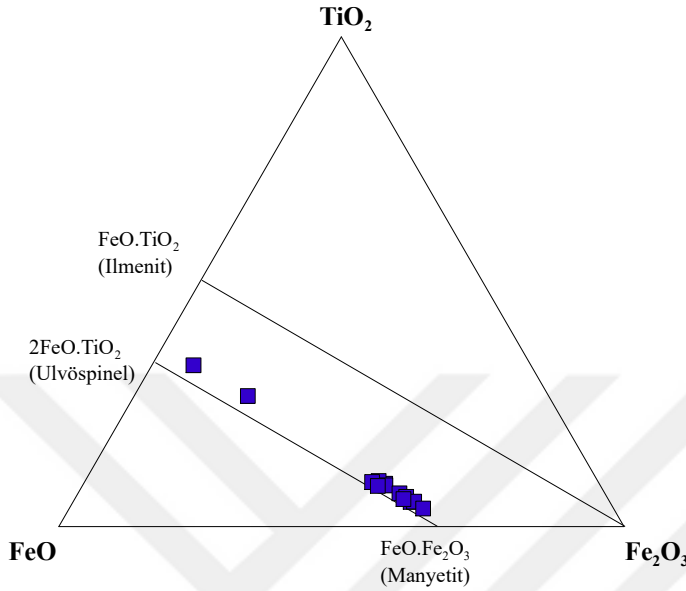
Şekil 19. Pliyosen volkanik kayalarda gözlenen hornblend minerallerine ait $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$ 'ye karşı Si (apfu) diyagramı (Leake vd., 1997).



Şekil 20. Pliyosen volkanik kayalara ait biyotit minerallerinin; (a) $\text{Fe}^{[\text{T}]} + \text{Mn} + \text{Ti}$ (apfu)'ya karşı $\text{Mg}-\text{Li}$ (apfu) diyagramı (Tischendorf vd., 1997), (b) $\text{Al}^{[\text{T}]}$ (apfu)'ya karşı $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ oranı diyagramı (Speer, 1984).

3.3.2.4. Fe-Ti Oksit

Pliyosen volkanik kayalarda hamur ve plajiyoklaz içerisindeki opak kapanımlar manyetit ve ulvospinel bileşimli olup, Lindsley ve Spencer (1982)'a göre bileşimleri $Usp_{0.10-0.96}$, Stormer (1983)'a göre ise $Usp_{0.10-0.97}$ 'dir (Şekil 21, Ek Tablo 10).



Şekil 21. Pliyosen volkanik kayalarına ait Fe-Ti oksit sınıflama diyagramı (Bacon ve Hirschmann, 1988).

3.3.3. Kuvaterner Volkanik Kayaçların Mineral Kimyası

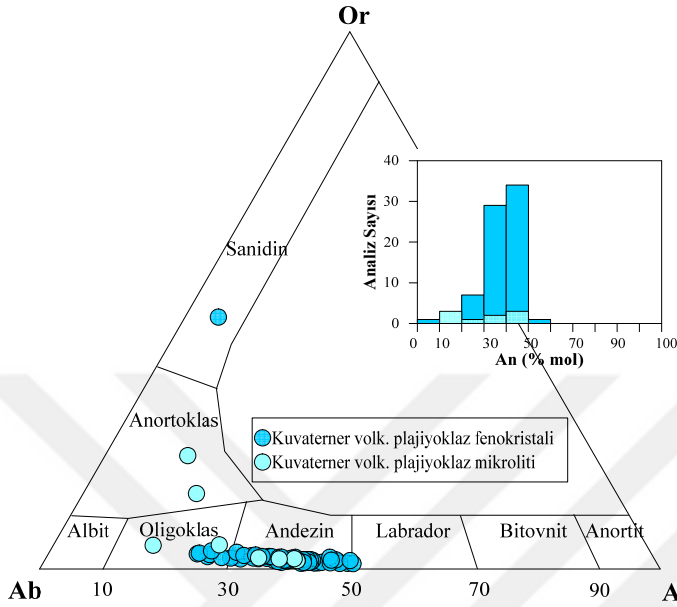
3.3.3.1. Plajiyoklaz

Ek Tablo 11'de Kuvaterner yaşlı asidik volkanik kayalarda gözlenen plajiyoklaz fenokristal ve mikrolitlerine ait elektron mikroprob analiz sonuçları verilmiştir. Plajiyoklaz fenokristalleri çoğunlukla andezin bileşimli daha az olarak oligoklas bileşimini yansıtırken birer örnek labrador ve sanidin bileşimi yansıtmaktadır. Analiz edilen mikrolit örnekleri ise çoğunlukla andezin, oligoklas ve anortoklas bileşimi sunar (Şekil 22).

Plajiyoklaz fenokristallerinden andezinlerin bileşimi $An_{31-49}Ab_{49-67}Or_2$, oligoklasların bileşimi ise $An_{24-30}Ab_{68-73}Or_{2-3}$, sanidin bileşimi $An_5Ab_{48}Or_{47}$ ve labradorun bileşimi $An_{50}Ab_{49}Or_1$ arasında değişmektedir. Andezin bileşimli mikrolitler $An_{34-41}Ab_{58-62}Or_2$, oligoklas bileşimli mikrolitler $An_{16-27}Ab_{69-79}Or_4$ ve anortoklas bileşimli mikrolitler $An_{13-18}Ab_{66-68}Or_{14-21}$ bileşimine sahiptirler.

Ters ve normal zonlanmanın tanımlandığı plajiyoklaz fenokristallerinde çoğunlukla ters zonlanma saptanmıştır. Normal zonlanmanın saptandığı plajiyoklaz fenokristalleri merkezlerinde $An_{26-42}Ab_{57-71}Or_{1-3}$, kenarlarında $An_{24-39}Ab_{59-73}Or_{2-3}$ bileşimini yansıtır.

Ters zonlanma gösteren plajiyoklaz kristalleri merkezlerinde $An_{30-47}Ab_{51-68}Or_{1-2}$, kenarlarında $An_{37-50}Ab_{49-60}Or_{1-2}$ bileşimlidirler. Analiz edilen plajiyoklaz kristallerinin merkez ile kenar arasındaki An değişimi normal zonlanma gösteren kristallerde % 2-11, ters zonlanma gösterenlerde % 1-15 arasında tespit edilmiştir.

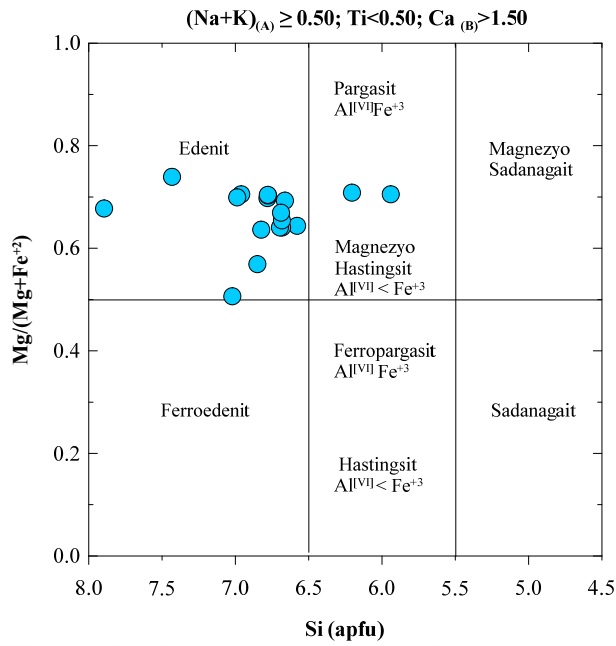


Şekil 22. Kuvaterner volkanik kayalarına ait plajiyoklazların Or-Ab-An üçgen diyagramı (Deer vd., 1992).

3.3.3.2. Hornblend

Kuvaterner volkanik kayalarında bulunan hornblend minerallerinin elektron mikropob analiz sonuçları incelendiğinde Si değerleri 5.94-7.90 arasında, $Al^{[T]}$ 0.59-3.95 arasında, Ti değerleri 0.03-0.15, $(Na+K)_A$ değerleri 0.76-2.13 arasında, $(Ca+Na)_B$ değerleri 2, $Al^{[VI]}+Fe^{[T]}+Mg$ değerleri 3.91-4.75 arasında ve $Mg\#$ 0.51-0.76 arasında değişmektedir (Ek Tablo 12).

Leake vd (1997)'ne göre $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı Si (apfu) sınıflama diyagramında hornblend minerallerinin bir kısmı $Al^{[VI]} > Fe^{+3}$ olduğundan pargasit bir kısmı da edenit olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 23).



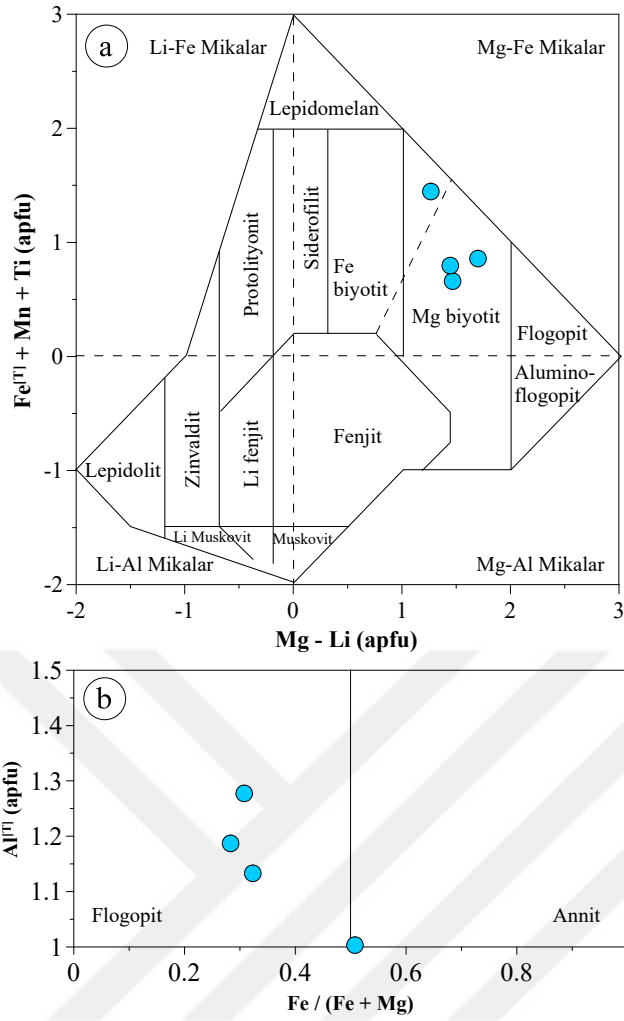
Şekil 23. Kuvaterner volkanik kayalarında gözlenen hornblend minerallerine ait $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı Si (apfu) diyagramı (Leake vd.,1997).

3.3.3.3. Biotit

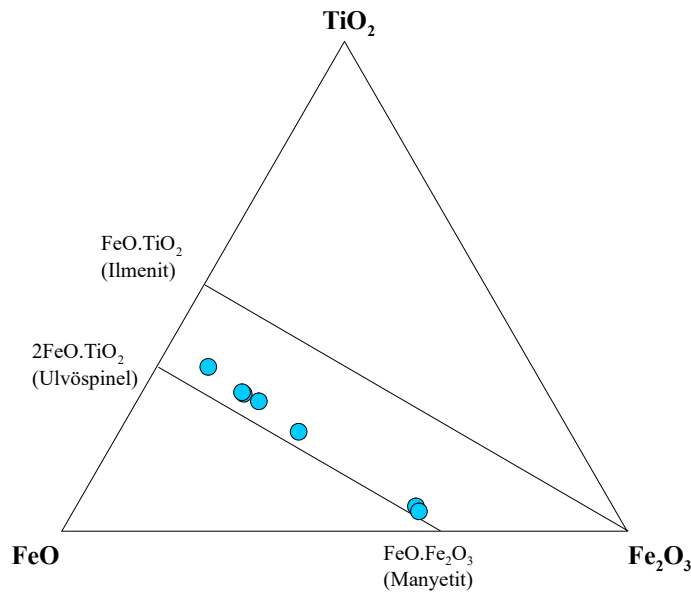
Kuvaterner volkanik kayaç örneğinde yer alan biyotit minerallerinin Mg/Fe^{+2} oranları 0.97-2.53 arasında, MgO içeriği %11.12-15.14 arasında, FeO içeriği %9.40-20.43, Mg# 0.49-0.72 arasında değişmektedir (Ek Tablo 13). Tichendorf vd (1997) tarafından önerilen sınıflama diyagramında biyotitler çoğunlukla Mg biyotit alanında yer alırken, bir örnek ise Fe biyotit alanında yer alır (Şekil 24a). Aynı örnekler Speer (1984) tarafından tanımlanan $Al^{[T]}$ (apfu)'ya karşı $Fe/(Fe+Mg)$ oranına göre flogopit olarak sınıflandırılırken bir örnek flogopit-annit sınırında yer almıştır (Şekil 24b).

3.3.3.4. Fe-Ti Oksit

Kuvaterner volkanik kayalarında saptanan Fe-Ti oksit mineralleri çoğunlukla hamur içerisinde yer yer plajiyoklaz kristallerinde kapanım şeklinde olup, bileşimleri manyetit ve ulvospinel arasında değişir. Lindsley ve Spencer (1982)'a göre bileşimleri $Usp_{0.12-0.88}$, Stormer (1983)'a göre bileşimleri $Usp_{0.12-0.87}$ 'dir (Şekil 25, Ek Tablo 14).



Şekil 24. Kuvaterner volkanik kayaçlarına ait biyotit minerallerinin; (a) $\text{Fe}^{[\text{T}]} + \text{Mn} + \text{Ti}$ (apfu)'ya karşı $\text{Mg} - \text{Li}$ (apfu) diyagramı (Tischendorf vd., 1997), (b) $\text{Al}^{[\text{T}]}$ (apfu)'ya karşı $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ oranı diyagramı (Speer, 1984).



Şekil 25. Kuvaterner volkanik kayaçlarına ait Fe-Ti oksit diyagramı (Bacon ve Hirschmann, 1988).

3.4. Jeotermobarometre Hesaplamaları

İnceleme alanındaki volkanik kayaçların termodinamik gelişimini ve kökenini yorumlayabilmek için kristallenme ile ilişkili sıcaklık, basınç, derinlik, oksijen fugasitesi ve su içeriği gibi termodinamik koşullarının bilinmesi gerekir. Mineral kimyası analizlerinden elde edilen veriler minerallerin içerisinde bulunduğu kayacın ya da ergiyeğin kimyasal bileşimi, literatürdeki ampirik formüller, diyagramlar ve paket programlar yardımıyla incelenen volkanik kayaçların oluşum sıcaklık ve basınç koşulları belirlenmeye çalışılmıştır. Mineral, mineral-mineral, mineral-ergiyik (volkan camı veya tüm-kayaç bileşimi) arasındaki denge durumu yapılan bu hesaplamalar için başlangıç koşulu olarak ele alınmıştır.

3.4.1. Jeotermometre, Hidrometre ve Oksijen Fugasitesi Hesaplamaları

3.4.1.1. Olivin-Ergiyik Termometresi

Farklı araştırmacılar tarafından zamanla iyileştirilmiş olan Olivin-ergiyik termometresi, ilk olarak Hakli ve Wright (1967) tarafından ileri sürülmüştür. Olivin ve ergiyik arasında Mg'nin paylaşımını denge durumu için esas kabul eden Putirka (2007) yeni bir yaklaşım önermiştir. Buna göre, hesaplanan kristallenme sıcaklığı için olivin ve ergiyeğin denge durumunda olması gerektiği ifade edilmektedir. Olivin-ergiyik dengesini değerlendirmek için ilk kez Roder ve Emslie (1970) tarafından belirtilen denge katsayısı ($K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-erg}}$) hesaplanmıştır. $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-erg}}$ denge sabitinin 0.299 ± 0.053 ve $P < 2-3$ GPa koşullarını sağlaması durumunda, olivin- ergiyik dengesinin sağlandığı kabul edilmiştir. Olivin - ergiyik termometresi için Putirka (2008) tarafından daha doğru sonuçlar verdiği tahmin edilen iki formül geliştirilmiştir. İlk defa Beattie (1993) tarafından öne sürülen ve ilave bilgilerle iyileştirilen Formül 1, su içermeyen fazlar için; Formül 2'nin su içeren fazlar için geçerli sonuçlar verdiği saptanmıştır.

$$\ln D_{Mg}^{\text{ol/erg}} = -2.158 + 55.09 \frac{P(\text{GPa})}{T(^{\circ}\text{C})} - 6.213 \times 10^{-2} [H_2O^{liq}] + \frac{4430}{T(^{\circ}\text{C})} + 5.115 \times 10^{-2} [Na_2O^{erg} + K_2O^{erg}] \quad (\text{Eşitlik 1})$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = \{15294.6 + 1318.8P(\text{GPa}) + 2.4834[P(\text{GPa})]^2\} / \{8.048 + 2.8352 \ln D_{Mg}^{\text{ol/erg}} + 2.097 \ln [1.5(C_{NM}^L)] + 2.575 \ln [3(C_{SiO_2}^{erg})] - 1.41NF + 0.222H_2O^{erg} + 0.5P(\text{GPa})\} \quad (\text{Eşitlik 2})$$

İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalarda olivin-ergiyik termometresi kullanılarak 28 analiz üzerinde gerçekleştirilen hesaplamalar neticesinde elde edilen $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-erg}} = 0.29 \pm 0.03$ değerinin (Putirka, 2008) çoğunlukla istenilen aralıkta olmadığı, sadece 13 analizin K_D değerinin istenilen aralıkta olduğu saptanmıştır. $K_D(\text{Fe-Mg}) = 0.29 - 0.03$ değerinin dengede olduğu örnekler için diğer bir deyişle, ergiyikle dengede olan olivinler kullanılarak; Beattie (1993)'e göre minimum 1285.32°C, maksimum 1424.65°C (ortalama 1312.65±40.56°C) kristallenme sıcaklığı elde edilmiştir. Putirka (2007)'e göre; sulu sistemler için minimum 1303.05°C, maksimum 1403.80°C (ortalama 1332.34±34.43°C), susuz sistemler için minimum 1286.96°C, maksimum 1337°C (ortalama 1317.52±12.98°C) kristallenme sıcaklıkları hesaplanmıştır. Sisson ve Grove (1992)'ye göre ise minimum 1207.61°C ve maksimum 1328.96°C (ortalama 1239.74±41.65°C) kristallenme değerleri bulunmuştur (Tablo 2).

Tablo 2. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaların olivin-ergiyik termometresi (Putirka, 2008) değerleri

Olivin-ergiyik termometresi (Putirka, 2008)				
$K_D(\text{Fe-Mg}) = 0.29 - 0.03$				
Üst Miyosen volkanik kayalar (n=13)				
	Beattie (1993) (T°C)	Putirka vd., (2007) (T°C) Sulu sistemler	Putirka vd., (2007) (T°C) Susuz sistemler	Sisson ve Grove (1992) (T°C)
Minimum	1285.32	1303.05	1286.96	1207.61
Maksimum	1424.65	1403.80	1337.00	1328.96
Ortalama	1312.65±40.56	1332.34±34.43	1317.52±12.98	1239.74±41.65

3.4.1.2. Plajiyoklaz Termometresi ve Hidrometresi

Putirka (2003, 2005 ve 2008) tarafından, plajiyoklaz ile ergiyik arasındaki denge durumu dikkate alınarak volkanik kayaların kristallenme sıcaklık ve basıncını hesaplayan bir model ileri sürülmüştür. Bu modelde plajiyoklazların kristallenme sıcaklığı ve basıncının belirlenebilmesi için plajiyoklaz ile dengede olan ergiyik bileşimi bilinmelidir. Dengenin sağlanıp sağlanmadığını değerlendirmek amacıyla plajiyoklaz-ergiyik arasındaki An-Ab bileşim değişim farkını temel alan bir denge değerlendirme testi geliştirilmiştir. Bu denge değerlendirme testine göre plajiyoklaz ve ergiyiğin dengede olduğunun belirlenebilmesi için $K_D(\text{An-Ab})^{\text{pl-erg}} = 0.10 \pm 0.05$, $T < 1050^\circ\text{C}$ veya 0.28 ± 0.11 , $T > 1050^\circ\text{C}$ arasında değişim gösteren koşulların sağlanması gerekmektedir. Plajiyoklaz bileşimi elektron mikroprob analizleriyle elde edilirken, ergiyik bileşimi ise camın mikroprob verilerinden veya örneklerin tüm kayaç analiz verilerinden elde edilmiştir.

Putirka (2008), plajiyoklaz-ergiyik barometresinden hesaplanan basınçların güvenilirliğinin tartışmalı olduğunu, ancak sıcaklığın doğru belirlenmesi durumunda

hidrometre hesaplamalarının daha sağlam sonuçlar vereceğini belirtmiştir. Formül 3' teki Anortit (An) ve ve Albit (Ab) bileşimleri, plajiyoklazların mikroprob analizlerinden elde edilen sonuçlar kullanılarak 4 ve 5 numaralı formüller kullanılarak hesaplanmıştır. Volkanik camdan elektron mikroprob yapılamadığı için ergiyiğe ait değerler tüm kayaç analizlerinden hesaplanmıştır. Putirka (2008)'e göre değerlendirilen Üst Miyosen volkanik kayaçlardan hesaplanan 31 analizden K_D değeri ($K_D(An-Ab)^{pl-erg} = 0.28 \pm 0.11$, $T > 1050^\circ C$) uygun olan 23 analizin plajiyoklaz-ergiyik jeotermometresine göre hesaplanan kristallenme sıcaklık değerleri minimum $1130.95^\circ C$, maksimum $1141.73^\circ C$ (ortalama $1133.75 \pm 3.51^\circ C$)'dir. Pliyosen volkanik kayaçlardan hesaplanan 92 analizden K_D değeri uygun olan 60 analiz üzerinden hesaplanan kristallenme sıcaklık değerleri minimum $1070.62^\circ C$, maksimum $1030.03^\circ C$ (ortalama $1084.53 \pm 14.27^\circ C$)'dir. Kuvaterner volkanik kayaçlardan hesaplanan 72 analizden K_D değeri uygun olan 32 analiz üzerinden hesaplanan kristallenme sıcaklık değerleri minimum $1053.11^\circ C$, maksimum $1071.09^\circ C$ (ortalama $1060.70 \pm 3.24^\circ C$)'dir (Tablo 3).

$$10^4/T (K) = 6.4706 + 0.3128 \ln \left[\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{erg} (X_{AlO_{1.5}}^{erg})^2 (X_{SiO_2}^{erg})^2} \right] - 8.103 (X_{SiO_2}^{erg}) \\ + 4.872 (X_{KO_{0.5}}^{erg}) + 1.5346 (X_{Ab}^{pl})^2 + 8.661 (X_{SiO_2}^{erg})^2 - 3.341 \times$$

$$10^{-2} (P(kbar)) + 0.18047 (H_2O^{erg}) \quad (\text{Eşitlik 3})$$

$$An = \frac{CaO}{CaO + Na_2O + K_2O} \quad (\text{Eşitlik 4})$$

$$Ab = \frac{Na_2O}{CaO + Na_2O + K_2O} \quad (\text{Eşitlik 5})$$

Formül 6' da incelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlar için plajiyoklaz ve ergiyik dengesi gözetilerek kalibre edilen su içeriği (hidrometre) formülü görülmektedir. İncelenen bazaltik kayaçların su içerikleri minimum %0.37 maksimum %1.66 (ortalama 0.96 ± 0.38)'dır. Pliyosen volkanik kayaçların H_2O içerikleri minimum %1.73 maksimum %3.36 (ortalama 2.51 ± 0.36)'dır. Kuvaterner volkanik kayaçlar için su içerikleri minimum %2.41, maksimum %3.76 (ortalama 2.79 ± 0.36)'dır (Tablo 3).

Tablo 3. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayalarındaki plajiyoklazlardan hesaplanan sıcaklık, basınç ve hidrometre (Putirka, 2008) değerleri

Plajiyoklaz-ergiyik termometre, hidrometre ve barometresi				
$K_D(\text{Ab-An})^{\text{plj-erg}} = T > 1050^\circ\text{C} = 0.28 \pm 0.11$				
		H ₂ O (%)	P(kbar)	T(C)
Kuvaterner volkanik kayalar (n=32)	Minimum	2.41	8.80	1053.11
	Maksimum	3.76	14.30	1071.09
	Ortalama	2.79±0.36	10.92±1.56	1060.70±3.24
Pliyosen volkanik kayalar (n=60)	Minimum	1.73	7.77	1070.62
	Maksimum	3.36	19.51	1130.03
	Ortalama	2.51±0.36	10.40±1.81	1084.53±14.27
Üst Miyosen volkanik kayalar (n= 23)	Minimum	0.37	2.93	1130.95
	Maksimum	1.66	7.74	1141.73
	Ortalama	0.96±0.38	4.91±1.66	1133.75±3.51

$$H_2O(\%) = 25.95 - 0.00327(^{\circ}\text{C}) \ln \left[\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{erg} (X_{AlO_{1.5}}^{erg})^2 (X_{SiO_2}^{erg})} \right] - 18.9(X_{K_{0.5}}^{erg}) + 14.5(X_{MgO}^{erg}) - 40.3(X_{CaO}^{erg}) + 5.7(X_{An}^{pl})^2 0.108P(kbar) \quad (\text{Eşitlik 6})$$

3.4.1.3. Klinopiroksen Termometresi

Volkanik kayaların kristallenme sıcaklık ve basınç koşullarını belirlemek amacıyla klinopiroksen-ergiyik dengesi temel alınarak farklı yaklaşımlar ortaya koyulmuştur (Putirka vd., 1996; Putirka vd., 2003; Putirka, 2008). Putirka (2008), klinopiroksen ve içinde bulunduğu ergiyik arasındaki denge koşullarını belirlemek amacıyla deneysel gözlemlerden faydalanarak bir Fe-Mg değişim sabiti olan $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{kpir-erg}} = 0.27 \pm 0.03$ değerini hesaplamıştır ve hesaplanan bu sabitin $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{kpir-erg}} = 0.27 \pm 0.03$ aralığında olması durumunda klinopiroksen kristallerinin ergiyik bileşimiyle dengede olduğunu ifade etmiştir.

Klinopiroksenlerin kristallenme sıcaklığını hesaplarken klinopiroksen ve bu minerallerle dengede olan ergiyiğin kimyasal bileşimi bilinmelidir. Mineralin kimyasal bileşimi, söz konusu mineraller üzerinde gerçekleştirilen elektron mikroprob analizlerinden elde edilirken, ergiyik bileşimi kayalar hamurunun cam bileşimi veya kayacın kimyasal analizleri kullanılmaktadır.

İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalarından değerlendirilen 29 analizden, $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{kpir-erg}}$ denge sabiti 20 analiz için uygun aralıkta bulunmasına rağmen, hesaplanan sıcaklık ve basınç değerlerindeki değişimler yanında petrografik olarak gözlenen dengesizlikler dikkate alındığında Putirka (2008)' nın önerdiği sadece

klinopiroksenin kimyasal bileşimine dayalı olarak formüle edilen termometrenin kullanılmasının daha doğru olduğu düşünülmektedir (Eşitlik 7, 8, 9).

Üst Miyosen volkanik kayalarda $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{kpir-erg}}=0.27\pm0.03$ değerini sağlayan analiz sonuçlarına göre klinopiroksenlerin kristallenme sıcaklıkları minimum 1026.50°C, maksimum 1230.30°C (ortalama 1179.32±53.90°C)'dir (Tablo 4).

$$T(K) = \frac{93100+544P(\text{kbar})}{61.1+36.6(X_{Ti}^{\text{kpir}})+10.9(X_{Fe}^{\text{kpir}})-0.95((X_{Al}^{\text{kpir}})+(X_{Cr}^{\text{kpir}})-(X_{Na}^{\text{kpir}})-(X_K^{\text{kpir}}))+0.395[\ln(a_{En}^{\text{kpir}})]}$$

(Eşitlik 7)

$$X_{Al}^{\text{kpir}} = X_{Al^{(IV)}}^{\text{kpir}} + X_{Al^{(IV)}}^{\text{kpir}}$$

(Eşitlik 8)

$$a_{En}^{\text{kpir}} = (1 - X_{Ca}^{\text{kpir}} - X_{Na}^{\text{kpir}} - X_K^{\text{kpir}}) \cdot (1 - 0.5(X_{Al}^{\text{kpir}} + X_{Cr}^{\text{kpir}} + X_{Na}^{\text{kpir}} + X_K^{\text{kpir}}))$$

(Eşitlik 9)

Tablo 4. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalardaki klinopiroksen minerallerinden hesaplanan sıcaklık ve basınç (Putirka, 2008) değerleri

Klinopiroksen termometre ve barometresi			
$K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{kpir-erg}} = 0.27\pm0.03$			
Üst Miyosen volkanik kayalar (n= 20)			
	P(kbar) Eqn 32b	T(°C) Eqn 32d	$K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{kpir-erg}}$ Eqn 35
Minimum	0.73	1026.50	0.27
Maksimum	8.30	1230.30	0.29
Ortalama	4.16±2.02	1179.32±53.90	0.30

3.4.1.4. Hornblend Termometresi, Oksijen Fugasitesi ve Hidrometresi

İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayalardaki hornblendler kullanılarak Putirka (2016) tarafından ileri sürülen formüllerle hidrometre, termometre ve oksijen fugasitesi değerleri belirlenmiş ve sonuçlar Tablo 5’de sunulmuştur. Üst Miyosen volkanik kayalarda bulunan hornblendler için değerlendirilen 19 adet analiz $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{amf-erg}}=0.28\pm0.11$ (Putirka (2016) denge şartını sağlamadığı için sıcaklık, basınç ve su içerik (H₂O) değerleri hesaplanamamıştır.

Pliyosen volkanik kayalarda 59 analizden 14 tanesi ve Kuvaterner volkanik kayalarda 27 analizden 5 tanesi istenilen $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{amf-erg}}=0.28\pm0.11$ (Putirka (2016) şartını sağlamıştır.

Pliyosen volkanik kayalarındaki hornblend minerallerinin Putirka (2016)'ya göre hesaplanan basınçtan bağımsız kristallenme sıcaklıkları minimum 865.82°C, maksimum 961.00°C (ortalama 927.04±36.24°C), basınça bağlı hesaplanan kristallenme sıcaklıkları minimum 856.10°C, maksimum 951.57°C (ortalama 917.17±35.26°C)'dir. Hornblend bileşiminden yararlanılarak hesaplanan su içeriği minimum %2.64, maksimum %7.42 (ortalama 5.04±1.26)'dir. Kuvaterner volkanik kayalarına ait hornblendlerin Putirka (2016)'ya göre hesaplanan basınçtan bağımsız kristallenme sıcaklıkları minimum 744.02°C, maksimum 894.86°C (ortalama 849.09±59.83°C), basınça bağlı hesaplanan kristallenme sıcaklıkları minimum 774.38°C, maksimum 889.61°C (ortalama 849.36±43.80°C)'dir. Hornblend bileşiminden yararlanılarak hesaplanan su içeriği minimum %1.39, maksimum %15.38 (ortalama 6.46±5.68)'dir (Tablo 5).

Tablo 5. İncelenen Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayalarındaki hornblend sıcaklık, basınç, hidrometre ve oksijen fugasitesi (Putirka 2016) değerleri

Hornblend termometre, barometre ve hidrometre		$K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{amf-erg}} = 0.28 \pm 0.11$						
		Putirka (2016)	Putirka (2016)	Putirka (2016)	Putirka (2016)	Mutch vd., (2016)	Ridolfi ve Renzulli (2012)	Ridolfi vd., (2010)
		H ₂ O (%)	P (kbar)	T (C) Bağımsız	T (C) Bağımlı	P (kbar)	P (kbar)	P (kbar)
Kuvaterner volkanik kayaçlar	Min.	1.39	0.20	744.02	774.38	1.05	0.01	0.40
	Mak.	15.38	10.70	894.86	889.61	7.63	6.97	4.90
	Ort.	6.46	3.26	849.09	849.36	5.22	3.42	2.87
		± 5.68	±4.40	±59.83	±43.80	±2.48	±2.46	±1.63
Pliyosen volkanik kayaçlar	Min.	2.64	0.50	865.82	856.10	5.29	3.40	2.59
	Mak.	7.42	3.00	961.00	951.57	6.69	6.59	3.73
	Ort.	5.04	1.57	927.04±	917.17±	5.98	4.69	3.03
		±1.26	±0.66	36.24	35.26	± 0.36	± 0.89	±0.34

Tablo 6'da Ridolfi (2021) tarafından amfibol minerallerinin ana element bileşimlerinden yararlanılarak kristallenme sıcaklık, basınç, oksijen fugasitesi ($\log f_{\text{O}_2}$) ve su içerikleri (H₂O) hesaplanmıştır. Üst Miyosen volkanik kayalardan değerlendirmeye uygun olan 19 analiz sonucuna göre hornblend minerallerinin kristallenme sıcaklıkları minimum 880.18°C, maksimum 1014.15°C (ortalama 949±30.48°C); su içeriği değerleri minimum % 4.60, maksimum %6.32 (ortalama %5.34±0.47)'dur. Oksijen fugasitesi ($\log f_{\text{O}_2}$) değerleri ise minimum -10.94, maksimum -8.92 (ortalama -10.05±0.48)'dir. ΔNNO (Delta Nikel-nikel oksit) değerleri ise minimum 0.39, maksimum 1.76 (ortalama 0.92±0.42)'dur.

Pliyosen volkanik kayalardan değerlendirilen 59 analizden uygun olan 26 analiz sonucuna göre hornblend minerallerinin kristallenme sıcaklıkları minimum 817.74°C, maksimum 986.62°C (ortalama 928.43±40.72°C); su içeriği değerleri minimum % 5.95,

maksimum %13.42 (ortalama %7.14±1.62)'dir. Oksijen fugasitesi ($\log f_{O_2}$) değerleri minimum -12.89, maksimum -8.82 (ortalama -10.20±0.88)'dir. ΔNNO (Delta Nikel-nikel oksit) değerleri minimum 0.20, maksimum 2.99 (ortalama 1.10±0.50)'dur.

Tablo 6. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayalarındaki hornblend minerallerinden hesaplanan sıcaklık, basınç, oksijen fugasitesi ve hidrometreleri (Ridolfi, 2021).

Hornblend termometre, barometre, hidrometre ve oksijen fugasitesi						
		T (°C)	P (kPa)	ΔNNO	$\log f_{O_2}$	H ₂ O(%)
Kuvaterner volkanik kayalar (n=2)	Minimum	818.77	2.89	0.34	-13.04	11.23
	Maksimum	818.99	3.04	0.39	-13.00	11.66
	Ortalama	818.88±0.16	2.97±0.11	0.37±0.04	-13.02±0.03	11.44±0.30
Pliyosen volkanik kayalar (n=26)	Minimum	817.74	2.74	0.20	-12.89	5.95
	Maksimum	986.62	8.22	2.99	-8.82	13.42
	Ortalama	928.43±40.72	5.05±1.66	1.10±0.50	-10.20±0.88	7.14±1.62
Üst Miyosen volkanik kayalar (n=19)	Minimum	880.18	2.53	0.39	-10.94	4.60
	Maksimum	1014.15	8.71	1.76	-8.92	6.32
	Ortalama	949.58±30.48	4.20±1.36	0.92±0.42	-10.05±0.48	5.34±0.47

Analiz sonuçlarının sıcaklık, basınç, oksijen fugasitesi ve hidrometre hesaplamaları Ridolfi (2021) worksheet'ine göre yapılmıştır.

Kuvaterner volkanik kayalardan $K_D(Fe-Mg)^{amph-erg}=0.28±0.11$ (Putirka (2016) şartını sağlayan 27 analizden uygun olan 2 analiz sonucuna göre hornblend minerallerinin kristallenme sıcaklıkları minimum 818.77°C, maksimum 818.99°C (ortalama 818.88±0.16°C); su içeriği değerleri minimum % 11.23, maksimum %11.66 (ortalama %11.44±0.30)'dur. Oksijen fugasitesi ($\log f_{O_2}$) değerleri minimum -13.04, maksimum -13.00 (ortalama -13.02±0.03)'dir. ΔNNO (Delta Nikel-nikel oksit) değerleri minimum 0.34, maksimum 0.39 (ortalama 0.37±0.04)'dur (Tablo 6).

İncelenen volkanik amfibollerin kristalleşmesinde gerçekleşen fizikokimyasal koşullar Şekil 26a, b, c'de irdelenmiştir. Volkanik amfiboller için; sıcaklık (T), oksijen fugasitesine göre normleştirilmiş diferansiyel değer (ΔNNO), ergiyik içi su miktarı (H_2O_{erg}) ve basınç (P) değerleri çeşitli denklemler kullanılarak hesaplanmıştır (Ridolfi vd., 2010). Mutlak $\log f_{O_2}$ değerleri O'Neill ve Pownceby (1993) tarafından geliştirilen denklem ile hesaplanmıştır (Hirschmann vd., 2008).

Şekil 26a'da parajenez ilişkileri, Şekil 26b de oksijen fugasitesi, Şekil 26a ve Şekil 26c'de ise kalk-alkali bazalt-riyolit magmalarda uyumlu amfibollerin stabilite sınırları gösterilmiştir. Bu diyagramlar, amfibolün diğer mineral fazlarla denge koşullarına ilişkin yaklaşımda bulunmasına olanak sağlamıştır. Susuz fazlar arasında olan plajiyoklaz, genellikle ortaç-silisik bileşimli eriyiklerde amfibolle denge halindedir. Ancak, yüksek basınç-sıcaklık koşullarında, bazaltik ergiyiklerdeki plajiyoklazın kristalleşmeden

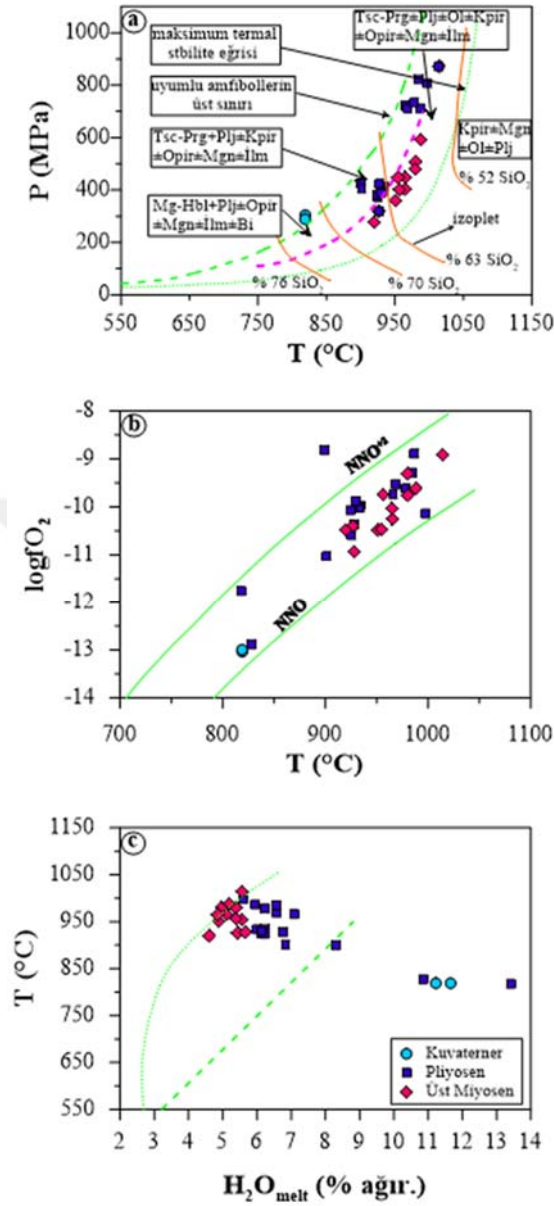
kaybolduğu ve bu aşamada olivinin kristallenmeye başladığı bilinmektedir. Uyumlu amfiboller kuvarsla denge halinde bulunmazlar. Kuvars ve granat gibi diğer susuz fazlar genellikle yüksek basınç koşullarında, uyumsuz amfibollerle denge halinde kristallenir (Ridolfi vd., 2010).

T (°C)-P(Mpa) diyagramında (Şekil 26a) incelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner örnekleri yaklaşık 2.5-9 kbar (250-900 Mpa) basınç aralığında, Üst Miyosen ve Pliyosen örnekleri yaklaşık 900-1000 °C aralığında, Kuvaterner örnekleri ise yaklaşık 800 °C’de kristallenmiştir. Kuvaterner örnekleri daha sık ve daha düşük sıcaklık koşullarında kristallenirken, Üst Miyosen ve Pliyosen örneklerinin daha derinlerde ve daha yüksek sıcaklıklardaki farklı magma odalarında kristallendiği düşünülmektedir. Üst Miyosen volkanik ergiyiklerden kristalleşen hornblend mineralleri (pargasit ve magnezyohastingsit) amfibollerin maksimum stabilite eğrisi ($1064 \pm 22^\circ\text{C}$, yeşil noktalı eğri) ile uyumludurlar. Ayrıca incelenen bu amfiboller kristalce fakir bölge olarak tanımlanan, maksimum stabilite eğrisi ile %35 kristallenmeyi temsil eden (Ridolfi vd., 2010) pembe kesikli eğri çevresinde yer alırlar. Pliyosen ve Kuvaterner örnekleri ise nispeten kristalce zengin bölge içinde yer alırlar. İncelenen tüm örnekler uyumlu amfibollerin stabilite alanları içinde dağılım göstermektedir. Amfibol, göreceli olarak küçük fiziksel ve kimyasal değişimlere karşı kararsız hale gelmeye eğilimlidir. Örneğin, 1.000 MPa basınçta (10 kbar) 100 °C’lik bir sıcaklık artışı veya 750 °C sıcaklıkta 100 MPa’lık (1 kbar) bir dekompresyon (basınç ferahlaması), amfibolün P-T stabilite alanının dışına çıkmasına ve kararsız hale gelmesine neden olur. Şekil 26a’da yer alan ve pembe kesikli eğriyle temsil edilen, farklı kristallenme oranlarına sahip uyumlu amfiboller arasındaki sınır, magma içeriğindeki ergiyik oranı arttıkça (yani kristal açısından fakir ve daha düşük viskoziteli magmalar), amfibolün stabilite eğrisinin altında kalması için gerekli P-T değişimlerinin azaldığını gösterir (Ridolfi vd., 2010).

T(°C)-logfO₂ diyagramında (Şekil 26b) incelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner örnekleri genel olarak NNO ile NNO⁺² eğrileri arasında yer alırlar. Üst Miyosen örnekleri -10.94 ile -8.92 ve Pliyosen örnekleri -12.89 ile -8.82 aralığında değişen nispeten yüksek oksijen fugasitesine sahipken Kuvaterner örnekleri -13.04 ile -13.00 arasında değişen göreceli olarak daha düşük oksijen fugasitesine sahiptirler.

T(°C)-H₂O_{erg} diyagramında (Şekil 26c) incelenen Üst Miyosen ve Pliyosen örneklerinin büyük çoğunluğu uyumlu amfibollerin stabilite alanları içinde (uyumlu amfibollerin maksimum stabilite eğrisi ile uyumlu amfibollerin kristalleşme alt sınırı arasındaki alan) dağılım gösterirken, Kuvaterner örnekleri bu alan dışında dağılım gösterirler. Su içerikleri Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner örneklerindeki

hornblendler için sırasıyla % 4.60-6.32, % 5.95-13.42 ve 11.23-11.66 arasında değişim gösterir.



Şekil 26. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayalara ait amfibol minerallerinin (a) P-T, (b) $\log fO_2$ -T ve (c) T- H_2O_{erg} diyagramları. Diyagramlar amfibol termobarometre yöntemiyle elde edilmiştir. (Ridolfi vd., 2010'dan değiştirilerek)

3.4.1.5. Biotit Termometresi ve Oksijen Fugasitesi

Luhr vd. (1984) tarafından önerilen formül kullanılarak biyotit minerallerinin kristallenme sıcaklıkları bünyelerindeki Ti ve Fe^{+2} değişimine bağlı olarak hesaplanmıştır. İncelenen Pliyosen volkanik kayalarındaki biyotitlerin kristallenme sıcaklıkları minimum $737.19^{\circ}C$, maksimum $740.33^{\circ}C$ (ortalama $738.76 \pm 2.22^{\circ}C$); Kuvaterner volkanik kayalarındaki biyotit minerallerinin kristallenme sıcaklıkları

minimum 659.39°C, maksimum 678.23°C (ortalama 667.36±9.75°C) olarak belirlenmiştir (Tablo 7).

Volkanik kayalarındaki oksijen fugasitesi; biyotit mineralindeki Fe^{+3} kimyasal bileşimi ve $Fe^{(T)}/(Fe^{(T)}+Mg)$ oranlarından hesaplanmıştır (Wones ve Eugster, 1965; Dodge vd., 1969; Neiva, 1981). Mikroprob analiz sonuçlarına göre, incelenen Kuvaterner volkanik kayalarındaki biyotit minerallerinin kristallenme sıcaklıkları minimum 659.39°C, maksimum 678.23°C (ortalama 667.36±9.75°C); olarak belirlenmiştir.

Tablo 7. İncelenen Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayalarındaki biyotit minerallerinden hesaplanan sıcaklık, basınç ve oksijen fugasitesi değerleri

Biyotit termometre, barometre ve oksijen fugasitesi		P(kbar)	T (°C)	fO_2
		(Uchida vd., 2007)	(Luhr vd., 1984)	(Wones ve Eugster, 1965)
Kuvaterner volkanik kayalar (Po-2, n=3)	Minimum	0.34	659.39	-18.19
	Maksimum	1.21	678.23	-17.53
	Ortalama	0.74±0.44	667.36±9.75	-17.91±0.34
Pliyosen volkanik kayalar (Po-26, n=2)	Minimum	1.68	737.19	-15.63
	Maksimum	1.81	740.33	-15.54
	Ortalama	1.74±0.09	738.76±2.22	-15.58±0.07

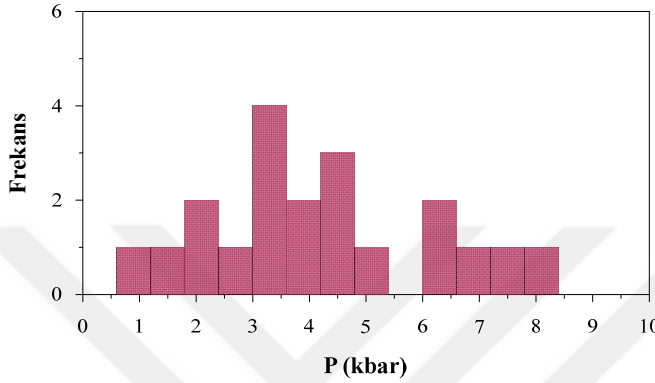
Biyotit minerallerinden elde edilen basınç ve sıcaklık (Luhr vd., 1984; Uchida vd., 2007) değerleri Wones ve Eugster (1965) tarafından ileri sürülen formülde kullanılarak fO_2 (oksijen fugasitesi) değeri hesaplanmıştır. Buna göre; Kuvaterner volkanik kayalar için hesaplanan oksijen fugasitesi minimum -18.19, maksimum -17.53 (ortalama -17.91±0.34); Pliyosen volkanik kayalar için minimum -15.63, maksimum -15.54 (ortalama -15.58±0.07)'dir (Tablo 7).

3.4.2. Jeobarometre Hesaplamaları

3.4.2.1. Klinopiroksen Barometresi

Putirka (2008) tarafından önerilen mineral ve ergiyik faz arasındaki Al paylaşımından hareketle kalibre edilen klinopiroksen ve ergiyik barometresinin sağlıklı sonuç vermesi için bu iki fazın kayaç içerisinde dengede bulunması gerekmektedir. Dengenin sağlanıp sağlanmadığını belirlemek için denge sabiti hesaplanmalıdır ve klinopiroksen ile ergiyik arasındaki denge sağlandığında $K_D(Fe-Mg)^{kpir-erg} = 0.27 \pm 0.03$ aralığında olması beklenir. Analiz edilen Üst Miyosen volkanik kayalar için Putirka (2008)'e göre hesaplanan basınç değerleri minimum 0.73 kbar, maksimum 8.30 kbar (ortalama 4.16±2.02 kbar)'dır (Tablo 4).

Şekil 27’deki histogramda incelenen klinopiroksen minerallerinin termobarometrik yöntemlerle hesaplanan kristallenme basınçları gösterilmiştir. Klinopiroksenlerin kristallenme basınçlarının yaklaşık 0-8 kbar arasında değiştiği, 1-5 kbar arasında yoğunlaştığı ve 6-8 kbar arasında az veriyle temsil edildiği görülmektedir. Kristallenme basınçlarının farklı frekanslarda dağılım sunması, magmatik ergiyiklerin hem sıg hem de derin ortamlarda kristallendiğine ve polibarik bir kristallenme hikayesine sahip olduğunu ifade etmektedir.



Şekil 27. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalardaki klinopiroksen merkez bileşimlerine göre hesaplanan basınç (Putirka, 2008) değerleri histogramı

3.4.2.2. Hornblend Barometresi

Volkanik kayalardaki hornblend minerallerinin kristallenme basınçlarını tespit etmek için farklı araştırmacılar tarafından ileri sürülen birçok çalışma mevcuttur. Johnson ve Rutherford (1989), Hollister vd. (1987), Hammarstrom ve Zen (1986) hornblend minerali içerisindeki $Al^{(T)}$ miktarını dikkate alan formül ileri sürmüşler ve kristallenme basıncı hesaplamışlardır. Bu yaklaşımların dışında son yıllarda Ridolfi vd. (2010), Ridolfi ve Renzulli (2011), Mutch vd. (2016), Putirka (2016) ve Ridolfi (2021) tarafından yeni termobarometreler öne sürülmüştür. Ridolfi ve Renzulli (2011) tarafından alkali ve kalk-alkali sistemler için önerilen yöntemde, önceki çalışmalarda basınç hesaplamalarında sadece Al miktarı kullanılırken bu yaklaşımda diğer katyonlar da dikkate alınmış ve $P \pm 11.5\%$; 2.2 GPa ve 1130°C’ye kadar olan geçerli bir termobarometre geliştirilmiştir.

Putirka (2016) tarafından öne sürülen formüle dayanılarak Üst Miyosen volkanik kayalarda bulunan hornblendler uygun $K_D(Fe-Mg)^{amph-erg} = 0.28 \pm 0.11$ (Putirka (2016) şartını sağlamadığı için basınç değerleri hesaplanamamıştır. Pliyosen volkanik kayalar için hornblendlerin ortalama kristallenme basınçları minimum 0.50 kbar, maksimum 3 kbar (ortalama 1.57 ± 0.66 kbar); Mutch vd. (2016)’ya göre minimum 5.29 kbar, maksimum 6.69 kbar (ortalama 5.98 ± 0.36 kbar); Ridolfi ve Renzulli (2012)’ye göre

minimum 3.40 kbar, maksimum 6.59 kbar (ortalama 4.69 ± 0.89 kbar); Ridolfi (2012)'ye göre ise minimum 2.59 kbar, maksimum 3.73 kbar (ortalama 3.03 ± 0.34 kbar) olarak hesaplanmıştır. Kuvaterner volkanik kayalar için hornblendlerin ortalama kristallenme basınçları minimum 0.20 kbar, maksimum 10.70 kbar (ortalama 3.26 ± 4.40 kbar); Mutch vd. (2016)'ya göre minimum 1.05 kbar, maksimum 7.63 kbar (ortalama 5.22 ± 2.48 kbar); Ridolfi ve Renzulli (2012)'ye göre minimum 0.01 kbar, maksimum 6.97 kbar (ortalama 3.42 ± 2.46 kbar); Ridolfi (2012)'ye göre ise minimum 0.40 kbar, maksimum 4.90 kbar (ortalama 2.87 ± 1.63 kbar) olarak hesaplanmıştır (Tablo 5).

Ridolfi (2021) tarafından tarafından öne sürülen formüle dayanılarak Üst Miyosen volkanik kayalar için hornblendlerin ortalama kristallenme basınçları minimum 2.53 kbar, maksimum 8.71 kbar (ortalama 4.20 ± 1.36 kbar); Pliyosen volkanik kayalar için minimum 2.74 kbar, maksimum 8.22 kbar (ortalama 5.05 ± 1.66 kbar); Kuvaterner volkanik kayalar için minimum 2.89 kbar, maksimum 3.04 kbar (ortalama 2.97 ± 0.11 kbar) olarak hesaplanmıştır (Tablo 6).

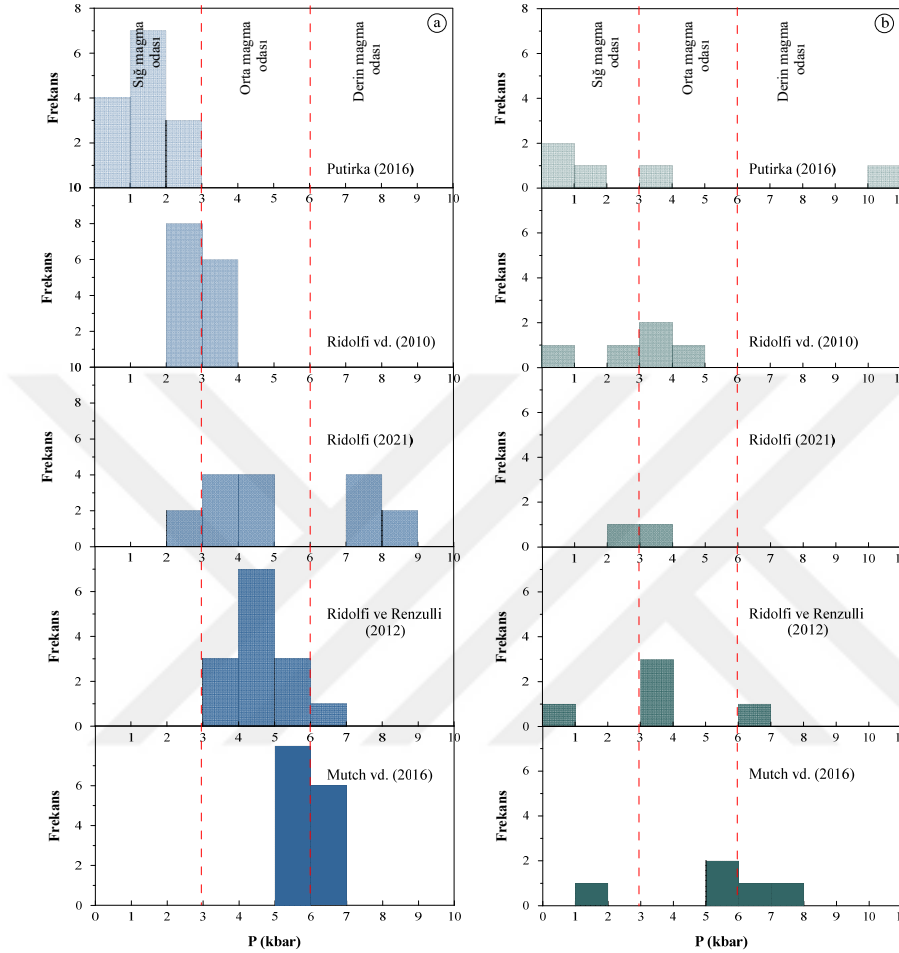
İncelenen Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kaya örneklerine ait hornblendlerin farklı referanslara göre hesaplanmış kristallenme basınçlarına ait histogram dağılımları Şekil 28'de sunulmuştur. Histogramlar genel olarak Pliyosen volkanik örneklerinde hornblend kristallenme basınçlarının yaklaşık 1-8 kbar arasında değiştiğini göstermektedir. Kristallenme basınçları; Putirka (2016)'ya göre ~1-3 kbar, Ridolfi vd. (2010)'e göre ~2-4 kbar, Ridolfi (2021)'e göre ~2-5 ve ~7-8 kbar, Ridolfi ve Renzulli (2012)'ye göre ~3-7 kbar, Mutch vd. (2016) ise ~5-7 kbar arasında yoğunlaşmıştır (Şekil 28a). Bu basınç aralıkları hornblendlerin sıg, orta ve derin magma odalarında birden fazla magma odasında kristallendiği şeklinde yorumlanabilir.

Kuvaterner örneklerine ait histogramlarda (Şekil 28b) hornblend kristallenme basınçları; Putirka (2016)'ya göre ~1-2 kbar, ~3-4 kbar ve ~10 kbar olmak üzere üç farklı aralıkta, Ridolfi vd. (2010)'e göre ~0-1 kbar ve 2-5 kbar, Ridolfi (2021)'e göre ~2-4 kbar, Ridolfi ve Renzulli (2012)'ye göre ~0-1 kbar, 3-4 kbar ve 6-7 kbar aralığında, Mutch vd. (2016) ise ~1-2 ve 5-8 kbar aralığında yoğunluk gözlenmektedir. Kristallenme basınçlarındaki değişkenlik Kuvaterner volkanik kaya örneklerindeki hornblendlerin sıg, orta ve derin magma odası ve/veya odalarında kristallendiği şeklinde yorumlanabilir.

3.4.2.3. Biyotit Barometresi

Biyotitlerin kristallenme basınçları, Uchida vd. (2007) tarafından önerilen ampirik formül kullanılarak hesaplanmıştır. Bu formül, biyotitlerin elektron mikroprob analizlerinden elde edilen veriler kullanılarak 11 oksijene göre hesaplanan $Al^{(T)}$ miktarına

göre düzenlenmiştir. Uchida vd. (2007) formülüne göre hesaplanan basınç değerleri; Pliyosen volkanik kayalar için minimum 1.68 kbar, maksimum 1.81 kbar (ortalama 1.74 ± 0.09 kbar), Kuvaterner volkanik kayalar için minimum 0.34 kbar, maksimum 1.21 kbar (ortalama 0.74 ± 0.44 kbar)'dır (Tablo 7).



Şekil 28. İncelenen a) Pliyosen, b) Kuvaterner volkanik kayalardaki hornblend minerallerine ait kristallenme basınçlarını gösteren histogram (Kristallenme basınçları Ridolfi vd. (2021) ve Putirka (2016)'ya göredir)

3.5. $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ Jeokronolojisi

İnceleme sahasında yüzeyleme veren volkanik istifin zamansal değişimini irdelemek ve volkanostratigrafik dizilimi belirleyebilmek için $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radyometrik yaşlandırma çalışmaları mineral ve tüm kayac hamuru kullanılarak basamaklı ısıtma yöntemiyle yürütülmüştür. (Tablo 8). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırması için mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri ayrıntılı olarak irdelenmiş olan volkanik kayalardan her bir kayac grubunu temsil edecek yüzeyel ve hidrotermal alterasyondan etkilenmemiş en taze örneklerin seçilmesine özen gösterilmiştir.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş analizleri için Üst Miyosen volkanik kayalardan 4 ve Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayalardan 3 adet karakteristik kayac örneği seçilmiştir.

Tablo 8. İnceleme alanındaki volkanik birimlerin fasiyes ve kayaç türüne göre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

Volkanik Fasiyes	Örnek No	Litoloji	K ₂ O (% ağır.)	Örnek Türü	Plato Yaşı (My) ($\pm\sigma$)	İzokron Yaşı (My) ($\pm\sigma$)
Kuvaterner yaşlı asidik volkanik k.	Po-2	Andezit	2.95	Tüm kayaç	0.731 ± 0.5	0.742 ± 5
Pliyosen yaşlı asidik volkanik k.	Po-26	Andezit	2.93	Biyotit	3.1 ± 0.1	3.9 ± 0.3
	Po-51	Andezit	2.18	Tüm kayaç	5.2 ± 0.18	5.2 ± 1.5
Üst Miyosen yaşlı bazik volkanik k.	Po-6	Bazaltik-andezit	1.97	Tüm kayaç	8.6 ± 0.1	8.5 ± 0.1
	Po-17	Bazaltik-andezit	2.07	Tüm kayaç	8.3 ± 0.1	8.3 ± 0.1
	Po-21	Bazalt	0.50	Tüm kayaç	7.8 ± 0.1	7.5 ± 0.4
	Po-35	Bazaltik-andezit	2.28	Tüm kayaç	7.3 ± 0.1	7.1 ± 0.4

3.5.1. Üst Miyosen Volkanik Kayaçlar

Üst Miyosen volkanik kayaçlardan seçilen 4 adet örnek üzerinde (Po-6, Po-17, Po-21 ve Po-35) tüm kayaç hamuru kullanılarak $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş analizleri gerçekleştirilmiştir. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları Şekil 29'da, analiz sonuçları Tablo 9, Tablo 10, Tablo 11 ve Tablo 12'de verilmiştir. Yaşlandırma analizleri Po-6 numaralı örnek için 10 basamakta, Po-17 numaralı örnek için 11 basamakta, Po-21 numaralı örnek için 12 basamakta ve Po-35 nolu örnek için 8 basamakta yürütülmüştür. Tüm kayaç hamuru kullanılarak yapılan analizlerde Po-6 nolu örnek için plato yaşı 8.6 ± 0.1 My, izokron yaşı 8.5 ± 0.1 My, Po-17 numaralı örnek için hem plato yaşı hem de izokron yaşı 8.3 ± 0.1 My, Po-21 numaralı örnek için plato yaşı 7.8 ± 0.1 My, izokron yaşı 7.5 ± 0.4 My ve Po-35 numaralı örnek için plato yaşı 7.3 ± 0.1 My, izokron yaşı 7.1 ± 0.4 My arasında değişen yaşlar belirlenmiştir (Şekil 29). Belirlenen bu yaş verileri Üst Miyosen dönemini temsil etmektedir.

Tablo 9. Po-6 numaralı örneğin tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğiyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

Kütle Değişimi (1+e)		1.009702					
J parametresi		0.004104					
Basamak	Lazer gücü	^{40}Ar	^{39}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Yaş (My)
1	330	1332.47	22.01	0.70	4.52	1.69	$12.50 \pm 4.0.8$
2	390	574.81	62.42	2.27	1.82	0.90	6.64 ± 0.66
3	450	101.15	50.11	1.56	0.20	0.96	7.07 ± 0.62
4	530	360.54	215.52	5.98	0.44	1.15	8.51 ± 0.19
5	590	320.83	227.53	6.76	0.26	1.15	8.54 ± 0.21
6	660	94.50	71.84	4.82	0.08	1.14	8.42 ± 0.44
7	780	224.15	160.95	13.80	0.24	1.15	8.53 ± 0.19
8	1100	788.26	531.74	39.41	0.88	1.16	8.61 ± 0.11
9	1500	839.00	446.33	18.01	1.26	1.16	8.57 ± 0.10
10	Füzyon	1072.70	430.29	50.25	2.34	1.18	8.72 ± 0.12

Tablo 10. Po-17 örneğın tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğıyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

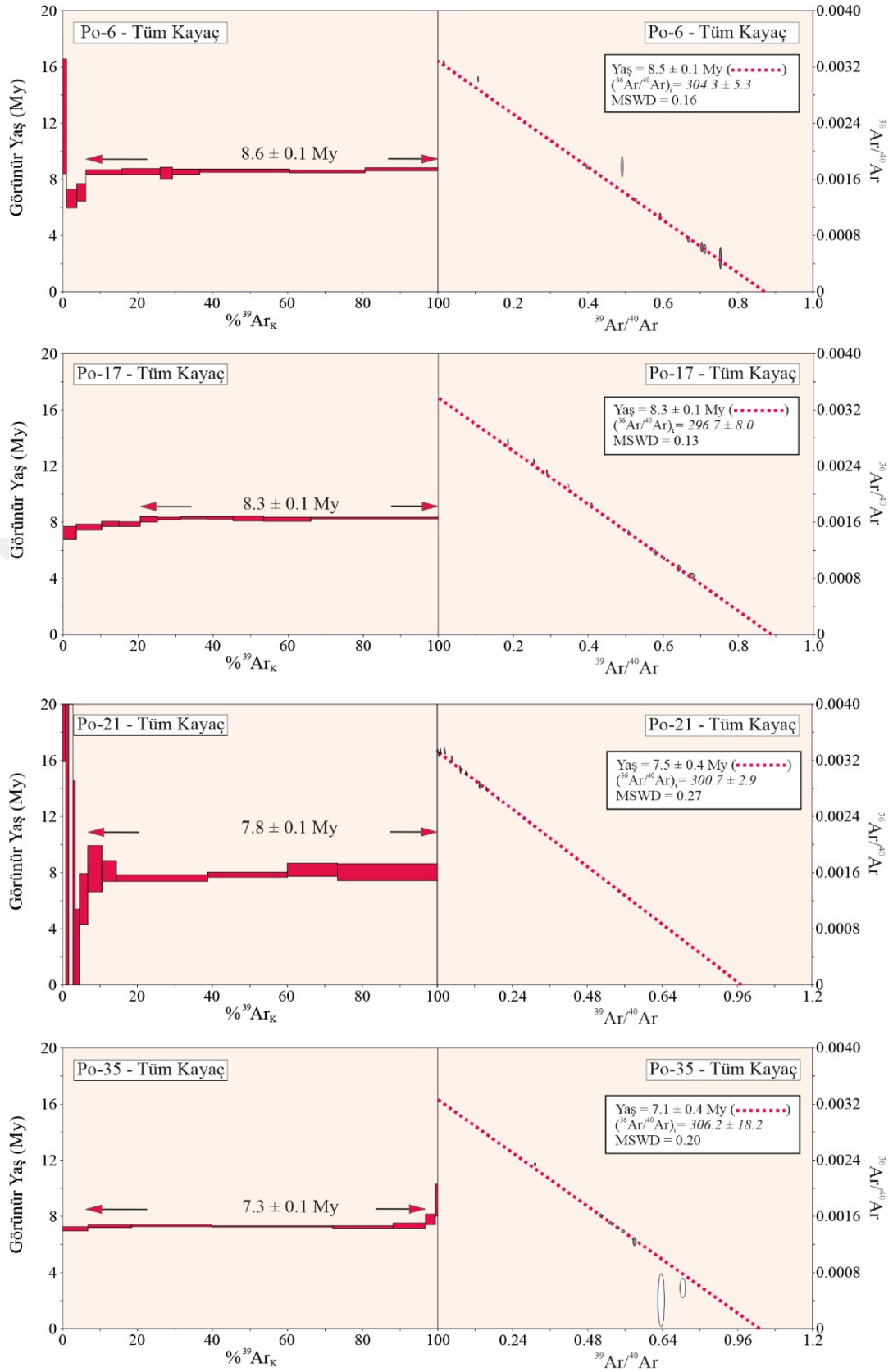
Kütle Değışimi (1+e)		1.009702					
J parametresi		0.004096					
Basamak	Lazer gücü	^{40}Ar	^{39}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Yaş (My)
1	280	776.32	145.75	1.75	2.22	0.98	7.24 ± 0.48
2	350	1103.85	283.71	3.01	2.85	1.04	7.65 ± 0.22
3	390	668.14	195.35	2.61	1.62	1.07	7.88 ± 0.19
4	450	670.85	234.21	5.07	1.51	1.06	7.87 ± 0.17
5	500	470.85	194.14	5.16	0.93	1.11	8.20 ± 0.20
6	570	504.80	258.59	8.31	0.82	1.12	8.27 ± 0.12
7	660	514.33	301.00	9.35	0.68	1.13	8.32 ± 0.10
8	770	494.87	288.20	7.69	0.66	1.12	8.30 ± 0.09
9	900	533.03	344.39	10.24	0.60	1.12	8.27 ± 0.16
10	1200	774.70	527.36	22.99	0.83	1.11	8.21 ± 0.16
11	Füzyon	2352.79	1428.67	161.89	3.78	1.12	8.30 ± 0.07

Tablo 11. Po-21 örneğın tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğıyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

Kütle Değışimi (1+e)		1.009702					
J parametresi		0.004071					
Basamak	Lazer gücü	^{40}Ar	^{39}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Yaş (My)
1	300	7111.66	9.73	4.34	24.57	6.42	46.68 ± 30.78
2	340	2960.03	7.45	2.70	10.26	2.55	18.64 ± 18.91
3	390	2906.09	12.12	4.07	9.95	4.63	33.77 ± 12.79
4	440	746.87	7.57	1.70	2.59	0.70	5.17 ± 9.35
5	500	519.88	12.71	2.31	1.82	0.23	1.73 ± 3.66
6	550	516.16	24.42	3.50	1.75	0.83	6.12 ± 1.81
7	630	541.36	39.85	4.43	1.76	1.13	8.28 ± 1.66
8	750	309.09	42.39	4.85	0.95	1.10	8.11 ± 0.75
9	950	1654.67	263.80	36.72	5.08	1.04	7.62 ± 0.26
10	1200	1165.38	231.73	37.02	3.47	1.07	7.85 ± 0.20
11	1500	1517.81	144.07	28.45	4.93	1.12	8.21 ± 0.47
12	Füzyon	3126.85	290.89	125.39	10.70	1.09	8.03 ± 0.62

Tablo 12. Po-35 numaralı örneğın tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğıyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

Kütle Değışimi (1+e)		1.009702					
J parametresi		0.004079					
Basamak	Lazer gücü	^{40}Ar	^{39}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Yaş (My)
1	300	1102.44	347.06	2.71	2.70	0.97	7.12 ± 0.15
2	350	1133.39	596.26	4.09	1.93	0.99	7.30 ± 0.10
3	420	1970.69	1098.19	8.45	3.14	1.00	7.33 ± 0.08
4	490	2877.56	1664.28	19.69	4.47	0.99	7.28 ± 0.06
5	560	1387.17	828.98	20.27	2.15	0.99	7.25 ± 0.09
6	700	694.78	441.80	45.23	1.22	1.00	7.36 ± 0.19
7	1100	168.11	133.25	47.96	0.44	1.06	7.79 ± 0.39
8	Füzyon	48.88	35.54	38.77	0.30	1.24	9.15 ± 1.14



Şekil 29. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları

3.5.2. Pliyosen Volkanik Kayaçlar

İncelenen Pliyosen volkanik kayaçlara ait Po-26 numaralı örnekte biyotit minerali üzerinde ve Po-51 numaralı örnekte tüm kayaç hamuru üzerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş analizleri

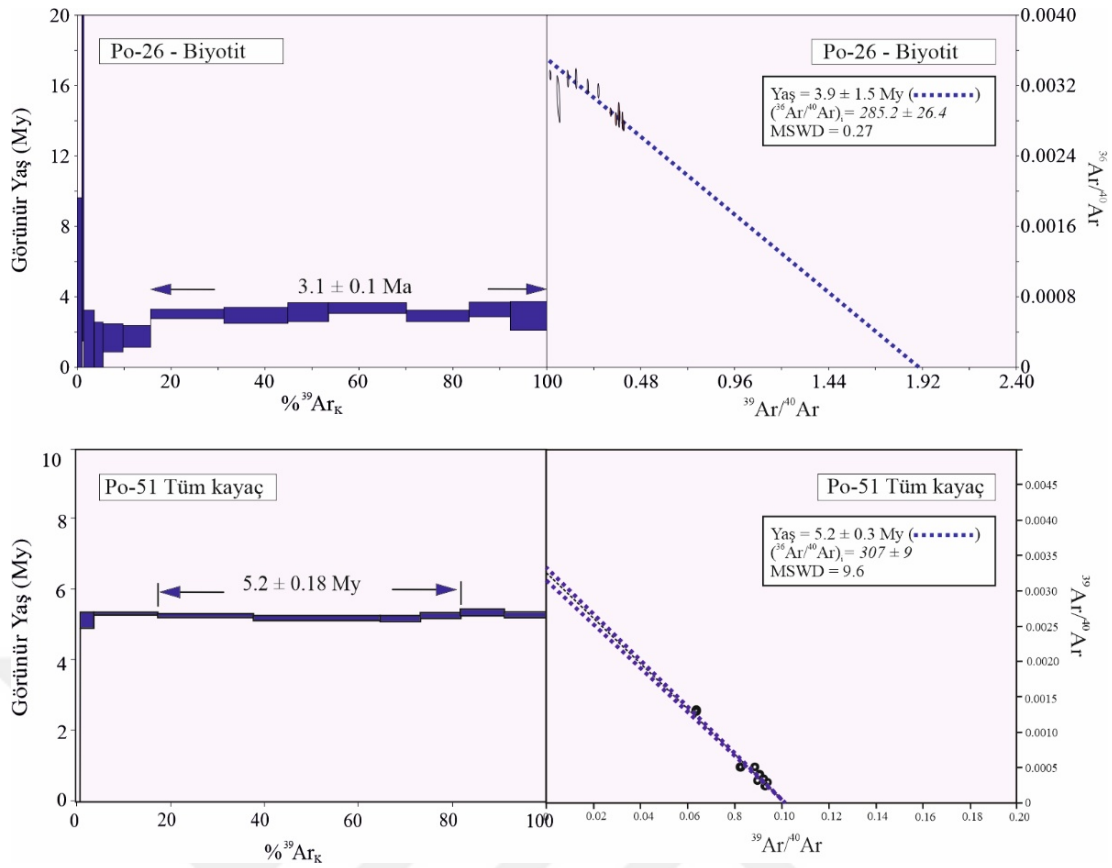
yapılmıştır. Yaşlandırma analizleri esnasında yapılan ölçümler Po-26 numaralı örnekteki biyotit mineralinde 13 basamakta ve Po-51 numaralı örnek için tüm kayaç hamurunda 12 basamakta gerçekleştirilmiştir (Tablo 13 ve Tablo 14). Elde edilen yaş spektrumları incelendiğinde Po-26 örnek için biyotit mineralinden plato yaşı 3.1 ± 0.1 My, izokron yaşı 3.9 ± 0.3 My, Po-51 numaralı örnek için plato yaşı 5.2 ± 0.18 My, izokron yaşı 5.2 ± 1.5 My olarak saptanmıştır (Şekil 30). Hesaplanan bu yaş verileri Pliyosen ile uyumludur.

Tablo 13. Po-26 numaralı örneğin biyotit mineraline uygulanan basamaklı ısıtma tekniğiyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

Kütle Değişimi (1+e)		1.009702					
J parametresi		0.004087					
Basamak	Lazer gücü	^{40}Ar	^{39}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Yaş (My)
1	280	411.82	7.54	0.00	1.42	0.51	3.77 ± 5.87
2	340	37.05	2.28	0.04	0.12	1.48	10.88 ± 9.38
3	400	151.23	16.42	0.08	0.52	0.20	1.45 ± 1.78
4	460	93.19	14.22	0.07	0.32	0.14	1.03 ± 1.55
5	520	143.88	30.39	0.12	0.48	0.23	1.67 ± 0.79
6	610	161.24	43.04	0.12	0.53	0.24	1.76 ± 0.61
7	680	347.49	114.72	0.19	1.05	0.41	3.04 ± 0.27
8	760	268.36	99.74	0.18	0.80	0.40	2.95 ± 0.46
9	850	160.54	62.85	0.45	0.47	0.43	3.14 ± 0.54
10	1000	304.79	120.93	0.27	0.87	0.46	3.36 ± 0.29
11	1150	262.00	98.28	0.49	0.78	0.39	2.91 ± 0.31
12	1300	178.46	63.83	1.01	0.53	0.45	3.29 ± 0.42
13	Füzyon	152.96	56.70	1.34	0.46	0.39	2.91 ± 0.82

Tablo 14. Po-51 numaralı örneğin tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğiyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

Analiz No: 1581-01 (J parametresi= $0.0002937 \pm 1.790160\text{e-}6$):							
Analiz	Ca/K	Cl/K	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\%^{36}\text{Ar}_{Ca}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$\%^{40}\text{Ar}^*$	Yaş(ka)
1581-01A	0.95	0.03	0.06	0.2	-0.80	-4.70	-422.17 ± 399.71
1581-01B	0.89	0.09	0.02	0.6	9.64	61.60	5099.38 ± 110.77
1581-01C	0.73	0.02	0.01	1.6	10.25	84.80	5420.03 ± 35.84
1581-01D	0.78	0.01	0.00	2.9	10.00	90.30	5291.99 ± 23.80
1581-01E	0.91	0.01	0.00	5.4	9.88	93.80	5227.49 ± 17.14
1581-01F	1.16	0.00	0.00	5.1	9.75	91.70	5157.53 ± 22.59
1581-01G	1.43	0.01	0.00	5.3	9.75	90.30	5155.83 ± 25.14
1581-01H	1.61	0.01	0.00	4.9	9.74	88.40	5150.64 ± 37.66
1581-01I	1.78	0.04	0.01	4.1	9.58	85.10	5067.11 ± 34.30
1581-01J	1.63	0.00	0.01	4.1	9.87	86.20	5220.53 ± 35.51
1581-01K	1.53	0.03	0.00	5.6	10.05	90.60	5319.09 ± 34.08
1581-01L	1.53	0.04	0.00	7.5	9.92	92.80	5249.42 ± 33.76



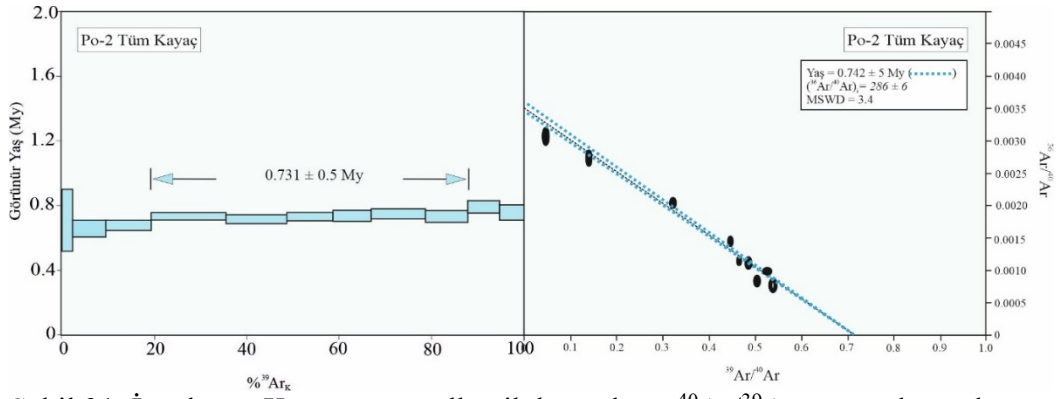
Şekil 30. İncelenen Pliyosen volkanik kayaçların $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları

3.5.3. Kuvaterner Volkanik Kayaçlar

Po-2 numaralı örnekte tüm kayaç hamuru üzerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş analizleri yapılmıştır. Yaşlandırma analizleri esnasında yapılan ölçümler Po-2 numaralı örnek için tüm kayaç hamuru üzerinde 12 basamakta gerçekleştirilmiştir (Tablo 15). Elde edilen yaş spektrumları incelendiğinde Po-2 numaralı örnek için plato yaşı 0.731 ± 0.5 My, izokron yaşı 0.742 ± 05 My olarak saptanmıştır (Şekil 31). Saptanan yaş değerleri Kuvaterner dönemini temsil etmektedir.

Tablo 15. Po-2 numaralı örneğin tüm kayaç hamuruna uygulanan basamaklı ısıtma tekniğiyle elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma verileri

Analiz No: 1580-01 ($J = 0.0002937 \pm 1.790160\text{e-}6$):							
Analiz	Ca/K	Cl/K	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\%^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$\%^{40}\text{Ar}^*$	Yaş (ka)
1580-01A	-0.20	0.00	0.07	0	1.95	9.2	1033.88 ± 447.57
1580-01B	1.26	0.11	0.02	0.9	1.35	19	716.30 ± 95.47
1580-01C	0.70	0.02	0.01	1.5	1.25	40	659.57 ± 24.80
1580-01D	0.61	0.01	0.00	2.5	1.28	57.3	680.05 ± 16.03
*1580-01E	0.65	0.00	0.00	4.3	1.38	69.9	730.98 ± 9.65
*1580-01F	0.68	0.00	0.00	4.9	1.35	71.6	716.56 ± 10.49
*1580-01G	0.78	0.00	0.00	5.6	1.38	71.9	729.69 ± 13.19
*1580-01H	0.86	0.00	0.00	5	1.39	67.6	735.65 ± 16.03
*1580-01I	1.11	0.01	0.00	5.8	1.42	66.1	752.41 ± 13.66
*1580-01J	1.10	0.01	0.00	6.2	1.39	67.1	734.83 ± 16.08
1580-01K	1.35	0.04	0.00	10.1	1.50	75.4	792.75 ± 18.00
1580-01L	1.06	0.00	0.00	9.2	1.43	77.1	757.79 ± 22.82



Şekil 31. İncelenen Kuvaterner volkanik kayaçların $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları

Elde edilen radyometrik yaş verileri değerlendirildiğinde inceleme alanındaki volkanizmanın 3 evrede geliştiği düşünülebilir. İlk evrede Üst Miyosen, ikinci evrede Pliyosen ve üçüncü evrede Kuvaterner volkanizmanın etkili olduğu söylenebilir.

3.6. Tüm Kayaç Jeokimyası

3.6.1. Volkanik Kayaçların Kimyasal Sınıflandırılması

İncelenen volkanik istifi oluşturan kayaçlara ait ana oksit ve iz element analiz sonuçları Tablo 16, 18, 19'da verilmiştir.

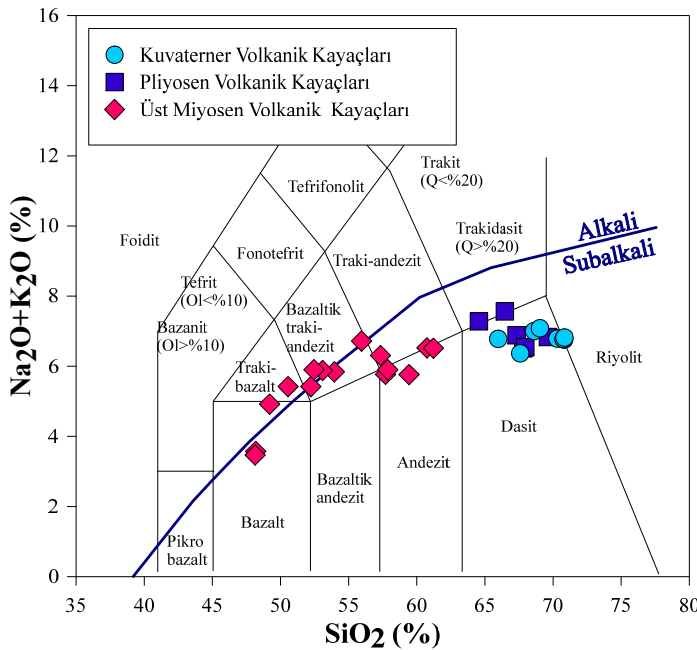
Üst Miyosen volkanik kayaçların SiO_2 içerikleri %48.14-61.22 arasında, MgO içerikleri % 3.01-8.13 arasında, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ içeriği % 3.47-6.72 arasında ve Mg numarası $[\text{Mg}\#100*\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}})]$ 34.89-51.26 arasındadır (Tablo 16). Ateşte kayıp (A.K.) içerikleri ise 0.17-3.90 arasında olup yüksek A.K. içeriği volkanik kayaç örneklerinin alterasyondan etkilenmiş olduklarına işaret eder. Pliyosen volkanik kayaçların SiO_2 içerikleri % 64.56-69.62 arasında, MgO içerikleri % 0.25-1.34, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ içeriği % 6.51-7.56, $\text{Mg}\#10.68-33.20$ ve A.K. içerikleri ise 0.25-1.70 arasında; Kuvaterner volkanik kayaçların SiO_2 içerikleri % 65.97-70.83, MgO içerikleri % 0.51-1.22, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ içerikleri % 6.37-7.08 ve $\text{Mg}\#20.54-28.04$ arasındadır. A.K. içerikleri ise 0.26-0.90 arasında değişim göstermektedir.

İncelenen volkanik kayaçların sınıflandırılmasında Le Maitre vd. (1989) tarafından önerilen SiO_2 'ye karşı toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) diyagramı kullanılmıştır (Şekil 32). TAS diyagramı olarak adlandırılan bu diyagramına göre Üst Miyosen volkanik kayaçlar bazalt, traki - bazalt, bazaltik andezit, bazaltik traki – andezit ve traki - andezit ve andezite kadar değişen bileşime sahip jeokimyasal özellik gösterirler. Alkali-subalkali sınıflandırmasına (Irvine ve Baragar, 1971) göre incelenen volkanik kayaçlar alkali ve yarı alkali karakter sergilerler. TAS diyagramında bazı örneklerin yüksek SiO_2 içeriğinden dolayı zenginleşme gösterdiği ve andezit alanında yer aldıkları gözlenmiştir.

(Şekil 32). Alterasyon kayaçların Na ve K'nın hareketliliğinde artış ve SiO₂ zenginleşmesine neden olabilmektedir (Hart vd.,1974). TAS diyagramında göreceli olarak bazik-ortaç volkanik kayaçların SiO₂ içeriğinin toplam alkali (Na₂O+K₂O) içeriğine göre daha fazla artış göstermesi, kayaçların gelişiminde ayrımlaşmanın etkili olduğuna işaret eder.

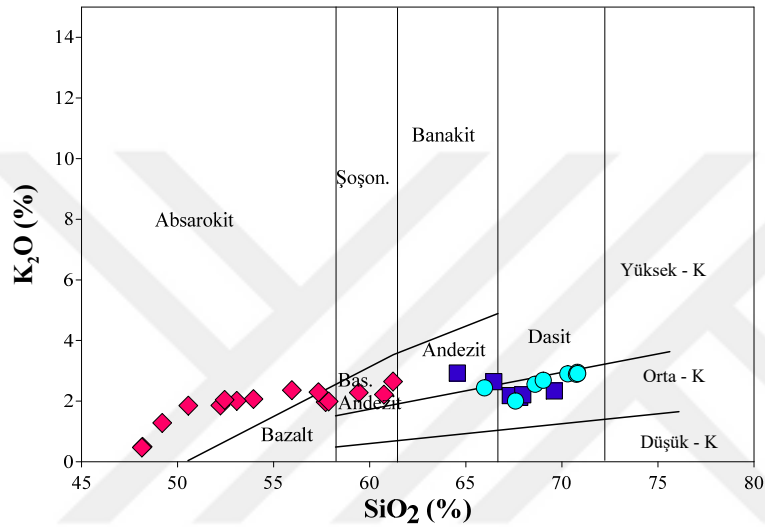
Pliyosen volkanik kayaçlar çoğunlukla dasit kısmen de traki-dasit bileşimini yansıtır, Irvine ve Baragar (1971)'in sınıflamasına göre subalkali karakter sergilerler (Şekil 32). Kuvaterner volkanik kayaçların tamamı dasit bileşimi gösterip, Irvine ve Baragar (1971)'in sınıflamasına göre subalkali karakterlidirler (Şekil 32). Hem Pliyosen hem de Kuvaterner volkanik kayaç örnekleri petrografik olarak andezit olmasına rağmen yüksek silis içeriklerinden dolayı TAS diyagramında traki-dasit ve dasit bileşimi gösterirler.

Le Maitre vd. (1989)'e göre TAS diyagramından trakibazalt, bazaltik trakiandezit ve trakiandezit (traki-ön ekli volkanik kayaçlar) alanında yer alan kayaç örnekleri Na₂O-2≥K₂O ve Na₂O-2<K₂O değerlerine göre Tablo 17'de daha ayrıntılı olarak sınıflandırılmıştır. Bu ayrıma göre; Tablo 16'da yer alan trakibazalt örneği (Po-5), potasik trakibazalt; bazaltik trakiandezit örnekleri (Po-16, Po-17, Po-18, Po-18a) şoşonit ve trakiandezit örneği (Po-65) ise latit olarak tanımlanmıştır.



Şekil 32. İncelen volkanik kayaçların SiO₂'ye karşı Na₂O+K₂O (TAS) diyagramı (Le Maitre vd., 1989). Alkali-yarıalkali ayrım eğrisi Irvine ve Baragar (1971)'a göre

SiO₂'ye karşı K₂O diyagramında (Mckenzie ve Chappel, 1972; Peccerillo ve Taylor, 1976) incelenen Üst Miyosen volkanik kayalar çoğunlukla absarokit alanda daha az olarak da bazalt ve bazaltik andezit alanında dağılım gösterirler (Şekil 33). Genel olarak kayaç örnekleri düşük silis içeriğine sahip ve uyumsuz elementlerce zengin olmaları nedeniyle çoğunlukla absarokit alanda yer alırlar. Pliyosen volkanik kayaç örnekleri andezit ve dasit alanında, yüksek ve orta-K'lı karakterlidir. Kuvaterner volkanik kayaç örneklerinin tamamına yakını ise dasit alanında yer alırken sadece bir örnek andezit alanında yer alır ve orta-K'lu karaktere sahiptir (Şekil 33).



Şekil 33. İncelenen volkanik kayaların SiO₂'ye karşı K₂O diyagramı, Mckenzie ve Chappel (1972); Peccerillo ve Taylor (1976). (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Defant ve Drummond (1990) tarafından, yitim zonlarında dalan genç (<25 My) ve sıcak okyanusal kabuğun bazaltik kesimlerinin kısmi ergimesi ile oluşan, ayırtman jeokimyasal özelliklere sahip, nötr-asidik bileşimli magmatik kayaları tanımlamak için kullanılan “Adakit” terimi; genellikle yüksek SiO₂ (>% 56), Al₂O₃ (> % 15), Na₂O (> % 3.5), Sr/Y (> 40), La/Yb (> 20) değerleri ve düşük HFSE içerikleri ile öne çıkmaktadır.

İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaların SiO₂ içerikleri % 48.14-61.22, Al₂O₃ içerikleri % 14.81-16.86, Na₂O içerikleri % 3-4.36 arasında, Sr/Y oranı 13.45-69.73, La/Yb oranı ise 3.91-39.23 ve La_N/Yb_N 2.64-26.51 arasında yer alır (Tablo 16, Tablo 20).

Pliyosen volkanik kayaların SiO₂ içerikleri % 64.56-69.62, Al₂O₃ içerikleri % 16.13-16.93, Na₂O içerikleri % 4.33-4.92 arasında, Sr/Y oranı 86.35-135.13, La/Yb oranı 54.79-76.68, La_N/Yb_N oranı 37.03-51.81 arasındadır (Tablo 18, Tablo 21).

Kuvaterner volkanik kayaların SiO₂ içerikleri % 65.97-70.83, Al₂O₃ içerikleri % 15.51-16.97, Na₂O içerikleri %3.81-4.45 arasında, Sr/Y oranı 43.72-143.42, La/Yb oranı 43.45-111.85, La_N/Yb_N oranları 34.76-75.58 arasında dağılıma sahiptirler (Tablo 19, Tablo 22).

Tablo 16. Üst Miyosen volkanik kayaların ana oksit (%) ve iz element (ppm) analizleri

Örnek No	Po-5	Po-6	Po-11	Po-16	Po-17	Po-18	Po-18a	Po-21
Koordinat								
Doğu	313969	313685	311363	308879	308332	308274	307870	305112
Kuzey	4588240	4587326	4586904	4596745	4596530	4596474	4596143	4596454
Litoloji	Traki-bazalt	Andezit	Andezit	Bazaltik traki-andezit	Bazaltik traki-andezit	Bazaltik traki-andezit	Bazaltik traki-andezit	Bazalt
Alt Litoloji	Potasik traki-bazalt			Şoşonit	Şoşonit	Şoşonit	Şoşonit	
SiO ₂	50.56	57.71	57.87	52.23	53.95	53.08	52.45	48.18
TiO ₂	1.10	0.76	0.78	0.93	0.94	0.95	1.02	1.29
Al ₂ O ₃	14.81	15.40	15.97	15.67	15.79	16.09	15.86	16.79
Fe ₂ O ₃ ^T	7.73	6.31	6.21	7.32	7.18	7.38	7.63	9.98
MnO	0.12	0.08	0.08	0.11	0.11	0.11	0.11	0.16
MgO	8.13	5.04	4.97	6.87	6.71	6.89	7.03	7.37
CaO	8.75	6.55	6.55	7.78	7.95	7.95	7.67	9.76
Na ₂ O	3.57	3.80	3.91	3.56	3.77	3.87	3.86	3.07
K ₂ O	1.85	1.97	1.99	1.86	2.07	2.01	2.04	0.50
P ₂ O ₅	0.57	0.39	0.38	0.48	0.49	0.49	0.49	0.19
A.K.	2.30	1.60	0.90	2.80	0.60	0.70	1.40	2.40
Toplam	99.62	99.74	99.74	99.66	99.64	99.63	99.65	99.74
Be	2.00	4.00	2.00	1.00	1.00	2.00	<1	3.00
Sc	17.00	14.00	14.00	16.00	15.00	16.00	17.00	29.00
V	149.00	119.00	119.00	146.00	150.00	153.00	167.00	196.00
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	38.60	26.60	27.90	32.00	34.90	47.90	35.00	40.40
Ni	228.00	173.00	161.00	181.00	210.00	219.00	183.00	74.00
Cu	51.50	35.80	31.60	75.40	55.40	71.80	57.00	43.80
Zn	49.00	42.00	36.00	52.00	52.00	48.00	56.00	60.00
Ga	13.40	13.40	13.60	13.20	13.70	13.50	13.50	14.50
Rb	33.50	42.20	40.80	22.80	38.80	32.50	35.30	8.80
Sr	1213.30	725.00	741.40	1059.40	1158.50	1166.80	1002.50	403.10
Y	17.40	16.70	14.30	16.10	16.50	17.40	17.00	25.40
Zr	133.90	143.80	145.80	144.00	153.90	153.90	161.90	107.40
Nb	15.50	13.50	13.70	10.80	11.50	11.70	11.10	3.60
Cs	0.70	1.00	0.90	<0.1	0.90	0.70	0.70	<0.1
Ba	591.00	540.00	487.00	466.00	511.00	502.00	476.00	111.00
Hf	3.10	3.20	3.30	3.50	3.40	3.60	3.60	2.60
Ta	0.70	0.70	0.80	0.50	0.50	0.60	0.50	0.20
Pb	1.50	3.10	2.20	2.40	1.30	2.10	3.10	1.20
Th	5.30	8.00	8.10	6.70	7.40	7.20	7.70	1.20
U	1.40	2.40	2.50	1.80	2.20	2.30	1.80	0.40
Mg#	51.26	44.41	44.45	48.41	48.31	48.28	47.95	42.48
FeO*	6.96	5.68	5.59	6.59	6.46	6.64	6.87	8.98
Na ₂ O+K ₂ O	5.42	5.77	5.90	5.42	5.84	5.88	5.90	3.57
Na ₂ O-K ₂ O	1.72	1.83	1.92	1.70	1.70	1.86	1.82	2.57
Sr/Y	69.73	43.41	51.85	65.80	70.21	67.06	58.97	15.87

A.K. (Ateşte Kayıp): Toplam uçucu içeriği. Fe₂O₃^T, Fe₂O₃ cinsinden toplam demir. Mg# = 100 X MgO / (MgO + Fe₂O₃^T); FeO* = FeO = Fe₂O₃^T 0.8998

Tablo 16. (Devamı)

Örnek No	Po-24	Po-31	Po-35	Po-62	Po-65	Po-67	Po-84
Koordinat							
Doğu	305781	300053	304911	314436	323491	315532	317382
Kuzey	4594341	4587883	4576819	4594076	4591961	4579783	4584324
Litoloji	Bazalt	Bazalt	Andezit	Bazaltik traki andezit	Traki andezit	Andezit	Andezit
Alt Litoloji				Şoşonit	Latit		
SiO ₂	48.14	49.20	59.43	55.95	57.33	60.74	61.22
TiO ₂	1.28	1.32	0.76	1.00	0.95	0.75	0.67
Al ₂ O ₃	16.86	15.99	16.82	16.73	16.52	16.59	16.14
Fe ₂ O ₃ ^T	9.26	9.54	5.32	7.16	6.13	5.36	4.70
MnO	0.14	0.14	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07
MgO	7.16	7.81	3.82	3.84	3.29	3.01	3.70
CaO	9.28	9.69	6.10	7.14	6.78	6.12	5.55
Na ₂ O	3.00	3.64	3.48	4.36	4.01	4.31	3.87
K ₂ O	0.47	1.28	2.28	2.36	2.29	2.22	2.65
P ₂ O ₅	0.19	0.51	0.24	0.55	0.44	0.41	0.36
A.K.	3.90	0.40	1.40	0.57	1.42	0.17	1.08
Toplam	99.76	99.66	99.79	99.72	99.23	99.75	100.00
Be	<1	<1	3.00	1.49	1.63	1.54	1.43
Sc	30.00	22.00	11.00	15.51	14.62	10.43	9.56
V	193.00	169.00	99.00	148.24	146.69	103.32	92.81
Cr	-	-	-	196	128	45.79	92.3
Co	38.20	43.00	21.40	23.07	22.21	15.30	16.10
Ni	78.00	212.00	87.00	136.66	82.87	52.85	79.38
Cu	30.80	53.00	21.80	51.75	64.14	15.95	43.23
Zn	55.00	65.00	15.00	62.52	72.11	65.77	58.44
Ga	14.80	13.70	15.80	18.91	18.90	18.51	18.69
Rb	8.30	22.00	43.10	41.04	45.84	51.97	49.72
Sr	328.10	897.30	563.90	1240.89	917.86	830.35	798.33
Y	24.40	22.40	13.50	17.21	18.03	14.77	12.81
Zr	111.60	145.50	131.90	170.20	197.08	150.03	169.41
Nb	3.90	13.70	9.20	14.95	14.42	18.62	13.17
Cs	<0.1	0.50	1.60	0.56	1.09	1.06	1.25
Ba	120.00	442.00	411.00	602.58	556.07	613.33	557.77
Hf	2.70	3.30	3.20	3.71	4.35	3.49	3.64
Ta	0.20	0.70	0.50	0.72	0.71	0.89	0.68
Pb	1.60	0.60	0.70	12.29	11.46	10.34	10.65
Th	1.20	3.60	5.80	8.79	9.77	8.29	9.57
U	0.20	1.00	1.90	1.86	2.01	2.37	2.14
Mg#	43.61	45.01	41.79	34.89	34.93	35.92	44.09
FeO*	8.33	8.58	4.79	6.44	5.51	4.83	4.23
Na ₂ O+K ₂ O	3.47	4.92	5.76	6.72	6.31	6.52	6.51
Na ₂ O-K ₂ O	2.53	2.36	1.20	1.99	1.72	2.09	1.22
Sr/Y	13.45	40.06	41.77	72.09	50.90	56.22	62.33

A.K. (Ateşte Kayıp): Toplam uçucu içeriği. Fe₂O₃^T, Fe₂O₃ cinsinden toplam demir. Mg# = 100 X MgO / (MgO + Fe₂O₃^T); FeO* = FeO*/Fe₂O₃^T 0.8998

Tablo 17. TAS diyagramına göre traki- ön ekli Üst Miyosen volkanik kayaların isimlendirilmesi (Le Maitre, 2002).

Na ₂ O ve K ₂ O analiz sonucu	Bölüm		
	Trakibazalt	Bazaltik trakiandezit	Trakiandezit
	Alt bölüm		
Na ₂ O - K ₂ O ≥ 2	Hawaiit	Müjearit	Benmorit
Na ₂ O - K ₂ O < 2	Potasik trakibazalt	Şoşonit	Latit

Tablo 18. Pliyosen volkanik kayaçların ana oksit (%) ve iz element (ppm) analizleri

Örnek No	Po-26	Po-41	Po-48	Po-51	Po-57	Po-60
Koordinat						
Doğu	307103	309227	305558	306301	310560	304093
Kuzey	4593129	4593082	4604172	4605321	4606151	4599242
Litoloji	Traki-dasit	Traki-dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit
SiO ₂	64.56	66.46	67.81	67.32	67.97	69.62
TiO ₂	0.58	0.58	0.48	0.52	0.40	0.34
Al ₂ O ₃	16.60	16.86	16.65	16.93	16.17	16.13
Fe ₂ O ₃ ^T	3.39	3.22	2.98	2.88	2.54	2.10
MnO	0.05	0.05	0.02	0.02	0.04	0.01
MgO	1.34	0.76	0.44	0.50	1.26	0.25
CaO	4.02	3.78	4.21	3.86	3.86	3.36
Na ₂ O	4.35	4.92	4.38	4.71	4.33	4.50
K ₂ O	2.93	2.65	2.13	2.18	2.21	2.33
P ₂ O ₅	0.28	0.28	0.19	0.21	0.15	0.12
A.K.	1.70	0.25	0.53	0.68	0.94	0.55
Toplam	99.80	99.82	99.82	99.80	99.87	99.31
Be	2.00	1.61	1.29	1.45	1.23	1.33
Sc	5.00	4.30	4.79	4.89	4.98	3.44
V	62.00	56.29	49.49	50.72	48.30	31.62
Cr	-	7.47	12.3	12.4	16.4	8.35
Co	16.00	7.08	4.94	6.53	6.30	2.37
Ni	27.00	5.63	7.93	5.70	8.74	4.12
Cu	25.80	37.90	35.63	9.89	19.46	19.67
Zn	26.00	62.94	55.66	64.39	44.59	42.43
Ga	16.30	20.94	19.75	20.56	18.99	18.66
Rb	51.70	51.91	52.92	50.79	57.70	63.00
Sr	764.70	803.50	649.44	629.80	646.27	548.30
Y	7.80	7.13	6.70	7.29	5.26	4.06
Zr	174.90	188.21	154.39	180.34	134.33	120.02
Nb	10.80	12.56	7.73	9.63	5.38	4.03
Cs	1.00	0.70	0.81	0.36	1.91	1.44
Ba	571.00	629.03	511.36	519.23	546.64	600.32
Hf	3.80	4.34	3.57	4.24	3.20	3.05
Ta	0.60	0.62	0.44	0.56	0.33	0.27
Pb	0.40	11.53	10.64	10.45	11.95	13.54
Th	6.30	6.74	6.27	6.35	6.07	5.96
U	1.60	1.63	1.48	1.63	1.56	1.52
Mg#	28.33	19.12	12.79	14.72	33.20	10.68
FeO*	3.05	2.90	2.69	2.59	2.29	1.89
Na ₂ O+K ₂ O	7.28	7.56	6.51	6.89	6.54	6.84
Na ₂ O-K ₂ O	1.42	2.27	2.25	2.53	2.12	2.17
Sr/Y	98.04	112.72	97.00	86.35	122.90	135.13

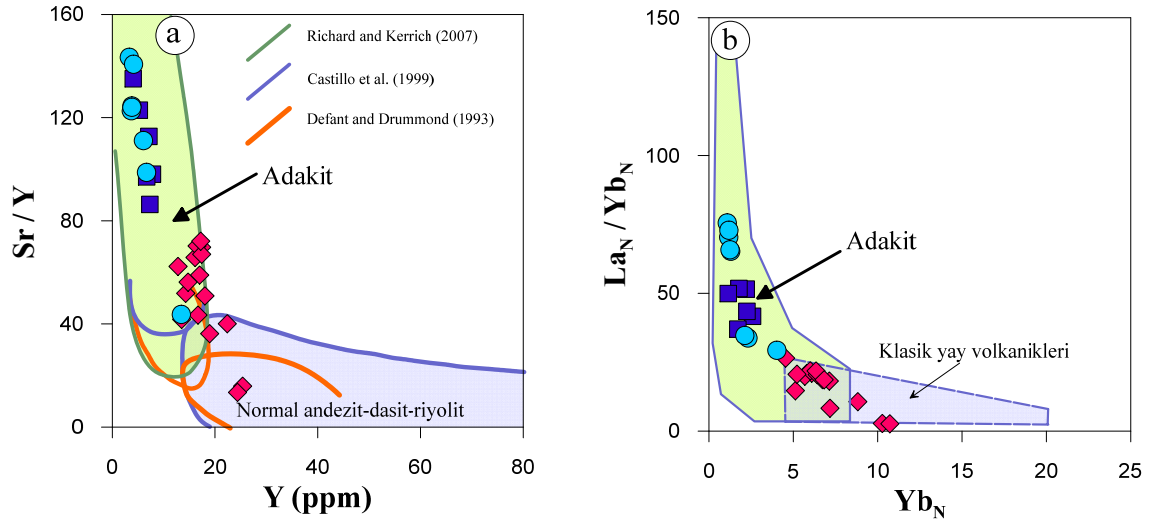
A.K. (Ateşte Kayıp): Toplam uçucu içeriği. Fe₂O₃^T, Fe₂O₃ cinsinden toplam demir. Mg# = 100 X MgO / (MgO + Fe₂O₃^T); FeO* = FeO = Fe₂O₃^T 0.8998

Tablo 19. Kuvaterner volkanik kayaların ana oksit (%) ve iz element (ppm) analizleri

Örnek No	Po-1	Po-2	Po-3	Po-4	Po-15	Po-23	Po-75	Po-87
Koordinat								
Doğu	314009	314009	314009	314009	310583	297359	302859	308099
Kuzey	4588372	4588372	4588372	4588372	4599951	4595185	4576185	4600355
Litoloji	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit
SiO ₂	70.31	70.81	70.76	70.83	68.61	65.97	69.03	67.59
TiO ₂	0.31	0.28	0.30	0.29	0.45	0.56	0.37	0.39
Al ₂ O ₃	15.89	15.70	15.61	15.51	16.27	16.38	16.23	16.97
Fe ₂ O ₃ ^T	2.05	1.89	1.99	1.89	2.75	3.73	2.19	2.58
MnO	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04
MgO	0.53	0.51	0.54	0.64	0.90	1.22	0.84	1.01
CaO	2.94	2.76	2.89	2.85	3.55	4.24	3.74	3.77
Na ₂ O	3.89	3.81	3.89	3.91	4.45	4.34	4.40	4.36
K ₂ O	2.90	2.95	2.89	2.91	2.56	2.44	2.69	2.01
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.11	0.10	0.17	0.24	0.13	0.16
A.K.	0.90	0.90	0.80	0.80	0.48	0.26	0.77	0.78
Toplam	99.88	99.88	99.88	99.87	100.21	99.45	100.42	99.66
Be	1.00	3.00	<1	3.00	1.46	1.54	1.41	1.13
Sc	3.00	3.00	3.00	3.00	4.31	7.09	3.21	4.33
V	28.00	23.00	28.00	24.00	46.44	69.09	37.61	16.80
Cr	-	-	-	-	9.15	21.1	6.15	8.75
Co	9.60	9.10	8.70	11.40	5.68	8.51	4.33	5.30
Ni	<20	<20	<20	<20	6.71	13.79	3.29	6.18
Cu	13.30	14.10	15.00	14.80	35.24	32.66	25.10	38.02
Zn	8.00	13.00	10.00	16.00	51.36	63.10	49.05	53.36
Ga	18.10	17.30	16.50	16.70	19.69	19.27	19.66	19.99
Rb	69.90	69.40	68.70	69.20	74.95	62.75	61.92	32.92
Sr	473.10	454.00	473.30	471.40	659.97	587.23	583.32	675.15
Y	3.80	3.70	3.30	3.80	6.68	13.43	4.15	6.07
Zr	130.20	122.90	127.60	127.30	148.36	174.29	151.70	154.03
Nb	5.40	5.20	5.30	5.30	7.70	11.71	5.77	6.28
Cs	1.30	1.30	1.20	1.40	1.35	1.27	0.80	0.53
Ba	643.00	664.00	671.00	664.00	582.76	596.23	603.71	740.83
Hf	3.50	3.30	3.40	3.20	3.64	4.08	3.72	3.83
Ta	0.40	0.30	0.30	0.30	0.45	0.63	0.33	0.42
Pb	0.90	1.00	0.90	0.70	15.57	13.37	12.78	13.19
Th	7.10	7.10	7.90	7.50	6.64	7.59	7.63	7.02
U	2.20	2.20	2.00	2.10	1.97	1.78	1.88	1.31
Mg#	20.54	21.25	21.34	25.30	24.68	24.68	27.72	28.04
FeO*	1.84	1.70	1.79	1.70	2.47	3.36	1.97	2.32
Na ₂ O+K ₂ O	6.79	6.76	6.78	6.82	7.00	6.78	7.08	6.37
Na ₂ O-K ₂ O	0.99	0.86	1.00	1.00	1.89	1.90	1.71	2.36
Sr/Y	124.50	122.70	143.40	124.05	98.75	43.72	140.71	111.14

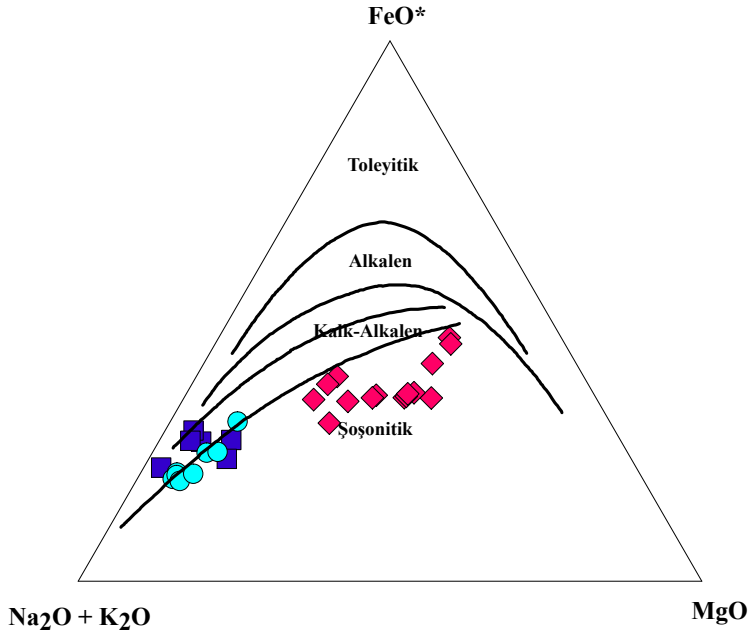
A.K. (Ateşte Kayıp): Toplam uçucu içeriği. Fe₂O₃^T, Fe₂O₃ cinsinden toplam demir. Mg# = 100 X MgO / (MgO + Fe₂O₃^T); FeO* = FeO*/Fe₂O₃^T0.8998

Y karşı Sr/Y diyagramında hem Pliyosen hem de Kuvaterner volkanik kayalar örneklerinin tamamı yüksek Sr/Y oranları ile adakit alanında dağılım gösterirken, Üst Miyosen volkanik örneklerinin büyük bir çoğunluğu adakit alanında, sadece üç tanesi klasik yay volkanikleri alanında yer alır (Şekil 34a). N-MORB'a göre normalize edilmiş Y_{BN}'ye karşı La_N/Y_{BN} diyagramında Kuvaterner ve Pliyosen volkanik kayalar adakit alanında Üst Miyosen volkanik kayalar üç örnek hariç yay volkanikleri ve adakit alanlarının kesişiminde yer alarak "adakit benzeri" olarak tanımlanırlar (Şekil 34b).



Şekil 34. İncelenen volkanik kayaçların a) Y karşı Sr/Y, b) Yb_N ye karşı La_N/Yb_N adakit sınıflama diyagramları (Defant ve Drummond,1990) (N-OOSB değerleri, Sun ve McDonough, 1989). (Semboller Şekil 32’ deki gibidir)

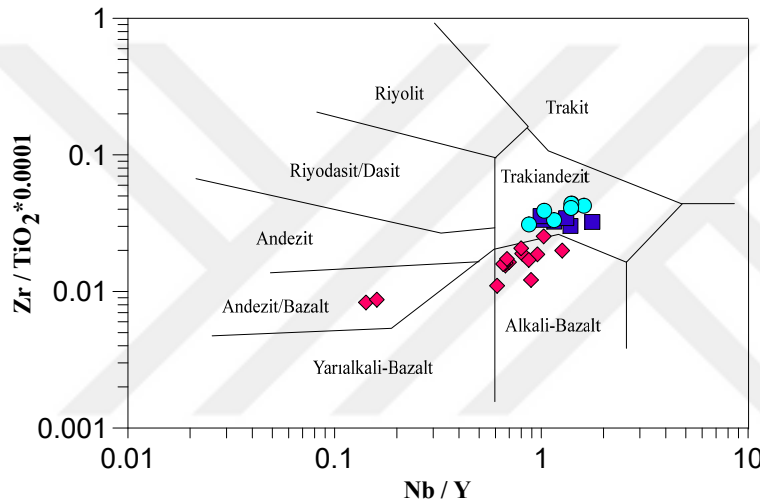
Alkali-sub karakterli Üst Miyosen volkanik kayaçlar ile sub alkali karakterli Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçların afinitelerini belirlemek için yararlanılan (Na₂O+K₂O)-FeO*-MgO üçgen (AFM) diyagramında incelenen volkanik kayaç örneklerinin tamamı düşük FeO*(%4.23-8.98) içeriklerinden dolayı Wimmenauer (1985)’in ayırımına göre kalk-alkali ve şoşonitik yönelim eğrilerinin altında yer alıp kalk-alkali ve şoşonitik karakter gösterirler (Şekil 35).



Şekil 35. İncelen volkanik kayaçların; AFM diyagramı (Na₂O+K₂O)-FeO*-MgO). (Ayırım eğrileri Wimmenauer (1985)’e göredir; semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Kayaçlardaki ana oksit ve iz element zenginleşmeleri ile kayaçların etkilendiği çeşitli alterasyonlar özellikle ana oksitlerin (K, Rb, Ba, ve Mg) hareketlenmesine neden olabilirler. Analiz edilen kayaç örnekleri taze örneklerden seçilmiş olsa da, alterasyona karşı daha az stabil olan Th, Y, Zr, Ti, Nb, Ga, Cr, Ni, P ve NTE'ler hem jeokimyasal hem de petrolojik verilerin değerlendirilmesinin yanı sıra kayaç adlandırmalarında kullanılır (Floyd ve Winchester, 1975).

Hareketsiz iz element oranlarına dayalı Nb/Yb'ye karşı $Zr/TiO_2 * 0.0001$ kimyasal adlandırma diyagramında (Winchester ve Floyd, 1976); Üst Miyosen volkanik kayaçlar andezit/bazalt ve alkali-bazalt, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlar ise trakiandezit olarak adlandırılırlar (Şekil 36).

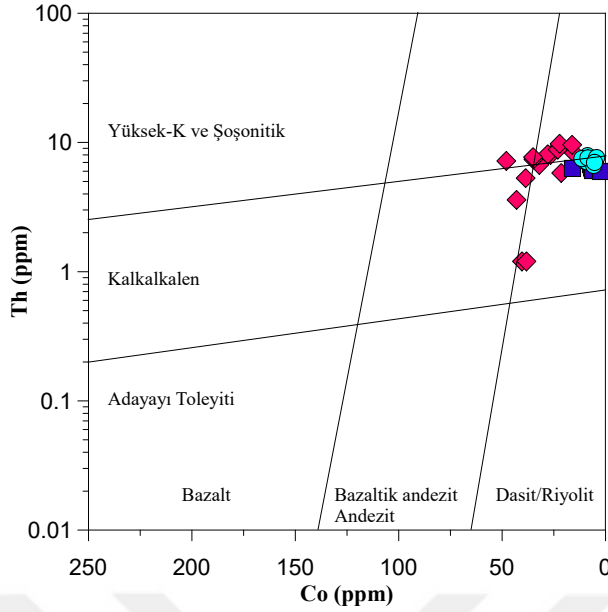


Şekil 36. İncelenen volkanik kayaçların Winchester ve Floyd, (1976) tarafından önerilen Nb/Yb karşı $Zr/TiO_2 * 0.0001$ diyagramı (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Daha düşük hareketlilik gösteren olan Co'a karşı Th sınıflama diyagramı, Üst Miyosen volkanik kayaçların çoğunlukla yüksek K-şoşonitik ve daha az olarak ise kalkalkalen karakterli, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçların ise kalkalkalen karakterli olduğunu gösterir (Şekil 37) (Hastie vd., 2007).

3.6.2. Üst Miyosen Volkanik Kayaçların Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası

İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaç örneklerinin ana oksit (%) SiO_2 Harker değişim diyagramları Şekil 38'de verilmiştir. İncelenen volkanik kayaçların SiO_2 içerikleri % 48.14-61.22, Al_2O_3 içerikleri % 14.81-16.86, MgO içerikleri % 3.01-8.13, Mg# 34.89-51.26, $Fe_2O_3^T$ içerikleri % 4.70-9.98, NaO içerikleri % 3.00-4.36, K_2O içerikleri % 0.47-2.65, CaO içerikleri % 5.55-9.76, TiO_2 içerikleri % 0.67-1.32, MnO değerleri % 0.07-0.16, P_2O_5 değerleri % 0.19-0.57 aralığında değişmektedir (Tablo 16).



Şekil 37. İncelenen volkanik kayaçların Hastie vd. (2007) tarafından önerilen Th' a karşı Co diyagramı. (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

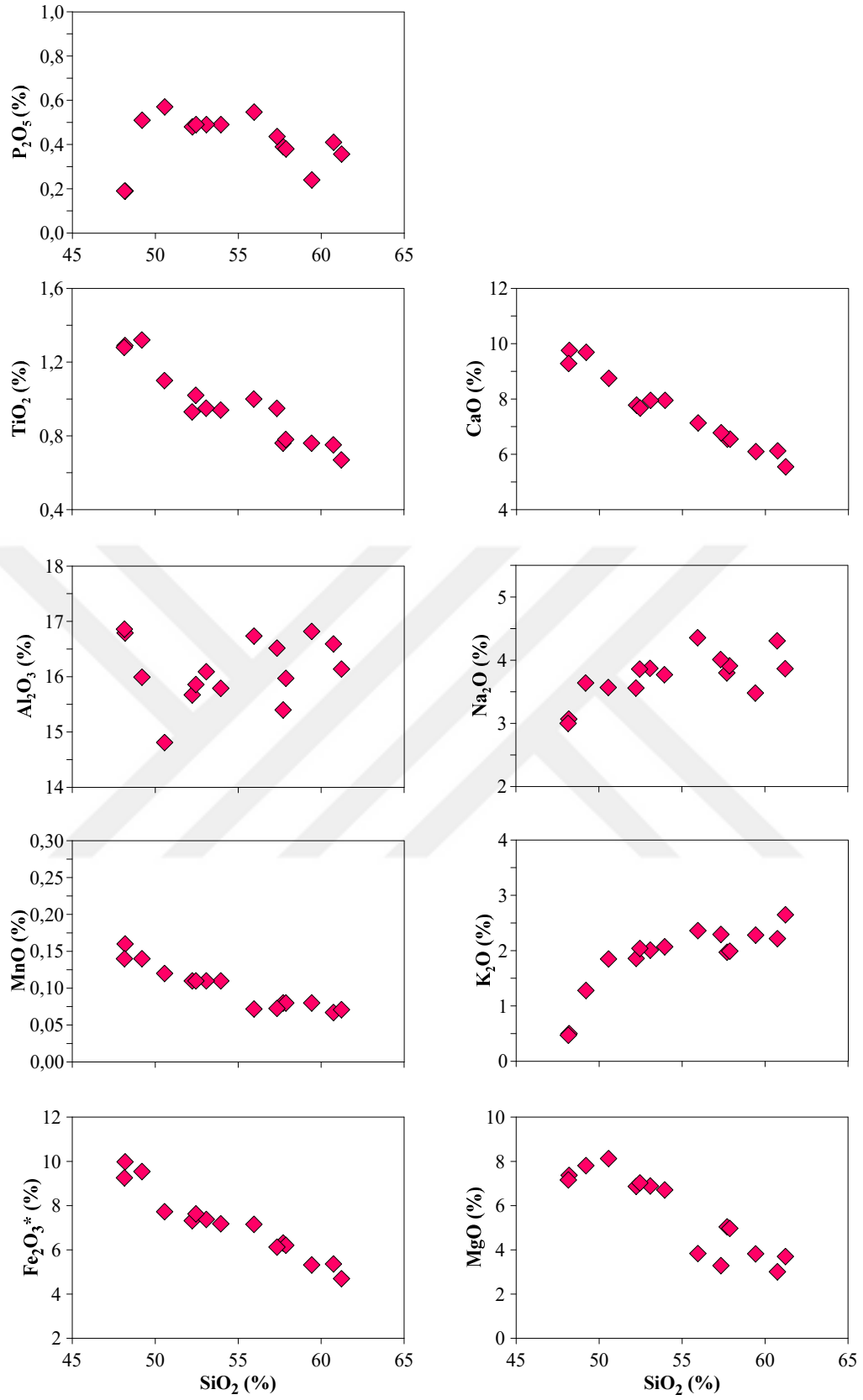
Harker diyagramlarında gözlenen yönsemeler çok belirgin olmamakla birlikte kayaçların içerdikleri fenokristal fazların ayrımlaşması ile ilişkilidir (Şekil 38 ve Şekil 39). Harker diyagramlarında ana oksit ve iz elementlerin genel olarak çoğu SiO_2 'ye karşı belirgin korelasyon sergilemektedir.

İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlar SiO_2 artışıyla Na_2O ve K_2O içeriklerinde genel olarak pozitif yönseme SiO_2 içeriği yaklaşık %57 civarında bir bükülme gözlenmiştir. Artan SiO_2 'ye karşı TiO_2 , MgO , Fe_2O_3^T , CaO ve MnO içeriklerinde düzgün negatif ilişkiler tespit edilmiştir. Bazı kayaç örneklerinde ise SiO_2 artışıyla Al_2O_3 içeriğinde düzgün olmamakla birlikte artan pozitif ilişki, P_2O_5 içeriğinde ise önce yatay sonra azalan negatif ilişki göze çarpmaktadır (Şekil 38).

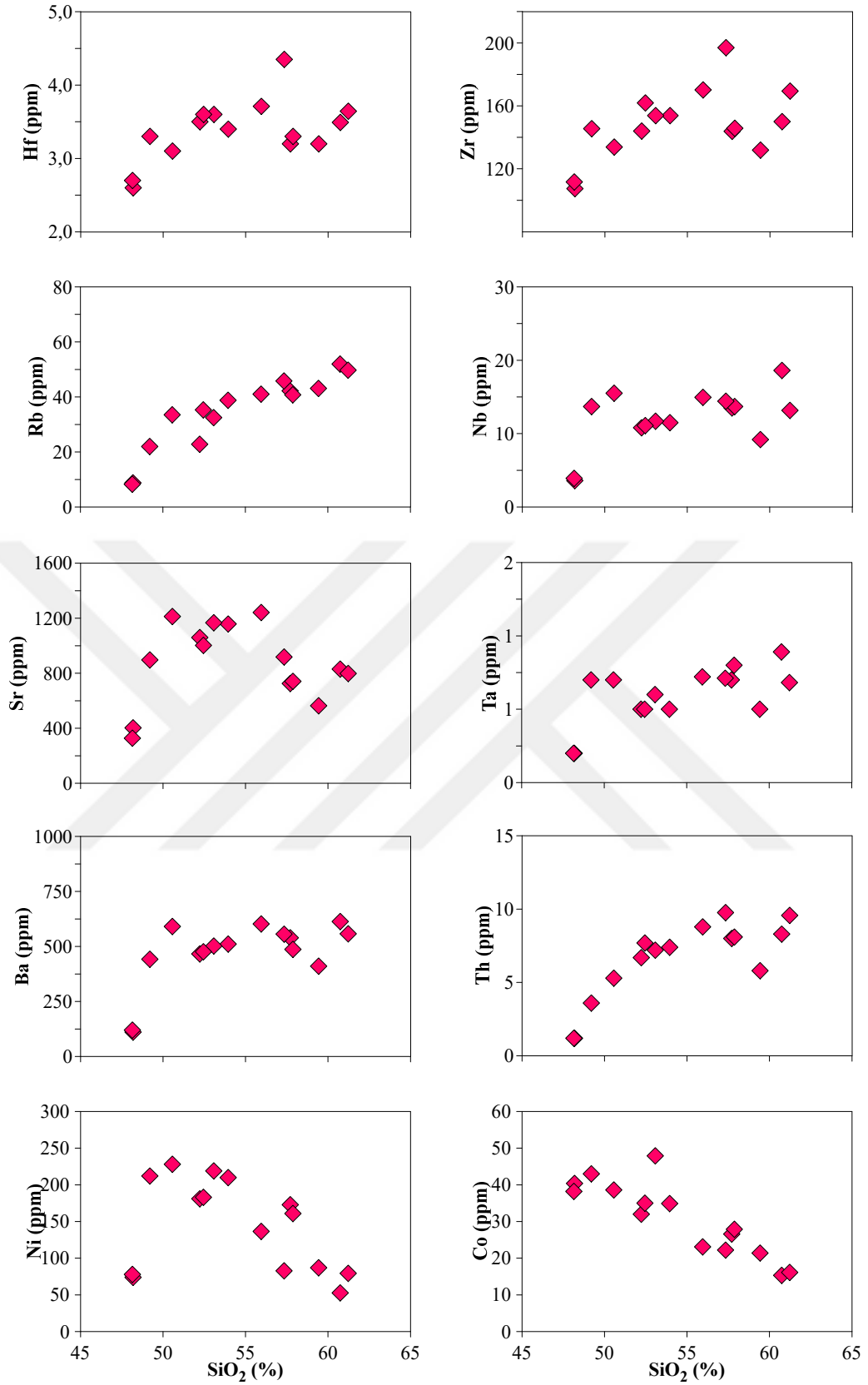
Üst Miyosen volkanik kayaçlarının gelişim sürecinde fraksiyonel kristallenme ana etken olarak düşünülebilir. Olivin, piroksen ve Ca'ca zengin plajiyoklazlar kristallenmenin ilk evrelerinde oluşarak ergiyeğin Fe_2O_3^T , MgO , MnO ve CaO gibi ana elementlerce fakirleşmesine sebep olur. İlerleyen apatit minerallerinin oluşumu ergiyikteki P_2O_5 içeriğini azaltır. Kristallenmenin son evresinde ise Na ve K elementleri amfibol, mika ve Na'ca zengin plajiyoklazların bünyelerine girerek SiO_2 artışı ile Na_2O ve K_2O içeriklerinde fakirleşme olabileceği düşünülebilir. SiO_2 artışıyla Hf, Zr, Rb, Nb, Ta ve Th içeriklerinde düzgün artan pozitif ilişki; Ni ve Co içeriklerinde ise düzgün azalan negatif ilişki belirlenmiştir. Sr ve Ba içerikleri ise artan SiO_2 içeriğine bağlı olarak önce artan sonra azalan ve sonra tekrar artan bir yönseme sergilerler (Şekil 39). Üst Miyosen

volkanik kayalarında gözlenen artan MgO, Fe₂O₃^T, Co ve Ni diyagramlarındaki azalan negatif ilişki olivin ayrışmasının etkili olduğunu ifade eder. CaO ve MgO diyagramlarındaki azalan negatif ilişki klinopiroksen ve plajiyoklaz ayrışmasına işaret eder. Fe₂O₃^T, TiO₂ ve Co diyagramlarındaki azalan ilişki incelenen volkanik kayalardaki hornblend ve biyotit ayrışması ile Fe₂O₃^T, TiO₂ ve MnO diyagramlarındaki negatif ilişkiler de Fe-Ti oksitlerin ayrışması ile ilişkilendirilebilir. Artan SiO₂'ye karşı Ba ve Sr diyagramlarında gözlenen değişim plajiyoklaz ayrışmasını gösterir. Ba, Rb ve Th uyumsuz element içeriklerindeki değişimler kayaların oluşumunda fraksiyonel kristallenme ile birlikte magma karışımı ve asimilasyon gibi magmatik olayların etkili olabileceğini gösterir.





Şekil 38. Üst Miyosen volkanik kayaların SiO_2 (%) - ana oksit (%) Harker değişim diyagramları (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

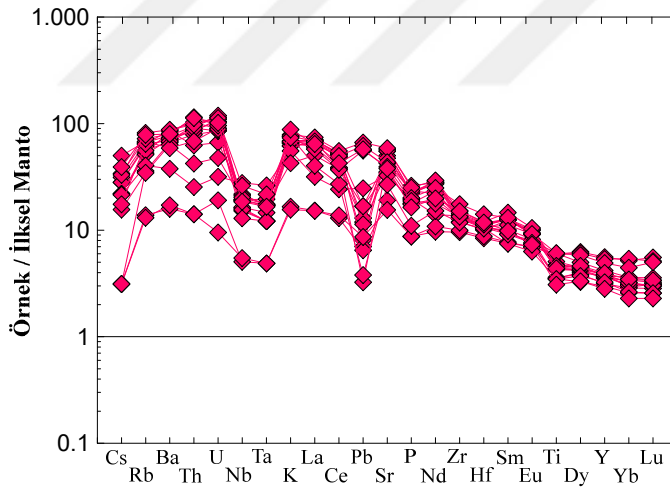


Şekil 39. Üst Miyosen volkanik kayaların SiO_2 (%) - iz element (ppm) Harker değişim diyagramları (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

3.6.3. Üst Miyosen Volkanik Kayaçların Çoklu Element Değişimleri

İnceleme alanındaki Üst Miyosen volkanik kayaçların ana magma ve/veya magmalarının özelliklerine (magma içindeki element zenginleşmesi ve/veya fakirleşmesi) ve kaynak alan bileşimine ilişkin yaklaşımda bulunabilmek için çoklu (multi) element diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 40). Diyagramlar, hareketli elementlerin Sr'dan Ba'a artan uyumsuzluğunu ve aynı zamanda hareketsiz elementlerin Yb'dan Th'a artan uyumsuzluğunu göstermektedir (Keskin vd., 1998).

İncelenen volkanik kayaçların ilksel mantoya normalize iz element desenleri incelendiğinde Cs'dan Lu'a kadar belirgin bir zenginleşme gözlenmektedir. Bu zenginleşme U ve Th'da daha fazladır. Çoklu element diyagramında BİLE (Ba, K, Rb, Sr), YÇAE (Zr, Hf, P, Ti, Y) ve nadir toprak element içerikleri bakımından genel bir zenginleşme gözlenir. Nb ve Ta'da tüm örneklerde gözlenen negatif anomali yitim bileşenince ve/veya kabuksal kontaminasyon zenginleşmesi gösteren bir manto kaynağından gelişen kayaçları düşündürmektedir. İncelenen kayaç örneklerinin Pb içeriklerinde hem fakirleşme hem de zenginleşme gözlenmektedir. Bu farklılık örneklerin iki farklı laboratuvarında analiz ettirilmesinden kaynaklanmaktadır.



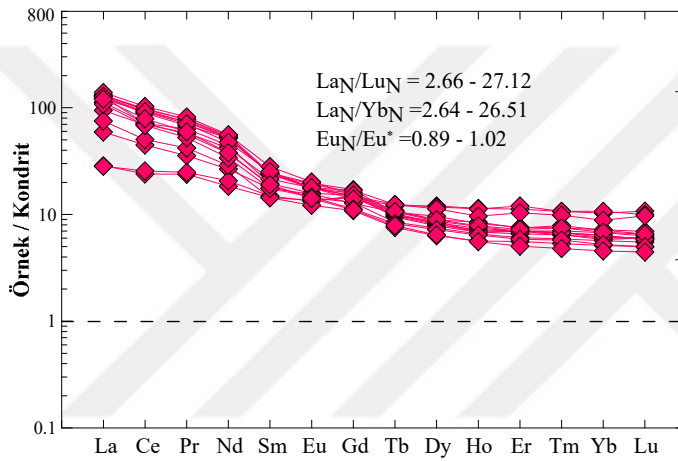
Şekil 40. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların İlksel Manto'ya göre normalize edilmiş çoklu element değişim diyagramları. (İlksel manto Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır; semboller Şekil 32 ile aynıdır)

3.6.4. Üst Miyosen Volkanik Kayaçların Nadir Toprak Element (NTE) Değişimleri

İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların nadir toprak element analizleri Tablo 20'de verilmiştir. İncelenen volkanik kayaçların kondrite (Taylor ve McLennan, 1985) normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) dağılım desenleri birbirleri ile benzerlik sunar (Şekil 41). Bu durum incelenen volkanik kayaçların aynı kökenden türediklerine

işaret eder. Genel olarak diyagramda HNTE’de (Nd, La, Ce, Pr,) belirgin bir artış gözlenirken, ONTE (Eu, Sm, Gd) ve ANTE’de (Yb, Tb, Er, Ho, Tm, Dy, Lu) hemen hemen yataya yakın bir dağılım sunarlar.

İncelenen volkanik kayaçların La_N / Lu_N oranları 2.66-27.12 ve Eu_N / Eu^*_N oranları 0.89-1.02 arasında değişim sunar. Genel olarak gözlenen hafif konkav desen kayaçların gelişiminde etkili olan hornblend $\pm$ klinopiroksen fraksiyonlaşmasını ifade eder. (Thompson vd., 1984; Romick, 1987; Thirlwall vd., 1994). Eu anomalisinin gözlenmemesi incelenen volkanik kayaç gruplarının oluşumunda plajiyoklaz ayrımlaşmasının sınırlı olduğunu veya yüksek oksijen fugasitesine işaret ettiğini göstermektedir (Gill,1981) (Şekil 41).



Şekil 41. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların kondrit değerine göre normalize edilmiş NTE dağılımları, Taylor ve McLennan (1985). (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

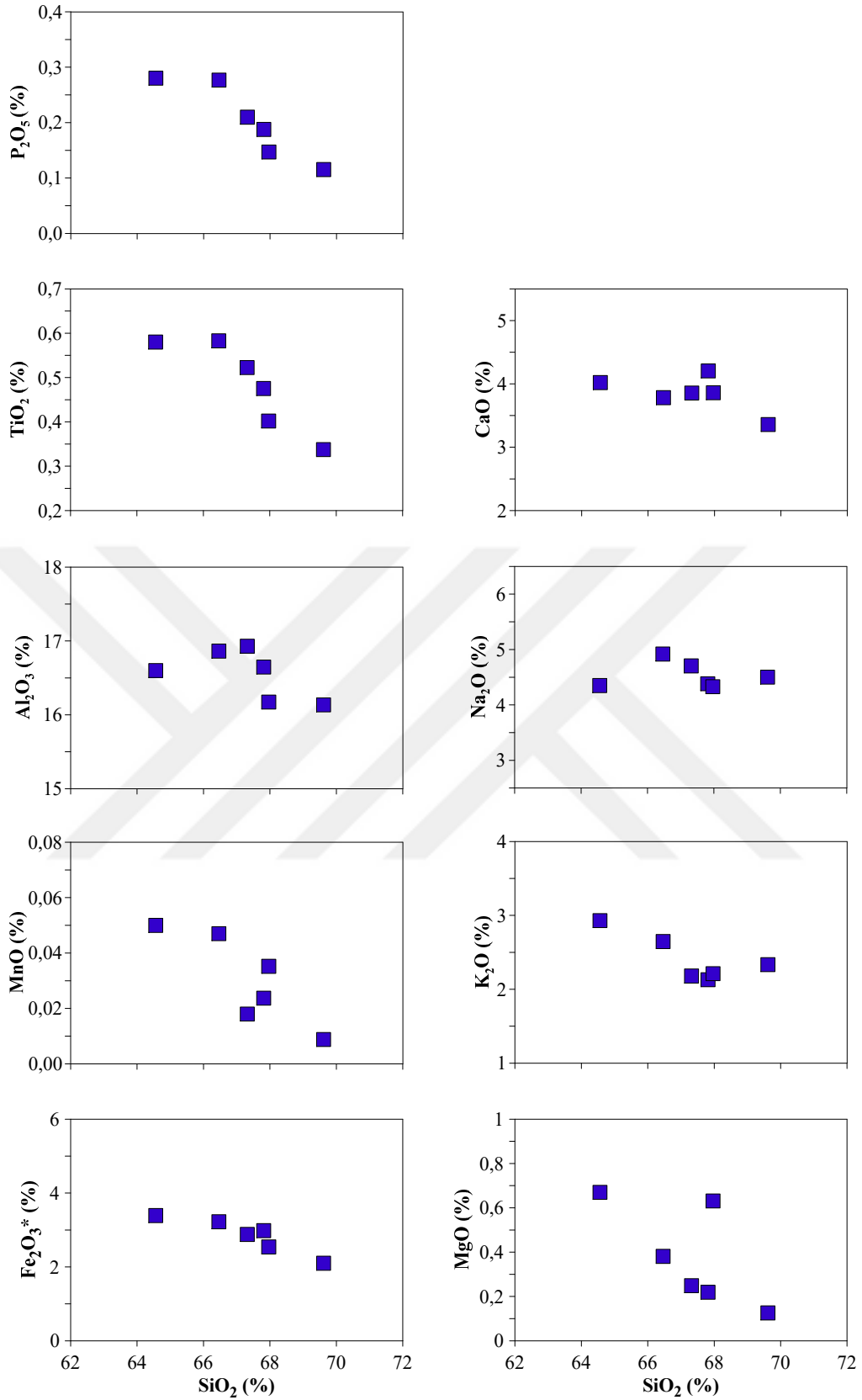
3.6.5. Pliyosen Volkanik Kayaçların Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası

İncelenen Pliyosen volkanik kayaçların ana oksit element değişim diyagramları Şekil 42’de verilmiştir. SiO_2 ’ye karşı ana oksit Harker diyagramlarında elde edilen ayrımlaşma yönsemeleri çok belirgin olmamakla birlikte; artan SiO_2 içeriği ile birlikte P_2O_5 , TiO_2 , MnO , $Fe_2O_3^T$ ve MgO ’da hafif negatif yönseme; CaO ’da önce yataya yakın sonra negatif yönseme, Al_2O_3 ’de önce hafif pozitif sonra negatif yönseme ve K_2O ’da ise önce azalan sonra hafif artan yönseme gözlenmiştir. Artan SiO_2 miktarı ile Na_2O ’de gözlenen yatay yakın doğrusal yönseme plajiyoklaz ayrımlaşması ile açıklanabilir. Saptanan bu yönsemeler Pliyosen volkanizmasında magma gelişiminde tek bir magmatik olayın değil birden fazla magmatik olayın (fraksiyonel kristallenme, asimilasyon gb.) etkili olduğuna işaret edebilir. Ayrıca bu yönsemeler, farklı mineral fazların magmatik sisteme girmesi veya sistemden çıkması ile de ilişkili olabilir.

Tablo 20. Üst Miyosen volkanik kayaların nadir toprak element (NTE) analizleri (ppm)

Örnek No	Po-5	Po-6	Po-11	Po-16	Po-17	Po-18	Po-18a	Po-21	Po-24	Po-31	Po-35	Po-62	Po-65	Po-67	Po-84
Litoloji	Traki-bazalt	Andezit	Andezit	Bazaltik traki-andezit	Bazaltik traki-andezit	Bazaltik traki-andezit	Bazaltik traki-andezit	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Andezit	Bazaltik traki-andezit	Traki-andezit	Andezit	Andezit
La	44.70	47.00	41.50	46.20	48.30	48.20	47.70	10.50	10.40	34.60	27.60	51.01	46.81	39.59	44.21
Ce	87.00	68.20	68.90	85.00	90.50	92.10	94.30	23.00	24.50	66.30	48.20	98.45	88.12	65.49	75.58
Pr	10.15	8.70	7.71	9.35	10.07	10.64	10.59	3.26	3.40	7.98	5.76	11.25	9.67	7.21	8.15
Nd	37.70	31.50	26.60	37.20	36.80	39.20	38.10	13.10	14.70	29.80	20.50	39.69	33.71	24.10	26.86
Sm	5.51	4.49	4.35	5.53	5.61	5.66	5.53	3.34	3.44	4.96	3.31	6.49	5.81	4.05	4.39
Eu	1.67	1.38	1.25	1.58	1.53	1.71	1.54	1.18	1.16	1.55	1.06	1.76	1.55	1.27	1.23
Gd	4.94	4.61	3.96	4.48	4.60	5.23	4.82	4.41	4.56	5.14	3.32	4.66	4.27	3.45	3.37
Tb	0.56	0.55	0.49	0.56	0.58	0.59	0.63	0.70	0.72	0.72	0.44	0.61	0.62	0.48	0.46
Dy	3.30	2.98	2.84	3.07	3.11	3.17	3.39	4.59	4.48	4.30	2.41	3.31	3.40	2.74	2.45
Ho	0.58	0.58	0.56	0.61	0.58	0.63	0.72	0.97	0.96	0.82	0.48	0.66	0.67	0.55	0.47
Er	1.64	1.74	1.51	1.74	1.73	1.74	1.86	2.79	3.00	2.58	1.39	1.73	1.80	1.46	1.26
Tm	0.23	0.24	0.21	0.25	0.23	0.24	0.28	0.38	0.38	0.35	0.19	0.24	0.27	0.21	0.17
Yb	1.44	1.51	1.41	1.67	1.49	1.59	1.77	2.55	2.66	2.19	1.27	1.58	1.69	1.30	1.13
Lu	0.23	0.23	0.21	0.24	0.23	0.22	0.25	0.41	0.38	0.37	0.19	0.22	0.25	0.19	0.17
(La/Lu) _N	20.18	21.21	20.52	19.98	21.80	22.74	19.81	2.66	2.84	9.71	15.08	23.69	19.45	21.62	27.12
Eu/Eu*	0.96	0.92	0.90	0.94	0.89	0.95	0.89	0.94	0.90	0.93	0.97	0.93	0.91	1.02	0.94
La _N /Yb _N	20.98	21.03	19.89	18.69	21.91	20.48	18.21	2.78	2.64	10.68	14.69	21.88	18.68	20.64	26.51

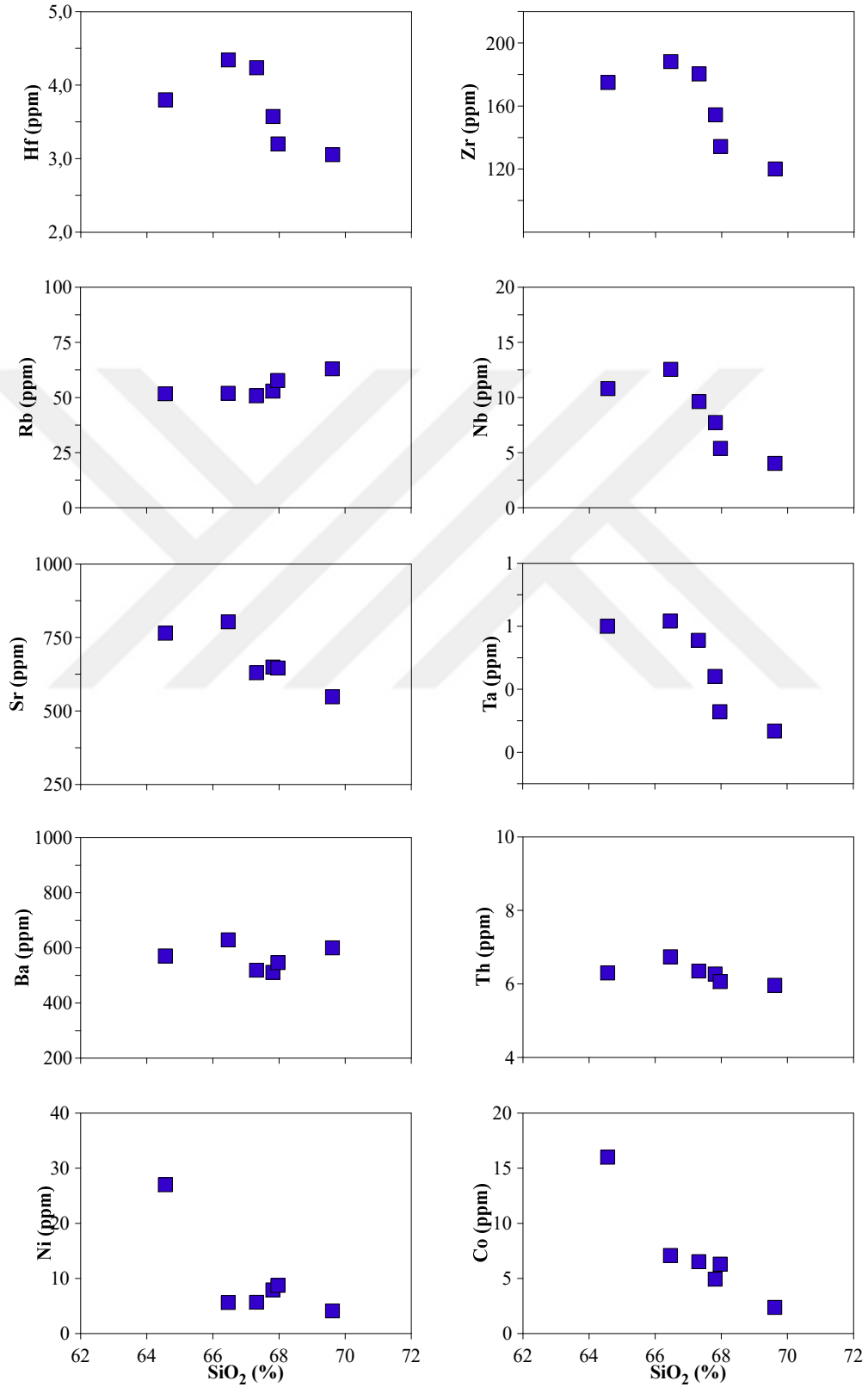
EuN* = ((Sm_N+Gd_N)/2)



Şekil 42. Pliyosen volkanik kayaçların SiO_2 (%) - ana oksit element (%) Harker değişim diyagramları (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

Şekil 43’de incelenen Pliyosen volkanik kayaçların SiO_2 ’ye karşı iz element Harker diyagramları sunulmuştur. Geçiş metalllerinden olan Co’ın artan SiO_2 ile birlikte negatif

yönseme göstermesi kristallenmenin ilk evresinde olivin ve piroksenlerin bünyesine girerek magmadaki konsantrasyonunun zamanla azalması ile ilişkilidir. Ni ise artan SiO₂ karşısında belirgin bir yönseme sergilemez.



Şekil 43. Pliyosen volkanik kayaçların SiO₂ (%) - iz element (ppm) Harker değişim diyagramları (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

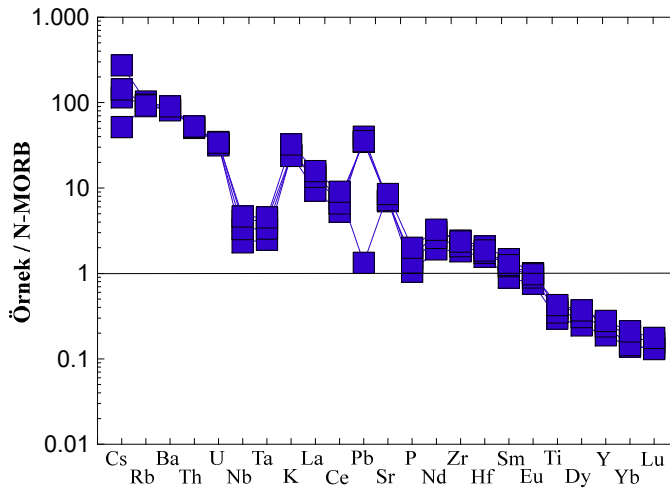
Oldukça uyumsuz olan Rb elementinin artan SiO₂'a karşı hafif pozitif yönseme sunması fraksiyonel kristallenmede bir miktar biyotit kristallenmesinin gelişmiş olabileceğini gösterir. Hf, Zr, Sr, Ta, Ba ve Th artan SiO₂' ye karşı önce pozitif sonra negatif yönseme gösterirler.

3.6.6. Pliyosen Volkanik Kayaçların Çoklu Element Değişimleri

İncelenen Pliyosen volkanik kayaçların N-MORB'a normalize çoklu element diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 44).

Ba, Sr, Th, Cs gibi büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (BİLE) belirgin zenginleşme gösterir. Ta, Nb, Zr, Hf, Ti gibi yüksek çekim alanlı litofil elementler (YÇAE) BİLE'e göre tüketilme N-MORB'a göre ise zenginleşme sergiler. Nadir toprak elementlerde ise genel olarak fakirleşme söz konusudur. Nb ve Ta tüm örneklerde negatif anomaliye sahiptirler. Uyumsuz elementlerden Ti, Y ve Yb N-MORB değerinin altında yer alırlar (Şekil 44).

Pliyosen volkanik örnekleri genelinde gözlenen büyük iyon yarı çaplı elementlerdeki zenginleşme (BİLE) ve negatif Nb, Ta ve Ti anomalileri yitim bileşeninin ve/veya kabuk kontaminasyonunun etkisi ile oluşmuş bir manto kaynak alanına işaret eder. Ayrıca, Nb ve Ta'da gözlenen fakirleşmenin Zr, Hf, Ti ve Y'a göre daha çok olması incelenen kayaç örneklerinin zenginleşmiş bir manto kaynak alanından düşük dereceli kısmi ergimeden etkilenen bir mantodan türediğini gösterir.



Şekil 44. İncelenen Pliyosen volkanik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element dağılım diyagramları. (N-MORB değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır; semboller Şekil 32 ile aynıdır)

3.6.7. Pliyosen Volkanik Kayaçların Nadir Toprak Element (NTE) Değişimleri

İncelenen Pliyosen volkanik kayaçların nadir toprak element analizleri Tablo 21’de, kondrit’e göre (Taylor ve McLennan, 1985) normalize NTE değişimleri Şekil 45’de verilmiştir. İncelenen örneklerinin göstermiş oldukları desenler çoğunlukla birbirleri ile örtüşmektedir ki, bu durum örneklerin aynı kökenden türedikleri şeklinde yorumlanabilir.

Tablo 21. Pliyosen volkanik kayaçların nadir toprak element (NTE) analizleri (ppm)

Örnek No	Po-26	Po-41	Po-48	Po-51	Po-57	Po-60
Litoloji	Traki-dasit	Traki-dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit
La	39.50	41.76	33.81	36.12	23.28	20.83
Ce	68.10	70.24	49.73	55.83	39.73	35.28
Pr	6.96	7.34	5.70	6.66	4.19	3.72
Nd	23.70	23.92	19.04	22.27	13.92	12.15
Sm	3.29	3.90	3.19	3.87	2.35	2.13
Eu	1.00	1.06	0.92	1.03	0.78	0.63
Gd	2.93	2.52	2.21	2.55	1.70	1.40
Tb	0.32	0.33	0.27	0.33	0.23	0.17
Dy	1.68	1.61	1.40	1.67	1.12	0.79
Ho	0.27	0.29	0.23	0.27	0.20	0.15
Er	0.71	0.67	0.56	0.70	0.49	0.36
Tm	0.10	0.09	0.07	0.09	0.07	0.04
Yb	0.64	0.55	0.44	0.56	0.42	0.28
Lu	0.08	0.08	0.06	0.07	0.06	0.04
La _N /Lu _N	51.26	57.76	59.51	53.37	39.78	50.91
Eu _N /Eu _N *	0.97	0.98	1.00	0.94	1.13	1.05
La _N /Yb _N	41.71	51.55	51.81	43.51	37.03	49.92

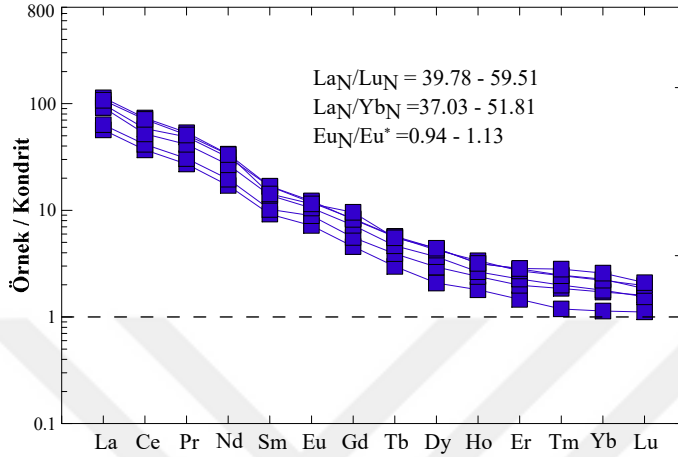
$$Eu_N^* = ((Sm_N + Gd_N)/2)$$

İncelenen volkanik kayaçlar kondrite kıyasla, HNTE’lerde ~20-108 kat, ONTE’lerde yaklaşık 4-8 kat zenginleşme gösterirken ağır nadir toprak elementler (ANTE)’ler ise manto çizgisine paralel bir dağılım sunarlar. İncelenen kayaç örneklerinin La_N/Lu_N oranları 37.03-51.81 arasında ve Eu_N/Eu_N* oranları 0.94-1.13 arasında değişim sunar. Pliyosen volkanik kayaç örneklerinin genel olarak sergiledikleri hafif konkav desen kayaçların gelişiminde etkili olan hornblend ± klinopiroksen fraksiyonlaşmasını ifade eder (Thompson vd., 1984; Romick, 1987; Thirlwall vd., 1994). Eu anomalisi gözlenmemesi, incelenen Pliyosen volkanik kayaçların oluşumunda plajiyoklaz ayrımlaşmasının zayıf olduğunu veya ortamın yüksek oksijen fugasitesine sahip olduğuna işaret eder (Gill, 1981).

3.6.8. Kuvaterner Volkanik Kayaçların Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası

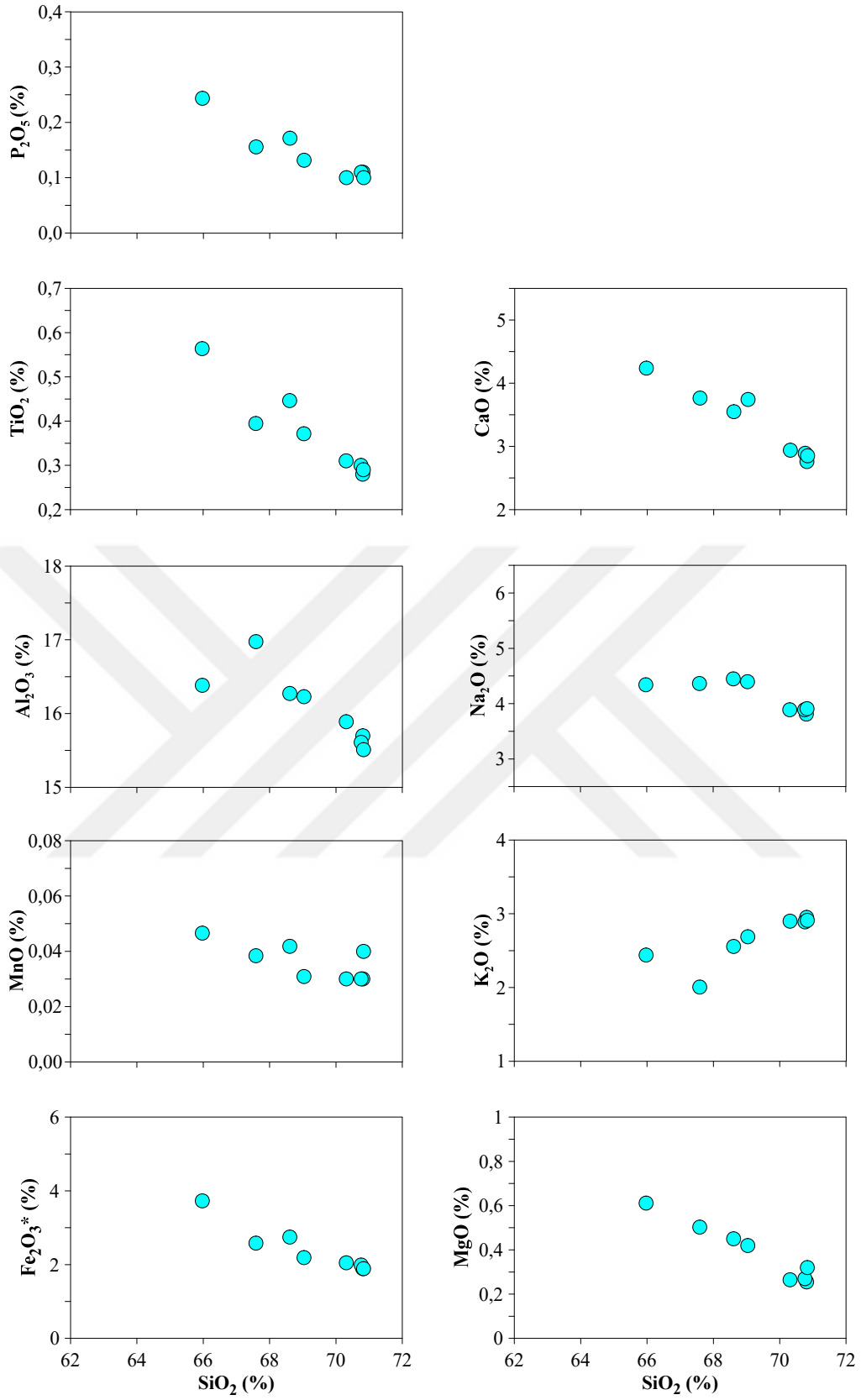
Kuvaterner volkanizmasına ait volkanik kayaç örneklerinin ana oksit değişim diyagramları Şekil 46’da verilmiştir. SiO₂’ye karşı ana oksit Harker diyagramlarında elde edilen ayrımlaşma yönsemeleri çok belirgin olmamakla birlikte; artan SiO₂ içeriği ile birlikte TiO₂, CaO, Al₂O₃, MnO, Fe₂O₃^T, MgO negatif yönseme, Na₂O’de yataya yakın

gözlenen yönseme plajiyoklaz ayrımlaşması ile açıklanabilir. K_2O ise artan SiO_2 miktarı ile pozitif yönseme sergiler. Gözlenen bu yönsemeler Kuvaterner volkanizması üreten magmaların gelişiminde fraksiyonel kristallenme, asimilasyon vb. magmatik olayların etkili olduğuna ve farklı mineral fazların magmatik sisteme girmesi veya sistemden çıkması ile de ilişkili olabileceğine işaret eder.

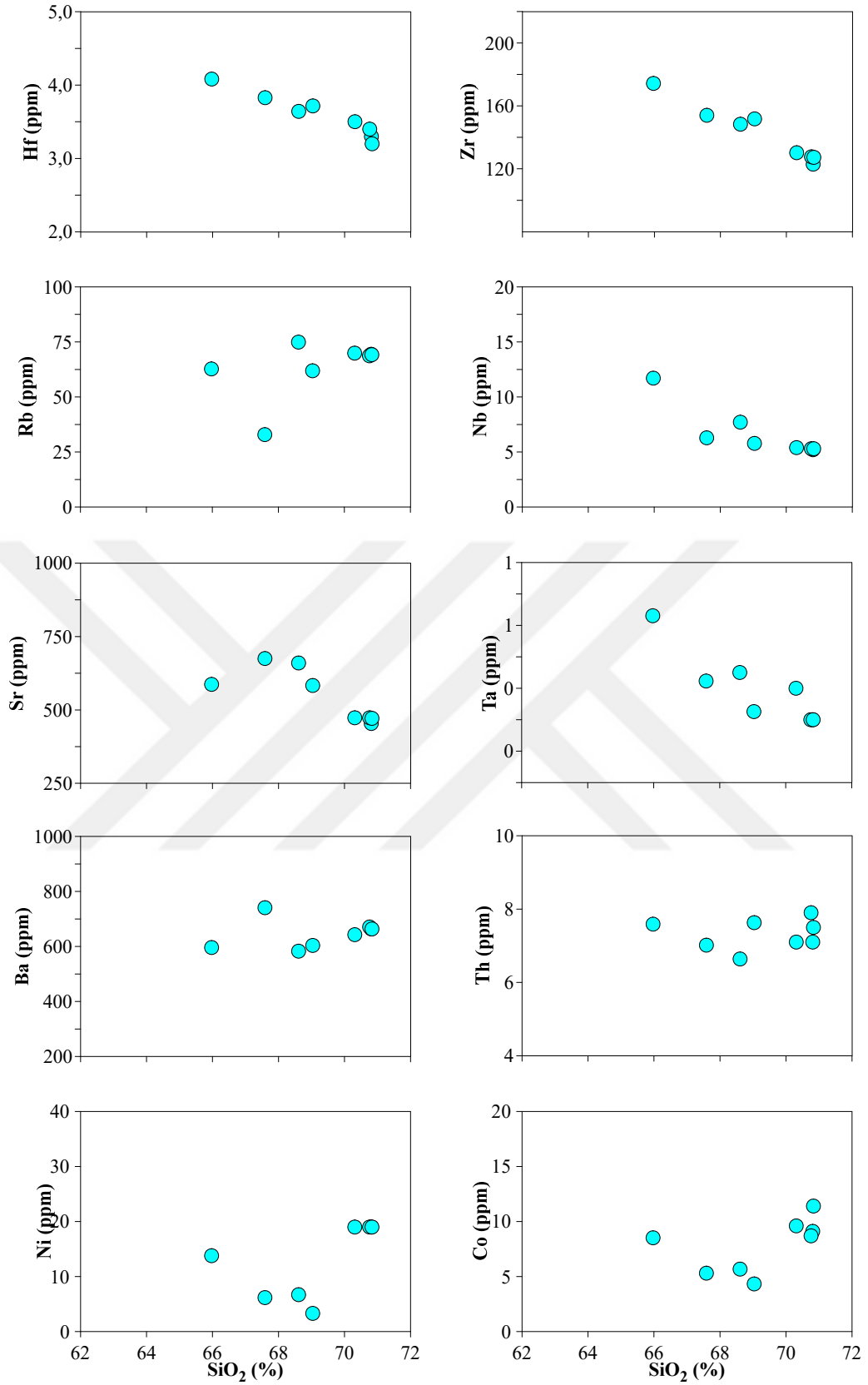


Şekil 45. İncelenen Pliyosen volkanik kayaçların kondrite göre normalize NTE dağılımları, (Kondrit değerleri Taylor ve McLennan, 1985' ten alınmıştır). (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

Şekil 47'de incelenen Kuvaterner volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşı iz element Harker diyagramları sunulmuştur. Uyumlu elementlerden olan Ni ve Co'da artan SiO_2 miktarı ile önce negatif sonra pozitif yönseme göstermesi, bu elementlerin ilk oluşan mafik minerallerin bünyesine girerek konsantrasyonlarının azalması olarak yorumlanabilir. Oldukça uyumsuz olan Rb elementinin artan SiO_2 'a karşı pozitif yönseme sunması fraksiyonel kristallenmede biyotit kristallenmesinin magmanın gelişiminde çok etkili olmadığına işaret eder. Hf, Zr, Nb, Sr ve Ta'da SiO_2 miktarındaki artış karşısında negatif yönseme sunarlar. Ba'da SiO_2 'a karşı hafif derecede pozitif yönde yönseme gözlenir. Th yataya yakın düzgün olmayan bir yönseme saptanmıştır.



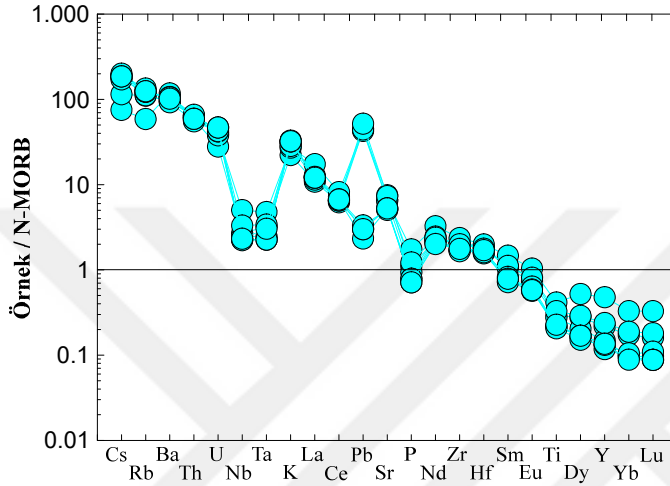
Şekil 46. Kuvaterner volkanik kayaçların SiO_2 (%) - ana oksit element (%) Harker diyagramları (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)



Şekil 47. Kuvaterner volkanik kayalara ait SiO₂ (%) - iz element (ppm) Harker diyagramları (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

3.6.9. Kuvaterner Volkanik Kayaçların Çoklu Element Değişimleri

Kuvaterner volkanizmasına ait örneklerin N-MORB'a normalize çoklu element diyagramları (Şekil 48) BİLE ve HNTE'de zenginleşme, ağır nadir toprak elementlerde fakirleşme olduğunu gösterir. Nb, Ta, P ve Ti elementlerinde gözlenen negatif anomaliler ve yüksek Th/Yb (7.60-27.24) oranları Kuvaterner volkanizmasına ait ürünlerin yitim etkisiyle zenginleşmiş ve astenosferik ergiyiklerinin karıştığı zenginleşmiş bir magma kaynağından türeyebileceklerine işaret eder (Pearce, 1983).



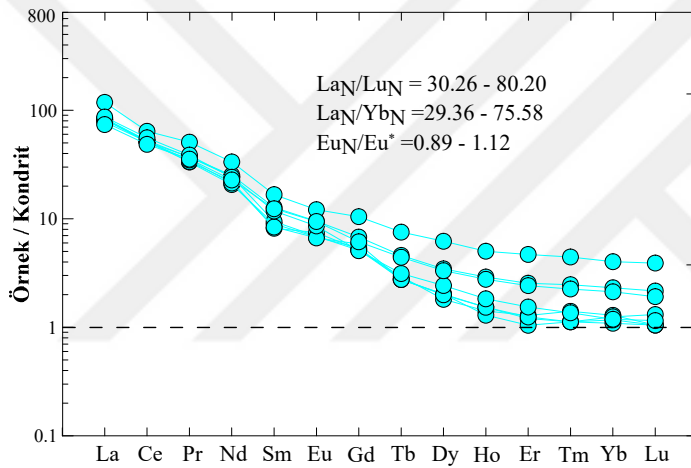
Şekil 48. İncelenen Kuvaterner volkanik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element dağılım diyagramları. (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; semboller Şekil 32 ile aynıdır)

3.6.10. Kuvaterner Volkanik Kayaçların Nadir Toprak Element (NTE) Değişimleri

İncelenen Kuvaterner volkanik kayaçların La_N/Lu_N oranları 29.36-75.58 arasında, Eu_N/Eu^*_N oranları ise 0.89-1.12 arasında değişim sunar. İncelenen kayaç örneklerinin genel olarak sergiledikleri hafif konkav desen kayaçların gelişiminde etkili olan hornblend $\pm$ klinopiroksen fraksiyonlaşması ile ilişkilidir (Gill, 1981; Thompson vd., 1984; Romick, 1987). Eu anomalisi gözlenmemesi incelenen volkanik kayaçların gelişiminde plajiyoklaz ayrımlaşmasının etkili olmadığına yorulur (Tablo 22, Şekil 49)

Tablo 22. Kuvaterner volkanik kayaçların nadir toprak element (NTE) analizleri

Örnek No	Po-1	Po-2	Po-3	Po-4	Po-15	Po-23	Po-75	Po-87
Litoloji	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit
La	30.20	30.90	30.20	30.20	28.72	43.39	31.76	27.11
Ce	50.10	50.40	49.10	49.00	49.08	61.26	53.45	46.51
Pr	4.56	5.08	4.60	4.78	5.09	6.97	5.30	4.86
Nd	14.70	17.40	15.70	15.20	17.93	23.79	17.19	16.21
Sm	2.07	2.18	1.89	1.94	2.94	3.86	2.73	2.86
Eu	0.59	0.60	0.65	0.58	0.83	1.05	0.75	0.82
Gd	1.65	1.57	1.59	1.79	2.07	3.20	1.55	1.88
Tb	0.16	0.17	0.16	0.16	0.27	0.44	0.18	0.26
Dy	0.77	0.69	0.77	0.76	1.32	2.37	0.92	1.27
Ho	0.13	0.12	0.11	0.13	0.25	0.43	0.16	0.24
Er	0.30	0.32	0.26	0.31	0.64	1.17	0.38	0.60
Tm	0.04	0.05	0.04	0.04	0.09	0.16	0.05	0.08
Yb	0.27	0.32	0.29	0.31	0.57	1.00	0.29	0.53
Lu	0.04	0.04	0.04	0.05	0.08	0.15	0.04	0.07
La _N /Lu _N	78.38	80.20	78.38	62.70	36.23	30.26	75.06	38.58
Eu _N /Eu _N *	0.94	0.95	1.12	0.94	0.97	0.89	1.02	1.02
La _N /Yb _N	75.58	65.25	70.37	65.83	33.82	29.36	72.92	34.76



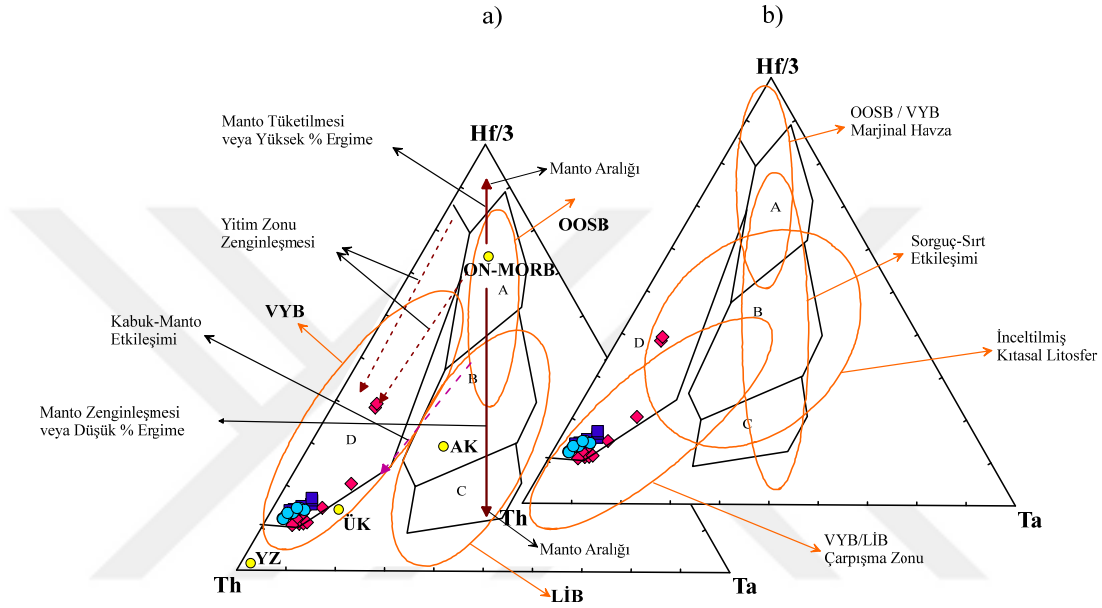
Şekil 49. İncelenen Kuvaterner volkanik kayaçların kondritte göre normalize NTE dağılımları, (Kondrit değerleri Taylor ve McLennan, 1985' ten alınmıştır). (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

3.6.11. Volkanik Kayaçların Tektonik Ortamı

Volkanik kayaçların geliştiği tektonik ortamlara ilişkin yaklaşımda bulunabilmek için hareketliliği az olan çeşitli iz elementlerden yararlanılarak ayırtman diyagramları oluşturulmuştur (Wood, 1980; Meschede, 1986).

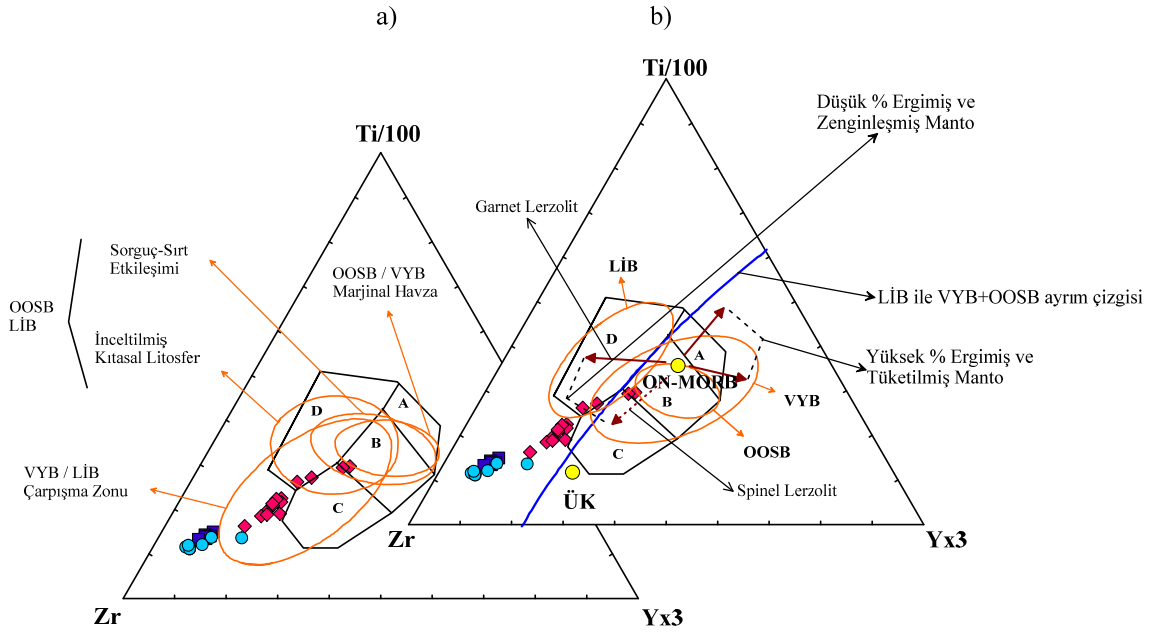
İnceleme konusu olan Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlar N-MORB'a normalize iz element dağılım diyagramlarında Ba, Rb, Sr, K, U ve Th iz elementler bakımından zenginleşme, Nb, Ta ve Ti içerikleri bakımından tüketilme ve HNTE içeriklerinin yüksek derecede zenginleşmeleri incelenen bu volkanik kayaçların yitim bileşenlerince zenginleşmiş manto kaynağından türediklerine işaret eder (Ewart, 1982; Thompson vd., 1984; Saunders vd., 1991; Turner, 2005).

Tektonik ortam (Wood vd., 1979) ve ana manto kaynağını (Pearce, 1996) gösteren Th-Ta-Hf/3 ayırtman diyagramında incelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayalar volkanik yay bazaltları, ana manto kaynağına göre levha içi bazaltlar alanında yer alır. Ayrıca, incelenen volkanik kayalar üst kabuk bileşimine ve kabuk-manto etkileşim yönseme çizgisine benzerlik gösterirler. Dolayısıyla, hem Üst Miyosen hem de Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaların, çarpışma sonrası ekstansiyonel (açılma) bir ortamda yitimce zenginleşmiş bir kaynak alandan türediği düşünülmektedir (Şekil 50a, b).



Şekil 50. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaların Th - Ta - Hf/3 tektonik ayırtman diyagramı (Wood vd.,1979). (a) ana manto kaynağına ait, (b) geçişli manto kaynağına ait diyagram Elips alanlar Pearce (1996). A: Okyanus ortası sırt bazaltı (OOSB), B: Okyanus ortası sırt bazaltı ve levha içi bazaltı (OOSB+LiB), C: Levha içi bazaltı, D: Volkanik yay bazaltı (VYB), ÜK: Üst kabuk, AK: Alt kabuk, ON-MORB: Ortalama N-MORB manto kaynağı, YZ: Yitim zonu bileşeni, (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Tektonik ortam belirlemeye yönelik (Pearce ve Can, 1973) ve ana manto kaynağını gösteren (Pearce, 1996) Zr-Yx3-Ti/100 ayırtman diyagramında incelenen Üst Miyosen volkanik kayalar ana manto kaynağına göre levha içi bazaltlar ile volkanik yay bazaltları alanında dağılım gösterirken (Şekil 51a), Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaları levha içi bazaltlar ile volkanik yay bazaltları (VYB) ve okyanus ortası sırt bazaltları (OOSB) ayırım çizgisinin solunda yer alır ve levha içi bazaltlarla uyumluluk gösterirler (Şekil 51b). Genel olarak, Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaları spinel lerzolit yönsemesine benzerlik gösterirler (Şekil 51b). Ayrıca, Üst Miyosen volkanik kayaları kısmen zenginleşmiş bir manto kaynağından düşük ergime derecesi ile oluşmuş manto kaynak alanına işaret ederler (Şekil 51b).



Şekil 51. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaların Zr-Yx3-Ti/100 tektonik ayırtman diyagramları (Pearce ve Cann, 1973). Üçgen diyagramlar üzerindeki elips alanlar Pearce (1996)'dan alınmıştır. (a) Ana manto kaynağına ve (b) geçişli manto kaynağına ait diyagram. A: Volkanik yay bazaltları (VYB), B: Okyanus ortası sırt bazaltı ve volkanik yay bazaltı (OOSB+VYB), C: Volkanik yay bazaltı (VYB), D: Levha içi bazaltı (LIB), ÜK: Üst kabuk, ON-MORB: Ortalama N-MORB manto kaynağı (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

3.7. İzotop Jeokimyası

3.7.1. Sr-Nd İzotop Jeokimyası

Tablo 23'de çalışılan volkanik kayaç gruplarının $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranları gösterilmiştir. İncelenen volkanik kayaçlar Sr ve Nd izotopik oranları açısından incelendiğinde birbirine yakın dar bir aralıkta değişim gösterirler. Elde edilen bu oranlar manto-kabuk sınırındaki bir kaynağa işaret eder. Özellikle $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.705$ değerinden küçük olan değerler karakteristik manto kaynak alanına işaret eder.

Üst Miyosen volkanik kayaçların $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ oranları 0.703792 - 0.704395 arasında, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ oranı 0.512796 - 0.512881 arasında, ϵSr_i değerleri -10.05 ile -1.5 arasında ve ϵNd_i değerleri +3.08 ile + 4.74 arasında değişim göstermektedir. Pliyosen volkanik kayaçların $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ oranları 0.704153-0.704506 arasında, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ oranları 0.512740-0.512794 arasında, ϵSr_i değerleri -4.93 ile +0.09 ve ϵNd_i değerleri +1.99 ile +3.05 arasındadır. Kuvaterner volkanik kayaçların $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ oranları 0.704192-0.704329 arasında, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ oranları 0.512764-0.512809 arasında, ϵSr_i -4.38 ile -2.42 ve ϵNd_i değerleri +2.45 ile +3.33 arasında yer almaktadır (Tablo 23).

İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaç örneklerinin tamamı pozitif ϵNd_i değerlerine sahiptir. ϵSr_i değeri ise Po-60 numaralı örnek hariç geri kalan örnekler için negatif değer gösterir. İlksel izotop oranlarının yakın aralıkta dağılım göstermesi incelenen volkanik kayaçların yaşları dikkate alındığında aynı ya da benzer kaynak alandan türediklerini düşündürebilir.



Tablo 23. İncelenen volkanik kayaçların Sr ve Nd izotop analizleri, hesaplanan ilksel değerler ve model yaşları

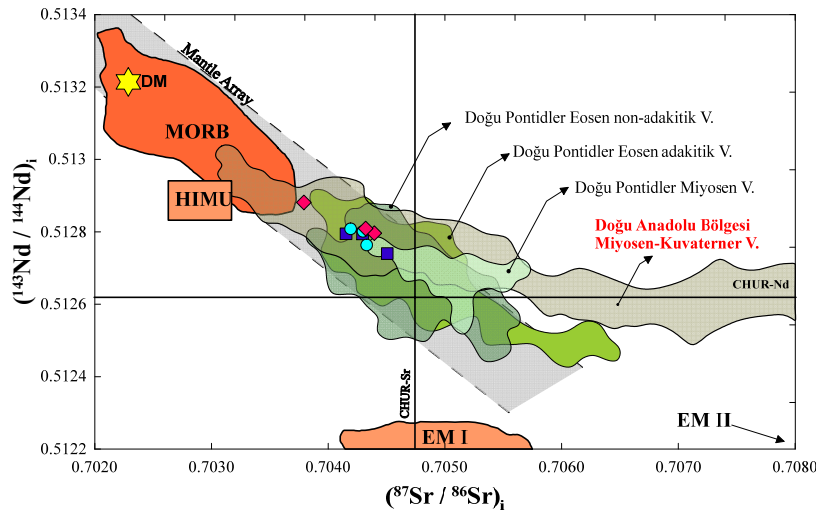
Sr İzotop Verileri						Nd İzotop Verileri										
Birim	Örnek No	Litoloji	SiO ₂	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	εSr _i	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	εNd _i	T _{DM} (My)
Kuvaterner	Po-2	Andezit	70.81	69.40	454.00	0.4421	0.704334	0.704329	-2.42	2.18	17.40	0.0757	0.512764	0.512764	2.45	427.24
Volkanik	Po-15	Andezit	68.61	74.95	659.97	0.3285	0.704195	0.704192	-4.38	2.94	17.93	0.0992	0.512809	0.512809	3.33	454.60
Kayaçları	Po-75	Andezit	69.03	61.92	583.32	0.3070	0.704301	0.704298	-2.87	2.73	17.19	0.0959	0.512802	0.512802	3.19	450.94
Pliyosen	Po-26	Andezit	64.56	51.70	764.70	0.1955	0.704302	0.704293	-2.93	3.29	23.70	0.0839	0.512796	0.512794	3.05	416.54
Volkanik	Po-51	Andezit	67.32	50.79	629.80	0.2332	0.704170	0.704153	-4.93	3.87	22.27	0.1050	0.512798	0.512794	3.05	494.44
Kayaçları	Po-60	Andezit	69.62	63.00	548.30	0.3323	0.704526	0.704506	0.09	2.13	12.15	0.1059	0.512743	0.512740	1.99	576.23
Üst Miyosen	Po-17	Baz.-And.	53.95	38.80	1158.50	0.0969	0.704406	0.704395	-1.50	5.61	36.80	0.0922	0.512801	0.512796	3.08	438.46
Volkanik	Po-21	Bazalt	48.18	8.80	403.10	0.0631	0.703799	0.703792	-10.05	3.34	13.10	0.1542	0.512889	0.512881	4.74	668.72
Kayaçları	Po-35	Baz.-And.	59.43	43.10	563.90	0.2211	0.704343	0.704320	-2.55	3.31	20.50	0.0976	0.512814	0.512809	3.34	441.95

İncelenen volkanik kayaçların, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - [(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) \times (e^{\lambda t} - 1)]$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 - [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) \times (e^{\lambda t} - 1)]$ ($\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$; $\lambda(^{147}\text{Sm}) = 6.54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$; t = yaş (milyon yıl)'dır. Hesaplanan εSr, εNd ve TDM (model yaşı) değerleri ise; $\epsilon\text{Sr} = ((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{örnek}} / (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} - 1) \times 10^4$; $\epsilon\text{Nd} = ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{örnek}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1) \times 10^4$; $T_{\text{DM}} = (1/\lambda) \times \ln[(((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{örnek}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}) / ((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{örnek}} / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}})) + 1]$ formülleri ile hesaplanmıştır (Faure, 2001; Faure ve Mensing, 2005).

Üst Miyosen volkanik kayaçlarının model yaşları $T_{DM}= 438.46$ ile 668.72 My, Pliyosen volkanik kayaçlarının model yaşları $T_{DM}=416.54$ ile 576.23 My ve Kuvaterner volkanik kayaçların model yaşları $T_{DM}=427.24$ ile 454.60 My arasındadır.

İncelenen volkanik kayaçların düşük ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranları, negatif (-) ϵSr_i ve pozitif (+) ϵNd_i değerleri, bu kayaçları oluşturan ana magma ve/veya magmaların tüketilmiş bir manto kaynak alanından türediğine ve/veya tüketilmiş bir mantodan türeyen en son üye olduklarını göstermektedir. Kısmen yüksek ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranları, Po-60 numaralı örnek için pozitif (+) ϵSr_i ve diğer örnekler için negatif (-) ϵSr_i değerleri ve tüm örnekler için pozitif (+) ϵNd_i değerleri, incelenen örneklerin tükenmiş bir manto kaynak alanından sınırlı kabuksal katkıyla oluştuğuna işaret eder.

İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçları ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i ve ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i oranları ile manto aralığı içinde yer alırlar (Şekil 52). İncelenen volkanik kayaçlar Doğu Anadolu Bölgesi'nde Miyosen-Kuvaterner volkanitleri, Doğu Pontidler Eosen adakitik ve non-adakitik volkanitleri ile karşılaştırıldığında benzer ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i ve ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i izotopik oranlarına sahip iken, Doğu Pontidler Miyosen volkanitleri ile kısmen benzer izotopik bileşim gösterdikleri saptanırken, Po-21 numaralı örneğin Doğu Pontidler Eosen non-adakitik volkanitleri ile uyumlu olmadığı tespit edilmiştir. Ayrıca, Po-21 numaralı örnek incelenen diğer örneklerle göre daha düşük ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i değerine sahip olması ilksel bileşime daha yakın olduğu şeklinde düşünülebilir (Şekil 52).



Şekil 52. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçların; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i'ye karşı ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i korelasyon diyagramındaki konumları. EMI ve EMII (Zenginleşmiş Manto I ve II), HIMU ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ oranı yüksek manto), DM (Tüketilmiş Manto) alanları Zindler ve Hart (1986), Hart vd. (1992). (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

3.7.2. Pb İzotop Jeokimyası

Üst Miyosen volkanik kayaçların $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları 18.735-18.774, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları 15.613-15.617 ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları 38.796-38.837 arasındadır. Pliyosen volkanik kayaçlarının $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları 18.619-18.639, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları 15.604-15.620 ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları 38.701-38.834 arasında değişmektedir. Kuvaterner volkanik kayaçların $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları 18.606-18.620, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları 15.603-15.607 ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları ise 38.693-38.711 arasında değişim gösterir. Kuvaterner volkanik kayaç grubunda yer alan Po-2 numaralı örnekten Pb (ppm) içeriğinin düşük olması nedeniyle Pb izotop sonucu alınamamıştır. Üst Miyosen volkanik kayaçların, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlara göre daha yüksek $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranlarına sahip olduğu saptanmıştır (Tablo 24).

Tablo 24. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçların Pb izotop analizleri, hesaplanan $\Delta^{7/4}\text{Pb}$ ve $\Delta^{8/4}\text{Pb}$ değerleri

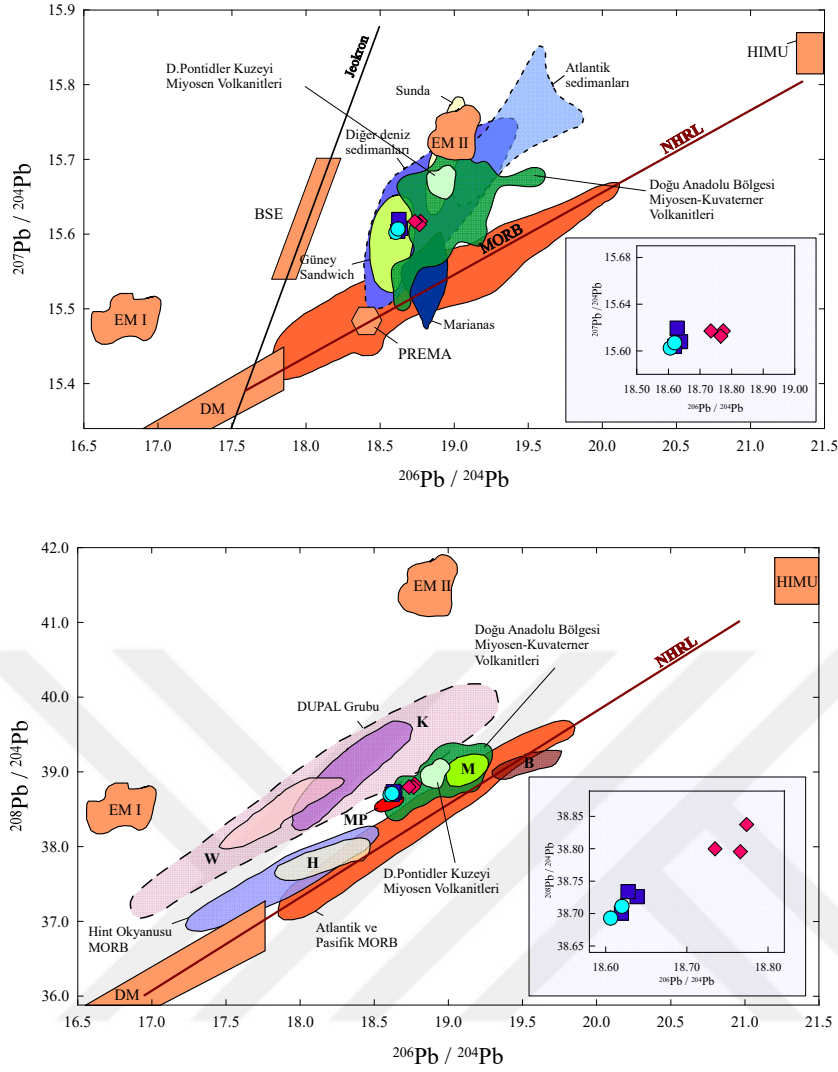
Birim	Örnek No	Litoloji	Pb İzotop Verileri					
			Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\Delta^{7/4}\text{Pb}^*$	$\Delta^{8/4}\text{Pb}^{**}$
Kuvaterner volkanik kayaçları	Po-2	Andezit	1.0					
	Po-15	Andezit	15.6	18.606	15.603	38.693	9.46	57.13
	Po-75	Andezit	12.8	18.620	15.607	38.711	9.76	57.26
Pliyosen volkanik kayaçları	Po-26	Andezit	0.4	18.639	15.608	38.726	9.66	56.47
	Po-51	Andezit	10.5	18.619	15.604	38.701	9.47	56.31
	Po-60	Andezit	13.5	18.627	15.620	38.734	10.95	58.64
Üst Miyosen volkanik kayaçları	Po-17	Baz.-and.	1.3	18.774	15.617	38.837	9.12	51.30
	Po-21	Bazalt	1.2	18.766	15.613	38.796	8.76	48.06
	Po-35	Baz.-and.	0.7	18.735	15.617	38.800	9.54	52.28

$$^* \Delta^{7/4}\text{Pb} = 100 \times [(^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}) - 0.1084 \times ((^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}) - 13.491)]$$

$$^{**} \Delta^{8/4}\text{Pb} = 100 \times [(^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}) - 1.209 \times ((^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}) - 15.627)] \text{ (Hart, 1984).}$$

İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçların $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'e karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop korelasyon diyagramlarında pozitif ilişki saptanmıştır (Şekil 53a ve Şekil 53b).

İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri, okyanus ortası sırt bazaltlarından daha yüksek bir değere sahip olup, Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen-Kuvaterner volkanitleri içinde yer alırken Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçları Güney Sandwich adaları ve diğer deniz sedimanları volkanitlerinin (OAB-Okyanus Adası Bazaltı) bulunduğu alanda yer alırlar (Şekil 53a).



Şekil 53. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçların; a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ korelasyon diyagramı, b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ korelasyon diyagramı. (BSE, DM, EM I, EMII, HIMU, PREMA değerleri White (1985), Zindler ve Hart (1986), Hart vd. (1992)'den; NHRL Hart, (1984)'den; W, K, M, MP, H, B Wilson (1989)'dan; Atlantik ve Pasifik okyanusu bazaltları için $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ verileri Wilson, (1989). Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları dikkate alındığında ise, Üst Miyosen volkanik kayaçlar Atlantik ve Pasifik OOSB'larından yüksek bir orana sahip olup, Doğu Anadolu bölgesi Miyosen-Kuvaterner Volkanitleri ve Doğu Pontidler Kuzeyi Eosen Volkanitleri'nin örtüştüğü alanda dağılım gösterirler. Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlar ise Doğu Anadolu bölgesi Miyosen-Kuvaterner volkanikleri ile MP (Marion-Pr. Edward volkanitleri-Hint Okyanusu OOSB ve DUPOL karakteristikleri) alanında bulunurlar (Şekil 53b)

İncelenen volkanik kayaçlar hem $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ hem de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop diyagramlarında açık bir şekilde Kuzey Yarımküre Referans Çizgisi (NHRL)'nin üzerinde yer alır.

4. TARTIŞMA

Bu bölümde, Doğu Anadolu Bölgesi'nin kuzeyi ile Pontidler'in doğu kısmının birleştiği bölgede yüzeyleme veren Üst Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçlarını oluşturan magmaların kökeni ve kabuksal magma odası ve/veya odalarında evrimleşme süreçlerinin fraksiyonel kristallenme, magma karışımı, asimilasyon ve kıtasal kirlenme olaylarından etkilenip etkilenmedikleri irdelenmiştir. Ayrıca, ana magmanın kökeni hakkındaki sorulara petrografik, mineral kimyası ve petrokimyasal veriler ışığı altında yapılan değerlendirmeler ve petrolojik modellemeler yardımıyla cevap bulunmaya çalışılmıştır.

Tez çalışmasının “Bulgular” bölümünde ele alınmış olan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radyometrik yaşlandırma sonuçları ve saha gözlemleri, volkanizmanın Üst Miyosen'de yaklaşık $8.6 \pm 0.1\text{My}$ önce başlayıp Kuvaterner'de 0.73 ± 0.5 binyıl önceye kadar devam ettiğini göstermiştir. Volkanik lavların açılma çatlaklarından püskürerek yüzeye ulaştığı, lavların bazalttan dasite kadar değişen bileşime sahip olduğu ve kalk-alkaliden alkaliye kadar değişen aralıkta jeokimyasal karakter sergiledikleri tespit edilmiştir.

Stratigrafik, mineralojik, petrografik ve özellikle jeokimyasal ve jeokronolojik karakterleri göz önüne alındığında Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı asidik volkanik kayaçların bu bölümde birlikte Pliyosen-Kuvaterner volkanitleri olarak değerlendirilmesine karar verilmiştir. Üst Miyosen yaşlı bazik volkanik kayaçlar ise ayrı değerlendirilmiştir. Petrografik ve jeokimyasal veriler, inceleme alanında yüzeyleme veren iki kayaç grubunun farklı kaynak alanlardan türemiş olduklarını, hem de geçirmiş oldukları magma odası olaylarında farklar olabileceğini ortaya koymuştur.

Bu bölümde Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların ana magma ve/veya magmalarının gelişimi ve kökeni, kısmi ergime, fraksiyonel kristallenme (FC), asimilasyonla birlikte fraksiyonel kristallenme (AFC) ve magma karışımı gibi magmatik olaylar irdelenecektir.

4.1. Ana Magmanın Kökeni ve Gelişimi

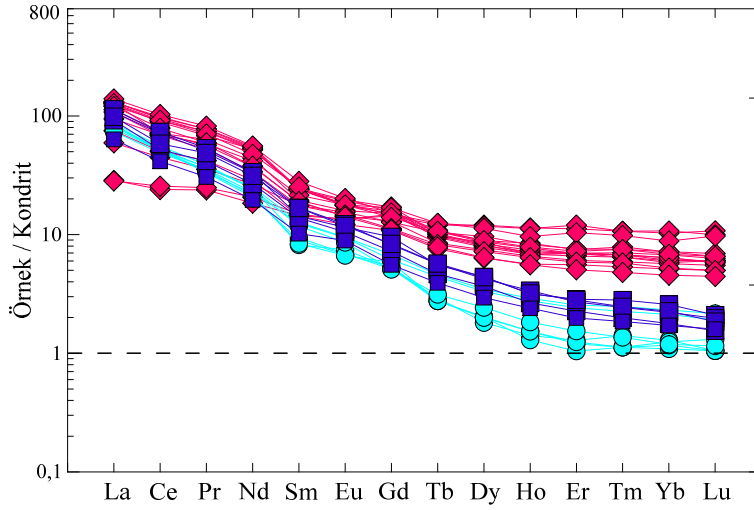
SiO_2 içeriği düşük ($<52\%$), MgO içeriği yüksek ($> 6\%$), Mg numarası ($\text{Mg\#}$) >65 ve genellikle Ni ve Cr içerikleri 100 ppm 'nin üzerindeki verilerin ilksel bileşime yakın (manto bileşime) volkanik kayaçların karakteristik özellikleri olduğu bilinmektedir (Frey vd., 1978).

Üst Miyosen volkanik kayaçların SiO₂ içerikleri %48.14-61.22, MgO % 3.01-8.13, Mg numarası 34.89-51.26, Ni içerikleri 52.85-228 ppm ve Cr değerleri 45.79-196 ppm arasındadır. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların SiO₂ içeriklerinin % 64.56-70.83, MgO % 0.25-1.34, Mg numarası 10.68-33.20, Ni içerikleri 3.29-27 ppm ve Cr değerlerinin 6.15-21.1 ppm arasında değişim göstermesi incelenen volkanik kayaçların oluştuğu ilksel magmaların farklılaştığına işaret eder.

Üst Miyosen volkanik kayaçların ilksel mantoya normalize çoklu element dağılım diyagramlarında (bkz. Bölüm 3.7, Şekil 40) Sr, K, Rb ve Ba gibi büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerde genel bir zenginleşme söz konusu iken, Nb, Ta, P ve Ti elementlerinin içeriklerinde komşu elementlere göre tüketilme gözlenmesi yitim bileşenin etkisine ve/veya kabuk asimilasyonuna işaret eder. Ayrıca, Th/Yb oranlarını göreceli yüksek olması (0.45-8.49), HNTE/ANTE oranlarının orta derece (2.66-27.12) olması incelenen bazik volkanik kayaçların ana magmasının yitimce metazomatizmaya maruz kalmış zenginleşmiş bir kaynak alandan türediğine işaret eder. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların N-tipi MORB'a normalize çoklu element dağılım diyagramlarında (bkz. Bölüm 3.7, Şekil 44, Şekil 48) Sr, K, Rb ve Ba gibi büyük iyon yarıçaplı litofil elementler zenginleşme sergilerken Nb, Ta, P ve Ce element içeriklerinde komşu elementlere göre, Ti ve Y elementlerinde kondrite göre gözlenen tüketilme yitim bileşenin etkisine ve/veya kabuk asimilasyonunu gösterir. Ayrıca, Th/Yb oranlarının göreceli yüksek olması (9.84-27.24), HNTE/ANTE oranlarının artmış (29.36 -75.58) olması incelenen asidik volkanik kayaçların ana magmasının akışkanlar tarafından önceden metazomatizmaya maruz kalmış zenginleşmiş bir kaynak alandan itibaren geliştiğini ifade eder.

Kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılımlarında (Şekil 54), özellikle ANTE dağılımında gözlenen farklılıklar Üst Miyosen volkanik kayaçlar ile Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarını oluşturan magmaların farklı kaynak alanlardan farklı kısmı ergime dereceleri ile geliştiklerini şeklinde değerlendirilebilir.

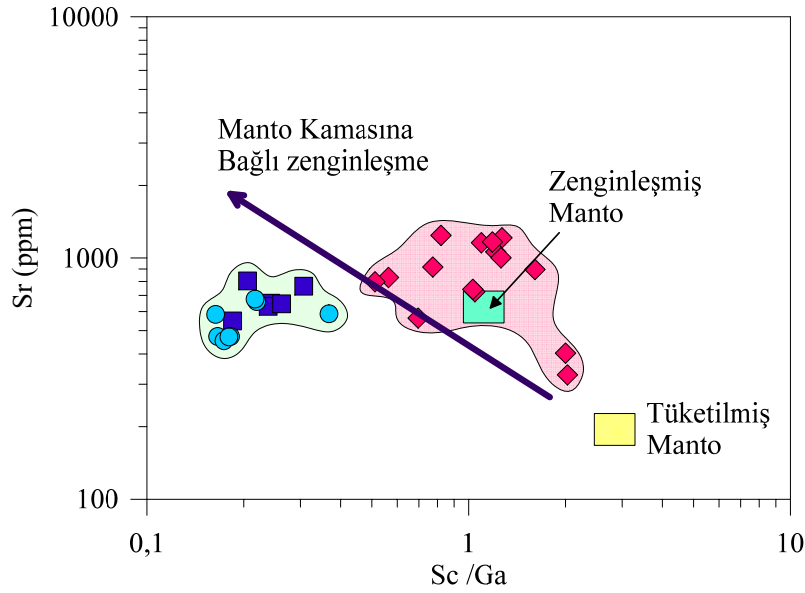
İncelenen volkanik kayaçlarda manto kamasına bağlı zenginleşmeye işaret eden Sc/Ga'a karşı Sr diyagramında (Arculus, 1994), Üst Miyosen yaşlı bazik volkanik kayaçların tüketilmiş bir manto kaynağından itibaren geliştiği gözlenirken, Pliyosen-Kuvaterner yaşlı asidik volkanik kayaçların farklılaşmış bir kaynak alandan türediği düşünülebilir (Şekil 55). Doğu Pontid orojenik kuşağı manto zenginleşmesinin önceki bir dönemde Pontid kabuğu altına doğru yiten okyanusal kabuğun, manto kamasını metazomatizmaya uğratması ile ilişkili olduğu bilinmektedir (Arslan vd., 2000a ve 2002).



Şekil 54. İncelenen Üst Miyosen, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların kondrite normalize NTE dağılımları (Kondrit değerleri Taylor ve McLennan, (1985)'ten alınmıştır; semboller Şekil 32 ile aynıdır)

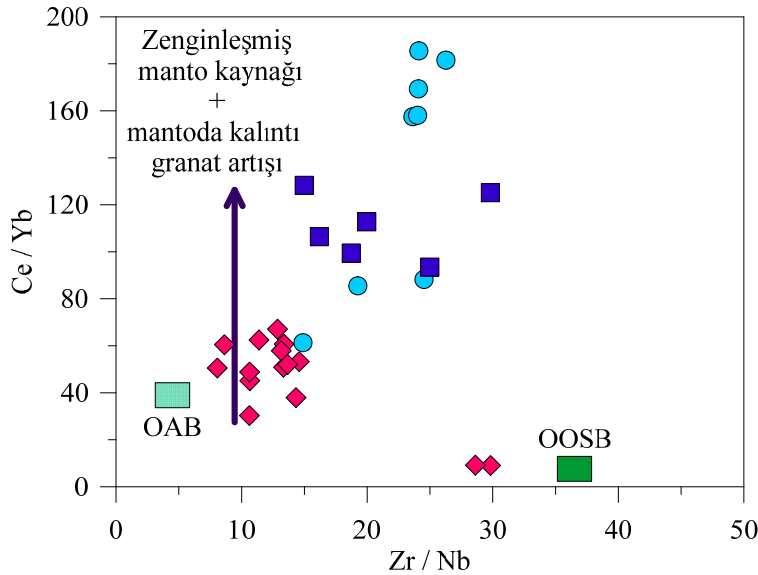
Mantodan türeyen magmaların Nb/Ta oranı Sun ve McDonough (1989)'a göre ortalama 17.5, kabuk kökenli magmaların Nb/Ta oranının ise Taylor ve McLennan (1985)'a göre yaklaşık 11-12 arasında olduğu bilinmektedir. İncelenen volkanik kayaçların Nb/Ta değeri Üst Miyosen volkanik kayaçlarda 17-23 arasında (ortalama 20) olup, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar için 14-20 arasında (ortalama 17) olduğu belirlenmiştir. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçları oluşturan magmaların metazomatize olmuş manto kaynağının etkisi altında olduğu şeklinde yorumlanabilir. Ayrıca çoklu element diyagramlarında gözlenen Nb-Ta tüketilmesi (bkz. Bölüm 3.7; Şekil 40, 44, 48) litosferik mantonun incelenen volkanik kayaçları oluşturan magmalarının kaynak alanı olduğu söylenebilir (Thirlwall vd., 1994; Hochstaedter vd., 2000; Condie vd., 2002). Ayrıca manto kaynaklı ergiyiklerde gözlenen Nb-Ta fakirleşmesi çoğunlukla; yitim ilişkili metazomatizmayı gösterse de, magma yükselimi sırasındaki kabuksal kirlenme (kontaminasyon) ve kısmi ergime süreçlerinde yüksek çekim alanlı elementlerce zengin kalıntı minerallerle (amfibol gibi) ilişkili olduğu da öne sürülmektedir (Elburg vd., 2002; George vd., 2004).

Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç örneklerinin Zr/Nb'a karşı Ce/Yb diyagramındaki yönsenmeleri zenginleşmiş manto kaynağı ve kalıntı magmadaki granat artışına işaret etmektedir (Şekil 56). Ce/Yb oranının, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarda (61.35-185.56) Üst Miyosen volkanik kayaçlara (9.02-67.07) daha yüksek olması bu kayaçların zenginleşmiş bir kaynak alandan türediği ya da Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların kaynak alanında kalıntı granatın daha fazla olduğu yönünde değerlendirilebilir.



Şekil 55. İncelenen volkanik kayaçların Sc/Ga ye karşı Sr (ppm) diyagramı. (Zenginleşmiş ve tüketilmiş manto kaynakları; Arculus vd., (1991); semboller Şekil 32 ile aynıdır)

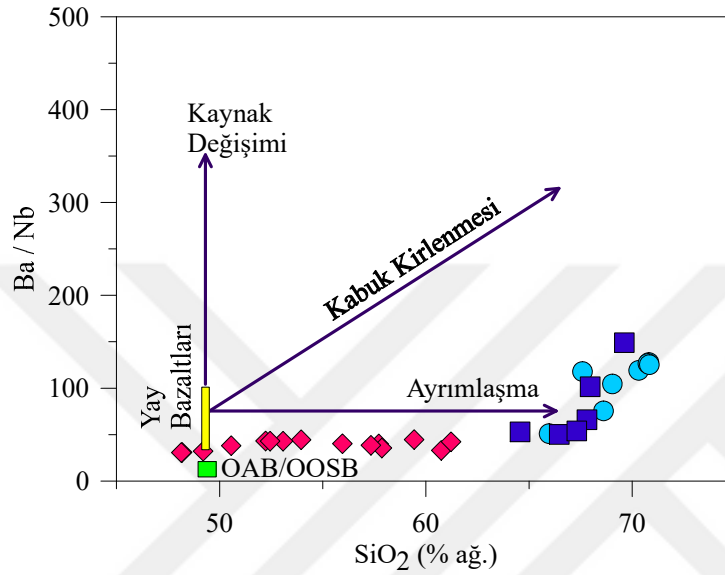
İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçları için $(Tb/Yb)_N$ oranı 1.16-1.73 arasında, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar için $(Tb/Yb)_N$ 1.87-2.64 arasında değişim göstermesi; bu kayaçların granatın mevcut olduğu bir kaynak alandan türediğine, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarında daha fazla bulunduğu işaret eder.



Şekil 56. İncelenen volkanik kayaçların Zr/Nb'a karşı Ce/Yb diyagramı. (OOSB ve OAB bileşimleri Sun ve McDonough (1989). Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç örneklerinin türediği kaynak alandaki kirlenme veya bu kayaçları oluşturan magmaların gelişiminde etkili olan ayrımlaşma ve kabuk asimilasyonu SiO_2 'ye karşı Ba/Nb diyagramıyla da

değerlendirilebilir. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaç örneklerinin yatay yönseme sergilemesi bu kayaçların gelişiminde ayrımlaşmanın etkili olduğunu ifade ederken, Pliyosen-Kuvater volkanik kayaçların gelişiminde ayrımlaşma ile birlikte kabuksal kirlenmenin etkili süreç olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 57). İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarda gözlenen farklılaşma, kabuksal kirlenmeden çok farklı orandaki yitim zenginleşmesi olarak da değerlendirilebilir.

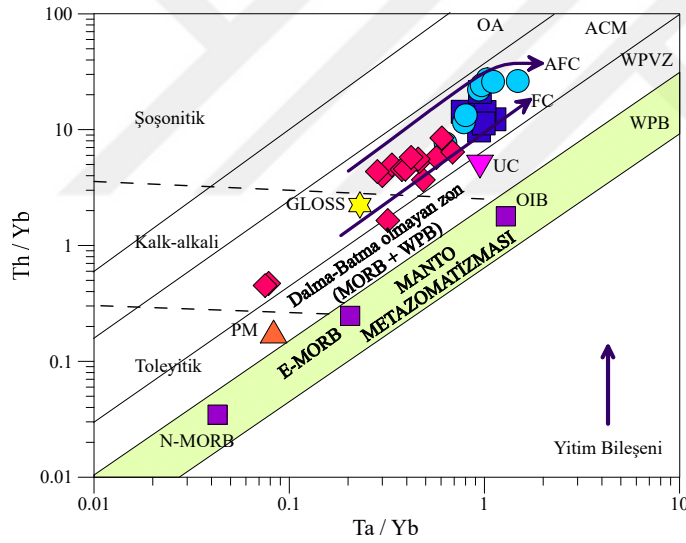


Şekil 57. İncelenen volkanik kayaçların SiO₂ (%) - Ba/Nb diyagramı. (OAB, OOSB ve Yay Bazalt alanları Pearce (1982). Oklar, yitim ilişkili akışkan katkısı sonucunda kaynak değişimi, ayrımlaşma ve kabuk kirlenmesini temsil etmektedir. Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Ta, Th, Nb ve Ba gibi benzer uyumsuzluk özelliklerine sahip elementler manto kaynak alanındaki zenginleşmeleri saptayabilmek için oldukça kullanışlı olan Th/Yb ve Ta/Yb ikili değişim diyagramları üretilmiştir. Th ve Ta elementleri hem benzer uyumsuz davranışlar sergilerler hem de manto ergime ve FC süreçlerinde benzer dağılım katsayısına (K_D) sahiptirler. Yb ve Y elementleri yitim ortamlarında uyumsuz element olarak davranır (Keskin vd., 1998; Pearce vd., 2005; Aldanmaz vd., 2006). Yüksek Th/Yb ve Ta/Yb değerleri manto kaynak alanının zenginleşmesine veya ergime derecesinin düşük olduğuna işaret eder. Bu değerlerin diyagramda manto alanı boyunca dağılım gösterdikleri bilinmektedir (Pearce vd., 2005). Ancak, yitim bileşeni içeren ve yitim bileşenince zenginleşmiş kaynaklardan türeyen magmalar Th ve Ba elementleri açısından zenginleştiğinden, daha da yükselen Th/Yb veya Ba/Yb değerleri manto alanından sapma gösterecektir. Ayrıca Ba elementinin yitim olayının gerçekleştiği sıg bölgelerde karakteristik olduğu bilinmektedir. Dolayısıyla yitim sırasında yiten okyanusal litosferin

ergimesiyle artan Ba ve Th miktarının Ba'da daha fazla olduğu belirtilmiştir (Pearce vd., 2005).

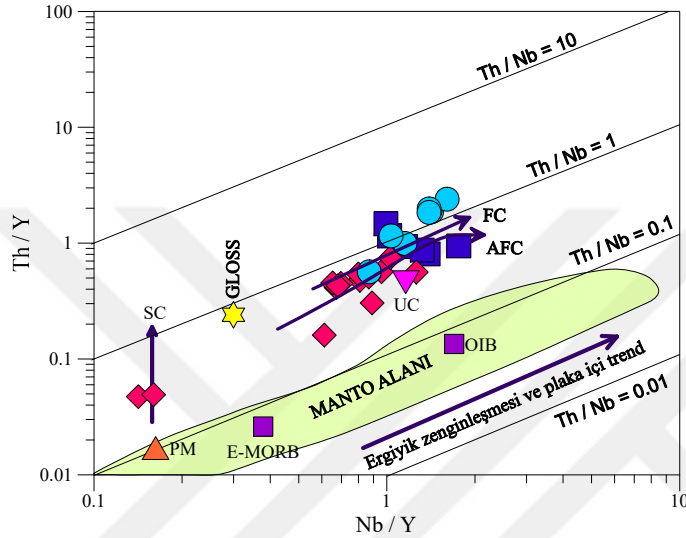
İncelenen volkanik kayaçların gelişiminde yitim bileşeninin etkisi ile zenginleşmiş kaynak alan varlığını açıklayabilmek için Ta / Yb'a – Th / Yb diyagramı oluşturulmuştur (Şekil 58). Üst Miyosen volkanik kayaçlar ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarına ait örnekler diyagrama düşürüldüğünde yükselen Ta/Yb ve Th/Yb değerlerinin manto alanından saptıkları gözlenmiştir. Üst Miyosen örneklerinin manto alanına paralel yönseme göstermelerinde fraksiyonel kristallenmenin ve Pliyosen-Kuvaterner örneklerinde gözlenen hafif parabolik yönsemede AFC (asimilasyon-fraksiyonel kristallenme) etkisi olarak değerlendirilebilir. İncelenen volkanik kayaç örnekleri artan element oranları ile uyumlu olarak yitim bileşeni içeren GLOSS alanından itibaren aktif kıtasal kenarına (ACM) doğru yönelim gösterirler. Yitim bileşeni içeren bir manto kaynağından itibaren türeyen volkanik kayaç örneklerinin gelişiminde FC ve AFC süreçlerinin de etkili olduğu söylenebilir.



Şekil 58. İncelenen volkanik kayaçların Ta/Yb'a - Th/Yb diyagramı (Pearce, 1982; Pearce ve Peate, 1995). (PM, OA, OI, N-MORB, E-MORB, WPB, WPVZ, ACM, UC değerleri Rudnick ve Gao (2003), GLOSS değeri Plank ve Langmuir (1988), manto alanı Pearce vd. (2005), Sun ve McDonough (1989) ve Saunders vd. (1991); FC, AFC, yitim zenginleşmesi ve manto metazomatizmasını temsil eden vektörler Pearce vd. (1990)'a göre. Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

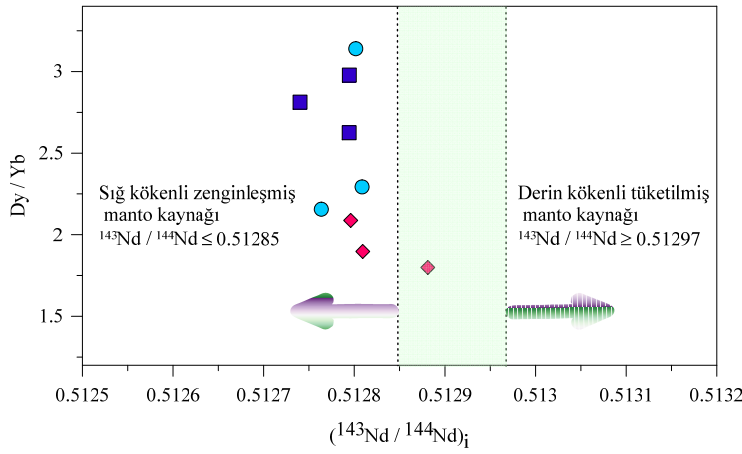
İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların gelişiminde yitim etkisi ve manto zenginleşmesi, Nb/Y'a karşı Th/Y diyagramı kullanılarak değerlendirilmiştir (Şekil 59). Nb/Y oranı manto zenginleşmesini, manto dizisinden daha yüksek Th/Y oranları ise yitim bileşeninin katkısını akla getirir (Özdemir vd., 2022).

İncelenen volkanik kayaçların manto alanına kısmen paralel yönseme göstermeleri, fraksiyonel kristallenme ve kabuksal kirlenmenin bu kayaçların gelişimindeki etkisini vurgular. Artan Nb/Y ile Th/Y oranları yitimce zenginleşmiş bir kaynak alandan magmaların üst kabuktan etkilenmiş olabileceklerini ifade eder. Th/Y oranının Üst Miyosen volkanik kayaçlarından Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarına doğru artış göstermesi kabuk katkısının Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarında daha fazla olduğunu ifade edebilir (Şekil 59).



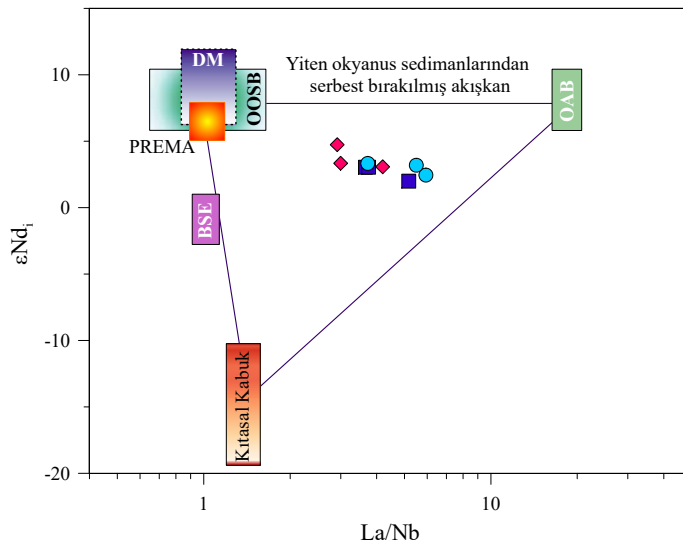
Şekil 59. İncelenen volkanik kayaçların Nb / Y'a – Th / Y diyagramı. (PM: İlksel Manto, E-MORB: Zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, N-MORB: Normal Okyanus Ortası Sırt Bazaltı, OIB: Okyanus Adası Bazaltı, değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan, manto alanı Pearce vd., (2005), Sun ve McDonough (1989) ve Saunders vd., (1991)' den GLOSS: Global Okyanusal Sediment Değeri Plank ve Langmuir (1985)'den, alınmıştır. (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

İncelenen volkanik kayaçların ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i'ye karşı Dy/Yb diyagramı (Şekil 60) hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların kaynak alanının sığ kökenli ve zenginleşmiş bir manto kaynağı olduğunu göstermektedir.



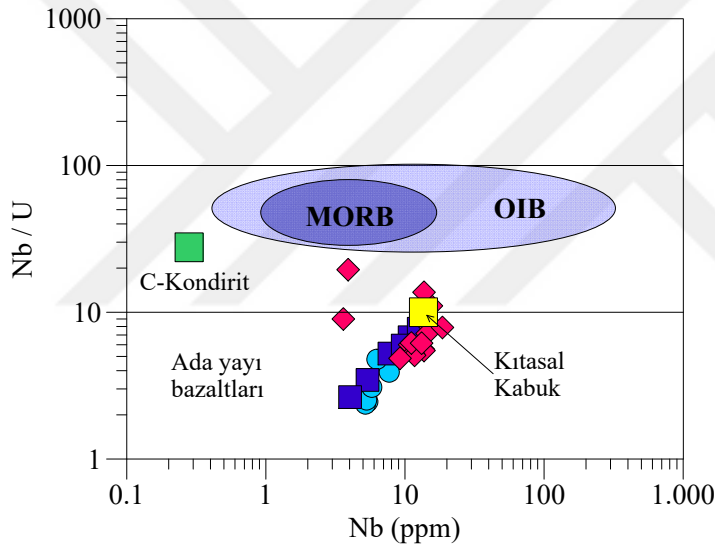
Şekil 60. İncelenen volkanik kayaçların $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ – Dy / Yb diyagramı. (D y/ Yb ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ arasındaki pozitif ilişki, izotopik açıdan farklı manto kökenli ergiyik karışımını temsil eder. Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

İncelenen volkanik kayaçlar La/Nb’a karşı ϵNd_i diyagramında Okyanus Ortası Sırt Bazaltları, Okyanus Adası Bazaltı ve kıtasal kabuk bileşenleri ile karşılaştırıldığında (Şekil 61) kısmen orta-yüksek La/Nb oranlarının Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar için sırasıyla (2.92-4.20) ve (3.66-5.94) değerleri arasında olması yitim sedimanlarının katkısını ifade ederken, ϵNd_i değerlerinin Üst Miyosen örnekleri için (+3.08) ile (+4.74) arasında ve Pliyosen-Kuvaterner örnekleri için (+1.99) ile (+3.33) arasında değişen pozitif değerlere sahip olmaları bu kayaçların oluşumunda tek bir kaynak alanın etkili olmadığı ifade etmektedir.



Şekil 61. İncelenen volkanik kayaçların La/Nb’a - ϵNd_i diyagramı. (BSE, DM, PREMA, değerleri Zindler ve Hart (1986). Akışkan çizgisi: OAB’lerde ölçülmüş en yüksek Nd ve La/Nb oranına göre. Kıtasal kabuk, Taylor ve McLennan (1985)’den; OAB, White ve Patchett, (1984)’den alınmıştır. Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

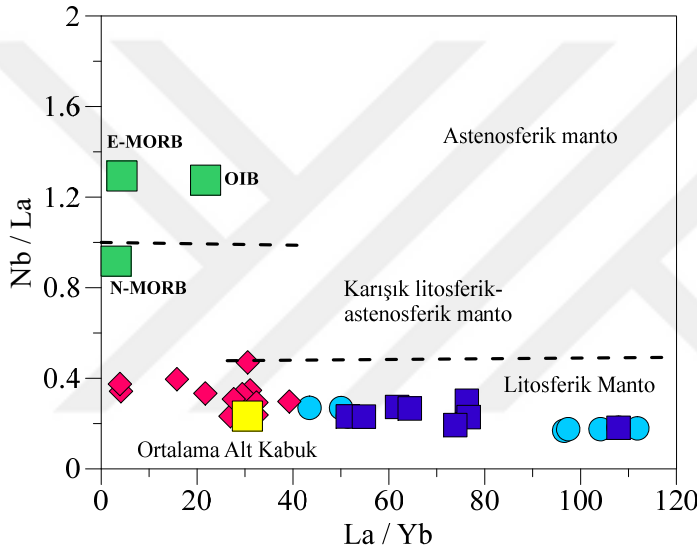
İncelenen volkanik kayaç örneklerinin oluşumunda manto zenginleşmesi ve/veya kabuk katkısının varlığı Nb (ppm) karşı Nb/U diyagramı üzerinde tartışılmıştır. Kısmi ergime ve fraksiyonel kristallenme gibi magmatik olaylarından fazla etkilenmeyen Nb/U oranı, kayaçların manto ve/veya yitim kökenli olduğunu ayırt etmede oldukça kullanışlıdır (Xu vd., 2005). Nb/U oranının; MORB ve OIB için ~47 (Hofmann vd.,1986), alt kabuk için ~25 (Rudnick ve Gao 2003) ve üst kabuk için ~4.5 (Rudnick ve Gao 2003)'dir. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlarının Nb/U oranı 4.84-19.50, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarının Nb/U oranı 2.36-7.71'dir. Elde edilen düşük Nb/U değerleri hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç örneklerinin sadece MORB ve/veya OIB kaynağından türeyemeyeceğini daha çok ada yayı bazaltları ve kıtasal kabuk benzeri bir magma kaynağından türeyebileceğine işaret eder (Şekil 62).



Şekil 62. İncelenen volkanik kayaçların Nb'a karşı Nb/U diyagramı (Kepezhinskas vd., 1996) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Magma kaynak alanları ve tektonik ortamları belirlemek için La/Tb'a karşı Nb/La diyagramı oluşturulmuştur (Şekil 63). Üst Miyosen volkanik kayaç örnekleri ortalama alt kabuk bölgesinde yoğunlaşması bu kayaçların gelişiminde alt kabuk etkisini göstermektedir. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç örneklerinin ortalama alt kabuk bölgesinden litosferik manto bölgesine doğru dizilim göstermeleri ve Nb/La oranlarının düşük olması litosferik manto kökenli bir kaynak alana vurgu yapar. Ayrıca, incelenen örneklerin La/Yb oranlarının yüksek olması zenginleşmiş bir kaynak alanı belirtir (Şekil 63). Mantodan türeyen kayaçların Y/Nb oranı <1.2, Nb/Ta oranı 17.5; kabuktan türeyen kayaçların Y/Nb oranı >1.2, Nb/Ta oranı 11-12 arasındadır (Green, 1995). İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlarının Y/Nb oranı 0.79-7.06, Nb/Ta oranı 17.13-23; Pliyosen-

Kuvaterner volkanik kayaçlarının Y/Nb oranı 0.57-1.15, Nb/Ta oranı 13.50-20.38'tir. Hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarının 1.2 den daha düşük Y/Nb oranına sahip olmaları ve Nb/Ta oranlarının ise 17.5 değerine yakın olması bu kayaçları oluşturan magmaların tamamının ya da bir kısmının manto kökenli olduğuna işaret eder. Düşük Nb/La (<0.5) oranı, litosferik mantodan türeyen magmaların özelliklerini yansıtırken, bu oranın >1 olması OAB (okyanusa adası bazaltı) benzer astenosferik bir manto kaynak alanını gösterir (Smith vd., 1999). Nb/La oranı Üst Miyosen volkanik kayaçları için 0.23-0.47, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar için 0.17-0.30 arasında değişen düşük değerlerdedir ve incelenen her iki grup kayaç örneğinin litosferik bir kaynaktan evrimleştiğini kanıtlar.



Şekil 63. İncelenen volkanik kayaçların La / Yb – Nb / La diyagramı. (OAB; okyanus adası bazaltı, E-MORB; zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı, N-MORB; normal okyanus ortası sırt bazaltı, Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır, semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

4.2. Kaynak Alanda Granat ve Spinel Varlığı

ANTE, granatın yapısında yüksek miktarda bulunduğundan, granat içeren mineralojiye sahip kaynak alandan türeyen magmaların HNTE/ANTE oranları yüksektir (Blundy vd., 1998). Hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç örneklerinde hafif nadir toprak elementler (HNTE) ağır nadir toprak elementlere göre daha yüksek zenginleşme gösterirler (Şekil 54). Üst Miyosen volkanik kayaçlarında La_N/Lu_N oranı 2.66-27.12 arasında değişim gösterirken, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarında 29.36-75.58 arasında değişim göstermesi Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçları oluşturan magmaların kaynak alanlarında granatın varlığının daha olası olduğunu ifade eder. ONTE/ANTE oranı kaynak alanda granatın varlığının

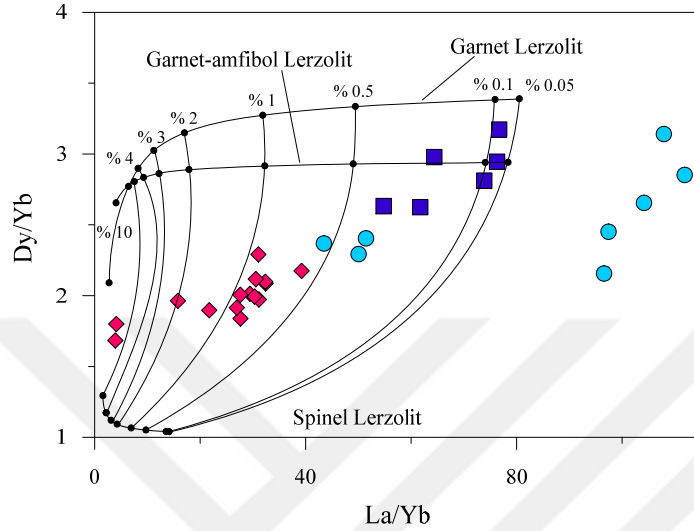
yorumlanmasında sağlam bir veri kaynağıdır. Dolayısıyla, $(Dy / Yb)_N$ değeri >1.06 ise granat lerzolitik bir kaynağı, $(Dy / Yb)_N$ değeri <1.06 ise spinel lerzolitik kaynağı gösterir (Blundy vd., 1998). İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların $(Dy/Yb)_N$ değeri 1.10-1.49 arasında, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların $(Dy/Yb)_N$ değeri 1.40-2.07 arasında yer alır ve dolayısıyla incelenen her iki volkanik kayaç grubunu oluşturan magmada granatın varlığından bahsedilebilir. $Dy/Yb > 2.5$ granat peridotit, $Dy/Yb < 1.5$ spinel lerzolit manto bileşenini gösterir (Yang vd., 2012). Dy/Yb oranı Üst Miyosen volkanik kayaçlar için 1.7-2.3 arasında, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar için 2.2-3.2 arasında değişim göstermesi, Üst Miyosen volkanik kayaçlarının granat peridotit ve spinel lerzolitik bileşimlerdeki kaynak alanlardan türeyen ergiyiklerin karışımından türediğini ifade ederken, Pliyosen-Kuvaterner volkanikleri oluşturan magmaların granat içeren bir kaynak alandan türediği söylenebilir.

İncelenen volkanik kayaçları oluşturan magmaların türediği farklı mineralojik bileşime sahip manto kaynaklarının varlığını test etmek için La/Yb 'ye karşı Dy/Yb diyagramında modal olmayan fraksiyonel kısmi ergime modeli uygulanarak farklı mineralojik bileşime sahip kaynaklardan türeyen ergiyikler için ergime modellemeleri tasarlanmıştır. Yapılan modelleme kapsamında kullanılan manto kaynaklarının modal bileşimleri, ergime oranları ve hesaplamalarda kullanılan mineral-ergiyik dağılım katsayıları Tablo 25'de sunulmuştur.

Tablo 25. Modal olmayan fraksiyonel kısmi ergime modelleme çalışmalarında kullanılan farklı manto kaynakları, modal bileşimler, ergime oranları ve mineral - ergiyik dağılım katsayıları

Manto Kaynakları	Modal Bileşimleri		Ergime Oranları
Granat lerzolit	$Ol_{0.5}Opir_{0.3}Kpir_{0.15}Grt_{0.05}$		$Ol_{0.05}Opir_{0.2}Kpir_{0.3}Grt_{0.45}$
Granat-amfibol lerzolit	$Ol_{0.5}Opir_{0.31}Kpir_{0.1}Grt_{0.05}Amf_{0.04}$		$Ol_{0.17}Opir_{0.19}Kpir_{0.27}Grt_{0.02}Amf_{0.35}$
Spinel lerzolit	$Ol_{0.5}Opir_{0.35}Kpir_{0.1}Spl_{0.05}$		$Ol_{0.22}Opir_{0.3}Kpir_{0.38}Spl_{0.01}$
Dağılım Katsayıları :	D_{La}	D_{Dy}	D_{Yb}
Olivin	0.0028	0.007	0.0015
Ortopiroksen	0.008	0.022	0.042
Klinopiroksen	0.002	0.33	0.28
Amfibol	0.002	0.780	0.22
Granat	0.0014	1.06	4.01
Spinel	0.01	0.01	0.01
* Dağılım katsayıları Keskin (1994), Foley vd. (1996), Rollinson (1993), McKenzie ve O'Nions (1991) ve URL-2'den alınmıştır.			
* Kaynak bileşimleri: Primitif manto (PM) nadir toprak element bileşimi Sun ve McDonough (1989)'a göre.			
* Ol: Olivin, Opir: Ortopiroksen, Kpir: Klinopiroksen, Grt: Granat, Spl: Spinel			

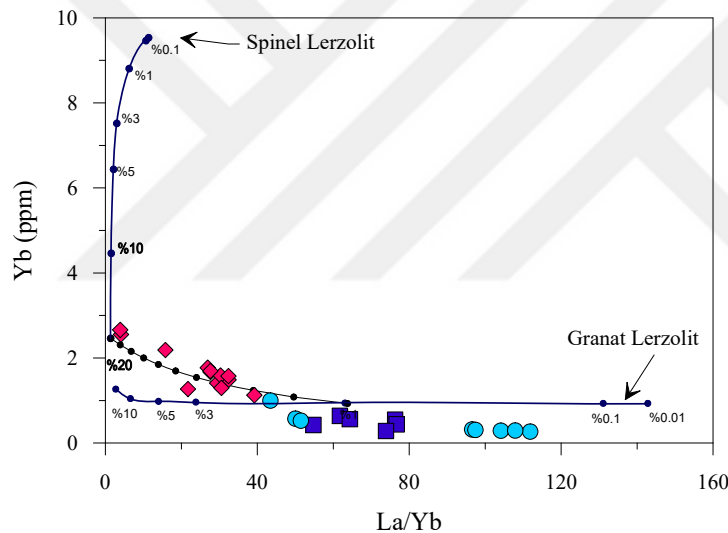
Elde edilen veriler, Üst Miyosen volkanik kayaç örneklerinin ana magmasının yaklaşık % 0.5-10 arasında düşük dereceli kısmi ergimeye uğramış granat amfibol lerzolit ve spinel lerzolit içeren sığ litosferik bir kaynaktan, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların ana magmasının <% 0.5'den daha düşük derecede kısmi ergimeye uğramış granat lerzolit manto kaynak alanından itibaren gelişebileceği düşünülebilir (Şekil 64).



Şekil 64. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarının (a) La/Yb'ye karşı Dy/Yb diyagramı. Modal olmayan fraksiyonel kısmi ergime modellemesinde kullanılan manto kaynakları, dağılım katsayıları ve modal bileşimler ile ek açıklamalar Tablo 25'de verilmiştir. ((%): kısmi ergime derecesi, semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

La/Yb'ye karşı Yb (ppm) değerleri kullanılarak elde edilen diyagramda (Şekil 65) incelenen volkanik kayaçların kaynak bileşimini irdelenmiştir. Yapılan modelleme kapsamında kullanılan manto kaynaklarının modal bileşimleri, ergime oranları ve hesaplamalarda kullanılan mineral-ergiyik dağılım katsayıları Tablo 26'da sunulmuştur. Şekil 65'de incelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlar spinel lerzolit ve granat lerzolit içeren kaynak alanlardan türeyen magmaların karışımından oluştuğu düşünülebilir. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların magmaları ise granat içeren bir kaynak alandan türediği söylenebilir. Bunun sonucunda, bünyesinde granat ve spinel içeren kaynak bileşimleri için bir karışım modellemesi gerçekleştirilmiştir. Yapılan bu modellemede Üst Miyosen volkanik kayaç örneklerinin %1 ergimiş garnet lerzolit ve %20 ergimiş spinel lerzolit karışım eğrisine, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç örneklerinin ise %1 ergimiş garnet lerzolit karışım eğrisine oldukça yakın yer aldıkları görülmektedir.

Tablo 26. Modal olmayan fraksiyonel kısmi ergime modelleme çalışmalarında kullanılan farklı manto kaynakları, modal bileşimler, ergime oranları ve mineral - ergiyik dağılım katsayıları



İncelenen volkanik kayalar için uygulanan bir diğ er ergime modeli Sm (ppm)' e karşı Sm/Yb diyagramıdır (şekil 66, Tablo 27). Elde edilen bu diyagramda, Üst Miyosen volkanik kayaları granat-amfibol-flogopit lertzolit içeren litosferik bir kaynak alandan itibaren gelişirken, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların granat lertzolit içeren kıtasal kabuktan itibaren türediğı gözlenmiştir. İncelenen volkanik kayalar granat - peridotit ve spinel peridotit kaynaklarının Shaw (1970) tarafından ileri sürülen modal olmayan fraksiyonel ergime modelleri kullanılarak elde edilen eğrilerle karşılaştırılmış ve Üst

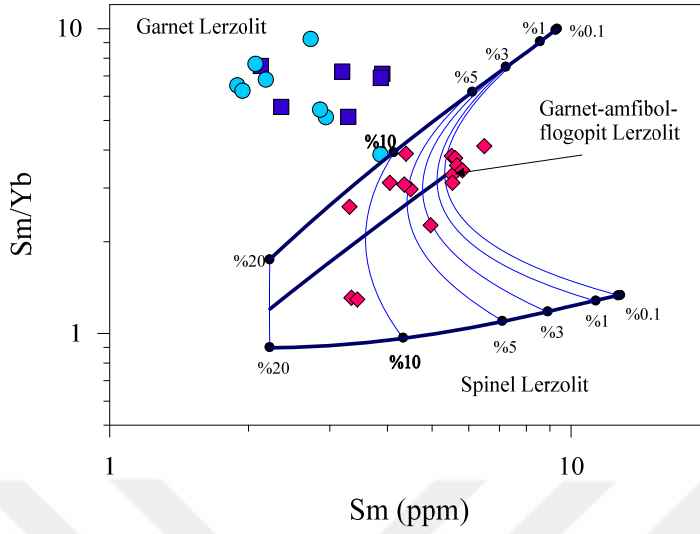
Miyosen volkanik kayaçların yaklaşık % 0.1-10 arasında kısmi ergimeye uğramış granat-amfibol-flogopit lerzolit içeren litosferik bir kaynak alandan, Pliyosen- Kuvaterner volkanik kayaçlarının ise yaklaşık %5-10 arasında kısmi ergimeye uğramış granat lerzolit içeren kıtasal kabuktan itibaren türediği sonucuna ulaşılmıştır.

Tablo 27. Modal olmayan fraksiyonel kısmi ergime modelleme çalışmalarında kullanılan farklı manto kaynakları, modal bileşimler, ergime oranları ve mineral - ergiyik dağılım katsayıları

Manto Kaynakları	Modal Bileşimleri	Ergime Oranları
Granat lerzolit	$Ol_{0.5}Opir_{0.3}Kpir_{0.15}Grt_{0.05}$	$Ol_{0.05}Opir_{0.2}Kpir_{0.3}Grt_{0.45}$
Granat-amfibol-flogopit lerzolit	$Ol_{0.55}Opir_{0.2}Kpir_{0.15}Grt_{0.05}Amf_{0.04}Flg_{0.01}$	$Ol_{0.05}Opir_{0.05}Kpir_{0.2}Grt_{0.2}Amf_{0.4}Flg_{0.1}$
Spinel lerzolit	$Ol_{0.5}Opir_{0.35}Kpir_{0.1}Spl_{0.05}$	$Ol_{0.22}Opir_{0.3}Kpir_{0.38}Spl_{0.01}$
Dağılım Katsayıları :	D_{Sm}	D_{Yb}
Olivin	0.0013	0.0015
Ortopiroksen	0.01	0.049
Klinopiroksen	0.26	0.313
Amfibol	0.76	0.8
Flogopit	0.031	0.04
Granat	0.217	4.3
Spinel	0.01	0.01
* Dağılım katsayıları Keskin (1994), Foley vd. (1996), Rollinson (1993), McKenzie ve O'Nions (1991) ve URL-2'den alınmıştır.		
* Kaynak bileşimleri: Primitif manto (PM) nadir toprak element bileşimi Sun ve McDonough (1989)'a göre.		
* Ol: Olivin, Opir: Ortopiroksen, Kpir: Klinopiroksen, Grt: Granat, Spl: Spinel		

BİLE ve HNTE'lerin akışkan veya ergiyiklerle dalan levhadan manto kamasına yukarı doğru hareket ettiği bilinmektedir (Zellmer vd., 2005). Rb, Ba, Sr, U gibi bazı BİLE suda çözünen karakterleri dolayısıyla sıvı fazlarda hareketli davranış sergilerken, Ce, Th, Nb ve Ta gibi NTE ve YÇAE'in hareketsiz davranış sergiledikleri bilinmektedir (Elburg vd., 2002; Turner, 2002; Turner vd., 1997). Dolayısıyla, yüksek BİLE ve düşük HFSE konsantrasyonları yitim kökenli akışkanların göstergesi olarak kabul edilir. (Hawkesworth vd., 1997). Kaynak alanda metazomatik bileşenin akışkan veya ergiyik benzeri mi olduğunu tespit edebilmek için, iz element oranlarının bu bileşenlerin kökenlerini belirlemede etkili olduğu bilinmektedir. Bu bileşenler dalan levhadaki tortullardan veya okyanus kabuğundan türeyebilmektedir (Hawkesworth vd., 1997). Kaynak alandaki metazomatizma değişimleri değerlendirmek için Th (ppm)'a karşı Ba/Th diyagramı kullanılmıştır (Şekil 67a). İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların Ba/Th değerleri 57-123 arasında, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların Ba/Th değerleri 79-106 arasında değişim gösterir. İncelenen her iki kayaç grubunda göreceli

gözlenen düşük Th ve yüksek Ba/Th değerleri magma kaynak alanda akışkan etkisiyle metazomatik değişimlerin olduğu söylenir (Şekil 67a).



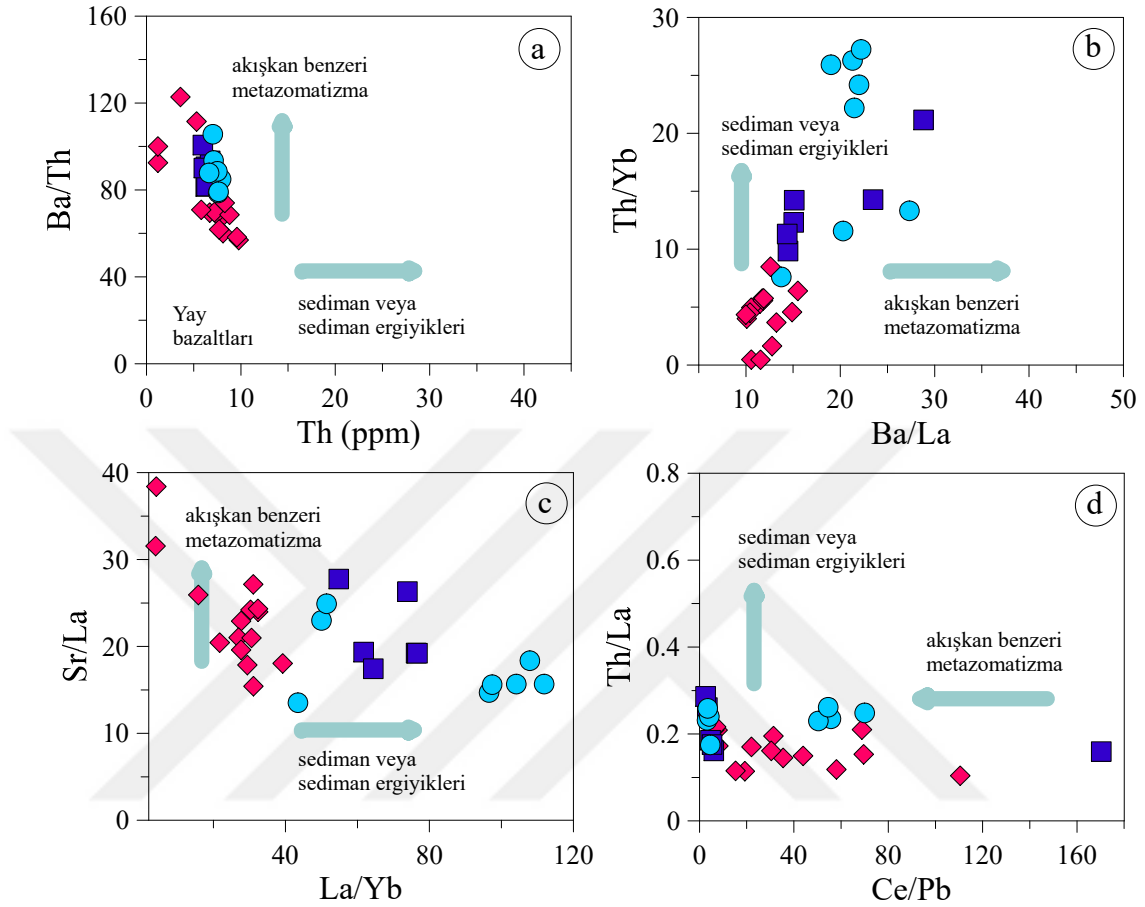
Şekil 66. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların Sm (ppm)'e karşı Sm/Yb diyagramı. Yüzdelere (%) kısmi ergime derecelerini göstermektedir (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Ba/La'ya karşı Th/Yb diyagramında değerlendirildiğinde Üst Miyosen volkanik kayaç örnekleri 10-15 arasında değişen Ba/La değerleri ve 0.5-8.5 arasında değişen Th/Yb değerleri ile, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç örnekleri 14-29 arasında değişen Ba/La değerleri ve 8-27 arasındaki Th/Yb değerleri ile temsil edilip bu kayaçların kaynak alanında sediman veya sediman ergiyiklerinin katkısının etkili olduğunu gösterir (Şekil 67b).

La/Yb'ye karşı Sr/La diyagramında Üst Miyosen volkanik kayaçları oluşturan magmaların kaynak alanında akışkan benzeri metazomatizma etkili olurken, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç örneklerinin kaynak alanında sediman veya sediman ergiyiklerinin etkisinde gerçekleşen metazomatizmanın daha etkili olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 67c).

Pb genellikle Ce'den daha fazla yitim kökenli akışkanlara geçme eğilimi sergiler. Dolayısıyla bu akışkanlar kaynak alanda düşük Ce/Pb değerine neden olur (Chauvel vd., 1995; Miller vd., 1994). Diğer taraftan, yiten kıtasal sedimanlar veya kabuk kökenli ergiyiklerin katkısı magma kaynak alanda yüksek Th/La değerlerine neden olduğu bilinmektedir (Plank, 2005). İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaç örneklerinin Ce/Pb değeri bir örnek hariç 6.3-69.6, Th/La 0.10-0.22; Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç örneklerinin Ce/Pb değeri bir örnek hariç 2.6-70, Th/La 0.16-0.29'dur. İncelenen volkanik kayaçların kaynak alandaki metazomatizma sistematizmasını açıklayabilmek için oluşturulan

Ce/Pb'ye karşı Th/La diyagramında (Şekil 67d) hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların oluşumunda akışkan metazomatizmasının etkili olduğu söylenebilir (Şekil 67d).

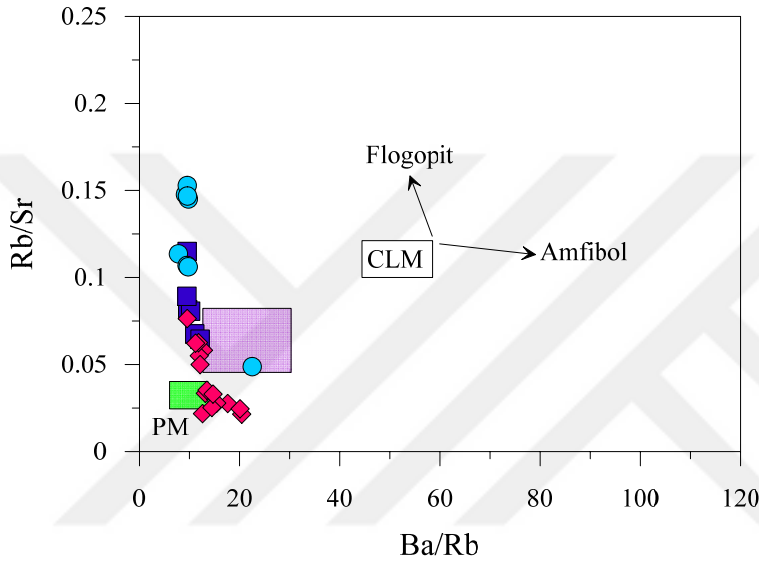


Şekil 67. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların (a) Th'ye karşı Ba - Th, (b) Ba - La'ya karşı Th - Yb, (c) La/Yb'ye karşı Sr/La (d), Ce/Pb'ye karşı Th/La element çiftleri kullanılarak hazırlanan diyagramlar (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

4.3. Kaynak Alanda Sulu Fazların Varlığı

İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların kaynak mineralojisinde sulu fazların varlığını saptamak için Ba/Rb'a karşı Rb/Sr diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 68). Bu diyagram, Üst Miyosen volkanik kayaçların kaynak mineralojisinde flogopitin baskın, amfibolün ise az miktarda bulunduğunu göstermiştir. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarının kaynak mineralojisinin ise çoğunlukla flogopit içeren bir mineralojiye sahip olduğu belirlenmiştir. Her iki volkanik kayaç grubunun flogopit içeren litosferik bir manto kaynağından türediği anlaşılmaktadır (Şekil 68).

Üst Miyosen volkanik kayalarda gözlenen düşük Rb/Sr oranları (0.02-0.08) ve yüksek Ba/Rb oranları (9.54-20.44) ile Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalarda saptanan göreceli olarak yüksek Rb/Sr oranları (0.05-0.15) ve yüksek Ba/Rb oranları (7.78-22.51), bu kayaların flogopit içeren metazomatize olmuş litosferik bir manto kaynağından türediğinin göstergesi olarak kabul edilir (Feldstein ve Lange 1999). Elde edilen bu jeokimyasal veriler, incelenen volkanik kayaların flogopitçe zengin ve amfibol katkısının daha az olduğu litosferik bir manto kaynağının düşük dereceli kısmi ergimesiyle oluştuğuna işaret eder (Condamine vd., 2016).



Şekil 68. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların Ba/Rb'ye karşı Rb/Sr diyagramı (Furman ve Graham, 1999). CLM: Kıtasal litosferik manto; PM: İlksel manto (Sun ve McDonough, 1989). (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

4.4. Ayrışma (Fraksiyonel Kristallenme-FC)

Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların petrografik ve jeokimyasal değişimleri incelenen volkanik kayaların gelişiminde ayrışma (fraksiyonel kristallenme) olayına ait kanıtlar sunar.

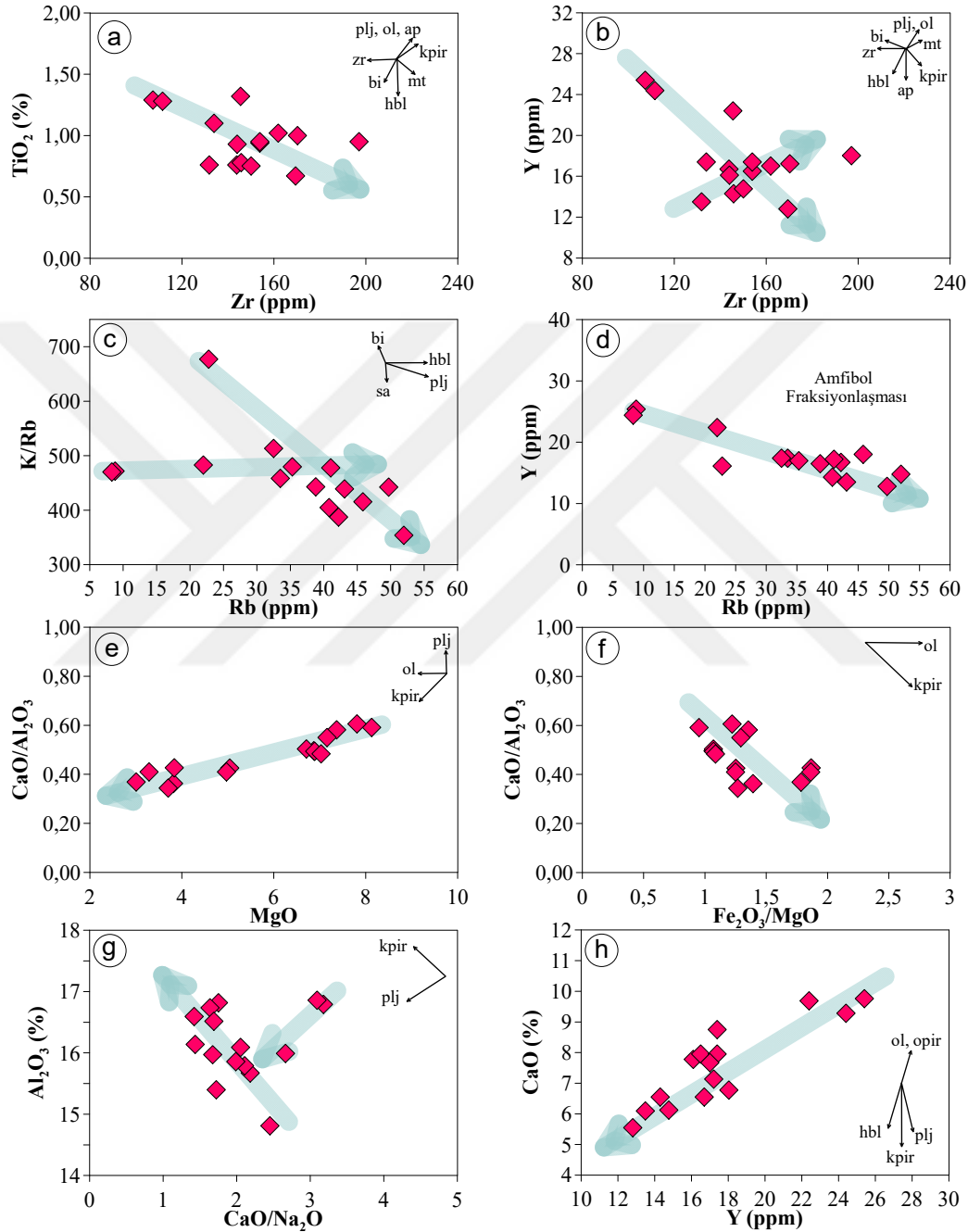
İncelenen volkanik kayaların ana ve iz element değişimleri Üst Miyosen volkanik kayalarında olivin, klinopiroksen, hornblend, plajiyoklaz, Fe-Ti oksit, ve apatit; Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalarda plajiyoklaz, hornblend, biyotit, Fe-Ti oksit ve apatit mineral fazlarının ayrışmasını ortaya koymaktadır. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalara ait çoklu (örümcek) element diyagramlarında gözlene P elementinin komşu elementlere göre tüketilmesi apatit fraksiyonlaşması ile, Ti elementinin NTE diyagramlarında Eu_N/Eu^*_N oranları Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner kayalar için sırasıyla 0.89-1.02 ve 0.89-1.13 gibi 1'e yakın değerlere sahip

olması plajiyoklaz fraksiyonlaşmasının bu örnekler için ihmal edilebilir düzeyde olduğunu düşündürebilir (Şekil 41, 45, 49). Üst Miyosen volkanizmasında az olmakla birlikte, Pliyosen-Kuvaterner volkanizmasında daha bol miktarda gözlenen amfibol fenokristallerinin var olması ve ayrıca NTE diyagramlarında HNTE'nin ONTE ve ANTE göre zenginleşme göstermesi incelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanizmasında amfibol kristallenmesinin etkili olabileceğine işaret eder.

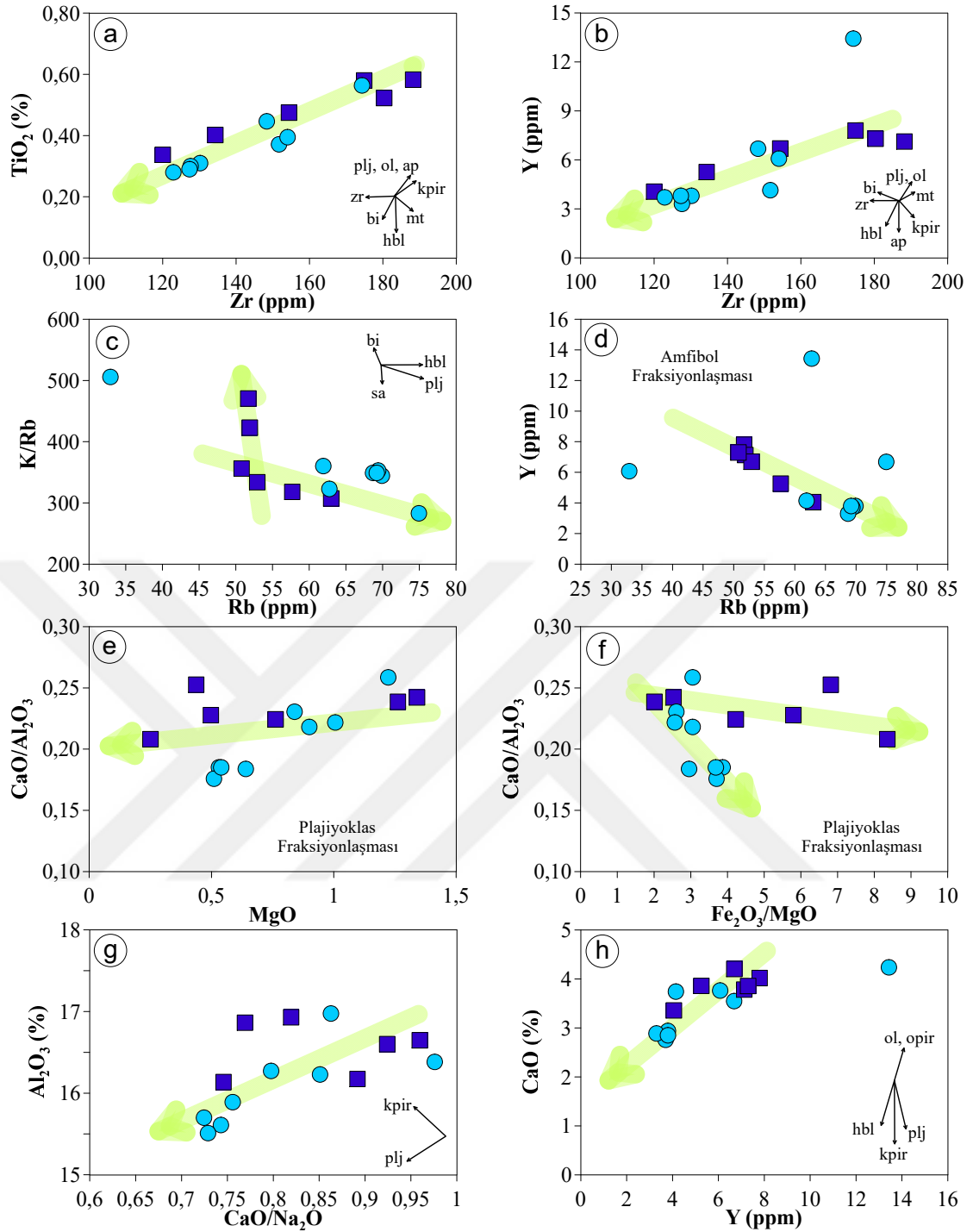
Üst Miyosen volkanik kayalarda gözlenen artan Zr (ppm)'a karşı TiO_2 (%ağ.) miktarındaki negatif yönseme manyetit (Fe-Ti oksit) ayrımlaşmasını işaret eder (Şekil 69a). Zr (ppm) artışıyla birlikte Y (ppm)'de pozitif ilişki plajiyoklaz olivin ve manyetit ayrımlaşmasını, aynı diyagram üzerindeki negatif Y (ppm) değişimleri klinopiroksen ayrımlaşmasını ifade etmektedir (Şekil 69b). Rb (ppm) içeriğine karşı çizilen K/Rb diyagramında azalan K/Rb oranı plajiyoklaz ayrımlaşmasına ve yataya yakın yönseme hornblend ayrımlaşmasına işaret eder (Şekil 69c). Rb (ppm) miktarındaki artışa karşı azalan Y (ppm) değeri incelenen bazik volkanik kayalardaki amfibol fraksiyonlaşmasını belirtir (Şekil 69d). Azalan MgO (%ağ.)'e karşı azalan CaO/Al_2O_3 oranı ve artan Fe_2O_3/MgO oranına karşı çizilen azalan CaO/Al_2O_3 içeriklerindeki negatif yönsemeler ana magmadan klinopiroksen ayrımlaşmasını yansıtır (Şekil 69e, f). Azalan CaO/Na_2O oranına karşı Al_2O_3 (%ağ.) diyagramındaki pozitif yönseme klinopiroksen ve aynı diyagramdaki negatif yönseme plajiyoklaz ayrımlaşmasını ifade eder (Şekil 69g). Azalan Y (ppm) içeriğine karşı azalan CaO (%ağ.) konsantrasyonu Üst Miyosen volkanik kayalardaki hornblend fraksiyonlaşmasını vurgulamaktadır (Şekil 69h).

Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaları oluşturan mineral fazların belirlenmesi için çizilen diyagramlarda artan Zr (ppm) içeriğine karşı TiO_2 (%ağ.)'deki negatif yönseme biyotit ayrımlaşmasını gösterir (Şekil 70a). Azalan Zr (ppm)'a karşı negatif yöndeki Y (ppm) değişimleri hornblend ayrımlaşmasını vurgular (Şekil 70b). Rb (ppm)'a karşı K/Rb oranındaki değişimi gösteren diyagramda artan Rb (ppm)'a karşı azalan K/Rb oranı plajiyoklaz ayrımlaşmasına işaret ederken aynı diyagramda yukarı yöndeki yönseme biyotit ayrımlaşmasına karşılık gelir (Şekil 70c). Artan Rb (ppm) içeriğine karşı azalan Y (ppm) amfibol fraksiyonlaşmasının bir göstergesi olarak kabul edilebilir (Şekil 70d). Azalan MgO (%ağ.)'e karşı azalan CaO/Al_2O_3 oranı (Şekil 70e), artan Fe_2O_3/MgO oranına karşı azalan CaO/Al_2O_3 içeriklerindeki (Şekil 70f) ve azalan CaO/Na_2O oranına karşı azalan Al_2O_3 (%ağ.) diyagramındaki negatif yönsemeler plajiyoklaz ayrımlaşmasına işaret etmektedir (Şekil 70g). Y miktarındaki düşüşe karşı azalan CaO (%ağ.) içeriği hornblend ayrımlaşması gösterebilir (Şekil 70h). İncelenen volkanik kayaların oluşumunda FC birincil magmatik etken olarak ele alındığında Üst Miyosen

kayaçlarında olivin, klinopiroksen, plajiyoklaz, hornblend ve Fe-Ti oksit ayrışması diğer fazlara kıyasla daha etkili iken, Pliyosen-Kuvaterner kayaçlarında plajiyoklaz, hornblend, biyotit ve Fe-Ti oksit fazın ayrışmasının diğer fazlara kıyasla daha baskın olduğu varsayılabilir.



Şekil 69. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların ana ve iz element çiftleri kullanılarak hazırlanan diyagramlar: (a) Zr (ppm) - TiO_2 (%), (b) Zr (ppm) - Y (ppm), (c) Rb (ppm) - K/Rb , (d) Rb (ppm) - Y (ppm), (e) MgO (%) - $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$, (f) $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ - $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$, (g) $\text{CaO/Na}_2\text{O}$ - Al_2O_3 (%) (Vektörler minerallerin ayrışma yönlerini göstermektedir. (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)



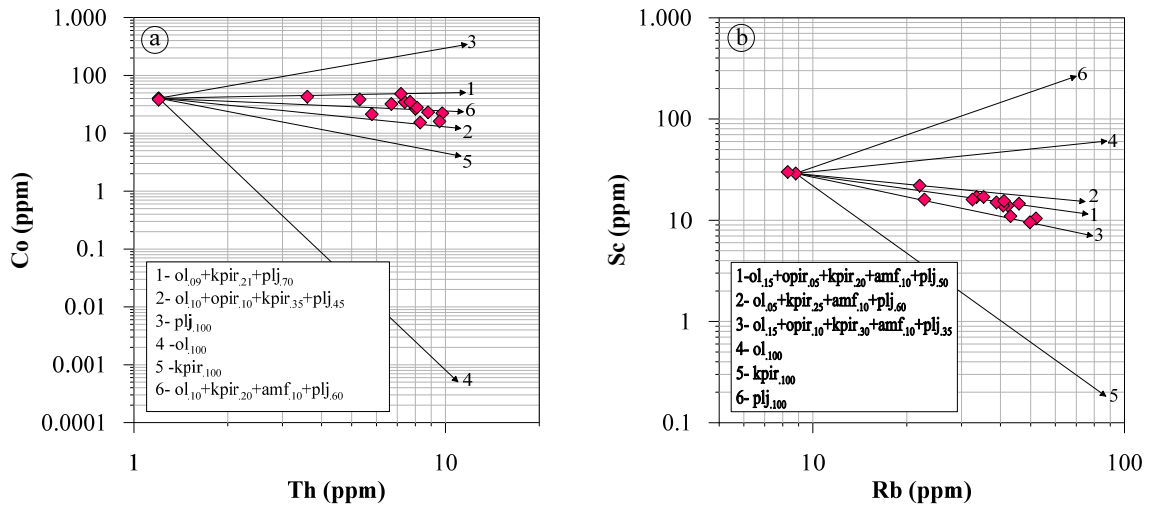
Şekil 70. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların ana ve iz element çiftleri kullanılarak hazırlanan diyagramlar; (a) Zr (ppm)- TiO₂ (%), (b) Zr (ppm)- Y (ppm), (c) Rb (ppm) -K/Rb, (d) Rb (ppm)- Y (ppm), (e) MgO (%) -CaO/Al₂O₃, (f) Fe₂O₃/MgO -CaO/Al₂O₃, (g) CaO/Na₂O- Al₂O₃ (%) (Vektörler minerallerin ayrımlaşma yönlerini göstermektedir. Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Üst Miyosen kayaçların gelişiminde etkili olan fraksiyonel kristallenmenin derecesini belirleyebilmek için uyumlu Co ve Sc elementleri ile uyumsuz Th ve Rb elementleri seçilerek Th/Co ve Rb/Sc ikili değişim diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 71). Diyagramlar üzerine iz düşürülen vektörlere ait ayrımlaşma katsayıları (K_D) Tablo

28’de verilmiştir. Her iki modelleme yapılırken, Po-21 nolu örnek (SiO₂: %48.18, MgO: %7.37) magma bileşimi açısından en ilksel ve en mafik örnek olarak kullanılmıştır. Üst Miyosen kayaç örnekleri Th (ppm)’a karşı Co (ppm) diyagramına düşürüldüğünde 1, 2 ve 6 nolu vektörler üzerinde dağılım gösterirler ve yaklaşık olarak % 9-10 olivin, %10 ortopiroksen, %20-35 klinopiroksen, %10 amfibol ve %45-70 plajiyoklaz ayrışmasının etkili olduğu belirlenmiştir. Örnekler Rb (ppm)’ a karşı Sc (ppm) diyagramına düşürülen 1, 2 ve 3 nolu vektörler üzerinde dağılım gösterirler ve yaklaşık olarak % 5-15 olivin, %5-10 ortopiroksen, %25-30 klinopiroksen, %10 amfibol ve %35-60 plajiyoklaz fraksiyonlaşmasıyla temsil edilir.

Tablo 28. Üst Miyosen volkanik kayaçların oluşumunda etkili olan bazik magma odası olaylarında etkili petrolojik FC Modelleme Program’nda (Ersoy ve Helvacı, 2010) kullanılan Rb, Th, Sc, Co elementlerine ait mineral - ergiyik Kd (ayrışma katsayısı) değerleri. Kd değerleri Villemant, (1988), McKenzie ve O’Nions (1991), Rollinson (1993), Foley vd., (1996) ve Zanetti vd., (2004)’ den alınmıştır

Element	Olivin	Ortopiroksen	Klinopiroksen	Amfibol	Plajiyoklaz
Rb	0.0020	0.0030	0.0047	0.1000	0.1000
Th	0.0400	0.1300	0.0300	0.0500	0.0100
Sc	0.6800	1.2000	3.2000	4.2000	0.0400
Co	5.9000	3.0000	2.0000	2.0000	0.0700



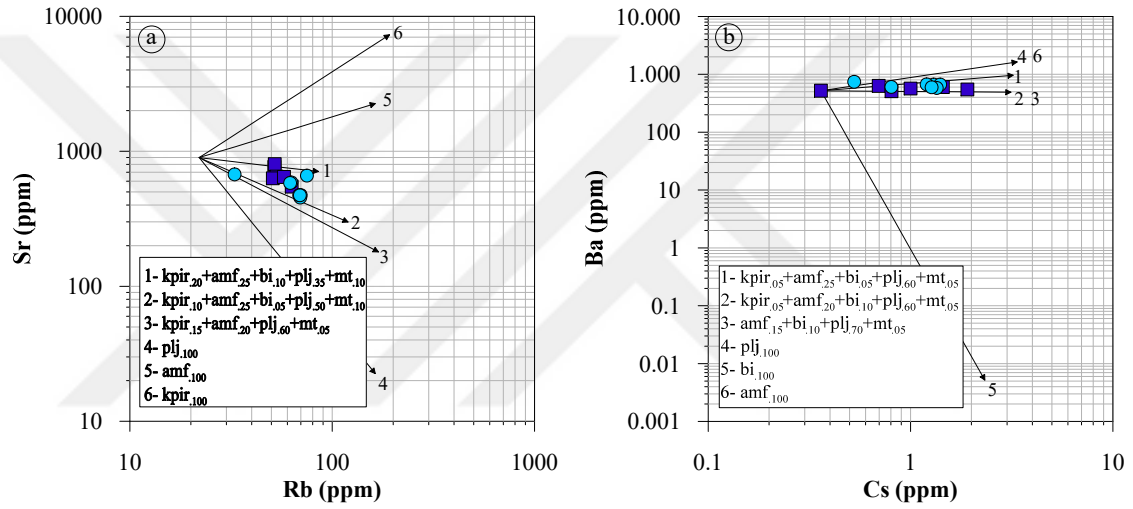
Şekil 71. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların gelişiminde etkili olan minerallerin ayrışma yönlerini ve oranlarını gösteren değişim diyagramları. (a) Th (ppm)/Co (ppm), (b) Rb (ppm)/Sc (ppm) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların gelişiminde etkili olan ayrışmayı belirlemek için uyumlu Rb (ppm) ve Cs (ppm) elementleri ile uyumsuz Sr ve Ba elementleri seçilerek Rb/Sr ve Cs/Ba ikili değişim diyagramları oluşturulmuştur (Şekil

72). Diyagramlar üzerine iz düşürülen vektörlere ait ayırılma katsayıları (K_D) Tablo 29’da verilmiştir.

Tablo 29. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların gelişiminde etkili olan asidik magma odası olaylarında etkili petrolojik FC Modelleme Programı’nda (Ersoy ve Helvacı, 2010) kullanılan Cs, Rb, Ba ve Sr elementlerine ait mineral - ergiyik (K_d) ayırılma katsayısı değerleri. K_d değerleri Bacon ve Drüitt (1988), Villemant, (1988), Rollinson, (1993)’dan alınmıştır

Element	Klinopiroksen	Amfibol	Biyotit	Plajiyoklaz	Magnetit
Cs	0.0100	0.0100	0.1900	0.0300	0.3900
Rb	0.0600	0.1300	3.2000	0.1300	0.0100
Ba	0.1500	0.5000	6.0000	0.5000	0.0100
Sr	0.0900	0.6000	0.1500	2.6000	0.1000



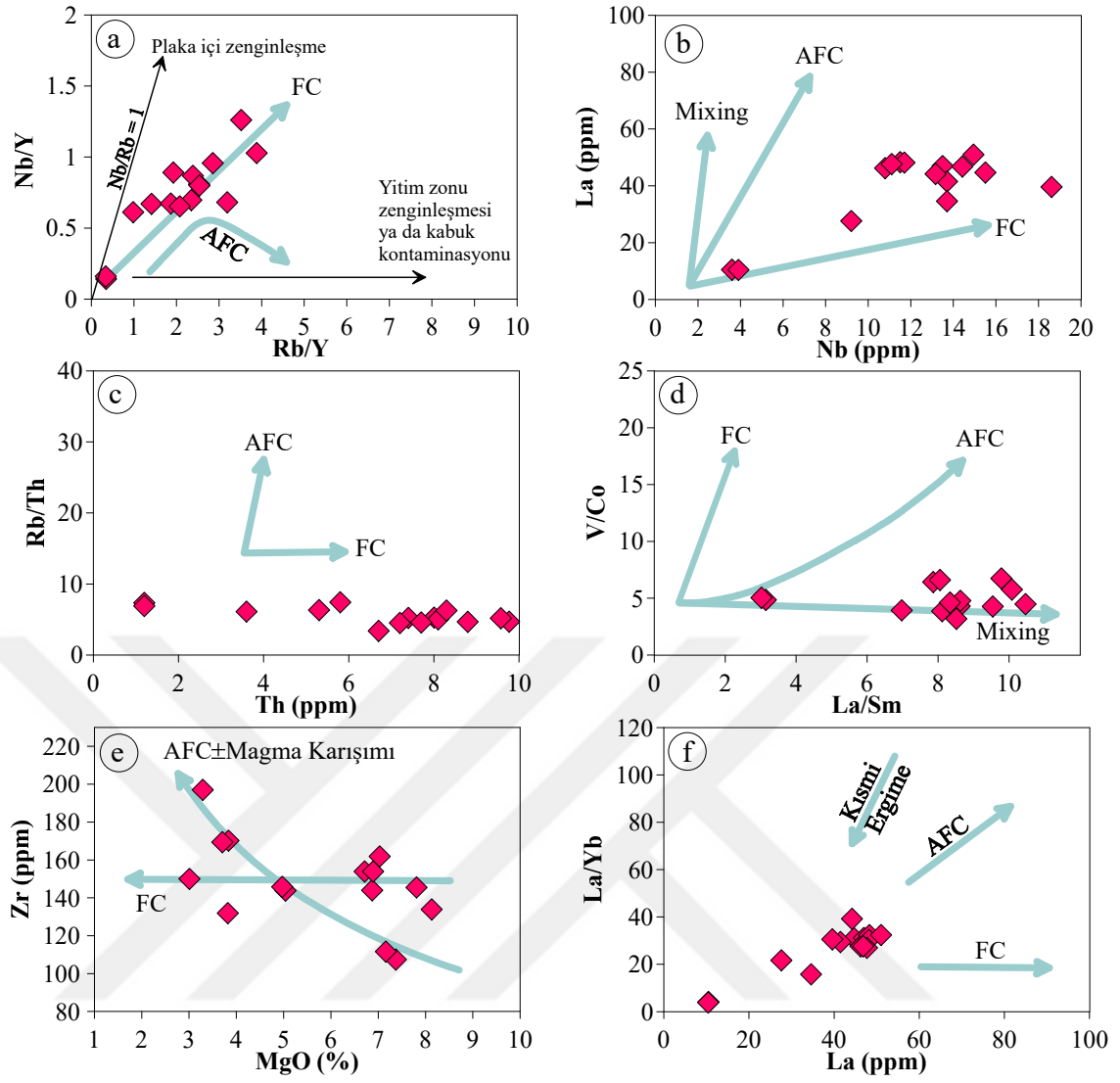
Şekil 72. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların gelişiminde etkili olan minerallerin ayırılma yönlerini ve oranlarını gösteren değişim diyagramları. (a) Rb (ppm) - Sr (ppm), (b) Cs (ppm) - Ba (ppm) (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

Rb/Sr modelleme diyagramı oluşturulurken Po-31 nolu örnek (SiO₂: %49.20, MgO: %7.81) magma bileşimi açısından en ilksel ve en mafik örnek olarak kullanılmıştır. Rb (ppm)’a karşı Sr (ppm) diyagramına iz düşürülen Pliyosen-Kuvaterner kayaç örnekleri 1, 2 ve 3 nolu vektörler üzerinde dağılım gösterirler. Yaklaşık olarak %10-20 klinopiroksen, %20-25 amfibol, %35-60 plajiyoklaz, %5-10 biyotit ve %5-10 magnetit ayırılmasının etkili olduğu saptanmıştır. Cs (ppm)’a karşı Ba (ppm) diyagramı için en mafik örnek Po-51 nolu örnek (SiO₂: %67.32, MgO: %0.50) seçilmiş ve diyagram üzerine iz düşürülen kayaç örnekleri 1, 2 ve 3 nolu vektörler üzerinde yer alırlar. Cs (ppm)’a karşı Ba (ppm) diyagramından elde edilen sonuçlara göre fraksiyonel kristallenme yaklaşık olarak %5 klinopiroksen, %15-25 amfibol, %60-70 plajiyoklaz, %5-10 biyotit ve % 5 magnetit olarak tespit edilmiştir.

4.5. Asimilasyon Fraksiyonel Kristallenme (AFC)

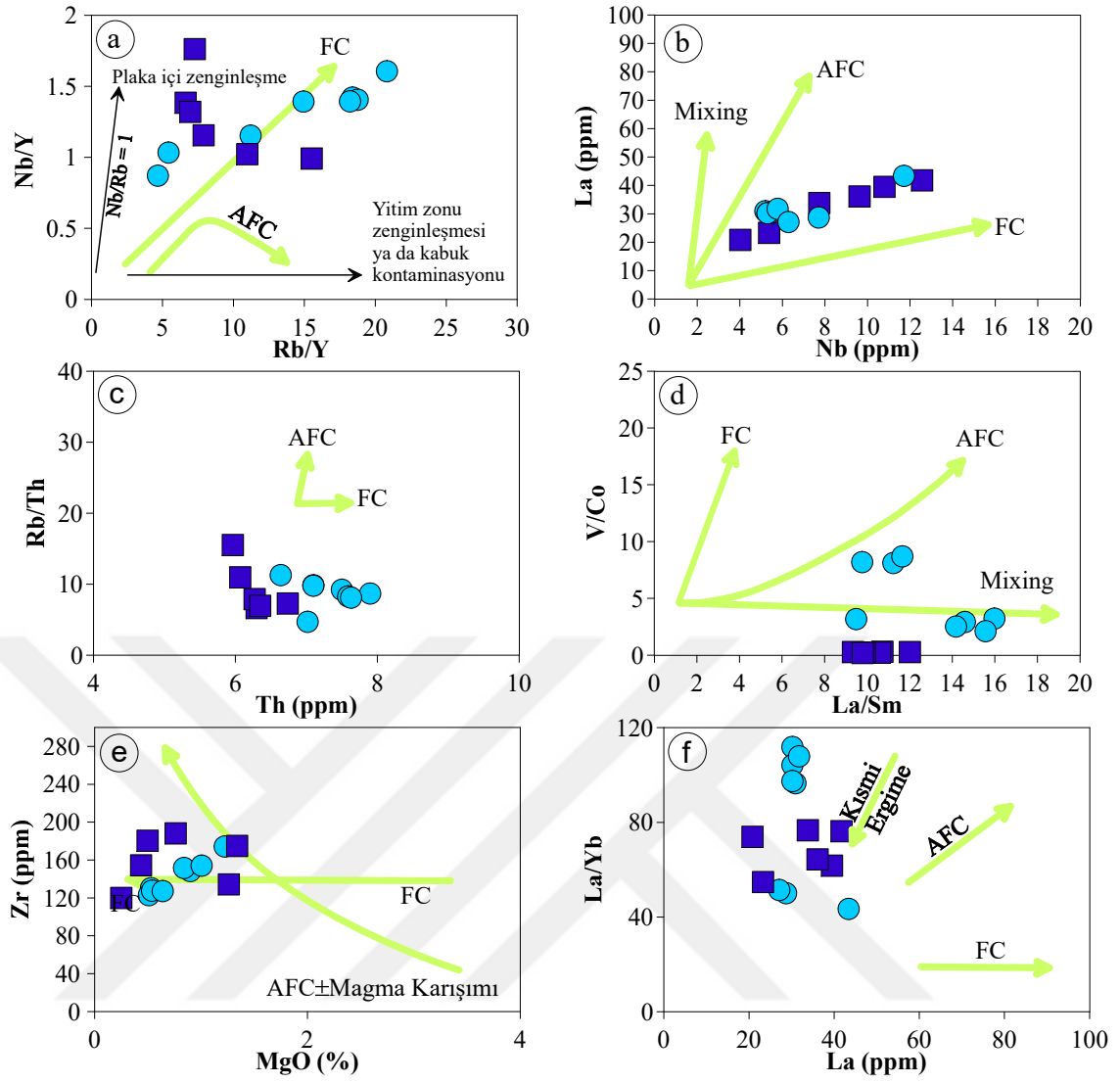
Kayaçları oluşturan magmaların gelişiminde fraksiyonel kristallenme, fraksiyonel kristallenme ile birlikte asimilasyon ve magma karışımı gibi magmatik olaylardan hangisi ya da hangilerinin etkisinin daha baskın olduğunu irdelemek için iz element ya da iz element oranı çiftleri kullanılarak değişim diyagramları hazırlanmıştır. Rb/Y'a karşı Nb/Y diyagramı, Üst Miyosen volkanik kayaçların gelişiminde FC'nin (fraksiyonel kristallenme) etkili süreç olduğu saptanmıştır (Şekil 73a). Çalışma konusu Üst Miyosen volkanik kayaçların Nb (ppm)'a karşı La (ppm) diyagramındaki artan Nb değerine karşı düşük açılı pozitif yönseme kayaçların gelişiminde FC' nin AFC' ye göre daha etkili olduğu sonucunu yansıtmaktadır (Şekil 73b). Th (ppm)' a karşı Rb/Th diyagramında ise artan Th' a karşı Rb/Th oranının sabit kalması bu kayaçların gelişiminde yine FC nin daha etkili bir magmatik olay olduğunu göstermektedir (Şekil 73c). La/Sm' ye karşı V/Co diyagramında ise Üst Miyosen volkanik kayaçların artan La/Sm ye karşı V/Co oranı sabit kalmaktadır. Bu da kayaçların gelişimindeki magma karışımının etkisini vurgulamaktadır (Şekil 73d). MgO (%ağ.)' e karşı Zr (ppm) diyagramında azalan MgO değerine karşı yatay yönseme fraksiyonel kristallenmenin etkisi olarak değerlendirilirken, pozitif parabolik yönsemeler AFC ve magma karışımı olarak değerlendirilir. Üst Miyosen volkanik kayaçların gösterdiği dağınık davranışlar bu kayaçların gelişiminde FC nin yanında asimilasyon ya da magma karışımının etkisi olabileceğini ifade etmektedir (Şekil 73e). La (ppm)' e karşı La/Yb diyagramında ise bu kayaçların gösterdiği düşük açılı pozitif yönsemeler yine AFC'nin etkisini göstermektedir (Şekil 73f).

Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların Rb/Y'a karşı Nb/Y diyagramı FC' nin (fraksiyonel kristallenme) bu kayaçların gelişiminde plaka içi zenginleşmeden daha etkili bir süreç olduğunu gösterir (Şekil 74a). Nb (ppm)'a karşı La (ppm) diyagramında artan Nb değerine karşı gözlenen pozitif yönseme kayaçların gelişiminde fraksiyonel kristallenmenin asimilasyon ile birlikte fraksiyonel kristallenmeye (AFC) göre daha etkili rol oynadığını gösterir (Şekil 74b). Th (ppm)' a karşı Rb/Th diyagramında ise artan Th' a karşı Rb/Th oranındaki değişime bağlı gelişen yatay yönseme bu kayaçların gelişiminde yine FC nin daha etkili bir magmatik olay olduğu şeklinde yorumlanabilir (Şekil 74c).



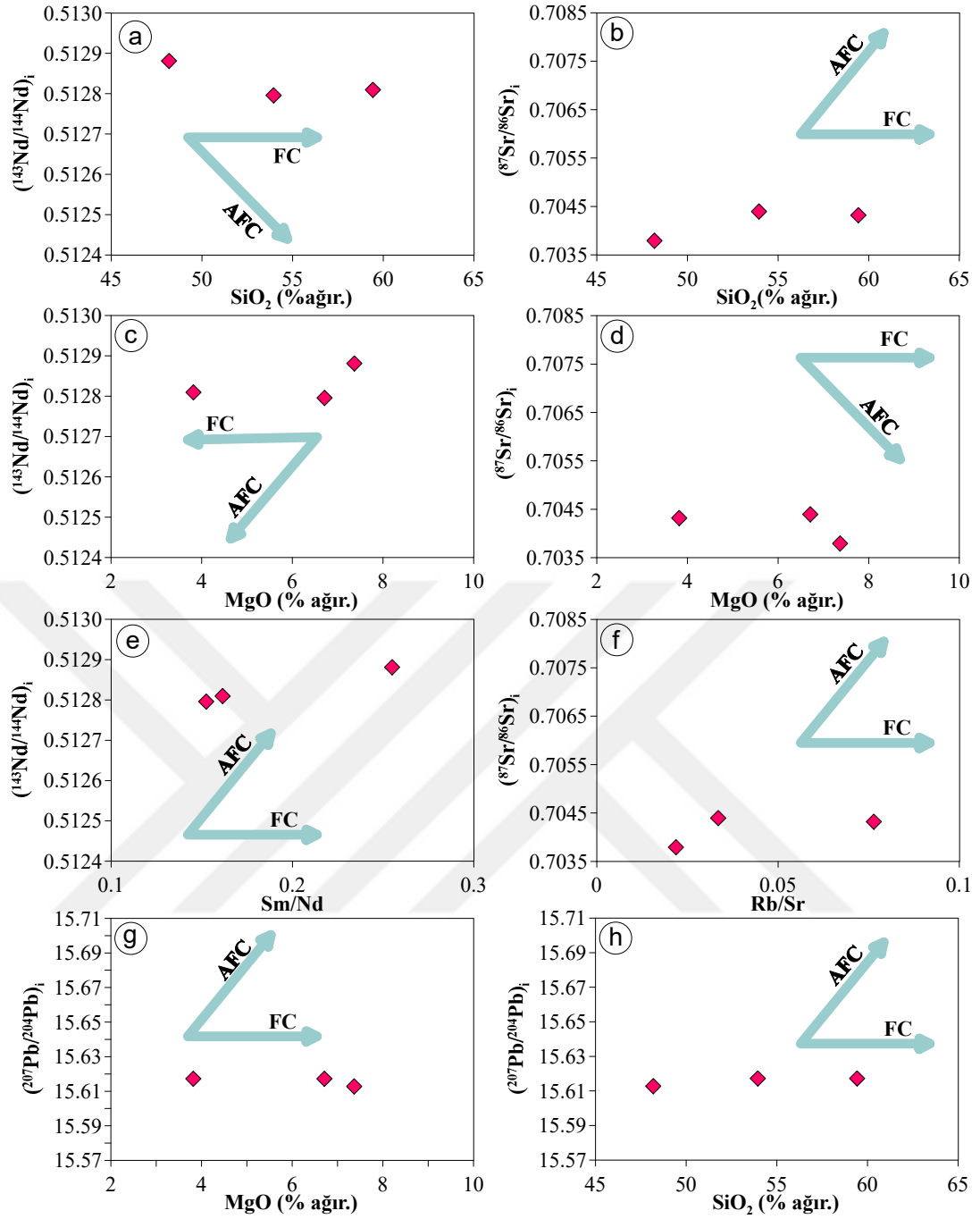
Şekil 73. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların; (a) Rb/Y' a karşı Nb/Y diyagramı; (b) Nb (ppm)' a karşı La (ppm) diyagramı; (c) Th (ppm)' a karşı Rb/Th diyagramı; (d) La/Sm' a karşı V/Co diyagramı; (e) MgO (%ağ.)' e karşı Zr (ppm) diyagramı; (f) La (ppm) - La/Yb diyagramı (Semboller Şekil 32' de gösterildiği gibidir)

La/Sm' ye karşı V/Co diyagramında artan La/Sm ye karşı V/Co oranı dar bir aralıkta değişim gösterir. Bu da incelenen kayaçların gelişimindeki magma karışımının AFC'den daha etkili bir süreç olduğunu vurgulamaktadır (Şekil 74d). MgO (%ağ.)' e karşı Zr (ppm) diyagramında azalan MgO değerine karşı yatay yönseme fraksiyonel kristallenmenin etkisi olarak değerlendirilirken, çok hafif gözlenen parabolik yönsemeler AFC ve magma karışımının bu kayaçların gelişimini bir miktar etkilemiştir. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarında gözlenen bu dağınık davranışlar, bu kayaçların gelişiminde FC nin yanında asimilasyon ya da magma karışımının etkili olabileceğini ifade etmektedir (Şekil 74e). La (ppm)' e karşı La/Yb diyagramında incelenen örneklerde gözlenen dağınık davranışlar asimilasyonun etkisinin olabileceğini göstermektedir (Şekil 74f).



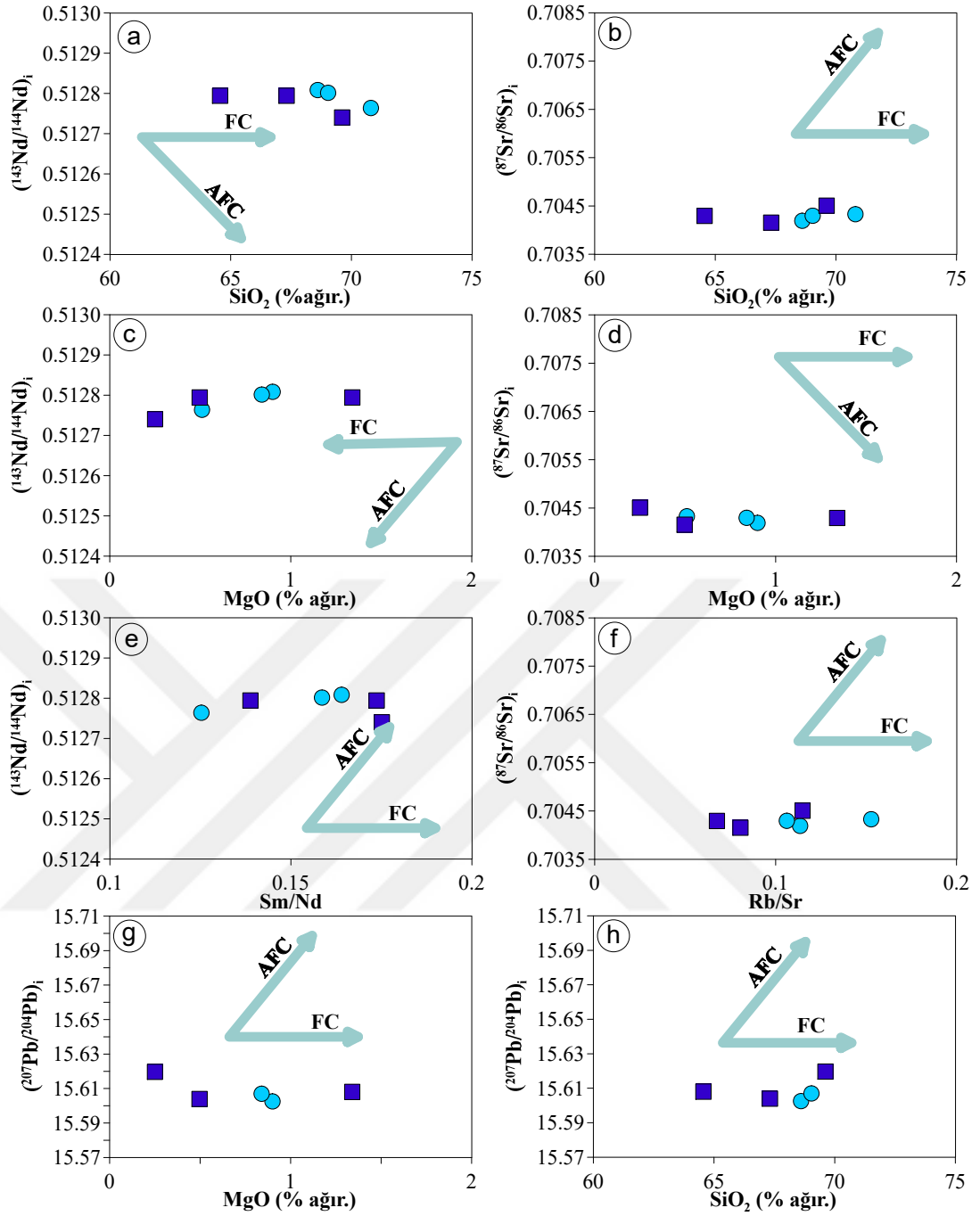
Şekil 74. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların; (a) Rb/Y' a karşı Nb/Y diyagramı; (b) Nb (ppm)' a karşı La (ppm) diyagramı; (c) Th (ppm)' a karşı Rb/Th diyagramı; (d) La/Sm' a karşı V/Co diyagramı; (e) MgO (%ağ.)' e karşı Zr (ppm) diyagramı; (f) La (ppm) - La/Yb diyagramı (Semboller Şekil 32 de gösterildiği gibidir)

Üst Miyosen ile Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların gelişiminde asimilasyonun etkisini anlayabilmek için Sr, Nd ve Pb izotop oranları ile bazı iz element oranları ve ana oksit değerlerinden (SiO_2 , MgO, Sm/Nd ve Rb/Sr) yararlanılmış ve çeşitli düyagramlar oluşturulmuştur (Şekil 75, 76). SiO_2 'ye karşı; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ve $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ diyagramlarında (Şekil 75a, b, h); MgO'a karşı; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ve $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ diyagramlarında (Şekil 75c, d, g), Sm/Nd'ye karşı; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ (Şekil 75e), ve Rb/Sr'ye karşı $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (Şekil 75f) diyagramlarında gözlenen yatay eğilimler fraksiyonel kristallenme (FC) ile ilişkilendirilirken, çok hafif gözlenen negatif veya pozitif ilişkiler asimilasyonla birlikte fraksiyonel kristallenmenin (AFC) incelenen volkanik kayaçların gelişiminde etkisinin daha az olduğunu gösterir.



Şekil 75. Üst Miyosen volkanik kayalarda gözlenen; (a) SiO_2 'ye karşı $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, (b) SiO_2 'ye karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, (c) MgO 'a karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, (d) MgO 'a karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, (e) Sm/Nd 'ye karşı $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, (f) Rb/Sr 'ye karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, (g) MgO 'a karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$, (h) SiO_2 'ye karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ diyagramları

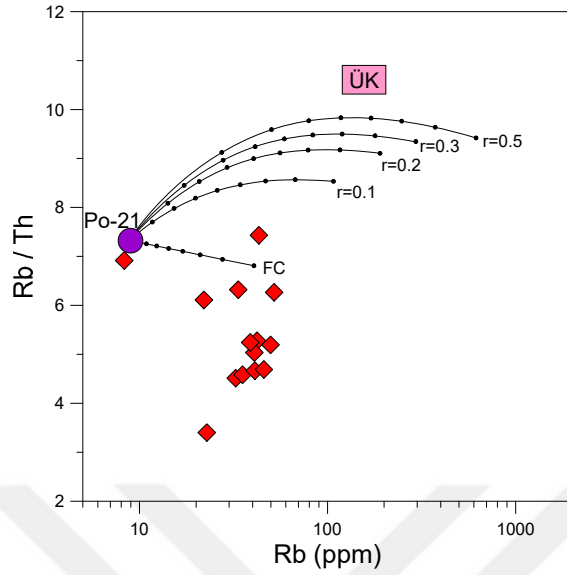
SiO_2 'ye karşı; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ve $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ diyagramlarında (Şekil 76a, b, h); MgO 'a karşı; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ve $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ diyagramlarında (Şekil 76c, d, g), Sm/Nd 'ye karşı; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ (Şekil 76e), ve Rb/Sr 'ye karşı $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (Şekil 76f) diyagramlarında gözlenen yatay yönsmeler fraksiyonel kristallenme (FC) ile ilişkilendirilirken, asimilasyonla birlikte fraksiyonel kristallenmenin (AFC) incelenen volkanik kayaların gelişiminde etkisinin düşük olduğu gözlenmiştir.



Şekil 76. Pliyosen-Kuvaterener yaşlı asidik volkanik kayalarda gözlenen; (a) SiO_2 'ye karşı $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, (b) SiO_2 'ye karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, (c) MgO 'a karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, (d) MgO 'a karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, (e) Sm/Nd 'ye karşı $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, (f) Rb/Sr 'ye karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, (g) MgO 'a karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$, (h) SiO_2 'ye karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ diyagramları

Üst Miyosen volkanik kayalar için çizilen Rb (ppm)'a karşı Rb/Th AFC diyagramında (Şekil 77), 0.1 ile 0.5 arasında değişen r değerleri (Tablo 30) için eğriler ve fraksiyonel kristallenme (FC) yönsemesi oluşturulmuştur. Üst Miyosen volkanik kayalara ait örnekler $r = 0.1$ eğrisinin altında genellikle FC doğrusu etrafında toplanan konumda dağılım göstermektedir. Gerçekleştirilen bu modelleme çalışması sonucunda, söz konusu kayaların gelişiminde kabuk asimilasyonunun çok fazla etkili olmadığı,

magmanın son halini almasında daha çok fraksiyonel kristallenme olayının etkili olduğu ifade edilebilir.



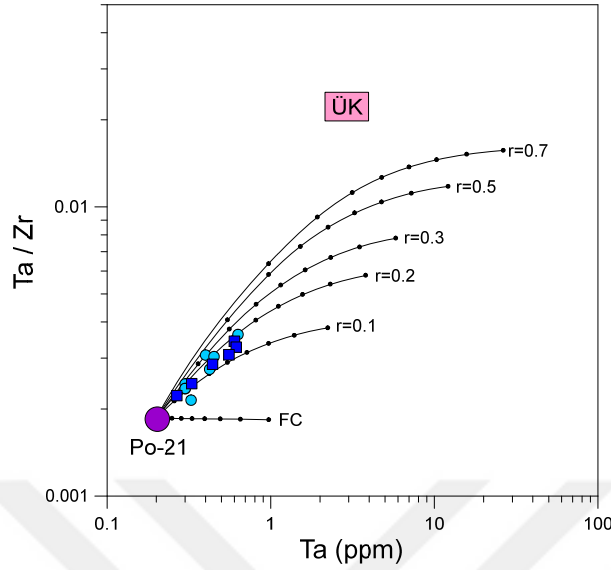
Şekil 77. Üst Miyosen volkanik kayaçların Rb (ppm)’a karşı Rb/Th AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)’den alınmıştır. Üst kabuk bileşimi (ÜK) Taylor ve McLennan (1985)’e ve ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

Tablo 30. Üst Miyosen volkanik kayaçların AFC modelleme çalışmasında hesaplanan C_L değerleri (C_L : Elementin Ergiyikteki Konsantrasyonu)

		C_L								
		F=1	F=0.9	F=0.8	F=0.7	F=0.6	F=0.5	F=0.4	F=0.3	F=0.2
Ta	r=0.1	0.200	0.258	0.329	0.421	0.544	0.714	0.969	1.392	2.231
Ta/Zr		0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004
Ta	r=0.2	0.200	0.302	0.430	0.593	0.810	1.113	1.564	2.313	3.799
Ta/Zr		0.002	0.002	0.003	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.006
Ta	r=0.3	0.200	0.360	0.558	0.813	1.152	1.624	2.328	3.493	5.804
Ta/Zr		0.002	0.003	0.004	0.005	0.005	0.006	0.007	0.007	0.008
Ta	r=0.5	0.200	0.543	0.970	1.517	2.241	3.250	4.752	7.232	12.130
Ta/Zr		0.002	0.004	0.006	0.007	0.009	0.010	0.010	0.011	0.012
Ta	r=0.9	0.200	0.970	1.927	3.147	4.760	6.996	10.308	15.745	26.389
Ta/Zr		0.002	0.006	0.009	0.011	0.013	0.014	0.015	0.015	0.016
Ta	FC	0.200	0.222	0.249	0.284	0.330	0.395	0.492	0.652	0.971
Ta/Zr		0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002

Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar için çizilen Ta (ppm)’a karşı Ta/Zr AFC diyagramında (Şekil 78), 0.1 ile 0.7 arasında değişen r değerleri (Tablo 31) için eğriler ve fraksiyonel kristallenme (FC) yönsemesi oluşturulmuştur. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlara ait örnekler $r = 0.1$ ve 0.3 eğrileri arasında kalan konumda dağılım göstermektedir. Gerçekleştirilen bu modelleme çalışması sonucunda, söz konusu kayaçların gelişiminde fraksiyonel kristallenme ile birlikte asimilasyonun etkili

olabileceği, ancak r değerin kritik değer olarak nitelendirilen 0.3 ün altında olmasının asimilasyonun fraksiyonel kristallenme kadar etkili olmadığını gösterir.



Şekil 78. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların Ta/Zr' a karşı Ta (ppm) AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)'den alınmıştır. Üst kıtasal kabuk bileşimi (CA) Taylor ve McLennan (1985)'e ve ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

Tablo 31. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların AFC modellemesinde hesaplanan C_L (elementin ergiyikteki konsantrasyonu) değerleri.

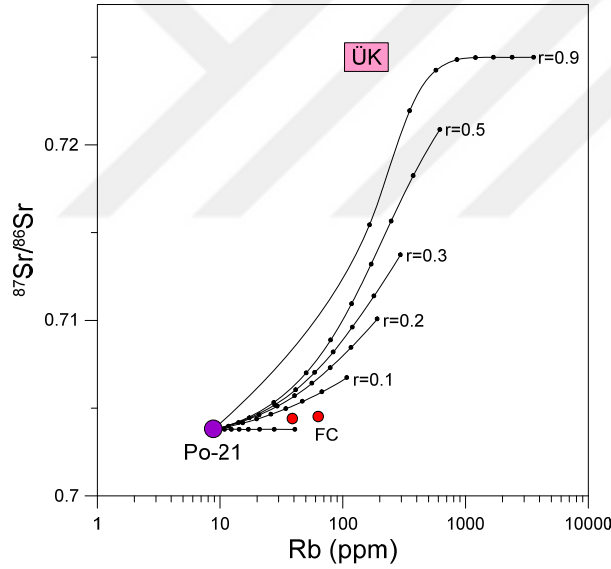
		C_L								
		F=1	F=0.9	F=0.8	F=0.7	F=0.6	F=0.5	F=0.4	F=0.3	F=0.2
Ta	$r=0.1$	0.200	0.258	0.329	0.421	0.544	0.714	0.969	1.392	2.231
Ta/Zr		0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004
Ta	$r=0.2$	0.200	0.302	0.430	0.593	0.810	1.113	1.564	2.313	3.799
Ta/Zr		0.002	0.002	0.003	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.006
Ta	$r=0.3$	0.200	0.360	0.558	0.813	1.152	1.624	2.328	3.493	5.804
Ta/Zr		0.002	0.003	0.004	0.005	0.005	0.006	0.007	0.007	0.008
Ta	$r=0.5$	0.200	0.543	0.970	1.517	2.241	3.250	4.752	7.232	12.130
Ta/Zr		0.002	0.004	0.006	0.007	0.009	0.010	0.010	0.011	0.012
Ta	$r=0.9$	0.200	0.970	1.927	3.147	4.760	6.996	10.308	15.745	26.389
Ta/Zr		0.002	0.006	0.009	0.011	0.013	0.014	0.015	0.015	0.016
Ta	FC	0.200	0.222	0.249	0.284	0.330	0.395	0.492	0.652	0.971
Ta/Zr		0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002

Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalar için çizilen Rb (ppm)'a karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı AFC diyagramlarında (Şekil 79, 80), 0.1 ile 0.9 arasında değişen r değerleri (Tablo 32) için eğriler ve fraksiyonel kristallenme (FC) yönsemesi oluşturulmuştur. Hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalarına ait örnekler $r=0.1$ eğrisinin altında, genellikle FC ve $r=0.1$ eğrisi arasındaki konumlarda yer alırlar. Gerçekleştirilen bu modelleme çalışması sonucunda, çalışma konusu kayaların

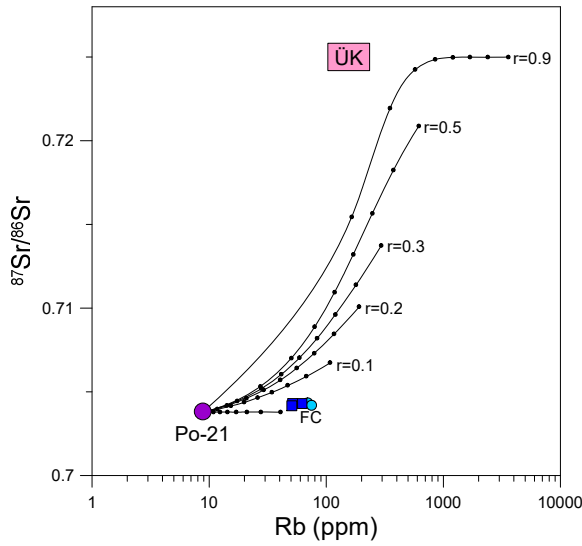
gelişiminde kabuk asimilasyonunun çok fazla etkili olmadığı daha çok fraksiyonel kristallenme olayının etkili olduğu söylenebilir.

Tablo 32. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların AFC modellemesinde hesaplanan C_L (elementin ergiyikteki konsantrasyonu) değerleri

C_L (Elementin Ergiyikteki Konsantrasyonu) Değerleri		F=1	F=0.9	F=0.8	F=0.7	F=0.6	F=0.5	F=0.4	F=0.3	F=0.2
Rb	r=0.1	8.800	11.690	15.280	19.864	25.927	34.337	46.808	67.297	107.48
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		0.704	0.704	0.704	0.704	0.705	0.705	0.705	0.706	0.707
Rb	r=0.2	8.800	14.143	20.776	29.236	40.416	55.903	78.839	116.453	190.04
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		0.704	0.704	0.705	0.705	0.706	0.706	0.707	0.708	0.710
Rb	r=0.3	8.800	17.294	27.828	41.250	58.962	83.462	119.679	178.940	294.50
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		0.704	0.704	0.705	0.706	0.707	0.708	0.710	0.711	0.714
Rb	r=0.5	8.800	27.358	50.298	79.423	117.699	170.389	247.826	373.602	616.42
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		0.704	0.705	0.707	0.709	0.711	0.713	0.716	0.718	0.721
Rb	r=0.9	8.800	165.063	349.777	572.776	849.425	1.205.38	1.687.59	2.394.20	3579.5
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		0.704	0.715	0.722	0.724	0.725	0.725	0.725	0.725	0.725
Rb	FC	8.800	9.726	10.878	12.349	14.297	17.000	21.015	27.620	40.59
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		0.704	0.704	0.704	0.704	0.704	0.704	0.704	0.704	0.704



Şekil 79. Üst Miyosen volkanik kayaların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranına karşı Rb (ppm) AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)'den alınmıştır. Üst kıtasal kabuk bileşimi (CA) Taylor ve McLennan (1985)'e ve ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

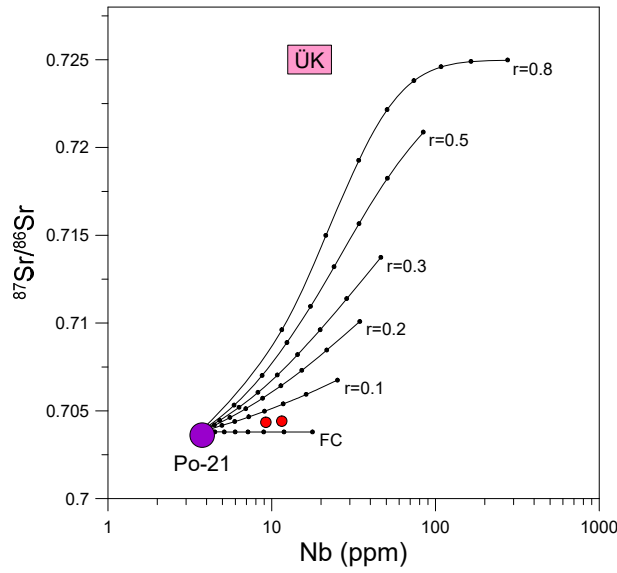


Şekil 80. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranına karşı Rb (ppm) AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)'den alınmıştır. Üst kıtasal kabuk bileşimi (CA) Taylor ve McLennan (1985)'e ve ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

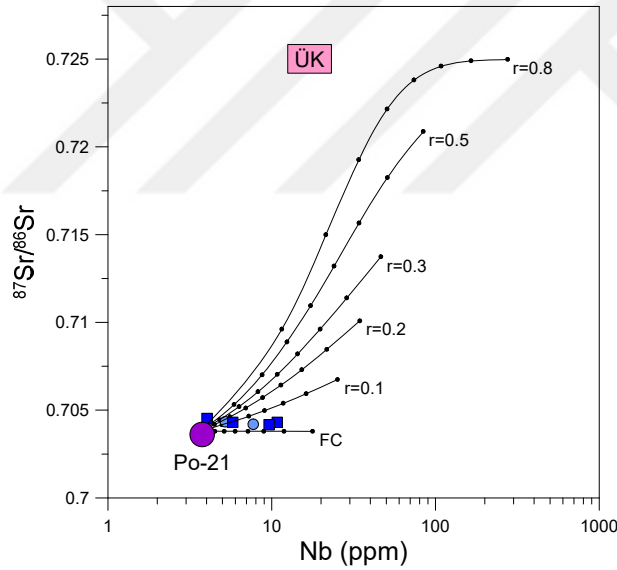
Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar için oluşturulan Nb (ppm)'a karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı AFC diyagramında (Şekil 81, 82), 0.1 ile 0.8 arasında değişen r değerleri (Tablo 33) için eğriler ve fraksiyonel kristallenme (FC) yönsemesi oluşturulmuştur. Hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlara ait örnekler $r = 0.1$ eğrisinin altında genellikle FC ile paralel uzanan ve $r = 0.1$ eğrisi arasındaki konumlarda dağılım gödterirler. Gerçekleştirilen bu modelleme çalışması sonucunda, çalışma konusu kayaçların gelişiminde kabuk asimilasyonunun çok fazla etkili olmadığı, daha çok fraksiyonel kristallenme olayının etkili olduğu tespit edilmiştir.

Tablo 33. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların AFC modelleme çalışmasında hesaplanan C_L değerleri

C_L		F=1	F=0.9	F=0.8	F=0.7	F=0.6	F=0.5	F=0.4	F=0.3	F=0.2
Nb	$r=0.1$	3.600	4.205	4.960	5.930	7.221	9.026	11.726	16.213	25.152
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704	0.704	0.704	0.704	0.705	0.705	0.705	0.706	0.707
Nb	$r=0.2$	3.600	4.467	5.548	6.937	8.785	11.367	15.231	21.649	34.428
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704	0.704	0.705	0.705	0.706	0.706	0.707	0.708	0.710
Nb	$r=0.3$	3.600	4.803	6.304	8.231	10.794	14.375	19.730	28.622	46.316
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704	0.704	0.705	0.706	0.707	0.708	0.710	0.711	0.714
Nb	$r=0.5$	3.600	5.878	8.720	12.365	17.210	23.970	34.069	50.815	84.070
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704	0.705	0.707	0.709	0.711	0.713	0.716	0.718	0.721
Nb	$r=0.8$	3.600	11.514	21.352	33.921	50.560	73.657	107.952	164.377	275.252
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704	0.710	0.715	0.719	0.722	0.724	0.725	0.725	0.725
Nb	FC	3.600	3.996	4.490	5.125	5.969	7.150	8.918	11.856	17.713
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704	0.704	0.704	0.704	0.704	0.704	0.704	0.704	0.704



Şekil 81. Üst Miyosen volkanik kayaların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranına karşı Nb (ppm) AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)'den alınmıştır. Üst kıtasal kabuk bileşimi (CA) Taylor ve McLennan (1985)'e ve ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)



Şekil 82. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranına karşı Nb (ppm) AFC modelleme diyagramı. Dağılım katsayıları Keskin (2013)'den alınmıştır. Üst kıtasal kabuk bileşimi (CA) Taylor ve McLennan (1985)'e göre ve ilksel magma bileşimi (Co) Po-21 numaralı örneğe aittir. (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

4.6. Magma Karışımı

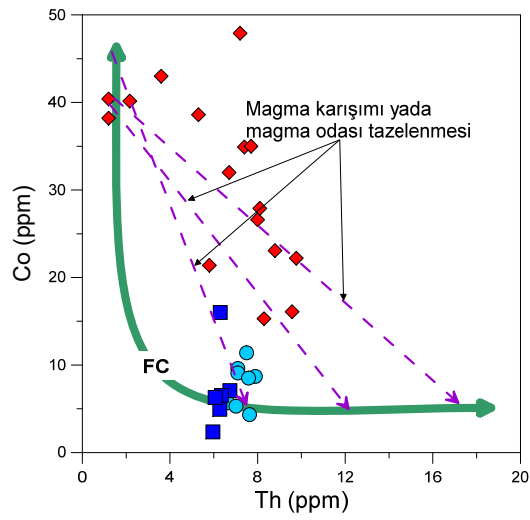
Kayaçlar üzerinde yapılan mineral ve kayaç dokularını içeren petrografik gözlemler, minerallerin merkez ve kenarları arasındaki kimyasal değişimlerle ortaya konulan çalışmalar magmanın gelişimini irdeleyen petrolojik araştırmalar açısından büyük önem taşımaktadır. Bu tür çalışmalar, özellikle magma karışım süreçlerinin anlaşılmasına

yönelik önemli ipuçları sağlamaktadır (Sato 1975; Anderson 1976). Anderson (1976), magma karışımı bileşimsel olarak farklılık gösteren iki ya da daha fazla magmanın karışarak tekdüze ya da homojen bir bileşim oluşturması işlemi olarak tanımlamaktadır. Petroloji çevreleri genellikle magma karışımını katılan magmaların kimyasal alışverişi ile meydana gelen kimyasal karışımı ifade eden “magma mixing” ve kimyasal bir alışveriş olmaksızın mekanik karışımı kasteden “magma mingling” olmak üzere fiziko-kimyasal özelliklerine dayanan iki ana başlık altında incelerler (Flinders and Clemens 1996).

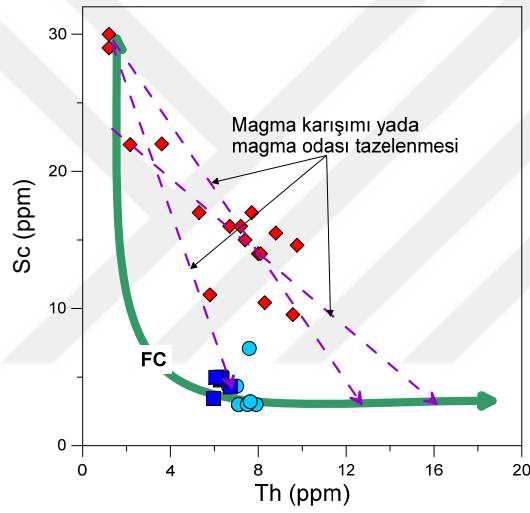
İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların petrografik gözlemleri ile minerallerin merkez ve kenarları arasındaki değişimleri ayrıntılı şekilde ortaya koyan mineral kimyası analizleri dengesiz kristallenmenin varlığını gösteren çeşitli dokusal ve kimyasal karakteristikler sunmaktadır. Aynı kayaç içerisinde gözlemlenen klinopiroksenlerde gözlenen farklı zonlanma türleri, kemirilmeler, kenar ergimeleri, süngerimsi dokular; plajiyoklazlarda görülen zonlanmalar, ergimeler, elek dokusu; yine klinopiroksenler içindeki Fe - Ti oksit kapanımları, amfibollerin kenarındaki opaklaşmalar magma karışımını gösteren karakteristik dokusal kanıtlar arasında yer almaktadır.

Th (ppm)’ a arşı çizilen Co (ppm) diyagramında, volkanik kayaçları oluşturan magmaların gelişiminde etkili olan fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı olayları irdelenmeye çalışılmıştır. Üst Miyosen volkanik kayaçlara ait örnekler, Th - Co (ppm), Sc - V(ppm) diyagramlarına düşürüldüğünde (Şekil 83, 84, 85) fraksiyonel kristallenmeyi işaret eden FC eğrisi üzerinden ziyade modelleme çalışmalarında da ilksel örnek olarak kullanılan Po-21 numaralı örnekten itibaren artan Th (ppm) değerine karşı negatif doğrusal yönsemeler üzerinde yer almaktadır. Örneklerin bu davranışları kayaçları oluşturan magmaların gelişiminde kabuksal magma odaların magma karışımı ya da magma odasının yenilenmesinin etkisinin olabileceği şeklinde yorumlanabilir.

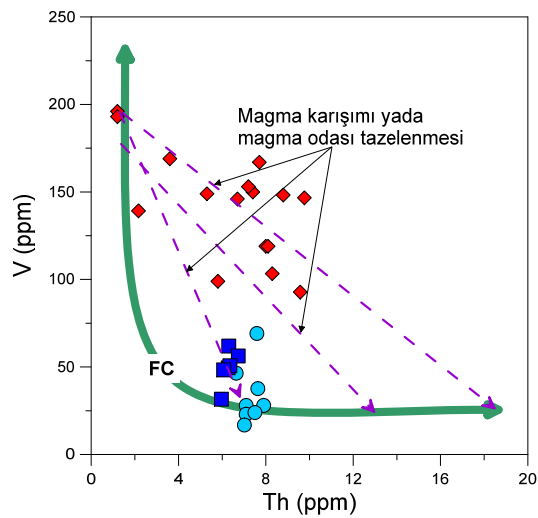
Yine aynı diyagramlar üzerinde (Şekil 83, 84, 85) Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç örnekleri genellikle FC eğrisi üzerinde yer almakla birlikte, Po-21 numaralı örnekten itibaren artan Th değerine karşı negatif doğrusal yönsemeler ve FC eğrisinin kesiştiği alanlarda yer alır. Bu da inceleme konusu Pliyosen-Kuvaterner kayaçları oluşturan magmaların gelişiminde baskın magmatik olayın fraksiyonel kristallenme olmakla birlikte kabuksal magma odalarında gelişen magma karışımı ya da magma odasının yenilenmesi olaylarının da etkili olabileceği şeklinde açıklanabilir.



Şekil 83. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların Th (ppm) - Co (ppm) diyagramı. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)



Şekil 84. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların Th (ppm) - Sc (ppm) diyagramı. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

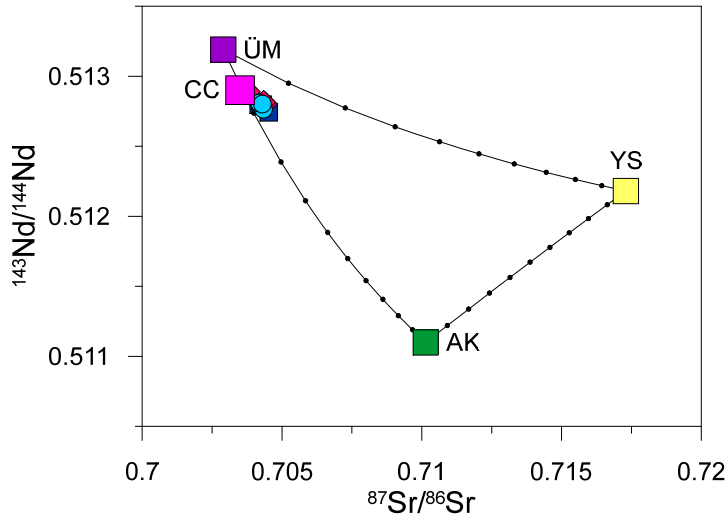


Şekil 85. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların Th (ppm) - V (ppm) diyagramı. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

Çeşitli araştırmacılar tarafından belirlenen yitim sedimanları (YS), üst manto (ÜM), alt kabuk (AK), üst kabuk (ÜK), yaygın bileşen (CC) olarak tanımlanan manto kaynağına ait $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve ϵNd değerleri kullanılarak karışım modelleri yapılmıştır. Farklı araştırmacılar tarafından (Langmuir vd., 1978; Depaolo ve Wasserburg, 1979) öne sürülen formüllerden faydalanarak $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranına karşı $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranı, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranına karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranı, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranına karşı ϵNd karışım modellerine ait değerler Tablo 34 de verilmiştir. Benzer ve dar aralıkta değişen izotopik bileşime sahip Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalar $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranına karşı $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diyagramında üst manto (ÜM) ve alt kabuk arasında ki karışım eğrisinin %0-10'u arasında yer almaktadır (Şekil 86).

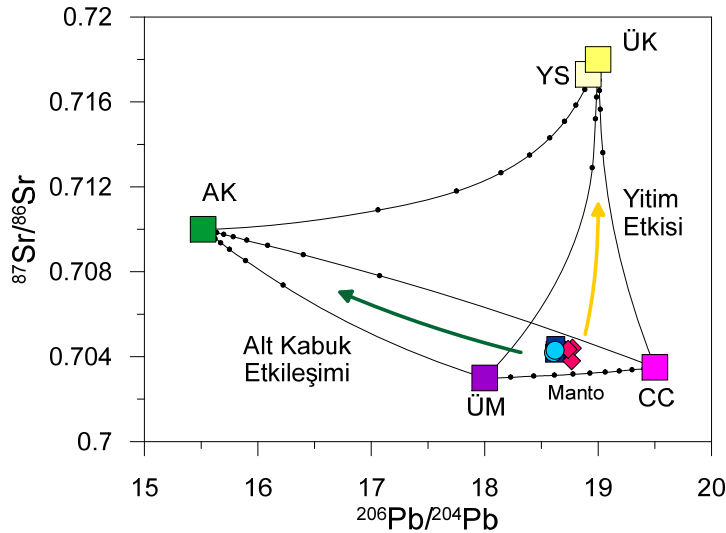
Tablo 34. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların izotopik karışım modellemesinde kullanılan üst manto (ÜM), yaygın manto (CC), alt kabuk (AK), yitim sedimanları (YS) ve üst kabuğa (ÜK) ait bileşimsel değerler

	Üst Manto (ÜM)	Yaygın Manto (CC)	Alt Kabuk (AK)	Yitim Sedimanları (YS)	Üst Kabuk (ÜK)
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703	0.7035	0.710	0.7173	0.718
Sr (ppm)	20	16.874	300	327	350
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.5132	0.5129	0.5111	0.51218	
ϵNd	8	5.11	-30	-8.93	-25
Nd (ppm)	1.12	1.384	24	27	26
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18	19.5	18	18.913	19
Pb (ppm)	0.185	0.299	0.185	19.9	30
<u>Modellemede kullanılan bileşimler: Sr - Nd - Pb iz element değerleri Sr – Nd - Pb izotop değerleri</u>					
Üst Manto	: Klein (2004),		Klein (2004).		
Yaygın Manto	: Hannan ve Graham (1996)		Hannan ve Graham (1996).		
Üst Kabuk	: Xu vd. (2004) ve Wang vd. (2005)		Xu vd. (2004) ve Wang vd. (2005)		
Yitim Sedimanları	: Plank ve Langmuir (1998).		Plank ve Langmuir (1998).		
Alt Kabuk	: Ben Othman vd. (1984).		Rudnick ve Fountain (1995).		



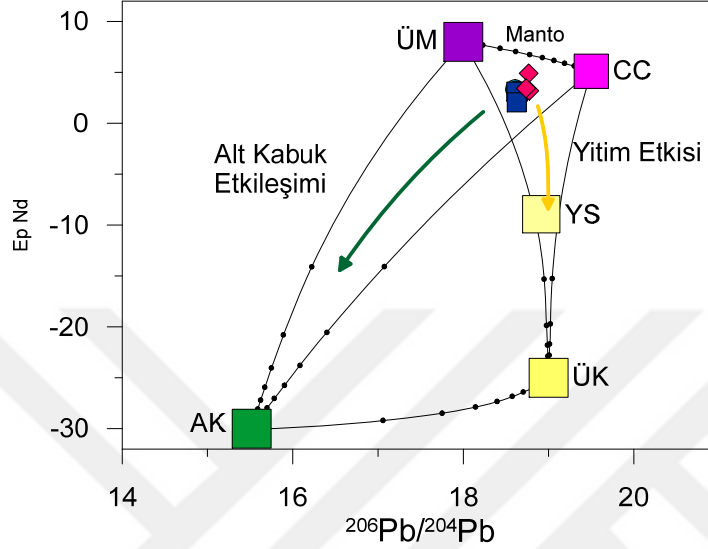
Şekil 86. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a karşı $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ karışım modellemesi diyagramları. Tablo 34’de; modellemede kullanılan YS (Yitim Sedimanları), ÜM (Üst Manto), yaygın manto (CC) ve alt kabuk (AK) için Sr, Nd iz element ve izotop bileşimleri verilmiştir (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranına karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diyagramında üst manto (ÜM), yaygın manto (CC) ve alt kabuk (AK) arasında oluşturulan aralıklar arası %10 değişime sahip karışım eğrileri arasında oluşan üçgen alan ve üst manto (ÜM), yaygın manto (CC) ve üst kabuk (ÜK) arasındaki karışım eğrilerinin oluşturduğu üçgen alanların ara kesitinde yer almaktadır. (Şekil 87).



Şekil 87. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a karşı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ karışım modellemesi diyagramları. Tablo 34’de; modellemede kullanılan YS (Yitim Sedimanları), ÜM (Üst Manto), yaygın manto (CC), alt kabuk (AK) ve üst kabuk (ÜK) için Sr ve Pb iz element ve izotop bileşimleri verilmiştir. (Semboller Şekil 32’de gösterildiği gibidir)

Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayalar $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranına karşı ϵNd diyagramında üst manto (ÜM), yaygın manto (CC) ve alt kabuk (AK) arasında oluşturulan aralıklar arası %10 değişime sahip karışım eğrisi üzerinde oluşturduğu üçgen alan ve üst manto (ÜM), yaygın manto (CC) ve üst kabuk (ÜK) arasındaki karışım eğrilerinin oluşturduğu üçgen alanların ara kesitinde yer almaktadır. (Şekil 88).



Şekil 88. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner kayaların, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a karşı ϵNd karışım modellemesi diyagramları. Tablo 34'de; modellemede kullanılan ÜM (Üst Manto), yaygın manto (CC), alt kabuk (AK) ve üst kabuğa (ÜK) ait Pb, Nd iz element ve izotop bileşimleri verilmiştir (Semboller Şekil 32'de gösterildiği gibidir)

4.7. Adakitik İmzanın Kökeni

“Adakit” terimi Defant ve Drummond, (1990) tarafından, yitim zonlarında dalan genç (<25 My) ve sıcak okyanusal kabuğun bazaltik kesimlerinin kısmi ergimesi ile oluşan, ayırtman jeokimyasal özelliklere sahip, nötr-asidik bileşimli magmatik kayaları (andezit, dasit, Na’ca zengin riolit veya bunların derinlik kayaları olan tonalit, tronjemit, granodiyorit, gb.) tanımlamak için ileri sürülen bir terimdir. Adakitik kayalar genellikle yüksek SiO_2 (>% 56), Al_2O_3 (> % 15, nadiren düşük de olabilir), MgO <%3 (nadiren %6’nın üzerinde), yüksek Sr (>400 ppm), yüksek Sr/Y (> 40), $\text{La}/\text{Yb} > 20$ (veya $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} > 10$) değerleri ve düşük Y<~15-18 ppm, Yb<~ 1-1.5 ppm ve düşük ANTE (Ağır nadir toprak element) içerikleri ile karakterize edilirler (Defant ve Drummond, 1990; Martin vd., 2005). Yapılan bazı çalışmalarda adakitlerle benzer jeokimyasal özellikler gösteren, yiten plakanın ergimesi ve yitim zonu ile ilişkilendirilmeyen “Adakitik veya Adakit benzeri” kayaların varlığından söz edilmektedir (Wang vd, 2005, Macpherson vd., 2006).

İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların SiO₂ içerikleri %48.14-61.22, Al₂O₃ içerikleri %14.81-16.86, MgO içerikleri %3.01-8.13, Sr/Y oranı 13.45-69.73, La/Yb oranları 3.91-39.23 ve (La/Yb)_N oranları 2.64-26.51 arasında değişirken, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların SiO₂ içerikleri 64.56-70.83, Al₂O₃ içerikleri %15.51-16.97, MgO içerikleri 0.25-1.34, Sr/Y oranı 43.72-143.42, La/Yb oranları 43.45-111.85 ve (La/Yb)_N oranları 37.03-75.58 arasında değişmektedir. Bu jeokimyasal özellikleriyle Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar adakitik imza taşımaktadır.

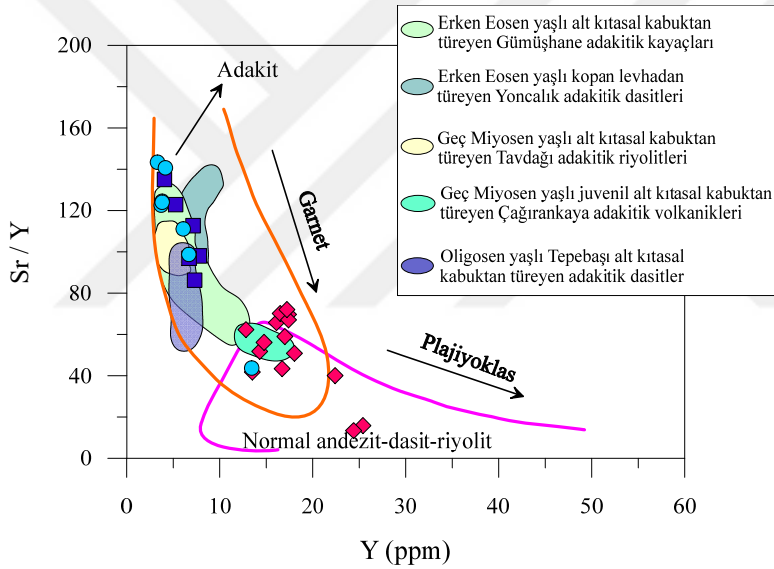
Defant ve Drummond, (1990)'ın adakit tanımına uyan düşük Y ve ANTE ile yüksek Sr/Y ve La/Yb gibi değerlere sahip birçok magmatik kayacın yay dışı ortamlardan oluştuğu rapor edilmiştir (Xu vd., 2002; Chung vd., 2003; Gao vd., 2004). Bu kayaçların çoğunlukla mafik alt kabuk kökenli olduğu ifade edilmiş ve yiten kabuktan türeyen adakitlerden daha yüksek Sr ve daha düşük Nd izotop değerleri gösterdikleri vurgulanmıştır (Gao vd., 2004; Wang vd., 2005; Topuz vd., 2011; Karlı vd., 2011). Yiten kabuk kökenli adakitlerle terminolojik karışıklığı önlemek için kabuk kökenli adakitler için “adakitik”, “adakit benzeri”, kıtasal adakit” veya “C-tipi adakitler” gibi farklı terimler kullanılmaktadır (Dokuz vd., 2013).

“Adakit” olarak tanımlanan yüksek silisyumlu (SiO₂ > %56), K₂O/Na₂O oranı 0.6 dan küçük, yüksek Sr/Y oranına sahip ve Y, Yb ve ANTE içerikleri bakımından tüketilmiş kayaçların dışında “adakitik” veya “adakitik benzeri” olarak tanımlanan kayaçların çarpışma ve çarpışma sonrası tektonik ortamlardaki oluşumu literatürde farklı mekanizmalarla açıklanmaya çalışılmıştır (Defant ve Drummond, 1990). Bunlar; (1) bazaltik kısmi ergiyiklerin fraksiyonel kristallenmesi ve fraksiyonel kristallenmeyle eşzamanlı gerçekleşen asimilasyon (AFC; Bourdon vd., 2002; Castillo vd., 1999; Grove vd., 2003; Macpherson vd., 2006), (2) manto ve kabuk kökenli ergiyiklerin karışımı (Guo vd., 2007), (3) mafik kıtasal alt kabuğun kısmi ergimesi (Atherton ve Petford, 1993; Barnes vd., 1996; Kay ve Kay, 2002; Liu vd., 2008; Wang vd., 2004; Wang vd., 2006; Wang vd., 2007a,b; Xu vd., 2006). Bunların yanı sıra Atherton ve Petford (1993) yaptıkları çalışmada yüksek HNTE/ANTE ve Sr/Y oranları gibi yitim izi taşıyan sodyumca zengin magmaların garnet içeren genç bazaltik alt kabuğun kısmi ergimesiyle de oluşabileceğini ifade etmiştir.

Kıtasal adakitler yüksek K₂O içeriğine ve 0.7-2 arasında değişen K/Na (Gao vd., 2007; Wang vd., 2007a, b) oranlarına sahip granit ve granodiyorit olduğu, hatta bazı kıtasal adakitlerin K'lı I-tipi granitler olduğu ifade edilmiştir (Barbarin, 1999). Kıtasal adakitlerin Sr/Y oranları 15-150 arasında değişir. K içeren örneklerin ise daha düşük Sr/Y oranına sahip olduğu bilinmektedir (Xiao vd., 2007). Üst Miyosen adakit benzeri

kayaçların K/Na oranı 0.22-0.95 arasında, Sr/Y oranı ise 13.45-69.73 arasında değişirken, Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların K/Na oranı 0.64-1.07, Sr/Y oranı 43.72-143.42 arasında değişim göstermektedir. Bu veriler ışığında hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların kıtasal adakitlere benzerlik gösterdiği söylenebilir.

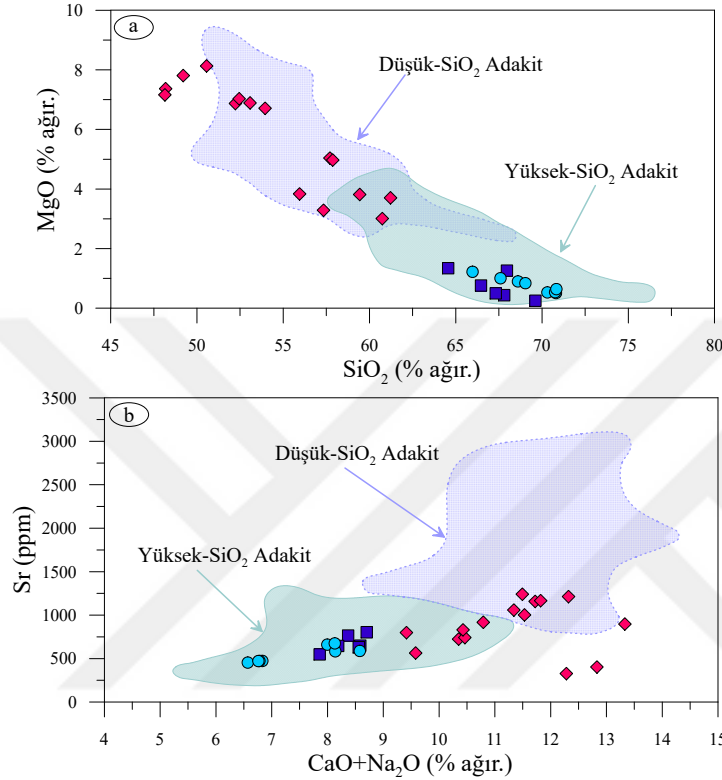
Defant ve Drummond (1990) ve Martin (1999) tarafından önerilen klasik adakit diyagramı olan Y (ppm)'e karşı Sr/Y diyagramında (Şekil 89) incelenen Üst Miyosen yaşlı volkanik kayaçlar 13-70 arasında değişen yüksek Sr/Y ile düşük Y (12.8-25.4 ppm) ve Yb (1.1-2.7 ppm) miktarları ile adakitik alan ve normal andezit-dasit-riyolit alanlarının kesişiminde yer alırlar. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar 44-143 arasında değişen yüksek Sr/Y ile düşük Y (3.3-13.4 ppm) ve Yb (0.3-1 ppm) miktarları ile tamamen adakitik alanda dağılım gösterirler (Şekil 89).



Şekil 89. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların Y (ppm) Sr/Y diyagramı (Defant ve Drummond, 1990). Erken Eosen Gümüşhane volkanikleri Karşlı vd., (2010a); Erken Eosen Yoncalık volkanikleri ve Miyosen Tavdağı volkanikleri Dokuz vd., (2013); Miyosen Çağırankaya volkanikleri Karşlı vd., (2019); Oligosen Tepebaşı adakitik dasitleri Karşlı vd., (2020) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

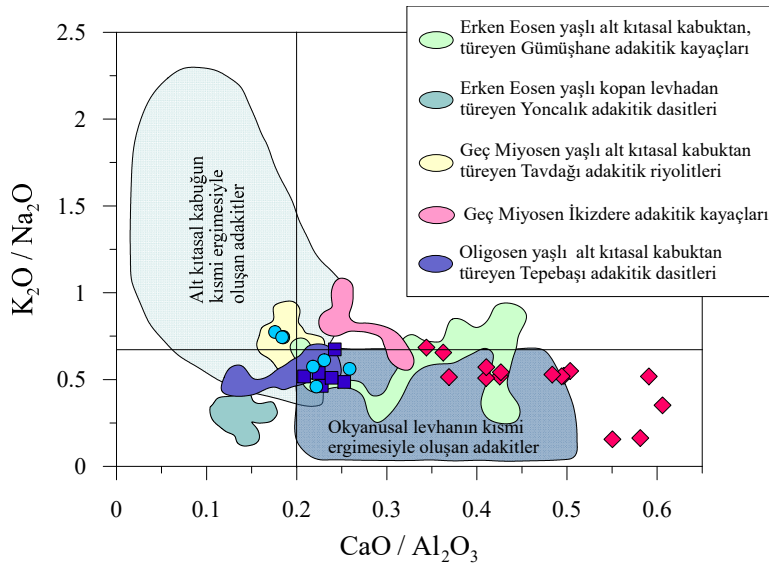
Martin ve Moyen (2003) adakitik kayaçları SiO₂ konsantrasyonuna göre düşük silisyumlu (SiO₂ < %60) ve yüksek silisyumlu (SiO₂ > %60) olarak iki gruba ayırmışlardır. Piroksen fenokristalleri içeren mineralojik bileşime sahip olan düşük silisyumlu adakitler, yüksek MgO (%4-9), CaO+Na₂O (>10), Sr içeriklerine (>1000 ppm) sahipken, yüksek silisyumlu adakitlerin CaO + Na₂O içerikleri < 11, MgO içerikleri % 0.5 – 4 aralığındadır. Sr içerikleri ise 1100 ppm'in altındadır. Üst Miyosen volkanik kayaçlar %48.14-61.22 arasında değişen SiO₂ içerikleri düşük silisyumlu adakitik alanında yer alırken, Pliyosen-

Kuvaterner volkanik kayalar yüksek SiO_2 içerikleri (64.56-70.83) bakımından yüksek silisyumlu adakit alanında dağılım gösterirler (Şekil 90). Ayrıca düşük silisyumlu adakit benzeri kayaların MgO içerikleri %3.01-8.13, $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ değeri 9.42-13.33, Sr konsantrasyonu 328-1241 ppm'dir. Yüksek silisyumlu adakit benzeri kayaların MgO içerikleri %0.25-1.34, $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ değeri 6.57-8.70, Sr konsantrasyonu 454-803 ppm'dir.



Şekil 90. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaların (a) SiO_2 (%ağırl.) - MgO (%ağırl.) diyagramı, (b) $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ (%ağırl.) - Sr (ppm) diyagramı. Yüksek silikatlı ve düşük silikatlı alanlar Martin vd., (2005)'ten değiştirilerek (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı, Üst Miyosen adakit benzeri kayalar için 0.16-0.68, Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayalar için 0.46-0.77'dir. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 'e karşı $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ diyagramında Üst Miyosen adakit benzeri kayalar okyanusal litosferin kısmi ergime sonucu oluşan adakit alanına düşerken, Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayalar okyanusal litosferin kısmi ergime sonucu oluşan adakit ve alt kıtasal kabuğun ergimesiyle oluşan adakitlerin kesişim alanında yer almaktadır. Bu diyagramda Üst Miyosen adakit benzeri kayaları kısmen Erken Eosen yaşlı alt kıtasal kabuktan türeyen Gümüşhane adakitik kayaları ile, Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaları ise hem alt kıtasal kabuğun kısmi ergimesiyle hem de Oligosen yaşlı alt kıtasal kabuktan türeyen Tepebaşı adakitik kayaları ile benzerlik gösterirler (Şekil 91).

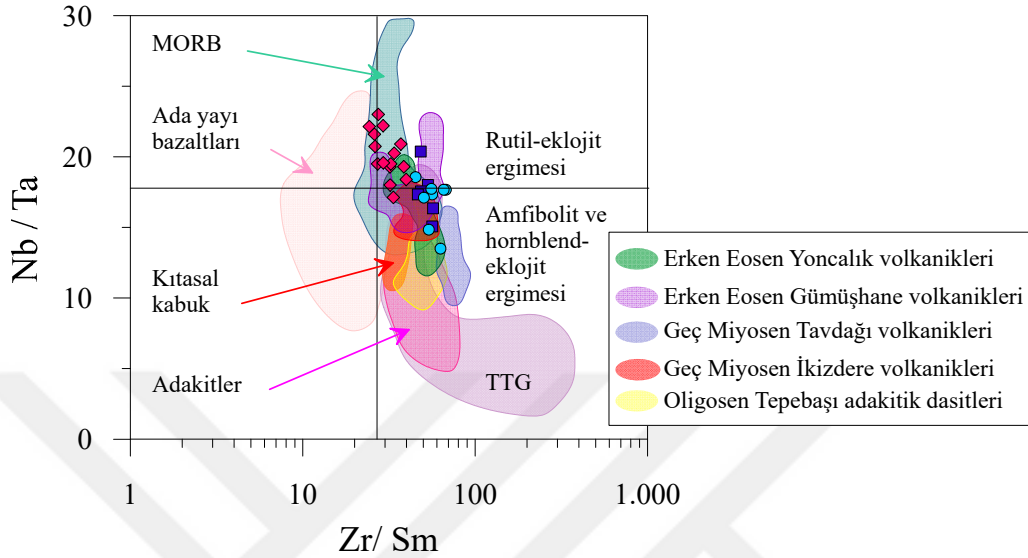


Şekil 91. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 'e karşı $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ diyagramı (Karşlı vd., 2020'den değiştirilerek). Levha kökenli adakitler: Kay vd., (1993), Yogodzinski vd., (1995), Stern ve Kilian (1996), Kamei vd., (2009); alt kabuk kökenli adakitler Guan vd., (2012); Erken Eosen Gümüşhane volkanikleri Karşlı vd., (2010a); Erken Eosen Yoncalık volkanikleri ve Miyosen Tavdağı volkanikleri Dokuz vd., (2013); Miyosen Çağırankaya volkanikleri Karşlı vd., (2019); Oligosen Tepebaşı adakitik dasitleri Karşlı vd., (2020) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Nb/Ta oranı, adakitik ergiyikleri tanımlayabilmek için oldukça etkili bir indekstir (Condie, 2005). Nb ve Ta elementleri fraksiyonlaşma ve hidrotermal olaylar karşısında hareketsiz davrandıklarından adakitik kayaçların kökenini anlamak için Nb/Ta oranından yararlanılmıştır (Hawkesworth vd., 1993). Yüksek silisyumlu adakitlerin (YSA) ve TTG (Tonalit-Tronjemit-Granodiyorit) grubu kayaçların yüksek basınçlı ergime süreci eklojitik (granat+klinopiroksen+rutil) artık faz üretirken, daha düşük basınç altında artık faz olarak granat-amfibolit üretildiği bilinmektedir. Bu iki fazın birbirinden ayrılmasının zor olduğu, ancak eklojitik artık fazın rutilin etkisiyle amfibolitik faza kıyasla daha yüksek Nb/Ta oranına sahip ergiyikler ürettiği ileri sürülmüştür (Foley vd., 2002; Schmidt vd., 2004, Moyen, 2009). Ortalama Nb/Ta oranı mafik alt kabuk için 8.3 (Rudnick ve Gao, 2003), manto için 17.7 (McDonough ve Sun, 1995) olduğu bilindiğinden incelenen yüksek silisyumlu Pliyosen-Kuvaterner yaşlı adakit benzeri kayaçlar 13.50-20.38 arasında değişen Nb/Ta oranları juvenil alt kabuğu işaret eder. Nb/Ta oranı 17.13-23.00 arasında değişim gösteren düşük silisyumlu Üst Miyosen adakit benzeri kayaçların bu değerleri manto ve alt kabuk katkısından kaynaklanmaktadır (Tang vd. 2019).

Üst Miyosen adakit benzeri kayaçların tamamına yakını yüksek Nb/Ta içeriği ile rutil-eklojit ergimesi alanında yer alırken, daha düşük Nb/Ta değerleri içeren Pliyosen-

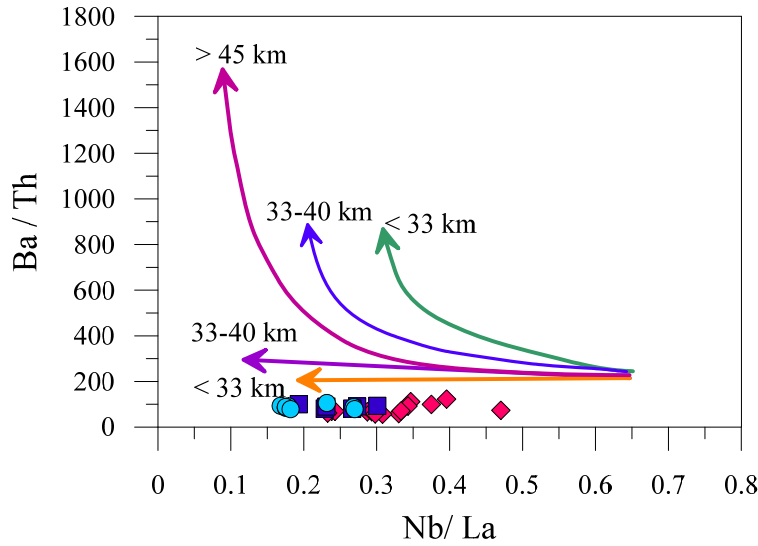
Kuvaterner adakit benzeri kayaçların büyük bir kısmı amfibolit ve hornblend-eklojit ergimesi alanında, az bir kısmı rutil-eklojit ergimesi alanında bulunur. İncelenen bu örnekler ayrıca, ada yayı bazaltları dışında kalırken, MORB alanı ve çevresinde dağılım gösterirler (Şekil 92).



Şekil 92. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların Zr/Sm'ye karşı Nb/Ta diyagramı (Foley vd., 2002, Karşı vd., 2020'den değiştirilerek). Levha kökenli adakitler; Kay vd., (1993), Yogodzinski vd., (1995), Stern ve Kilian (1996), Kamei vd., (2009); alt kabuk kökenli adakitler; Guan vd., (2012); TTG: Tonalit-tronjemit-granodiyorit, Drummond vd., (1996); Dikey çizgi, ilksel mantonun ortalama Zr/Sm oranı (25.2; Sun ve McDonough, 1989), ergime alanları Foley vd., (2002). Erken Eosen Gümüşhane volkanikleri Karşı vd., (2010a); Erken Eosen Yoncalık volkanikleri ve Miyosen Tavdağı volkanikleri Dokuz vd., (2013); Miyosen Çağırankaya volkanikleri Karşı vd., (2019); Oligosen Tepebaşı adakitik dasitleri Karşı vd., (2020) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

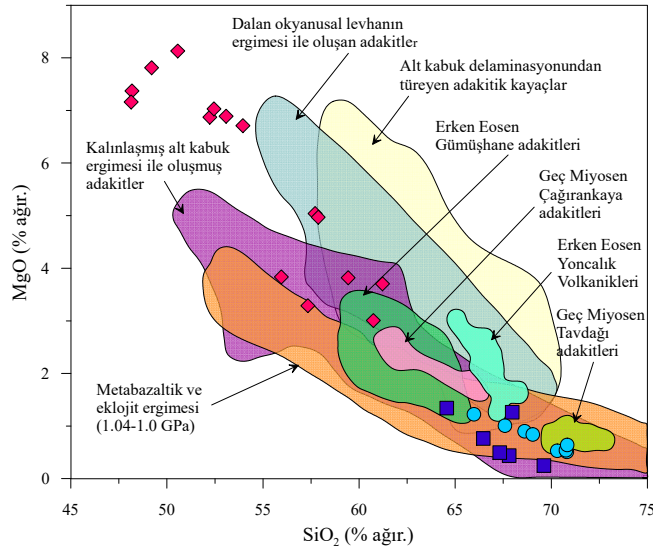
Yitim zonunda oluşan adakitlerin aksine kıtasal ortamda oluşan adakitlerin çoğunlukla 50 km'den daha derinlerde kalınlaşmış veya ayrılan alt kabuğun kısmi ergimesinden oluştuğu bilinmektedir (Chung vd., 2003; Gao vd., 2004; Xu vd., 2002). Ancak bazı araştırmacılar adakitik ergiyiklerin daha düşük basınçlarda (10-12.5 kbar) mafik alt kabuğun kısmi ergimesiyle de oluşabileceğini belirtilmiştir (Ma vd., 2015, 2016).

Nb/La'a karşı Ba/Th diyagramında incelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların düşük Ba/Th oranları ve orta derecede Nb/La oranları ile 33 km'den daha az bir derinlikte yer almaları incelenen adakit benzeri kayaçların mafik alt kabuğun kısmi ergimesi ile oluşabileceğini düşündürülebilir.(Şekil 93)



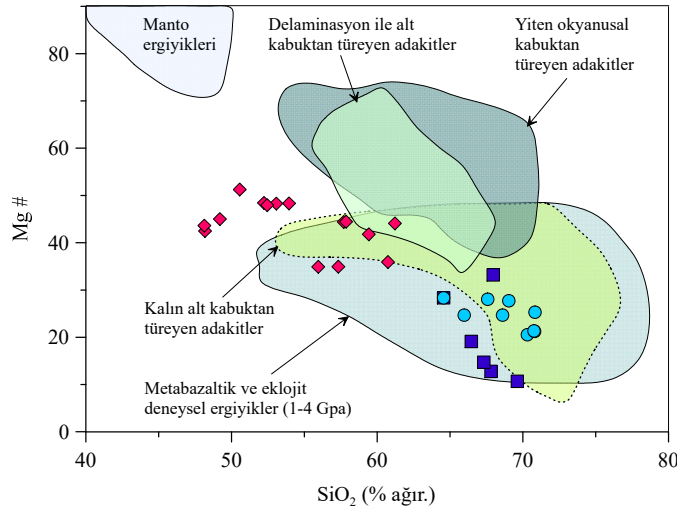
Şekil 93. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların Nb/La'ya karşı Ba/Th diyagramı (Ma vd., 2015; Karşı vd., 2020'den değiştirilerek, semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Adakit oluşum mekanizmalarının ayırt edilmesinde jeokimyasal diyagramların önemli olduğu bilinmektedir. Farklı kökenlere sahip adakitik kayaçların jeokimyasal verileri SiO_2 'ye karşı MgO diyagramı üzerine düşürülmüştür (Wang vd., 2004). Diyagramda dalan okyanusal kabuğun kısmi ergimesi, kalınlaşmış alt kabuğun kısmi ergimesi ve alt kabuk delaminasyonu ile oluştuğu düşünülen adakitik kayaçlar ile deneysel metabazaltik ve eklojit verileri karşılaştırılmıştır. İncelenen Üst Miyosen adakit benzeri kayaçların SiO_2 içerikleri % 48.14-61.22, MgO içeriği %3.01-8.13; Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların SiO_2 içerikleri 64.56-70.83, MgO içeriği %0.25-1.34'dür. Üst Miyosen adakit benzeri kayaçların bir kısmı kalınlaşmış alt kabuk ergimesinden türeyen adakitlerle uyumlu iken, diğer bir kısmı da adakitik alanlar dışında yer almıştır. Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların kalınlaşmış alt kabuktan türeyen adakitler ve eklojit fasiyesinden türeyen metabazaltik adakitlerle uyum gösterirler (Şekil 94).



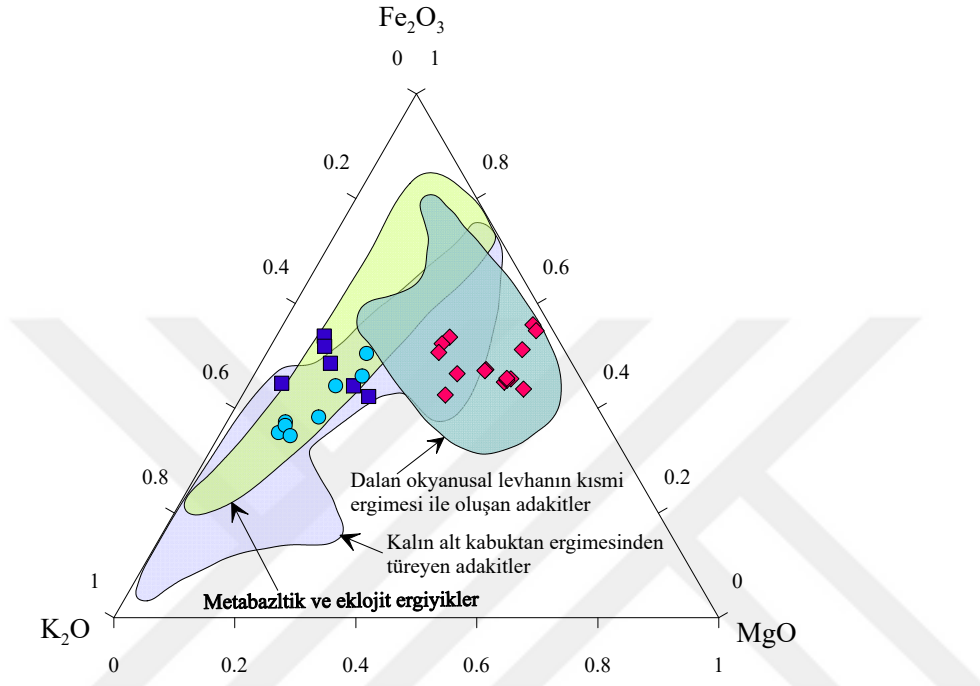
Şekil 94. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaların SiO_2 'ye karşı MgO diyagramı. Metabazaltik ve eklojit deneysel ergime alanı (1-4.0 GPa) Rapp vd., (1999); okyanusal kabuktan türeyen adakit alanı Wang vd., (2006); kalınlaşmış ve delamine olmuş alt kabuk kökenli adakit alanı Xu vd., (2002), Wang vd., (2004, 2006) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

İncelenen Üst Miyosen adakit benzeri kayaların magnezyum numarası ($\text{Mg\#}35-51$), Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaların magnezyum numarası ($\text{Mg\#}11-33$) olup, her iki adakitik kayaç grubunun da hem kalın alt kabuktan türeyen adakitiklerle hem de metabazaltik ve eklojitik ergiyiklerle benzerlikler sunduğu görülmektedir (Şekil 95).



Şekil 95. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaların SiO_2 (% ağırlık)'ye karşı $\text{Mg\#}$ diyagramı. Metabazaltik ve eklojit deneysel ergime alanı (1-4.0 GPa) Rapp vd., (1999); okyanusal kabuktan türeyen adakit alanı Wang vd., (2006); kalınlaşmış ve delamine olmuş alt kabuk kökenli adakit alanı Xu vd., (2002), Gao vd., (2004); Wang vd., (2004, 2006). Manto ergiyikleri alanı: Özyurt ve Altunkaynak (2020) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

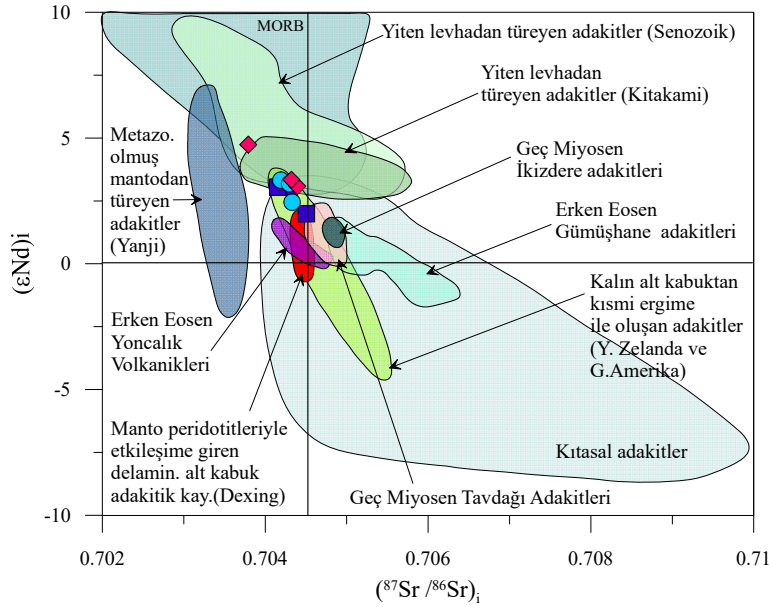
MgO-Fe₂O₃-K₂O üçgen diyagramında (Şekil 96), incelenen Üst Miyosen adakit benzeri kayaçlar dalan okyanusal levhanın ergimesi ile oluşan adakitler alanında yer alırlar. Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçlar ise kalın alt kabuğun ergimesinden türeyen adakitler ve metabazaltik ve eklojitik ergiyikler alanının kesişiminde dağılım gösterirler (Şekil 96).



Şekil 96. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların MgO-Fe₂O₃-K₂O üçgen diyagramı. Okyanus kabuğunun kısmi erimesiyle oluşan adakitler Aguillón-Robles vd., (2001); Defant & Drummond, (1993); Kay vd., (1993); Yogodzinski vd., (1995); kalın alt kabuktan türeyen adakitler, Atherton ve Petford, (1993); Petford ve Atherton, (1996); metabazaltik ve eklojitik ergiyikler; Rapp ve Watson (1995), Rapp vd., (1999) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

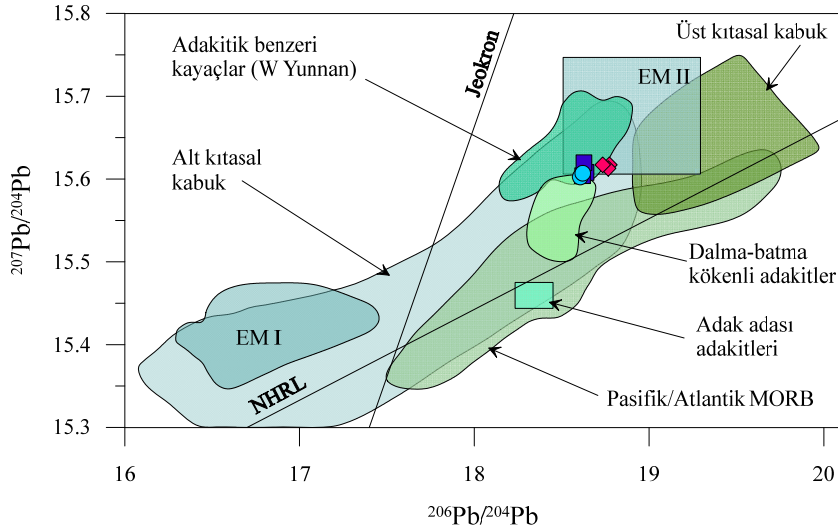
Karlı vd. (2019) tarafından Doğu Pontidler'in kuzeyinde yapılan çalışmada, Çağırankaya örneklerinin; 0.70482-0.70489 aralığında değişen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(t) oranları, pozitif εNd_(t) değerleri (1.1 - 1.3) ve genç T_{DM} yaşları (0.60-0.62 Ga) ile juvenil alt kabuktan türediği belirtilmiştir.

Üst Miyosen adakit benzeri kayaçların (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i değerleri 0.70379-0.70439 arasında, εNd_(i) değerleri 3.1-4.7 arasında dar bir aralıkta değişim gösterir. Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i değerleri 0.70415-0.70451 arasında, εNd_(i) değerleri 2-3.3 arasındadır. Hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların kalın alt kabuğun kısmi ergimesinden ve yiten levhadan türeyen adakitik kayaçların kesişim alanında yer alarak bunlarla uyumludurlar (Şekil 97).



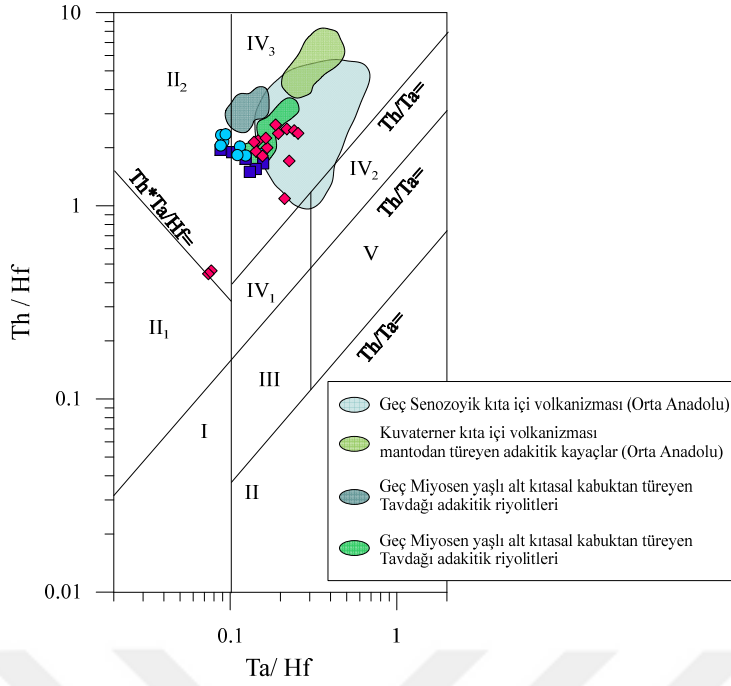
Şekil 97. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 'e karşı $\epsilon\text{Nd}(i)$ izotop diyagramı (Karslı vd., 2020 ile Özyurt ve Altunkaynak, 2020'den değiştirilerek). Senozoik adakitleri: Defant ve Kepezhinskas, (2001); MORB Hofmann, (2003); Kitakami ve Yanji adakitleri: Tsuchiya vd., (2005); Dexing alt kabuk kökenli adakitik kayaçlar: Wang vd., (2006); Erken Eosen Gümüşhane adakitik kayaçları: Karslı vd., (2010a); Tavdağı ve Yoncalık adakitik kayaçları Dokuz vd., (2013); Geç Miyosen İkizdere (Çağrankaya) adakitik kayaçları Karslı vd., (2019); Yeni Zelanda - Güney Amerika adakitleri: Atherton ve Petford, (1993); Petford ve Atherton, (1996); (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

İncelenen Üst Miyosen adakit benzeri kayaçların $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri 18.7346-18.7735, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri 15.61-15.62 ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri 38.80-38.84, Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri 18.61-18.64, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.60-15.62 ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri 38.69-38.74'dür. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramında incelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların izotopik bileşimlerinin zenginleşmiş manto kaynağı (EM II) ile alt kıtasal kabuk özelliği göstermesi incelenen bu kayaçların zenginleşmiş manto ile alt kıtasal kabuk kökenli magmaların karışmasından türediğini göstermektedir. Ayrıca incelenen bu adakitik kayaçlar W Yunnan bölgesi (Kemp vd., 2007; Deng vd., 2018) adakitik kayaçları ile benzerlik gösterirler (Şekil 98).



Şekil 98. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramı. Adak Adası adakitleri: Kay vd., (1993), Stern ve Kilian, (1996); Kuzey Yarımküre Referans Hattı (NHRL): Hart, (1984); Okyanus Ortası Sırt Bazaltı (MORB), EMI ve EM II: Zindler ve Hart, (1986); Yitim ve kıtasal adakit veri alanları Defant ve Drummond, (1990); Drummond vd., (1996); Gao vd., (2004); Guan vd., (2012); Karslı vd., (2010); Kay vd., (1993); Martin vd., (2005); Rapp vd., (1999); Rapp ve Watson, (1995); Sen ve Dunn, (1994); Stern ve Kilian, (1996); Wang vd., (2006); Xu vd., (2002); Özyurt ve Altunkaynak, (2020)'den değiştirilerek (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

İncelenen adakitik imza taşıyan Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların tektonik ortamlarını belirlemek için Ta/Hf'a karşı Th/Hf diyagramı çizilmiştir (Şekil 99). Üst Miyosen adakit benzeri kayaçların Ta/Hf oranı 0.07-0.26, Th/Hf oranı 0.44-2.63; Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların Ta/Hf oranı 0.09-0.16, Th/Hf oranı 1.50-2.34 arasında değişim gösterir. Üst Miyosen adakit benzeri örneklerin büyük çoğunluğu kıtasal gerilme kuşağında yer alırken iki örnek kıtasal ada yayı kenarı ve kıtasal volkanik yayı bazaltları alanında yer alır. Ayrıca incelenen bu örneklerin büyük bir kısmı Geç Miyosen yaşlı alt kıtasal kabuktan türeyen Tavdağı adakitik (Karslı vd., 2020) kayaçları ile benzerlik gösterirken, bir kısmı da Geç Senozoyik dönemi kıta içi volkanizması ile oluşmuş kayaçlar ile benzerlik gösterir. Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçlar kıtasal ada yayı kenarı ve kıtasal volkanik yay bazaltları ile kıtasal gerilme kuşağı alanında yer alıp, Geç Miyosen yaşlı alt kıtasal kabuktan türeyen Tavdağı adakitik (Karslı vd., 2020) kayaçlar ile uyumludurlar. Hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların tamamına yakınının kıtasal gerilme kuşağında yer alması bölgenin gerilmeli jeodinamik sistemi ile uyumlu olduğunu düşündürmektedir.



Şekil 99. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların Ta/Hf - Th/Hf oranlarına dayalı tektonik ayırtman diyagramı (Karlı vd., 2019'dan değiştirilerek, Wang vd., 2001). I: Iraksak levha sınırındaki N-MORB, II: Yakınsak levha sınırındaki bazaltlar, II₁: Okyanus adası yay bazaltları, II₂: Kıtasal ada yay kenarı ve kıtasal volkanik yay bazaltları, III: Okyanus adası bazaltı ve E-MORB, IV₁: Kıta içi rift ve kıtasal rift toleyiti, IV₂:Kıta içi rift alkali bazalt alanı, IV₃: Kıtasal gerilme kuşağı, V: Manto plume alanı. Erken Eosen Gümüşhane volkanikleri: Karlı vd., (2010a); Erken Eosen Yoncalık volkanikleri ve Miyosen Tavas volkanikleri: Dokuz vd., (2013); Miyosen Çağırkaya volkanikleri: Karlı vd., (2019); Orta Anadolu Kuvaterner volkanikleri Çoban vd., (2019); Orta Anadolu Genç senozoyik volkanikleri Aydın (2008) (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Jeokimyasal ve izotopik bulgular birlikte değerlendirildiğinde, incelenen adakitik afiniteye sahip Üst Miyosen adakit benzeri kayaçların, yüksek $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, Nb/Ta, Mg# ve pozitif ϵNd değerleri ve nispeten düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları önceki yitimlerin etkisiyle zenginleşmiş litosferik mantodan ve juvenil alt kabuktan türeyen ergiyiklerin karışımı sonucunda oluşan magmadan itibaren türedikleri şeklinde yorumlanabilir. Pliyosen-Kuvaterner adakit benzeri kayaçların ise nispeten düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, düşük Nb/Ta, Mg# ve pozitif ϵNd değerleri ve nispeten yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri ile juvenil alt kabuk ergimesiyle oluşan ergiyiklerin özelliklerini yansıtmaktadır.

4.8. Dengesizlik Parametreleri

Minerallerin dokusal ve bileşimsel özelliklerinin magmatik sistemlerde meydana gelen fiziko-kimyasal koşulları ve süreçleri açıklamada yol gösterici oldukları bilinmektedir. (Vance 1965; Meyer ve Shibata 1990; Ginibre vd., 2002; Ginibre ve

Wörner 2007; Hellevang ve Pedersen 2008; Viccaro vd., 2010; Cashman ve Blundy 2013; Neave vd., 2014; Bouvet de Maisonneuve vd., 2016). Kayaçların kimyasal bileşimindeki değişimlerin sebebi farklılık gösterebilir. Bunlardan en önemlisi mafik bileşimden başlayarak felsik bileşimdeki magmaların karışımı ile ilişkili olabileceği gibi, mantodan türeyen mafik magma ya da magmaların kabuk kirlenmesi ve/veya ayrımlaşması ile felsik uç üyelerin oluştuğu bilinmektedir (Grove ve Donnelly-Nolan, 1986).

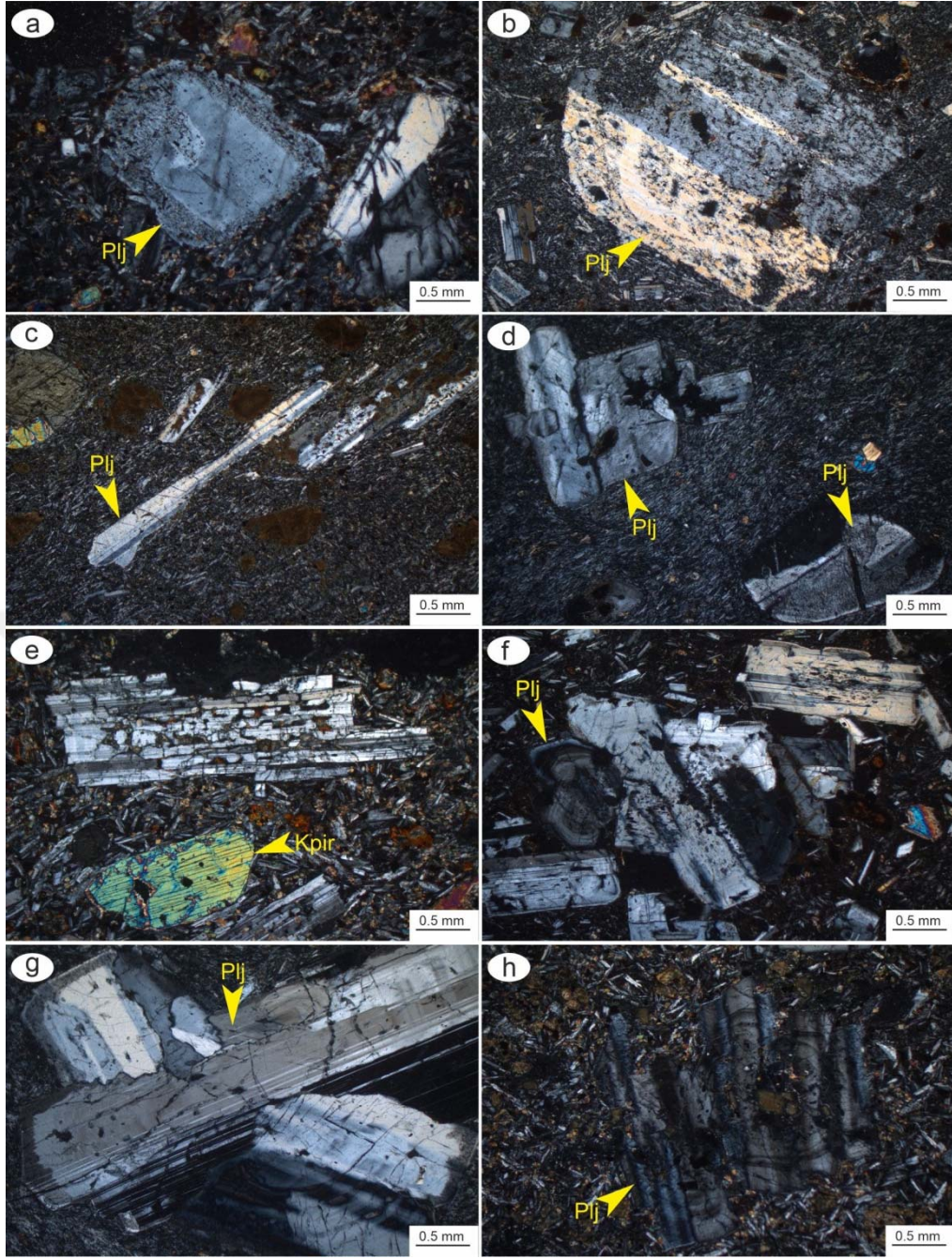
Ergiyik içindeki mineral fazın duraylılığının ve bileşiminin; ergiyiğin bileşimine, uçucu içeriğine, oksijen fugasitesine, basıncına ve sıcaklığına bağlı olduğu ve bu parametrelere bağlı olarak dengesiz hale gelen ergiyik, tekrar dengeye ulaştığında minerallerde gelişen zonlanma, emilme veya çözünme sonucunda gelişen yuvarlaklaşma (resorption), kemirilme (körfez) dokular, minerallerin geçirmiş oldukları dengesizlik süreçlerini belirlememizi ve anlamamızı sağlarlar. (Grove vd., 1984; Chakraborty, 2008; Dohmen vd., 2017; Cooper, 2019; Costa vd., 2020; Petrone ve Mangler, 2021; Vance, 1965; Anderson, 1984; Ginibre vd., 2007; Rutherford ve Devine, 2008; Streck, 2008; Bennett vd., 2019).

Plajiyoklazlardaki elek doku (Dungan ve Rhodes, 1978), normal ve elek dokulu plajiyoklazların aynı kayaç içerisinde yer alması (Stimac ve Perace, 1992; Venezky ve Rutherford, 1997), yuvarlaklaşmış ve kemirilmiş mineraller (Stimac ve Pearce, 1992), klinopiroksenlerin kenarlarında gözlenen kemirilmeler ve çözünmeler (Stimac ve Perace, 1992) gibi petrografik ve dokusal özellikler magma karışımını işaret edebilir. Bu özelliklerin yanında; minerallerdeki ters zonlanma, plajiyoklaz ve piroksenlerde gözlenen karmaşık zonlanma, kemirilmiş, yuvarlaklaşmış (resorption) mineraller, minerallerde ergiyik kapanımların varlığı, birbiri ile dengede olmayan mineral toplulukları, ksenokristaller ve iskeletimsi büyümeler de magma karışımını gösterir (Koyaguchi, 1986). Plajiyoklazlarda gözlenen iskeletsel büyüme, ilksel ergiyik ile dengede olamayacak kadar yüksek anortit içeriği de yine magma karışımının kanıtıdır (Dungan vd., 1978; Kuo ve Kirkpatrick, 1982; Meyer ve Shibata 1990; Pan ve Bazita, 2003; Hellevang ve Pedersen 2008). Hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner örneklerinde plajiyoklaz ve klinopiroksen minerallerinde dengesiz kristalleşmeyi işaret eden birçok petrografik kanıt saptanmıştır.

İncelenen Üst Miyosen örneklerindeki plajiyoklazlarda yaygın olarak elek ve/veya süngerimsi ve kemirilme dokuları ile normal ve ters zonlanma gözlenirken, kemirilme, yuvarlaklaşma (resorption), iskeletimsi ve glomeraporfirik doku daha az olarak gözlenmiştir. Klinopiroksenlerde ise elek ve/veya süngerimsi ve kemirilme dokuları ile zonlu yapılar yaygın olarak tespit edilirken yuvarlaklaşma daha az tespit edilmiştir. Üst

Miyosen yaşı bazik volkanik kayalarındaki plajiyoklaz fenokristallerinde yaygın olarak gözlenen elek veya süngerimsi doku ve kenar kısımlarda oluşan kemirilme dokusunun (Şekil 100a, b) magma karışımı veya özümleme sonucunda geliştiği bilinmektedir (Tsuchiyama, 1985). Plajiyoklazlarda gözlenen iskeletimsi doku (Şekil 100c) özellikle bazik bileşimli magmaların karışımı sırasında kristallenmesini sürdüren mega kristaller ve/veya daha küçük kristallerdeki soğuma hızının artmasına bağlı olarak gelişmiştir (Sutcliffe vd., 1990). Ayrıca, kristallenme sürecinde bazik bileşimli kayalarda difüzyonun yavaşlaması ve kristallerin büyüme hızının artmasıyla da iskeletimsi doku oluşabilir (Shelly, 1993; Vernon, 2004). Bunun yanında magma karışımı içindeki ergiyiklerin daha düşük sıcaklıklarda kristallenmesi ile de oluşabileceği ve bu boşlukların An içeriğinin daha düşük olduğu da bilinmektedir (Streck, 2008). Plajiyoklaz kristallerinin kenar kısımlarında gözlenen körfez dokusu (Şekil 100f) ve yuvarlaklaşmanın (resorption) (Şekil 100d) magma karışımının veya kristallenme ile beraber özümleme olaylarının bir sonucu olarak olduğu bilinmektedir (Tsuchiyama, 1985). %51'den az SiO₂ içeren örnekler az kontamine olmuş saf bazaltlar olarak değerlendirilir ve elek dokulu plajiyoklaz kristalleri içerdiği bilinirken, %51'den fazla SiO₂ içeren bazaltik örneklerde sıklıkla elek dokulu plajiyoklaz kristallerinin (Po-35, SiO₂: %59.43) bulunması dengesiz kristallenmenin göstergesidir (Şekil 100f) (Novak ve Bacon, 1986). Bazı plajiyoklaz kristallerinde gözlenen kırılma ve parçalanma ile kemirilmeler (Şekil 100e), plajiyoklaz±opak mineral kümelenmesi ile oluşan glomeraporfirik doku (kristaller arası boşluklu ve boşluksuz) (Şekil 100f) (Shelley, 1993; Vernon, 2004) magmada dengesiz kristallenmeyi gösteren diğer dokusal özelliklerdir. Plajiyoklaz megakristallerinde gözlenen elek dokunun magmanın yüzeye doğru hızlı yükselimi sırasındaki basınç azalması ile ilişkili olduğu bilinmektedir (Şekil 100g). (Pearce vd., 1987). Üst Miyosen volkanik kayalar içerisinde halkalı zonlanma ve ikizlenmelerin birlikte gözlemlendiği karmaşık-zonlu plajiyoklaz mega kristallerinin varlığı (Şekil 100h) magma karışımını işaret eden diğer dokusal parametrelerdir.

Klinopiroksenlerin dokusal ve bileşimsel özellikleri ile zonlanma türleri klinopiroksenlerin kristallenme hikayesinin anlaşılmasına olanak tanır (Dobosi ve Fodor, 1992; Duda ve Schmincke, 1985; Gernon vd., 2016; Jankovics vd., 2012, 2016; Nakagawa vd., 2002; Streck vd., 2002; Ubide vd., 2014a, 2014b; Wass, 1979; Winpenny ve MacLennan, 2011). Açık sistemlerdeki magma odalarının yenilenmesi (replenishment veya recharging), magma mixing, mingling, ksenolit oluşumu, fraksiyonel kristallenme ve kirlenme gibi magmatik süreçler klinopiroksenlerin gelişimini etkileyen önemli parametrelerdir (Batki vd., 2018).

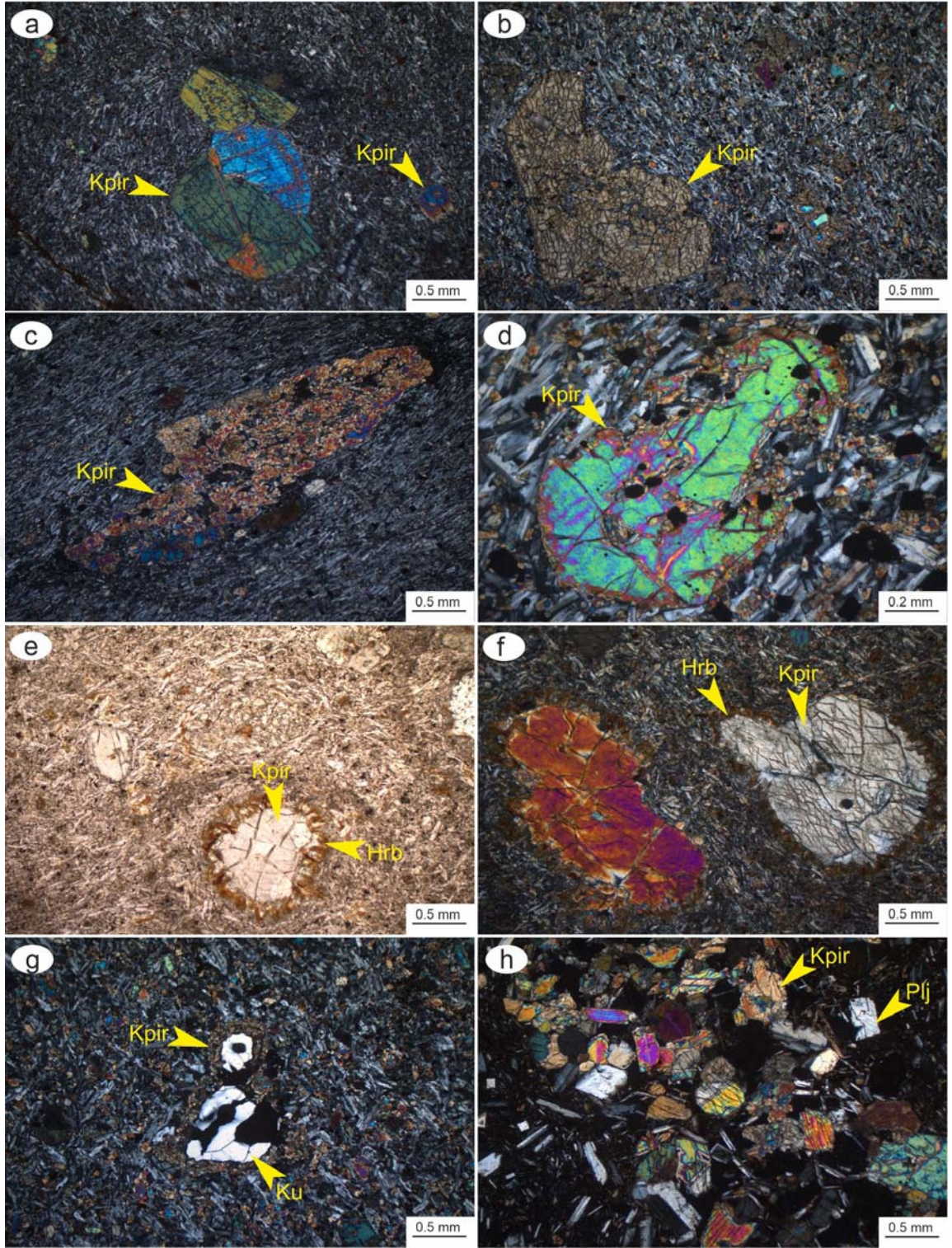


Şekil 100. Üst Miyosen volkanik kayalara ait plajiyoklazlarda saptanan magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları (Ç.N.) (a) elek ve kemirilme dokusu ile iç ve dış çeperlerde kemirilme (Po-33), (b) elek ve körfez yapı (Po-36), (c) iskeletimsi ve elek doku gösteren plajiyoklazlar (Po-16), (d) yuvarlaklaşmış (resorbed) ve sünger doku gösteren plajiyoklaz kristali ile düzlemsel dokanak ilişkili (planar) plajiyoklaz (Po-82), (e) kırılmış plajiyoklaz kristalleri içinde oluşmuş korozyon boşlukları ve kenarları kemirilmiş plajiyoklaz (Po-46), (f) elek, zonlu ve kemirilme dokuları gösteren plajiyoklaz kristalleri (Po-35), (g) zonlu doku ile korozyon boşlukları oluşmuş plajiyoklaz mega kristali (Po-81), (h) halkalı (osilasyonlu/salınımlı) zonlanma (Po-58)

İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalarındaki klinopiroksenlerde dengesiz kristallenmeye işaret eden elek doku (Şekil 101a) ve kemirilme dokuları (Şekil 101b, d), piroksen mega kristali (Şekil 101c) magma karışımı (Streck, 2008) ve/veya basınç azalması sonucunda (Nelson ve Montana, 1992) meydana gelir. İri klinopiroksen kristallerinin etrafını kuşatan özşekilsiz, küçük opaklaşmış hornblend kristallerinin bulunması (Şekil 101e, f), klinopiroksen+plajiyoklaz+opak mineral kümelenmesi ile oluşan glomeraporfirik doku (Şekil 101h) ve nadir olarak gözlenen kuvars ksenokristallerinin etrafını saran küçük boyutlu klinopiroksen kristallerinin oluşturduğu kuvars-klinopiroksen gözlü doku veya reaksiyon dokusu (Şekil 101g) kuvars ksenokristalinin magma ile reaksiyonu sonucu gelişir ve dengesiz kristallenmeye işaret eder (Shelley, 1993; Vernon, 2004). Üst Miyosen volkanik kayalarda gözlenen kuvars ksenokristalleri, olivin±klinopiroksen kristal toplulukları, plajiyoklaz glomerokristalleri magma odasında yeniden beslenme (karışma) ve konveksiyonla ilişkili yeniden ısınma olaylarının önemli bir kanıtı olarak değerlendirilebilir (Jankovics vd., 2019). %51'den fazla SiO₂ içeren bazaltik örneklerde sıklıkla mikro tanecikli klinopiroksen ile çevrelenmiş kuvars ksenokristalleri gözlenmesi, ayrıca kuvars ksenokristallerinin en mafik bazalt örneklerinde dahi bulunması dengesiz kristallenmenin göstergesi olarak bilinir (Novak ve Bacon, 1986).

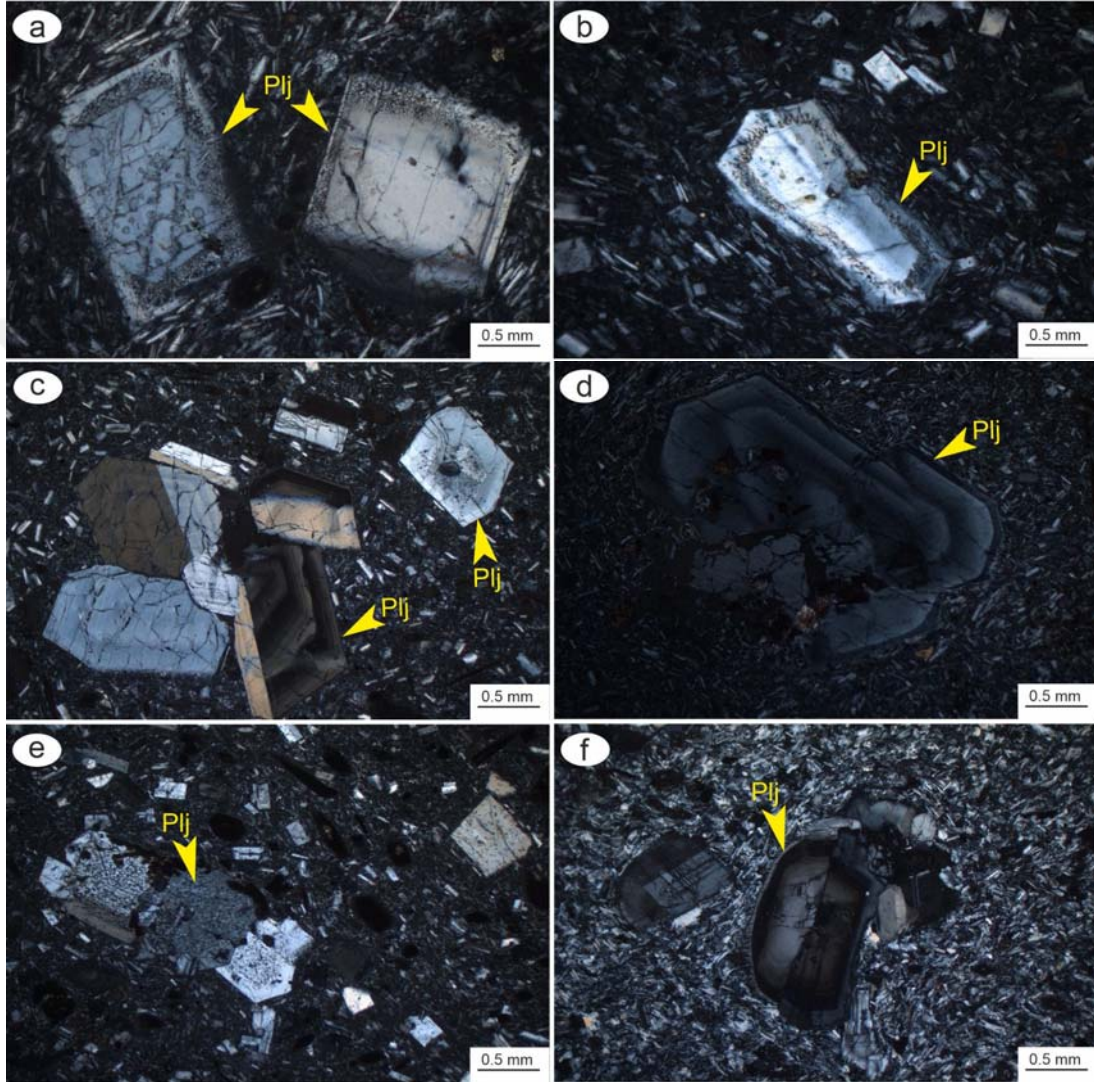
Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalarındaki plajiyoklazlar çoğunlukla elek doku ve kemirilme dokusu gösterirken hornblend ve biyotitlerde ileri derecede opaklaşmaların gözlenmiş olması magmada dengesiz kristallenmeye işaret eder. Bu volkanik kayalarda gözlenen plajiyoklazlardaki elek doku (Şekil 102a, b, e) kenar kısımlarında kemirilmeler (Şekil 102a, f) (Shelley, 1993; Vernon, 2004), plajiyoklaz ve diğer kristallerinin kümelenmesi ile oluşan glomeraporfirik doku (Şekil 102c), halkalı zonlu doku (Şekil 102d) kemirilme ve/veya yuvarlaklaşma (resorption) (Şekil 102f), dengesiz kristallenmeye işaret eden dokusal özelliklerdir.

Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalarda dengesiz kristallenmeyi işaret eden plajiyoklazlarda gözlenen elek doku, mega kristallerdeki zonlanma ve ikizlenmenin birlikte gözlendiği karmaşık doku, kuvars ve klinopiroksen arasında gözlenen reaksiyon dokusu, plajiyoklaz ve klinopiroksenlerin oluşturduğu glomeraporfirik doku, hornblend ve biyotit minerallerindeki opaklaşmalar magma karışımının yanı sıra magmanın hızlı soğuması ve daha az olarak da basınç azalmasıyla (dekompresyon) açıklanabilmektedir.



Şekil 101. Üst Miyosen volkanik kayalara ait klinopiroksenlerde saptanan magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları; (a) elek dokusu ve düzlemsel dokanak ilişkili (planar) klinopiroksen (Po-42), (b) körfez yapılı klinopiroksen (Po-64), (c) parçalanmış mega kristalli klinopiroksen (Po-68), (d) körfez yapılı klinopiroksen kristali (Po-31), (e, f) klinopiroksenler etrafında mikrokristalen hornblendler (Po-27), (g) kuars ksenokristallerinin etrafını saran mikro boyutlu klinopiroksen kristallerinin oluşturduğu reaksiyon dokusu (Po-38), (h) klinopiroksen ve plajiyoklaz fenokristallerinin oluşturduğu glomeraporfirik dokü (Po-35)

Plajiyoklazlarda gelişen dengesizlik dokularının; magma yükselimi, magma karışımı, yetersiz soğuma ve basınç azalması gibi birden fazla petrolojik olayın etkisi ile gerçekleşebileceği düşünülmektedir. Ayrıca, plajiyoklazlardaki ergiyik kapanımları, bıçağımsı biyotit formları ve bazı kesitlerde ksenokristal parçalarına rastlanılması da magma karışımına işaret eder.



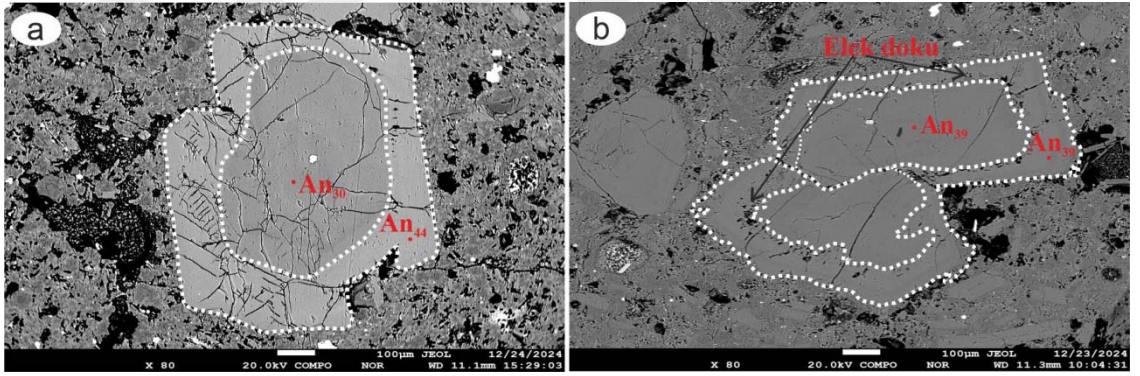
Şekil 102. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalara ait plajiyoklazlarda saptanan magma karışımını gösteren dengesizlik dokuları; (a) elek ve kemirilme dokusu (Po12), (b) elek doku (Po-26), (c) zonlu ve elek doku (Po-60), (d) zonlu doku (Po-40); Kuvaterner yaşlı andezitik kayalardaki plajiyoklaz minerallerinde gözlenen magma karışımına işaret eden dengesizlik dokuları; (e) elek doku (Po-23), (f) zonlu doku (Po-74)

4.8.1 Plajiyoklazlarda Gözlenen Bileşimsel Değişimler

Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalarda normal zonlanma gösteren plajiyoklazların anortit içeriği merkezde sırasıyla; An_{51-77} , An_{26-47} , kenarda An_{34-63} , An_{10-43} ’dur. Ters zonlanma gösteren plajiyoklazlarda anortit içeriği merkezde sırasıyla

An₃₉₋₇₀, An₂₇₋₄₇, kenarda An₅₁₋₇₂, An₃₇₋₅₂ 'dir. Ters zonlanma gösteren Üst Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner volkanik kayçlarındaki plajiyoklazlar merkezden kenara doğru artan kalsik bileşim sergilerler. İncelenen volkanik kayaçlardaki plajiyoklazların merkez ve kenar anortit bileşimlerinin geniş bir aralıkta değişim göstermesi de magma karışımına işaret eden bir diğer göstergedir (Wallace ve Carmichael, 1994). An değişimi Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar için normal zonlanma gösterenlerde sırasıyla maksimum %29 ve %35, ters zonlanma gösterenlerde %12 ve %25'dir.

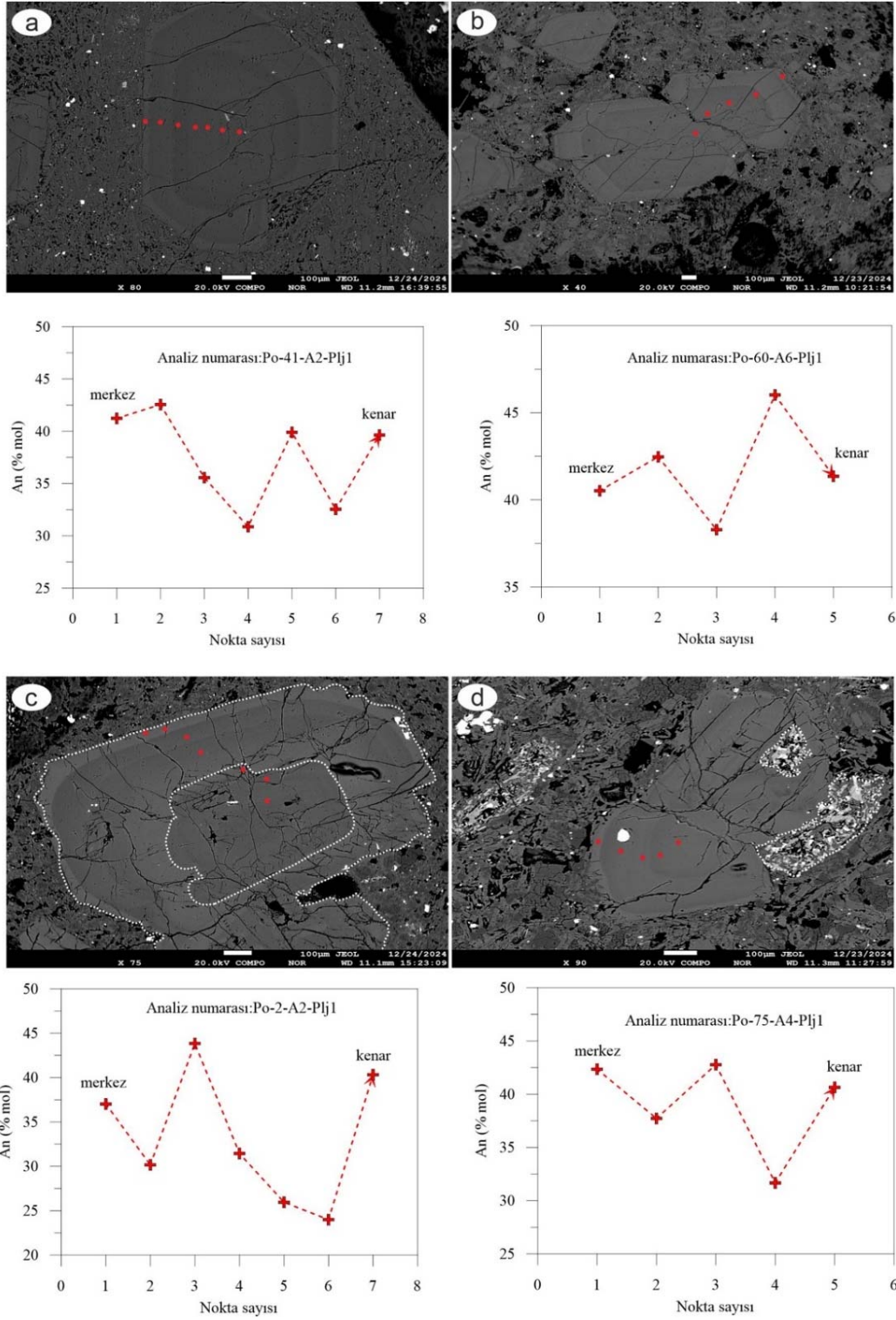
Magma karışımı hem ortamın sıcaklığını hem de tüm kayaç bileşimini değiştiren önemli bir mekanizma (Hellevang ve Pedersen 2008) olup, magma karışımı sırasında önceden var olan plajiyoklaz kristalleri aşırı ısınır ve ortam dengeye ulaşmak için plajiyoklaz kristalleri magma tarafından ergitmeye başlar, plajiyoklaz tamamen çözülmezse ortamın değişen kimyası ters zonlanmanın oluşumuna sebebiyet verir (Şekil 103a).



Şekil 103. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlara ait plajiyoklazlarda gözlenen dokusal özelliklerin back-scattered (BSE) görüntüleri, (a) çözünme (resorption) sonucu gelişen yuvarlaklaşma ve ters zonlanma (Örnek No:Po-2-A3-Plj1), (b) çözünme sonucu gelişen elek doku (kesikli çizgiler arasındaki bölge, Örnek No: Po-60-A2-Plj1)

Ya da basınçta bir azalma olması durumunda denge halindeki plajiyoklaz bileşimi daha anortik hale gelir ve kararsızlaşan plajiyoklaz yine tamamen çözülmez ve yeniden kristallenmeyle ters zonlanma oluşur (Kuo ve Kirkpatrick, 1982, Bennett vd., 2019). Çözünme neticesinde kristal üzerinde elek doku gelişmiş ve kenarların özgün şekli bozularak yuvarlaklaşmıştır (Şekil 103b).

Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarda zonlanma gösteren plajiyoklaz fenokristalleri üzerinde yapılan mineral kimyası analizlerindeki merkezden kenara doğru değişimler profiller boyunca Şekil 104'da gösterilmiştir.



Şekil 104. Kuvaterner-Pliyosen volkanik kayalara ait plajiyoklazlarda gözlenen dokusal özelliklerin back-scattered (BSE) görüntüleri. (a) kristal iç yüzeyinde yuvarlatılmış kenarlara sahip çoklu çözünme (resorption) yüzeylerine sahip normal zonlu plajiyoklaz (b) çözünme etkisi ile pürüzlü dış yüzeylere (kısmen de iç yüzeylere) sahip ters zonlu plajiyoklaz kristali, (kırmızı noktalar zonlu yüzeyleri temsil eder). Kuvaterner volkanik kayalara ait plajiyoklazlarda gözlenen dokusal özelliklerin back-scattered (BSE) görüntüleri, (c) tabular şekilli iç ve dış yüzeylerde çözünme gelişmiş ters zonlu plajiyoklaz, (d) opak mineral inklüzyonları ve ikincil kalsit dolguları (kalsit mi) içeren normal zonlu plajiyoklaz

Merkez ve kenar olarak değerlendirildiklerinde normal zonlu (Şekil 104a, d) ve ters zonlu Şekil 104b, c) bazı kristallerin manto kesimlerinin (orta kısımlarının) daha yüksek An içeriğine sahip olduğu da görülmektedir. Oluşan bu sıradışı değişimler Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalar içerisinde yer alan plajiyoklazların kristallendiği magma odasının bileşiminden daha mafik bir magma tarafından tazelendiğini ifade edebilir.

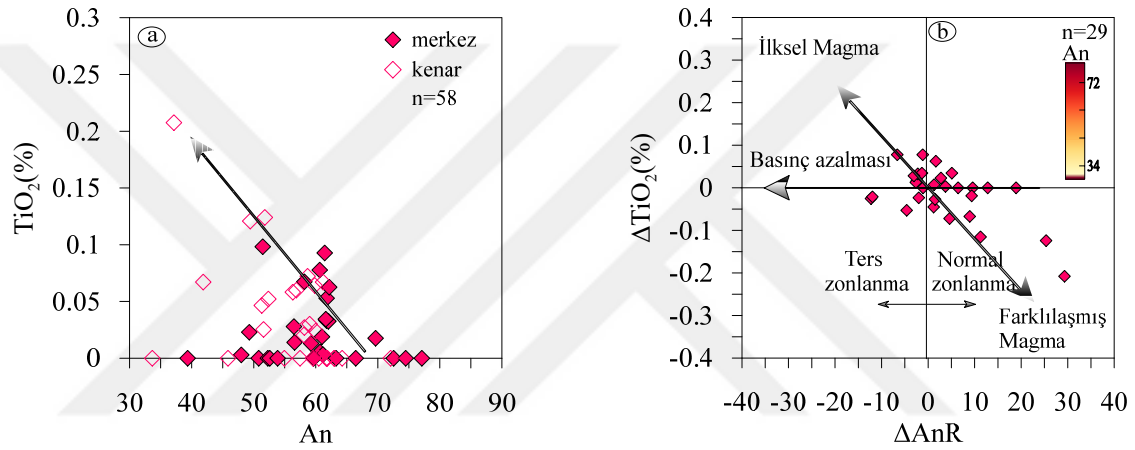
Magmatik sistemde meydana gelen magma karışımı ve basınç azalması birçok kez gerçekleşebilir ve bu minerallerin dokularında, bileşimlerinde değişikliğe neden olur. Ancak minerallerdeki çözünmeyi sadece bu iki parametreyle açıklamak mümkün değildir. Çözünmenin magma karışımı veya basınç azalmasından kaynaklı olup olmadığını ayırt etmek için başvurulacak yaklaşımlardan biri plajiyoklazların TiO_2 içeriğidir. Bu yaklaşım TiO_2 ve An içeriği arasındaki negatif korelasyona dayanır (Bennett vd., 2019).

Üst Miyosen volkanik kayalardaki plajiyoklaz kristallerinin merkez ve kenar kısımlarına ait An- TiO_2 diyagramı (Şekil 105a) oluşturulmuştur. İncelenen örneklerin anortit içeriği merkezde An_{39-77} , kenarda ise An_{34-72} ve TiO_2 içeriği %0.00-0.21 arasındadır. Diyagramda artan TiO_2 içeriğine karşı azalan An içeriği arasında negatif ilişki gözlenir (Şekil 105a). Bu ilişki, magmatik farklılaşma sırasında ergiyikteki TiO_2 konsantrasyonunun artması ve kristalleşen plajiyoklazların An içeriğinin azalmasıyla Ti'un dağılım katsayısının artışından kaynaklanır (Bédard, 2005). Ancak negatif korelasyonu açıklamak için bu değişimin tek başına yeterli olmadığı da belirtilmiştir (Bennett vd., 2019). An- TiO_2 arasındaki negatif ilişki, magmanın farklılaşma sürecinde ergiyik bileşiminin nasıl değiştiğini yansıtır (Bennett vd., 2019). Sisteme bazik bir magma girdiğinde oluşan plajiyoklaz kristalleri yüksek anortit ve düşük TiO_2 içeriğine sahip olur. Ortamda basınç değişikliği olursa plajiyoklazın TiO_2 içeriği bu değişimlerden etkilenmez. Şayet basınç düşmesine bağlı bir çözünme gerçekleşirse plajiyoklaz kristallerinde ters zonlanma gelişir (Bennett vd., 2019).

Hem basınç azalmasına hem de ilksel ve farklılaşmış magmaların karışımına bağlı plajiyoklazlarda gelişen çözünme süreci Şekil 105b'de, ΔAnR ve ΔTiO_2 diyagramında gösterilmiştir. Diyagramdaki parametreler (ΔAnR ve ΔTiO_2) mineral kimyası analizlerinden elde edilen merkez ve kenar bileşiminden hesaplanmıştır. [ΔTiO_2 (TiO_2 merkez- TiO_2 kenar) ve ΔAn (An merkez- An kenar)] (Bennett vd., 2019). İncelenen Üst Miyosen örneklerinin çoğunluğu farklılaşmış magma karışımı yönünde normal zonlanma gösterirken, daha az olarak ise ilksel magma karışımı yönünde ters zonlanma gösterir (Şekil 105b). Normal zonlanma gösteren plajiyoklazların ΔTiO_2 değerleri -0.21 ile 0.06 arasında, ΔAnR değerleri 1.18 ile 29.30 arasında değişim gösterir. Ters zonlanma

gösteren plajiyoklazların ΔTiO_2 değerleri -0.05 ile 0.08 arasında, ΔAnR değerleri -12.25 ile -1.07 arasında dağılım sunar. Normal zonlanma gösterip ΔTiO_2 değerlerinde değişimin gözlenmediği örnekler üzerinde basınç azalmasının etkili olduğu söylenebilir. Normal zonlanma ve negatif ΔTiO_2 değerleri, magma farklılaşmasına işaret edebildiği gibi, dengesiz kristallenmeyi de gösterebilir (Bottinga vd., 1966).

Sonuç olarak incelenen plajiyoklaz kristallerinde çözünmeye bağlı gelişen normal zonlanma ve negatif ΔTiO_2 değerleri farklılaşmış magma karışımı ve kısmen basınç azalması ile ilişkilidir. Ters zonlanma ise ilksel magma karışımını gösterir. Çözünme sonucu gelişen normal ve ters zonlanma süreçleri ilksel magma karışımından çok farklılaşmış magma karışımından kaynaklanır.

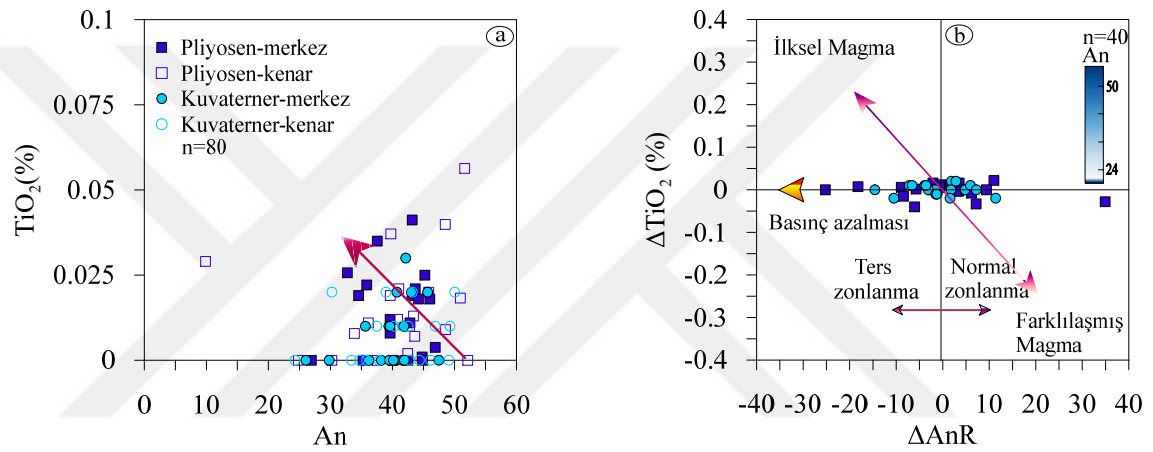


Şekil 105. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalarda gözlenen; (a) plajiyoklazların merkez-kenar arasındaki değişimi gösteren An - TiO_2 diyagramı, (b) plajiyoklazlarda gelişen normal ve ters zonlanma arasındaki değişimi gösteren ΔAnR ve ΔTiO_2 diyagramı (n: analiz sayısı) (Bennett vd., 2019).

Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalara ait plajiyoklazların merkez ve kenar kısımlarına ait An- TiO_2 diyagramı (Şekil 106a) verilmiştir. İncelenen örneklerin anortit içeriği merkezde An_{26-47} , kenarda ise An_{10-52} ve TiO_2 içeriği % 0.00-0.06 arasındadır. Diyagramda artan TiO_2 içeriğine karşı azalan An içeriği arasında gözlenen negatif ilişki (Şekil 106a) magmatik farklılaşmaya bağlı TiO_2 içeriğinin artmasından (Bédard, 2005) veya ortamdaki basınç değişikliğinden kaynaklanır. Bu durum plajiyoklazın TiO_2 içeriğini değiştirmez. Basınç azalmasına bağlı çözünme sürecinde plajiyoklazlarda ters zonlanma meydana gelir (Bennett vd., 2019).

Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç örneklerine ait plajiyoklas kristallerinde gelişen çözünme olayı basınç azalması, ilksel magma ve farklılaşmış magma süreçleriyle açıklanabilmektedir. Şekil 106b'de ΔAnR 'ye karşı ΔTiO_2 diyagramı, mineral kimyası analizleri kullanılarak merkez-kenar bileşiminden hesaplanmıştır [ΔTiO_2 (TiO_2 çekirdek-

TiO₂ kenar) ve ΔAn ($An_{\text{çekirdek}} - An_{\text{kenar}}$) (Bennett vd., 2019). Ters zonlanma gösteren örneklerin ΔAnR değerleri -25.22 ile +1.87 arasında, ΔTiO_2 değerleri -0.04 ile +0.02 arasında; normal zonlanma gösteren örneklerin ΔAnR değerleri 0.91 ile 34.92 arasında, ΔTiO_2 değerleri -0.03 ile +0.02 arasında değişir. ΔAnR değerleri geniş bir aralıkta dağılım gösterirken, ΔTiO_2 değerleri çok dar bir aralıkta basınç azalması yönünde dizilim gösterirler (Şekil 106b). Sistemde basınç azalmasına bağlı çözünme meydana geldiğinde plajiyoklazın TiO₂ içeriğinin değişmediği ve ters zonlanma geliştiği belirtilmiştir (Bennett vd., 2019). Sonuç olarak, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalardaki plajiyoklaz kristallerinde basınç azalmasına bağlı gelişen çözünme sürecinde hem normal hem de ters zonlanma gelişmiştir (Şekil 106b).



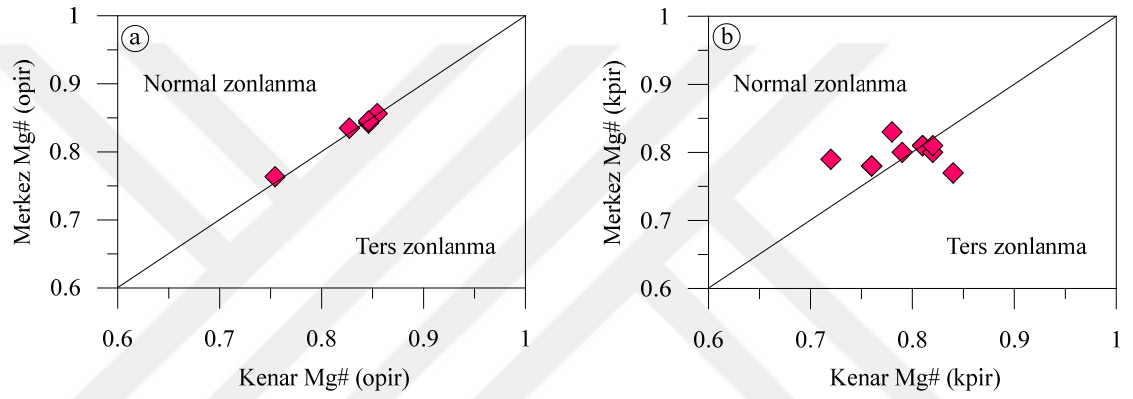
Şekil 106. İncelenen Pliyo-Kuvaterner kayalarda gözlenen; (a) plajiyoklazların merkez-kenar arasındaki değişimi gösteren $An - TiO_2$ diyagramı, (b) plajiyoklazlarda gelişen normal ve ters zonlanma arasındaki değişimi gösteren ΔAnR ve ΔTiO_2 diyagramı (n: analiz sayısı) (Bennett vd., 2019).

4.8.2 Klinopiroksenlerde Gözlenen Bileşimsel Değişimler

Magma odasının yenilenmesi, magma karışımı, mingling, ksenokrist (yabancı kristal) alımı, fraksiyonel kristallenme ve kontaminasyon gibi magmatik süreçler piroksenler üzerinde dokusal ve bileşimsel farklılıkların oluşmasına sebebiyet vererek bu minerallerin kristallenme süreci boyunca oluşumunda etkili olan magmatik olay yada olayların anlaşılması için oldukça önemli rol oynarlar (Batki vd., 2014; Dallmeyer vd., 1997; Fall vd., 2007; Kräutner ve Bindea, 1998; Morogan vd., 2000; Pál-Molnár, 2000, 2010b; Pál-Molnár vd., 2015b; Pál-Molnár ve Árvá-Sós, 1995; Streckeisen, 1954, 1960; Streckeisen ve Hunziker, 1974).

Üst Miyosen volkanik kayalarda yer alan klinopiroksenlerin, merkez ve orta (manto) kısımlarında ergimeler, kemirilme, yuvarlaklaşmış kristaller ve elek doku şeklinde dengesiz kristallenme dokuları gözlenir (Şekil 101a, b, c, d). Plajiyoklazlarda

gözlenen elek, kemirilme ve yuvarlaklaşma gibi dengesizlik dokularının klinopiroksenlerde de magma karışımı (Simonetti vd., 1996; Streck, 2008) ve/veya basınç azalması (Nelson ve Montana, 1992) süreçleriyle gelişebilir. Üst Miyosen volkanik kayalarda normal zonlanma gösteren ortopiroksenlerin magnezyum numarası (Mg#) merkezde 0.85, kenarda 0.84 arasında değişim gösterirken, ters zonlu ortopiroksenlerin magnezyum numarası (Mg#) merkez kısımda 0.75 - 0.85, kenar kısımda 0.76 - 0.86 aralığında değişmektedir (Şekil 107a). Normal zonlu klinopiroksenlerin magnezyum numarası (Mg#) merkez kısmında 0.78 - 0.83, kenar kısmında 0.72 - 0.79 aralığında yer alırken, ters zonlu klinopiroksenlerin (Mg#) merkez kısmında 0.77 - 0.81, kenar kısmında 0.80 - 0.84 arasında yer almaktadır (Şekil 107b).



Şekil 107. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalardaki; (a) ortopiroksenlerde merkez-kenar, (b) klinopiroksenlerde merkez-kenar Mg# ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) değişimi (Semboller Şekil 32 ile aynıdır)

Tüm bu verilere ek olarak, aynı örnek içerisinde normal ve ters zonlanmanın gözlemlendiği ortopiroksen ve klinopiroksenlerin birlikte bulunması magma karışımına işaret etmektedir. Klinopiroksen minerallerinde gelişen ters zonlanmanın magma karışımının veya sıcaklık ve Mg/Fe^{+2} değerindeki artıştan kaynaklanır (Anderson, 1974; Pe-Piper, 1984).

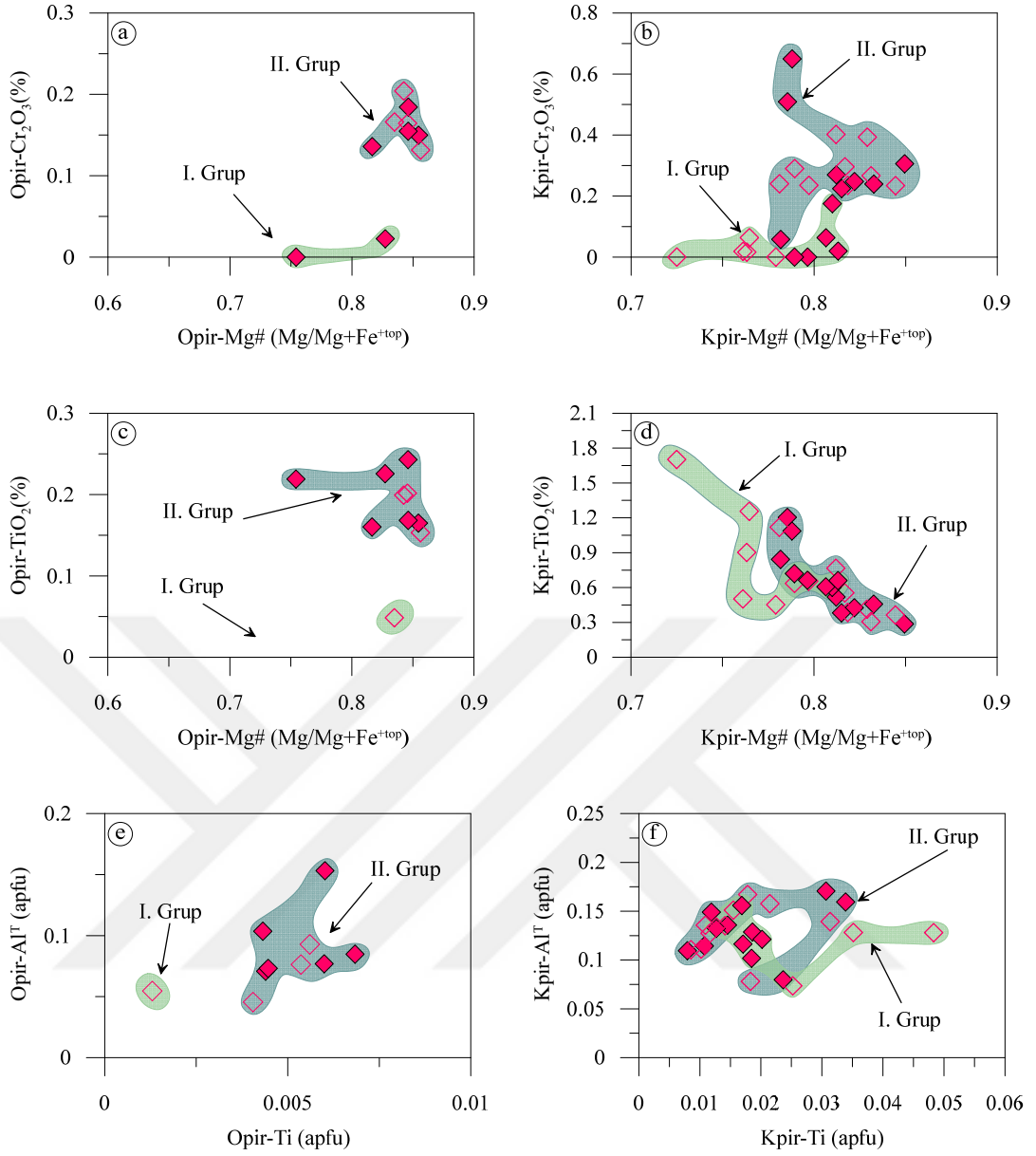
Üst Miyosen kayalardaki ortopiroksen ve klinopiroksenler, Mg#'na karşı Cr_2O_3 (Şekil 108a, b), Mg#'na karşı TiO_2 (Şekil 108c, d) ve Ti (apfu.) - Al^T (apfu.) (Şekil 108e, f) diyagramlarında merkez-kenar ilişkilerine göre iki gruba ayrılmıştır. I. Grup ortopiroksenler; II. Grup ortopiroksenlerden daha düşük Cr_2O_3 , TiO_2 , Mg numarası (Mg#) ve Al^T içeriğine sahip olmaları II. Grup ortopiroksenlerin ilksel bileşime daha yakın olduğuna işaret edebilir.

I. Grup klinopiroksenler II. grup klinopiroksenlerden daha düşük Cr_2O_3 içeriğine sahip olup Mg numaraları (Mg#) birbirine yakın değerlerdedir. TiO_2 , Al^T ve Ti içerikleri bakımından I. Grup klinopiroksenler II. Grup klinopiroksenlerden tam olarak ayrılmadığı

gözlenmiştir. Bu durum incelenen klinopiroksenlerin magma karışımının mevcut olduğu bir ortamda kristallendiklerine işaret edebilir. Ortopiroksen ve klinopiroksenlerde Cr_2O_3 , TiO_2 , $\text{Mg}^\#$ ve Al^T içerikleri kullanılarak yapılan ayrımlarda (Grup I ve Grup II) piroksenlerin özellikle merkezi ya da kenarına karşılık gelmeyip, Grup I ve Grup II içerisinde hem merkez hem de kenar bileşimleri yer almaktadır. Denge halinde kristallenen minerallerin merkezlerinin ilksel bileşimi ifade eden yüksek Mg ve Cr içeriğine sahip (Grup II) olması beklenirken kenara doğru ise daha farklılaşmış bileşimler (Grup I) beklenir. Grup I ve Grup II bileşimlerinin merkez ya da kenarda gelişi güzel bulunması bu kayaçları oluşturan magmaların gelişimi sırasında etkili olan magma karışımını ifade edebilir.

Perugini vd. (2003) tarafından klinopiroksenlerde gözlenen dengesizlik dokuları beş farklı varsayım ile açıklanmıştır: Bunlar; (1) bileşimsel olarak farklı iki türde magma karışımıyla, (2) düşük basınç koşullarında, tek bir magmadan gelişen ayrımlaşma ile ilişkili kristalin oluşum süreciyle, (3) merkez kısım mantoyu temsil eden veya bileşimsel olarak farklı bir kayaçtan meydana gelen ksenokrist olmaları, (4) farklı basınçlarda meydana gelen kristallenme olayları, (5) farklı basınçlarda meydana gelen kristallenme süreçleridir.

Elde edilen bulgular; inceleme konusu Üst Miyosen kayaçların gelişiminde daha önce değinilen birden fazla petrojenetik olayın (ayrışma, magma karışımı, özümleme, vb.) etkisi ile geliştiği, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçları oluşturan magmaların gelişiminde ise magma karışımı gibi diğer petrolojik olayların yanı sıra basınç ferahlamasının (dekompresyon) etkili olduğu söylenebilir.



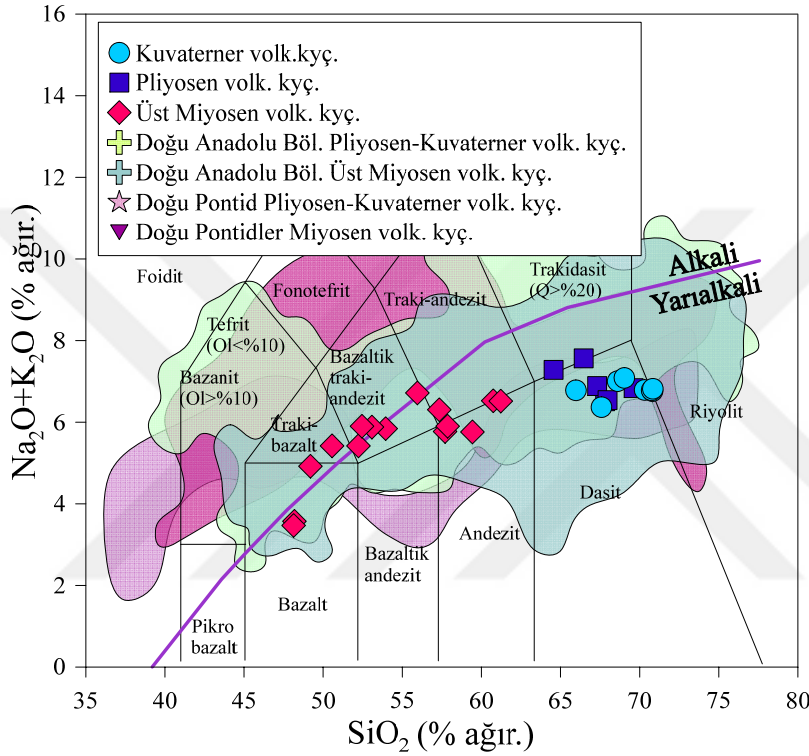
Şekil 108. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalarda bulunan ortopiroksen ve klinopiroksenlerin; (a, b) $Mg\#(Mg/Mg+Fe^{top})$ 'na karşı Cr_2O_3 (%), (c, d) TiO_2 (%), (e, f) Ti (apfu)' a karşı Al^{IV} (apfu) diyagramları (içi dolu semboller: merkez noktaları; içi boş semboller: kenar kısımları temsil eder)

4.9. İncelenen Volkanik Kayaçların Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Volkanizması ile Karşılaştırılması

İnceleme konusu olan volkanik kayaçların kimyasal bileşimleri Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontidler'deki Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçlarla karşılaştırılabilmesi amacıyla, birçok araştırmacı tarafından yapılan çalışmalarda (Açlan vd., 2020; Akdağ vd., 2019; Arslan vd., 2013; Aydın vd., 2008; Chugaev vd., 2024; Dokuz vd., 2013; Duru ve Keskin, 2014; Eyüboğlu vd., 2012; Karşı vd., 2019; Karşı vd., 2008; Kaygusuz vd., 2018; Kaygusuz, 2009; Keskin vd., 2012; Oyan, 2018; Oyan, 2018; Oyan vd., 2017; Oyan vd., 2023; Oyan, 2024; Özdemir vd.,

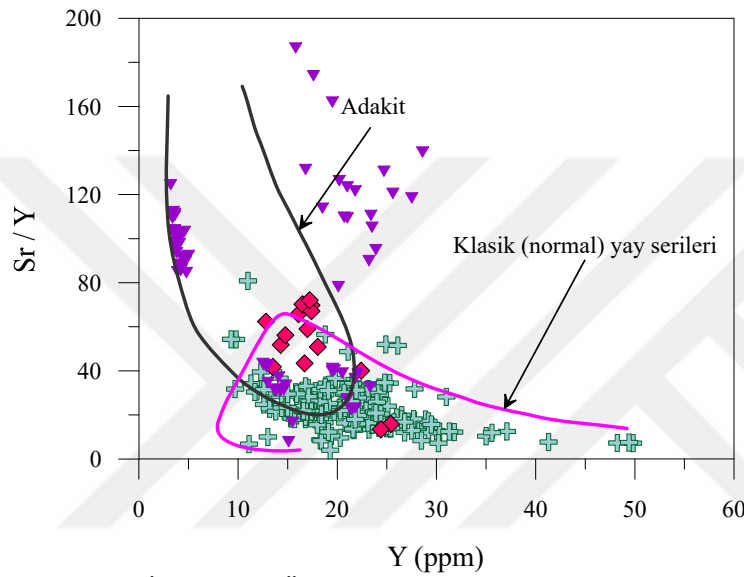
2019; Özdemir vd., 2022; Özdemir vd., 2023; Özdemir ve Güleç, 2014; Temizel vd., 2012; Yücel vd., 2017; Yücel, 2018) veriler TAS diyagramında değerlendirilmiştir.

TAS diyagramına göre incelenen volkanik kayaçlar hem Doğu Anadolu Bölgesi hem de Doğu Pontidler'deki volkanik kayaçlar ile benzerdir (Şekil 109). Doğu Anadolu Bölgesi volkanik kayaçları çoğunlukla kalk-alkalen, Doğu Pontid birimleri daha çok alkalen karakter sergiler. İncelenen volkanik kayaçlar alkali-yarı alkali karakterli olduğundan bu benzerlik Doğu Anadolu Bölgesi volkanik birimleri ile daha fazladır.



Şekil 109. SiO₂'ye karşı Na₂O+K₂O (TAS) diyagramı. (Le Maitre vd., 1989). Alkali-Subalkali ayırım eğrisi Irvine ve Baragar (1971)'e göre. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların, Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçları ve Doğu Pontid Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçları ile karşılaştırılması. Karşılaştırma verileri: Doğu Pontid Miyosen Volkanik Kayaçları için (Arslan vd., 2013; Dokuz vd., 2013; Eyüboğlu vd., 2012; Karşı vd., 2019; Temizel vd., 2012; Yücel vd., 2017)'den, Doğu Pontid Miyosen Volkanik Kayaçları için (Aydın vd., 2008; Karşı vd., 2008; Yücel, 2018)'den, Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen Volkanik Kayaçları için (Akdağ vd., 2019; Chugaev vd., 2024; Duru ve Keskin, 2014; Kaygusuz vd., 2018; Kaygusuz, 2009; Keskin vd., 2012; Oyan 2018; Oyan vd., 2023; Oyan, 2024; Özdemir vd., 2022)'den, Doğu Anadolu Bölgesi Pliyosen-Kuvaterner Volkanik Kayaçları için (Açlan vd., 2020; Chugaev vd., 2024; Duru ve Keskin, 2014; Keskin vd., 2012; Oyan, 2018; Oyan, 2018; Oyan vd., 2017; Oyan vd., 2023; Özdemir vd., 2019; Özdemir vd., 2022; Özdemir vd., 2023; Özdemir ve Güleç, 2014)'den alınmıştır

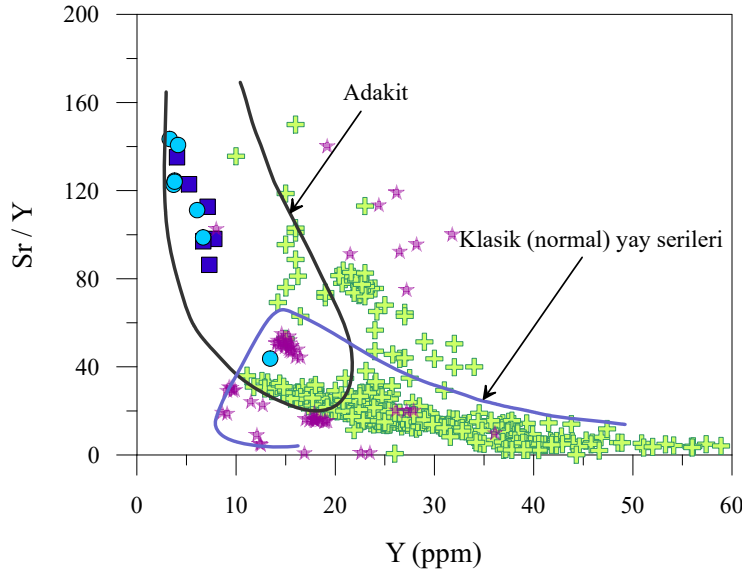
Üst Miyosen volkanik kayalar, Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Miyosen volkanik kayaları ile adakitik benzerlikleri bakımından Y (ppm)'a karşı Sr/Y diyagramında karşılaştırılmıştır (Şekil 110). Doğu Anadolu Miyosen volkanik kayaları klasik yay serileri alanında yer alırken, Doğu Pontid örneklerinin bir kısmı yüksek Sr/Y değerleri ile adakit özelliği bir kısmı da düşük Sr/Y değerleri ile adakit benzeri özellik gösterir. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalar bu bölgelerle karşılaştırıldığında çoğunlukla Doğu Anadolu Bölgesi örnekleri ile kısmen de adakit benzeri özellik taşıyan Doğu Pontid örnekleriyle benzer karakterli olduğu söylenebilir.



Şekil 110. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalar ile Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Miyosen yaşlı volkanik kayaların Y (ppm)'e karşı Sr/Y diyagramı (Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır)

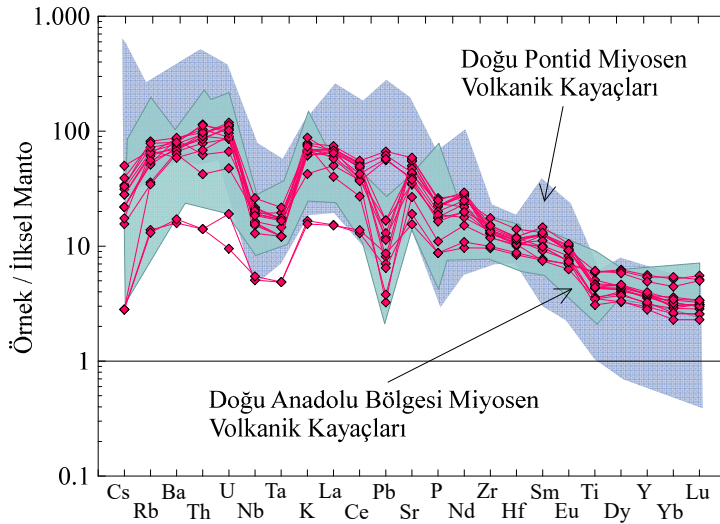
Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalar, Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaları ile Y (ppm)'a karşı Sr/Y diyagramında karşılaştırılmıştır (Şekil 111). Karşılaştırma neticesinde inceleme konusu olan volkanik kayalar Doğu Anadolu Bölgesi Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalarının az bir kısmı ile benzer olduğu belirlenmiştir.

Üst Miyosen volkanik kayalar ile Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Miyosen volkanik kayalarının ilksel mantoya normalize çoklu element diyagramındaki zenginleşme en fazla Doğu Pontid örneklerinde gözlenmiştir. (Şekil 112).



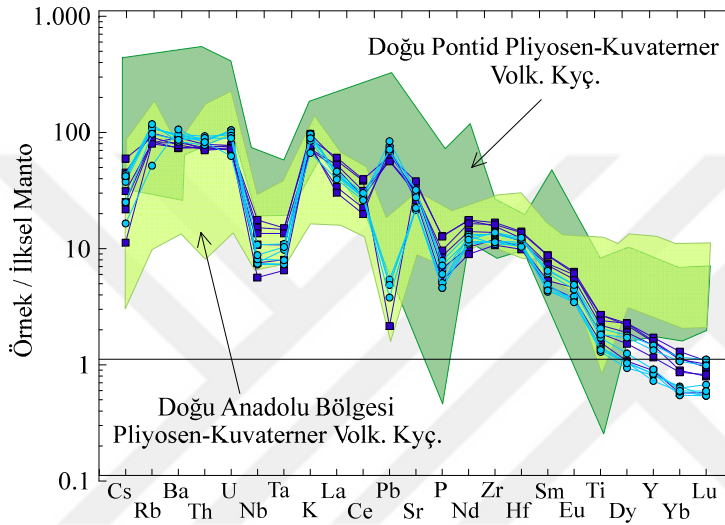
Şekil 111. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar ile Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçların Y (ppm)'e karşı Sr/Y diyagramı (Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır)

Karşılaştırılan tüm örneklerde gözlenen negatif Nb ve Ta anomalisi yitim bileşeni ile zenginleşmiş manto kaynağından türeyen kayaçları temsil eder. Negatif Pb anomalisi ise çarpışma etkisiyle oluşmuş yitim bileşenlerinin etkisiyle oluşmuş kayaçları temsil edebilir. İnceleme konusu Üst Miyosen volkanik kayaçlar ağır ANTE'lerde gözlenen hafifçe tüketilme haricinde Doğu Pontidler'den çok Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen kayaçları ile benzerlik gösterir.



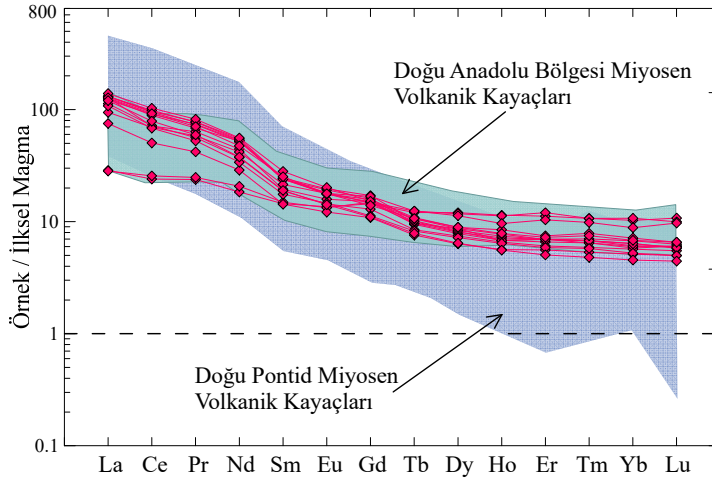
Şekil 112. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlar ile Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Miyosen yaşlı volkanik kayaçların ilksel mantoya normalize edilmiş çoklu element diyagramları (İlksel magma değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır. Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır)

Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar ile Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarının ilksel mantoya normalize örümcek element diyagramında karşılaştırılmış ve inceleme konusu olan örneklerin Doğu Anadolu Bölgesi Pliyosen-Kuvaterner örnekleri ile daha uyumlu olduğu gözlenmiştir (Şekil 113). Karşılaştırılan üç kayaç grubunda da BİLE (Ba, Rb, Th, U, K) bakımından zenginleşme, Nb, Ta ve Ti’ da tüketilme gözlenir. Karşılaştırılan her üç kayaç grubunda gözlenen negatif Nb ve Ta anomalisi yitim bileşeninin etkisini gösterir ki, bu etki Doğu Anadolu Bölgesi Pliyosen-Kuvaterner örneklerinde daha fazladır.



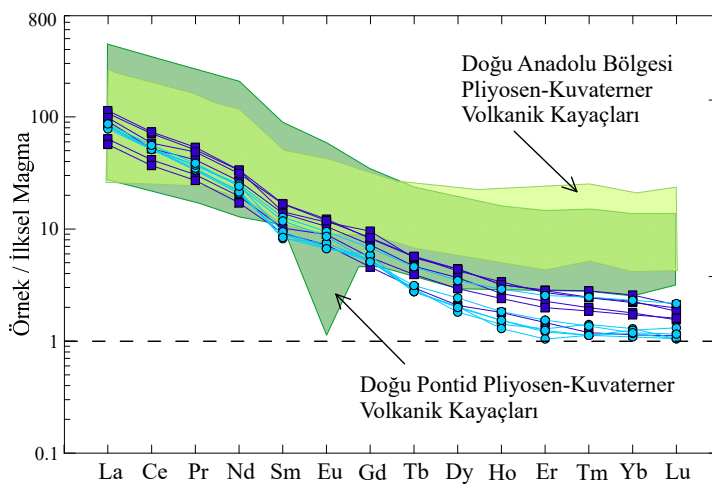
Şekil 113. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar, Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçların ilksel mantoya normalize edilmiş çoklu element diyagramları (İlksel magma değerleri Sun ve McDonough, 1989’den alınmıştır. Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır)

Çalışma kapsamında incelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlar, Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Miyosen volkanik kayaçları ilksel magmaya normalize nadir toprak element diyagramında karşılaştırılmıştır (Şekil 114). İnceleme konusu volkanik kayaçların HNTE dağılımları Doğu Pontid örnekleri ile benzer olup ONTE ve ANTE dağılımlarında farklılıklar mevcuttur. Buna karşın, incelenen Üst Miyosen volkanik kayaçları Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen volkanik kayaçları tamamen benzer dağılım göstermektedir. Bu benzer dağılım, incelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların Doğu Anadolu Bölgesi volkanik kayaçları ile aynı kökenden türediğine işaret eder.



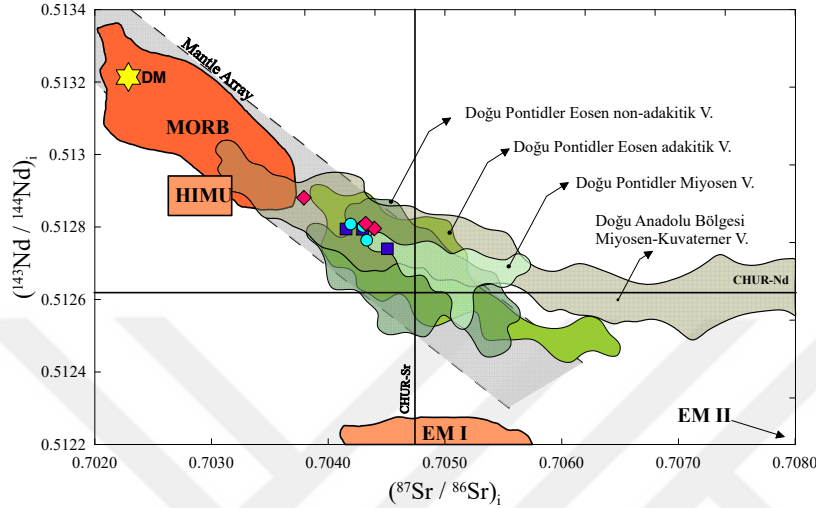
Şekil 114. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlar, Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Miyosen yaşlı volkanik kayaçların kondrite normalize edilmiş NTE (nadir toprak element) diyagramları (İlksel magma değerleri Sun ve McDonough,1989’dan alınmıştır. Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır)

Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar, Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçları ilksel magmaya normalize edilmiş nadir toprak element diyagramında karşılaştırılmıştır (Şekil 115). Karşılaştırılan Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların HNTE dağılım desenleri, Doğu Pontid ve Doğu Anadolu Bölgesi Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların ile benzerdir. Ancak incelenen örneklerin ANTE dağılımları her iki gruptan da farklıdır. Bu farklılık çalışma konusu olan Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların farklı bir kimyasal ve/veya mineralojik bileşime sahip bir kaynaktan itibaren türediğine işaret edebilir.



Şekil 115. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar ile Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Pontid Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçların kondrite normalize edilmiş NTE (nadir toprak element) diyagramları (İlksel magma değerleri Sun ve McDonough,1989’dan alınmıştır. Karşılaştırma verileri ve semboller Şekil 109 ile aynıdır)

İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i ve ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i oranları ile manto aralığı içinde yer alırlar. Bu volkanik kayaçlar; Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen-Kuvaterner volkanitleri, Doğu Pontidler Miyosen volkanitleri, Doğu Pontidler Eosen adakitik ve non adakitik volkanitleri ile karşılaştırıldığında benzer ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i ve ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i izotopik oranlara sahip oldukları görülmektedir (Şekil 116).



Şekil 116. İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlar ile Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen-Kuvaterner volkanitleri, Doğu Pontid Miyosen volkanitleri, Doğu Pontid Eosen adakitik volkanitleri ve Doğu Pontid Eosen non-adakitik volkanitlerinin ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i ye karşı ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i korelasyon diyagramı. EMI ve EMII (Zenginleşmiş Manto I ve II), HIMU ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ oranı yüksek manto), DM (Tüketilmiş Manto), BSE (Toplam Silikat Yerküre), PREMA (ortalama manto) alanları Zindler ve Hart (1986), Hart vd. (1992)'ye göre dir. Semboller Şekil 109 ile aynıdır. Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen-Kuvaterner volkanitleri için karşılaştırma verileri Şekil 109 ile aynıdır. Doğu Pontid karşılaştırma verileri: Eosen Non-Adakitik kayaçları için: Kaygusuz vd., 2011, Temizel vd., 2012; Arslan vd., 2013; Aydınçakır ve Şen 2013; Aydınçakır 2014; Dokuz vd., 2019; Yücel vd., 2017; Aydınçakır vd., 2024; Temizel vd., 2016; Kaygusuz vd., 2022'den, Eosen Adakitik kayaçları için: Karşı vd., 2010; Karşı vd., 2011; Eyüboğlu vd., 2013; Dokuz vd., 2013'den ve Miyosen volkanik kayaçları için: Dokuz vd., 2013; Aydın vd., 2008; Yücel vd., 2017; Eyüboğlu vd., 2012'den alınmıştır

İncelenen volkanik kayaçlar $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop diyagramlarında Doğu Anadolu Bölgesi'nde ve Doğu Pontidler'deki çeşitli volkanik birimlerle karşılaştırılmıştır (Şekil 117). $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramı dikkate alındığında incelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlar Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen-Kuvaterner volkanik kayaçları ile benzerlik gösterirken, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçları diğer deniz sedimanları ve Güney Sandiweh adaları volkanitleri ile benzerdir. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranlarına bakıldığında Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçları Doğu Anadolu Bölgesi Miyosen-Kuvaterner Volkanitleri ile benzer

Pb izotop değerleri sergiler. Ayrıca incelenen Üst Miyosen örnekleri Doğu Pontid Kuzey Eoesen volkanitleri ile de benzer izotopik değerler gösterir. Üst Miyosen ile Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarının Pb izotop sonuçları iki farklı kaynağa işaret eder.

Doğu Pontid ve Doğu Anadolu Bölgesi volkanik kayaçları ile karşılaştırılan hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlar genel olarak jeokimyasal ve izotopik özellikleri bakımından Doğu Anadolu Bölgesi volkanik kayaçlarının karakteristik özellikleri ile uyum gösterirler. Bununla birlikte, incelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların çoklu element diyagramlarında yüksek çekim alanlı element (Dy, Y, Yb, Lu) ve ANTE değerlerinin, Doğu Pontid ve Doğu Anadolu Bölgesi örneklerinden daha düşük değerler sergilemesi kısmi ergimeye uğramış granat içeren alt kabuktan türeyen adakit benzeri magmaları gösterebilir. Ayrıca, Pliyosen-Kuvaterner örneklerin Sr ve Pb izotop değerlerinin karşılaştırma yapılan örneklerden daha düşük değerlere sahip olması, pozitif ϵNd_i değerleri (+1.99 ile +3.05 arasında) henüz evrimleşmemiş juvenil alt kabuktan türeyen adakitik magmaların izlerini yansıtmaktadır.

4.10. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner Magmalarının Kristallenme Koşulları

Bu bölümde, Doğu Pontidler ile Erzurum-Kars Platosu arasında yer alan ve geçiş özelliğinde bulunan çalışma sahasında gözlenen volkanik kayaçların gelişiminde etkili olan kristallenme süreçleri farklı derinliklerdeki magma odası dinamikleri ile açıklanmaya çalışılmıştır. Bölgesel kabuk kalınlığının 29 - 47 km arasında değiştii (Çakır vd., 2000; Maden vd., 2009) ve ortalama kalınlığın 45 km olduğu bilinmektedir (Zor vd., 2003). Farklı derinliklerdeki magmatik süreçlerin izleri (dokusal, petrografik, kimyasal dengesizlikler, sıcaklık ve basınç gibi) hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarında açıkça gözlenmektedir.

su içeriği Luhr (1992)'a göre %2-3, Eggler (1972), Helz (1973) ve Naney (1983)'e göre ortalama %5, Merzbacher ve Eggler (1984)'e göre ise ortalama %6'dır. Üst Miyosen volkanik kayalar içindeki hornblend bileşimine dayanılarak hesaplanan su içeriği (H₂O) Ridolfi (2021)'e göre 4.60 ile 6.32 arasındadır (bk. Tablo 6). Ayrıca, bu volkanik kayalarda tespit edilen apatitlerin varlığı (P₂O₅ fraksiyonlaşması) ve A.K. (ateşte kayıp) içeriklerinin % 0.17-3.90 (bk. Tablo 16) arasında değişim göstermesi alterasyon etkisini ve magma kaynak alanların uçucu içeriği bakımından zengin olduğunu gösterir. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalardaki hornblend bileşiminden hesaplanan su içeriği (H₂O) Ridolfi (2021)'e göre 5.95 ile 13.42 arasında (bk. Tablo 6); Putirka (2016)'ya göre 1.39 ile 15.38'dir (Tablo 5). A.K. içerikleri % 0.25-1.70 (bk. Tablo 18, 19) arasında değişir. İncelenen bu volkanik kayalarda da gözlenen P₂O₅ fraksiyonlaşması yine kaynak alandaki uçucu içeriğine işaret eder.

İnceleme konusu olan volkanik kayalardan elde edilen petrografik gözlemler, mineral kimyası ve termobarometrik hesaplamalar; magma gelişiminin farklı basınç ve sıcaklıklarda, birden fazla magma odasında ve birçok petrojenetik olayın etkisiyle geliştiğini göstermektedir. Kristallenme süreçlerinin belirlenmesinde mineral kimyası analizlerinden elde edilen; olivin, klinopiroksen, hornblend, plajiyoklaz ve biyotit minerallerine dayalı sıcaklık ve basınç verileri kullanılmıştır. Bu termobarometrik verilerle birlikte kabuk kalınlığı yaklaşık 30 km olarak düşünüldüğünde, incelenen volkanizmaya ait magmatik sistem; derin (20–30 km), orta (10–20 km) ve sıg (0–10 km) seviyelerdeki magma odaları aracılığıyla gelişmiştir.

Hem Üst Miyosen hem de Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalar için plajiyoklaz jeobarometre hesaplamalarında elde edilen yüksek basınç değerleri yüksek kristallenme derinliklerini gösterir. İncelenen volkanik kayaların kristallenme basınçlarına karşılık gelen derinlikler $P = \rho \cdot g \cdot z$ bağıntısı kullanılarak hesaplanmıştır. Derinlik hesaplamalarında 1 kbar=100 MPa, yerçekimi $g=9.81 \text{ m/s}^2$ ve Doğu Anadolu Bölgesi için kabuk yoğunluğu $\rho=2.7 \text{ g/cm}^3$ olarak kullanılmıştır. Bu değerlere göre kıtasal kabukta 1 kbar≈3.7 km derinliğe karşılık gelmektedir (Tulloch ve Challis, 2005).

İncelenen Üst Miyosen volkanik kayalarda yapılan hornblend barometre hesaplamaları (Ridolfi, 2021) (bk. Tablo 6) sonucunda maksimum basınç değeri 8.71 kbar olup 32 km derinliğe karşılık gelir. Ortalama basınç değeri 4.20 kbar (~15 km) ve minimum basınç değeri 2.53 kbar (~9 km) olarak belirlenmiştir. Klinopiroksen barometre sonuçları (Putirka, 2008; bk. Tablo 4) basınç değerlerini; maksimum 8.30 kbar (~31 km), ortalama 4.16 kbar (~15 km) ve minimum 0.73 kbar (~3 km) olarak ortaya koymuştur. Plajiyoklaz barometre hesaplamalarına göre (Putirka, 2008; bk. Tablo 3) maksimum

basınç değeri 7.74 kbar (~28 km), ortalama 4.91 kbar (~18 km) ve minimum 2.93 kbar (~10 km) olarak elde edilmiştir.

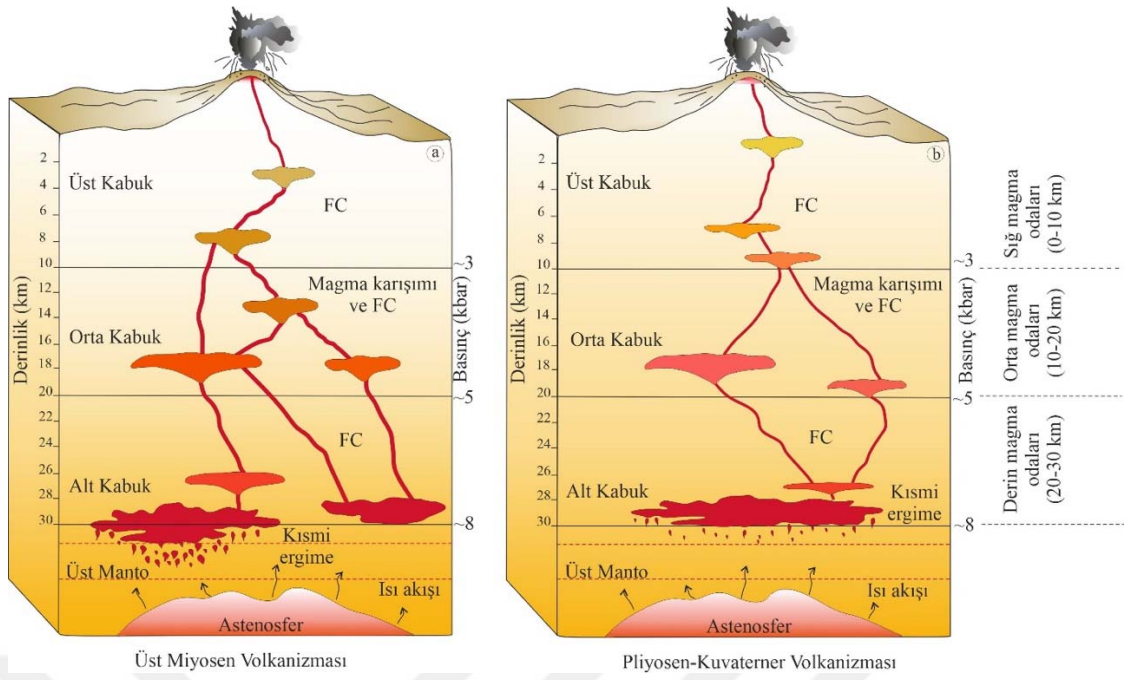
Elde edilen basınç-derinlik değerleri kristallenmenin derin (~28-32 km), orta (~15-18 km) ve sıg (~3-10 km) seviyelere yerleşen magma oda ve/veya odacıklarında gerçekleştiğini gösterir. Derin seviyelerde yüksek basınç ve sıcaklık koşullarında ilk olarak yüksek Fo içerikli olivinler kristallenir ve olivinlere daha sonra sırasıyla ortopiroksen, klinopiroksen, orta derecedeki oksidasyon şartlarında hornblend ve yüksek An içerikli plajiyoklaz kristallenmesi derin magma odalarında eşlik eder. Derin seviyelerde bulunan ana magma bileşimi ergime-asimilasyon-depolanma-homojenleşme (EADH) (Hildreth ve Moor bath, 1988) proseslerinin etkili olduğu açık magmatik sistem olaylarından etkilenmiştir.

Magmanın yoğunluğunun azalması ve/veya gerilmeli (ekstansiyonel) tektonik rejim etkisinde uçucuların uzaklaşması ile sıcak ve mafik magma odasının tazelenmesi sonucunda yükselmeye başlayan magma orta derinliklerdeki magma odasında / odalarında depolanır. Bu derinliklerde klinopiroksen kristallenmesine hornblend ve plajiyoklaz kristallenmesi eşlik eder. Ojit türü klinoproksenlerin kristallendiği bu magma odasında opaklaşmış hornblendler ve orta An içerikli plajiyoklazlar kristallenmeye başlar. Klinopiroksenlerde gözlenen normal ve ters zonlanma bu seviyede gelişir ve magma odasının yüksek sıcaklıklı ve daha mafik karakterli bir magmayla tazelenmesi magma karışımının bu seviyede gerçekleştiğini gösterir. Ayrıca, yuvarlaklaşmış, elek ve kemirilme dokusu gösteren plajiyoklazların varlığı, aynı kayaç içinde ters zonlu ve normal plajiyoklazların bulunması orta seviyelerdeki magma odalarında açık magmatik sistemlerde meydana gelen magma karışımının göstergeleridir.

Magma yükselimi bir kez daha tekrarlanır ve sıg seviyelerde ~3-10 km arasında üst kabuktaki magma odalarında depolanmaya başlayan magmanın bu seviyelerde enerjisi düşük olup ergime, asimilasyon depolama ve homojenleşme olayları oldukça düşük seviyededir ve bu derinliklerde magma son bileşimine yaklaşır. Sıg magma odasındaki kristallenme, yüksek oksidasyon şartlarında opaklaşma gösteren hornblend ve plajiyoklaz kristallenmesi sonucunda ortamda kalan ve uçucularca zengin ergiyiklerle son bulur (Şekil 118a). Elde edilen basınç ve sıcaklık değerleri, Üst Miyosen döneminde magmanın, farklı derinliklerdeki magma odaları ve/veya odacıklarında tekrarlanan fraksiyonlaşma süreçlerine uğradığını gösterir.

Pliyosen-Kuvaterner volkanizmasının kristallenme hikayesinde hornblend, plajiyoklaz ve biyotit barometre hesaplamalarından yararlanılmıştır. İncelenen Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarda bulunan hornblend minerallerinden elde edilen

barometrik hesaplamalar sonucunda (Ridolfi, 2021; bk. Tablo 6) maksimum basınç değeri 8.22 kbar olup 30 km derinliğe karşılık gelir. Ortalama basınç değeri 4.90 kbar (~18 km) ve minimum basınç değeri 2.74 kbar (~10 km) olarak belirlenmiştir. Plajiyoklaz minerallerinden elde edilen barometre sonuçları (Putirka, 2008) (bk. Tablo 3) maksimum 19.51 kbar (~72 km), ortalama 10.58 kbar (~39 km) ve minimum 7.77 kbar (~29 km) değerlerini vermektedir. Ancak, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalar için plajiyoklaz jeobarometre hesaplamalarından elde edilen bu yüksek basınç değerleri, plajiyoklaz kristallenmesi için uygun koşulları yansıtmamaktadır. Bu nedenle, söz konusu basınç değerleri ve karşılık geldikleri derinlikler bu bölümde değerlendirilmeye alınmamıştır. Biotit minerallerinden yapılan barometre hesaplamalarına göre (Luhr vd., 1984) (bk. Tablo 7) maksimum basınç değeri 1.81 kbar (~7 km), ortalama basınç değeri 1.14 kbar (~4 km) ve minimum basınç değeri 0.34 kbar (~1 km) olarak hesaplanmıştır. Barometrik veriler, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalarda kristallenmenin farklı derinliklerde ve bu derinliklere karşılık gelen magma odalarında gerçekleştiğini göstermektedir. Derin magma odasında ve/veya odalarında (~30 km) hornblend ayrışması ön plandadır. Yükselmeye başlayan magma orta derinlikteki (~18 km) orta magma odasında ve/veya odalarında birikmeye başlar ve değişen polibarik kristallenme şartlarında zonlu hornblend minerallerinin kristallenmesi kısmi ergime ve magma karışım süreçlerini gösterir. Volkanik aktivitenin son aşamasını temsil eden ve magmanın son bileşimini alan bu kısımda, basınç ve sıcaklık giderek azalır ve magma yükselimi tekrarlanır. Sığ seviyelere yerleşen magmanın (~1-10 km) üst kabukta sığ magma odalarında depolanmasıyla; hornblend, biyotit ve opak mineraller kristallenir. Bu evrede; uçucu bileşen içeriği, viskozite ve oksidasyon ileri derecededir. Elde edilen bu veriler Pliyosen-Kuvaterner döneminde volkanizmanın derin, orta ve sığ seviyelerde magma odalarında gerçekleştiğini ortaya koymaktadır. (Şekil 118b).



Şekil 118. (a) Üst Miyosen ve (b) Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların derin magma odası, orta magma odası ve sıg magma odalarında gerçekleşen kristallenme ortamları ile magmatik süreçlerini gösteren şematik model

4.11. Jeodinamik Evrim

Çalışma sahası Doğu Pontidler ile Rodop-Pontid Fragmanının etkileşim bölgesinde bulunduğundan jeodinamik olarak önemli bir konuma sahiptir. Rodop-Pontid Fragmanı'nın temeli metamorfik Pulur Kompleksi'ne ait granülit fasiyes kayaçlarından oluşur (Topuz vd., 2004). Bu metamorfik temel üzerinde Avrasya kıtasının kenarı altına doğru kuzey yönlü yitim ile oluşmuş Albion-Oligosen döneminde püskürmüş yay magmatizmasını temsil eden kalın bir istif bulunurken, güneyde ofiyolitik melanj yüzeylemeleri bulunur (Şengör vd., 2003).

Tetis Okyanusu'nun evrimine bağlı olarak Anadolu'da doğu-batı uzanımlı çeşitli tektonik birimler tanımlanmıştır. Türkiye'nin jeotektonik birlikleri farklı araştırmacılar tarafından değişik biçimlerde tanımlanmıştır. Şengör ve Yılmaz (1981) Pontidler, Sakarya Kıtası, Anatolid-Torid ve Güneydoğu Anadolu Kıvrım Kuşağı'nı ayırt ederken, Okay ve Tüysüz (1997) Anatolid-Torid, Pontidler ve Kırşehir Masifini tanımlamıştır. Şengör (2003) ise Doğu Anadolu'da Rodop-Pontid Fragmanı, Kuzeybatı İran Fragmanı, Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı (DAYK), Bitlis-Pötürge Masifi ve Arap Platformu'nu kıtasal parçalar olarak ele almıştır.

Anadolu'da bulunan suture zonları ve mikro kıtalar (Şengör ve Yılmaz, 1981) Paleotetis ve Neo-tetis okyanuslarının gelişimi ile ilişkilidir. Paleotetis olayları Kuzey Anadolu'da Permian-Lias döneminde etkili iken, Neotetis olayları Triyas-Miyosen döneminde Anadolu'da etkili olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; 1984). Kuzey ve Güney

olmak üzere iki kola ayrılan Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu Geç Triyas döneminde, güney kolu ise Geç Kretase döneminde kapanmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Türkiye'nin orojenik gelişimini esas alan Ketin (1966) tektonik birimleri; "Toridler, Anatolitler, Pontidler ve Kenar Kıvrım Kuşağı" olarak incelerken, Ketin ve Canitez (1972) bir bütün olarak incelenen "Pontidler"i Ketin, (1966) Doğu ve Batı Pontidler olmak üzere iki grupta değerlendirmişlerdir. Alpin orojenezinin en karmaşık jeodinamik ortamını oluşturan Doğu Pontidler, tipik magmatik yay özelliğindedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Bektaş vd., 1999). Eski bir ada yayı olarak tanımlanan ve Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından "Rodop Pontid Fragmanı" adı verilen Pontidler; tektonik, magmatik ve sedimantolojik kriterlerine göre farklı zonlara bölünmüştür (Bektaş vd., 1995; Arslan vd., 1997). Pontid kuşağı yapısal özelliklerine göre Kuzey Zon, Güney Zon ve Eksen Zon olmak üzere üç ayrı kısımda sınıflandırılmıştır (Bektaş vd. 1995).

Doğu Pontidler, Geç Mezozoyik-Erken Tersiyer'de Neotetis okyanus kabuğunun Avrasya levhası altına kuzey yönlü yitimiyle gelişen ve Paleosen'de Anatolid-Torid platformu ile çarpışması sonucu oluşmuş bir magmatik yay olarak yorumlanmaktadır (Yılmaz vd., 1997). Yitimin başlangıç zamanı ve yönü ile çarpışmanın yaşı konusunda literatürde farklı görüşler mevcuttur. Şengör ve Yılmaz (1981), Paleozoyik-Orta Jura'da güney yönlü olan yitimin Üst Kretase-Eosen boyunca kuzey yönlü olduğunu belirtirken; bazı çalışmalar Eosen volkanizmasını kuzey yönlü yitime ve çarpışmayı Oligosen'e (~30 My) bağlamaktadır (Tokel, 1977; Robinson vd., 1995). Buna karşılık, Paleozoyik'ten Eosen sonuna kadar yitimin güney yönlü olduğu görüşü de ileri sürülmüştür (Bektaş vd., 1999; Eyüboğlu, 2010). Çarpışma, Doğu Pontidlerin yükselmesi ve kabuksal kalınlaşmasıyla sonuçlanmış olup, İzmir-Ankara-Erzincan suture zonunda Paleosen-Eosen döneminde gerçekleştiği kabul edilmektedir (Okay vd., 1997; Boztuğ vd., 2007). Eosen-Miyosen volkanizması ise çarpışma sonrası açılma rejimiyle ilişkili olup, manto ve alt kabuk kökenli magmaların karışımıyla gelişmiştir (Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Topuz vd., 2005; Arslan ve Aslan, 2006; Temizel vd., 2012; Arslan vd., 2013).

Doğu Pontidler, Geç Triyas döneminde kapanmaya başlayan Tetis Okyanusu'nun kuzey kısmında yer alır (Okay ve Şahintürk, 1997; Şengör vd., 2003). Jura-Kretase dönemi Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzey kısmını oluşturur (Okay ve Şahintürk, 1997; Dokuz vd., 2010). Erken Jura'daki Neo-Tetis'nin Orta-Eosen'e kadar olan süreçte kuzeye doğru bir yitimle kapandığı belirtilmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Pontidler'deki yitim ilişkili riftleşme Jura-Kretase döneminde gelişmiş ve bu riftleşmenin yitim ve makaslama tektoniğinin sonucu olduğu ileri sürülmüştür (Dokuz vd., 2006). Ayrıca bu veriler, Albien - Santoniyen döneminde açılma hareketleriyle karbonat platformunun kırıldığı

yönündeki görüşü destekler (Yılmaz, 1997). Geç Paleosen-Erken Eosen döneminde Pontidlerin güney kesiminde alt kıtasal kabuğun ergidiği ve magmatizmayı oluşturduğu öne sürülmüştür (Topuz vd., 2005; Karlı vd., 2007). Bu görüş, Orta-Geç Eosen'de Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun kapandığını gösterir. Kuzey Neo-Tetis Okyanusu'nun kapanması ile birlikte, kıta - kıta tektonik çarpışması Geç-Paleosen ile Erken Eosen zaman aralığında başlamıştır (Okay vd., 1997). Paleosen-Erken Eosen döneminde kuzeye doğru vergent bindirme dilimlerinin (belirli bir yöne doğru yığılmış ve bindirme fayları boyunca taşınmış kaya dilimleri) oluşması, Doğu Pontidler'de kabuksal kısalma ve kalınlaşmaya sebep olmuştur (Okay ve Şahintürk, 1997; Okay vd., 1997). Bu kalınlaşmayı, Orta Eosen (Lutesiyen)'de Pontidler ve Anatolid-Torid bloğu boyunca oluşan bölgesel bir denizel transgresyon izlemiştir. Gravitasyonel olarak dengede olmayan bu kabuk kalınlaşması yatay yönde genişlemeli faylar oluşturmuştur (Dewey, 1988). Bu tür genişlemeli çökme mekanizması iki şekilde oluşabilir: (1) iletken termal sınır tabakasının alt kısmının konveksiyonla uzaklaştırılması (Houseman vd., 1981) modelinde; kabuk ve manto arasındaki sıcak bölge zamanla yoğunlaşır ve sıcaklığı azalır, bu da alt kısmın aşağıya doğru batmasına (konveksiyonla uzaklaşmasına) sebep olur. Litosferin alt kısımları zamanla soğuduğundan ve ağırlaştığından, daha sıcak ve hafif olan astenosferik malzeme yukarı hareket eder. Yükselen sıcak astenosfer kabuğu ısıtarak ergitmeye başlar ve kabuk genişleyerek inceler ve sonucunda çökme başlar. (2) litosferin en alt kesiminin kabuktan koparak daha az yoğun astenosfer içine batması (litosferik delaminasyon) (Bird, 1979; Kay ve Kay, 1993) durumunda gerçekleşir. Litosferin alt kısmındaki yoğun kısımlar (garnet gibi) kabuktan koparak astenosfer içine batar. Sıcak ve hafif astenosfer yükselerek alt kabuğu ısıtır. Yükselme sonucunda genişlemeli çökme süreci gelişir. Öne sürülen bu modeller; kopan litosferin daha hafif astenosfer ile yer değiştirmesini içerir. Ayrıca, kabuksal genişleme öncesinde bölgesel ölçekte hızlı bir yükselim ve ani sıcaklık değişimi ile magmatizma söz konusudur. Doğu Pontidler'de, mevcut jeokimyasal verilerin dalma-batma izi gösterdiği, fakat doğrudan astenosfer kaynaklı bir magmatizmanın henüz tespit edilmediği bilinmektedir (Topuz vd., 2011).

Erken Eosen'de Avrasya ile Torid-Anatolid tektonik bloklarının çarpışması ile birlikte gelişen kabuk kalınlaşması Eosen - Oligosen - Miyosen (Neojen) döneminde adakitik magmalar, astenosferik manto akışları, litosferik yükselim ve açılma rejiminin etkisinde çarpışma sonrası ortamda gelişmiştir (Çoban, 2007). Doğu Pontidler'deki adakit benzeri kayalar metazomatize olmuş zenginleşmiş litosferik alt kabuktan oluşan magmaların farklı derecelerde karışımı ile oluşmuştur. Paleosen-Erken Eosen

dönemindeki adakit benzeri bu magmatizma, Pontidlerin en kuzeyi ile sınırlı olup ve çarpışma sonrasına işaret eder (Topuz vd., 2011). Doğu Pontidler'deki adakit oluşumuna yoğunluk farkından kaynaklı litosferik mantodan türeyen bazaltik ergimenin sebep olduğu öne sürülmüştür. Bazaltik ergimenin, Moho derinliğine ulaştığında (≥ 43 km) ya granat kristalleşmesinden ya da önceden alt kabuğa yerleşmiş magmaları yeniden ergitirken granat ve hornblend içeren artık bileşim bırakmasından kaynaklandığı savunulmaktadır (Topuz vd., 2011). Orta Eosen'de ise kabuk iyice incelmış ve Moho sınırı daha sıkı derinliklere ulaşmıştır. Bu aşamada, fraksiyonlaşan veya artık faz olan garnet ortamda gözlenmez (Topuz vd., 2011).

Doğu Pontidler Tersiyer volkanizmasının gelişiminde, çarpışma sonrası gelişen açılma jeodinamik sistem içerisinde şekillenen Doğu Pontidler'deki Eosen volkanizmasının evrimi litosferik levha kopması ve / veya litosferik ayrılma (delaminasyon) süreçleriyle açıklanabilmektedir (Arslan vd., 2009; Temizel ve Arslan, 2009; Arslan vd., 2013). Bu mekanizmalar, astenosfer yükselmesine neden olur ki, bu kıta altı manto litosferininin ergimesine sebep olur.

Üst Kretase döneminde kapanmaya başlayan Tetis Okyanusu'nun güney kolu, Anatolid-Torid tektonik platformu ve DAYK, Afrika ve Arabistan levhasından ayırır ve Orta Miyosen'de Bitlis-Pötürge Kenet kuşağı ile Arabistan-Avrasya çarpışması meydana gelir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Doğu Anadolu Bölgesi, Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunu temsil eden okyanusal levhanın yitime uğraması ve Tetis Okyanusu'nun kapanmasından sonra Anadolu ve Arabistan levhaları arasında meydana gelen kıta-kıta çarpışmasına bağlantılı olarak Miyosen döneminden başlayarak kuzey-güney yönlü sıkışma rejimiyle ilişkili olarak oluşmuştur (Şengör ve Kidd, 1979). Doğrultu atımlı fay sistemleri, ters faylar ve doğu-batı uzanımlı kıvrımlar gibi birçok tektonik faktör bu sıkışma rejimi sonucunda oluşmuştur (Yılmaz vd. 1987). Bölge 12-13 My önce Avrasya ve Arabistan levhalarının çarpışması sonucunda deniz seviyesinden yaklaşık 2 km yükseklikte ve 150 000 km² genişlikte bir plato olarak oluşmuş ve bu yükselme günümüzde aktif olarak devam etmektedir (Şengör ve Kidd, 1979). Bu bölgesel yükselim ile bölgede yaygın olarak gözlenen volkanik aktivite neticesinde bölgenin büyük bir kısmında farklı jeokimyasal bileşimlere sahip ve yaklaşık 1 km kalınlığı bulan volkanik istifler meydana gelmiştir (Keskin, 2007). Bölgede yoğun olarak gözlenen volkanik faaliyet büyük ölçüde ekstansiyonel çatlakları boyunca gelişmiş (Keskin vd., 1998) ayrıca Nemrut (Özdemir vd., 2006), Etrüks (Oyan, 2011), Süphan (Özdemir vd., 2011; Özdemir ve Güleç, 2014) ve Erzurum Kars Paltosu (Keskin vd., 1998, 2006) gibi volkanik çıkış merkezlerinin varlığı da bilinmektedir.

Kuzeyde başlayan volkanik aktivite zamanla güneye doğru hareket etmiştir. 10-11 My önce yiten okyanusal litosfer bölgenin kuzeyinde yer alan astenosferden daha yoğun olduğundan aşağıya doğru batarak dikleşmiştir Yitim bileşeni içeren astenosferik manto Pontidler'in altından güneye doğru hareket etmiştir (Keskin, 2003, 2005 ve 2007). Çarpışmanın etkisiyle kalınlaşan Pontid kıtası altındaki litosferik kabuğun gravitasyonel dengesi bozularak kopma meydana gelmiştir. Kopan parçanın mantoya gömülmesi ile delaminasyon meydana gelmiştir (Keskin vd., 1998; Keskin, 2005, 2007). Kopan litosferin yerine yükselen sıcak astenosferik malzeme Pontidler'in altında kalan litosferi ergitmiştir. Bu ergime neticesinde oluşan magma (Keskin vd., 1998; Keskin, 2007) kıtasal kabuk içinde evrimleşerek çoğunlukla susuz (anhidrous) kalk-alkalen bazaltları oluşturmuştur (Keskin vd., 2006). Bu evreyi takip eden süreçte ise (~8 My) volkanik aktivite kısmen durağanlaşmıştır (Keskin vd., 2006). 7-6 My zaman aralığında, EKP'nun batı ve orta kesimlerinde iki bileşenli susuz lavlar ve piroklastik birimler yüzeylemiştir. (Keskin vd., 2006). Oluşan volkanik ürünler doğrultu atımlı faylar tarafından kontrol edilen çek-ayır havzalarında birikmiştir (Keskin vd., 1998). 5-6 My sürecinde, volkanik aktivite EKP'nun batı kısımlarında artış göstermiş ve bölgede sıkışmalı tektonik rejimin etkisine girmiştir (Keskin vd., 1998). 1.5-5 My zaman diliminde bölgede püskürme oranı önemli derecede artış göstermiş ve bazik karakterli lavlar etkin hale gelmiştir. Bu evrede doğrultu atımlı fay sistemleri ile ilişkili genişlemeli (ekstansiyonel) faktörlerin etkisiyle oluşan kırık sistemleri magmanın yüzeye ulaşmasını sağlamıştır (Keskin vd., 1998). Dolayısıyla magmalar kabukla önemli bir etkileşime girmeden yüzeye ulaşmış ve özellikle EKP'nun doğusunda geniş bazaltik lav kütlelerinin oluşmasına neden olmuştur (Keskin vd., 1998). Bölgede etkili olan çarpışma sonrası Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanizmanın püskürme ürünleri 3.5-0.97 aralığında oluşmuştur. Hafif alkali bazaltik lav akıntılarıyla başlayan volkanizma ortaç-asidik (andezit-dasit) üyeler (2.9-2.1 My) ile devam ederek geçişli ve subalkali bazalt akıntılarıyla (2-0.97 My) sonlanmıştır (Özdemir ve Özdemir, 2023).

Son yapılan jeofizik çalışmalarda BPM ve Aras Nehri arasında yer alan kısmın litosferik manto bakımından yoksun olduğu öne sürülmüş ve DAYK'nın doğrudan astenosferik manto üzerinde bulunduğu belirtilmiştir (Al-Lazki vd., 2003; Gök vd., 2003; Sandvol vd., 2003; Angus vd., 2006). Yapılan bu çalışmalar neticesinde Doğu Anadolu Bölgesi'nin güney kısımlarında kabuk kalınlığının 38 km, kuzey kısımlarında (Erzurum Kars Platosu altında) 50 km'ye kadar değişim gösterdiği ve ortalama kabuk kalınlığının 45 km olduğu saptanmıştır (Zor vd., 2003). Kabuk kalınlığındaki bu değişkenlikler bölgenin jeodinamiği ile volkanizması arasında var olan ilişkinin önemini gösterir. Yiten

okyanusal litosferin yitime uğraması ve zamanla litosferik levhanın koparak astenosfere batmasıyla (Şengör vd., 2003) bölgedeki volkanizma kalk-alkaliden alkali karaktere geçiş göstermiştir (Keskin, 2003; 2007; Oyan, 2011).

Doğu Anadolu magmatizmasının kaynağı ve oluşumu hakkındaki tartışmalar günümüzde hala devam etmektedir. Magmatizmanın kökeni ve litosferik yapısına ilişkin farklı modeller öne sürülmüştür. Kısmi litosferik delaminasyon (Pearce vd., 1990) ve dalma-batma levha kopması (slab break-off) (Şengör vd., 2003; Keskin, 2003) en çok kabul gören modellerdir.

Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki çarpışma sonrası magmatizma için öne sürülen olası kaynaklar; (i) kıtasal manto litosferi (Karaoğlu vd., 2020; Pearce vd., 1990), (ii) yitim ile değişime uğramış astenosferik manto (Keskin, 2003; Şengör vd., 2008), (iii) astenosferik ve litosferik manto karışım ergimeleri (Özdemir ve Güleç, 2014; Rabayrol vd., 2019), (iv) alt kabuktan türeyen ergimeler (Karslı vd., 2008), (v) kabuksal kirlenmeye uğramış anorojenik (kıta içi) astenosferik manto ergimeleri (Kocaarslan ve Ersoy, 2018) olup, bu modeller magmatizmanın birden fazla bileşenin etkisiyle geliştiğini gösterir.

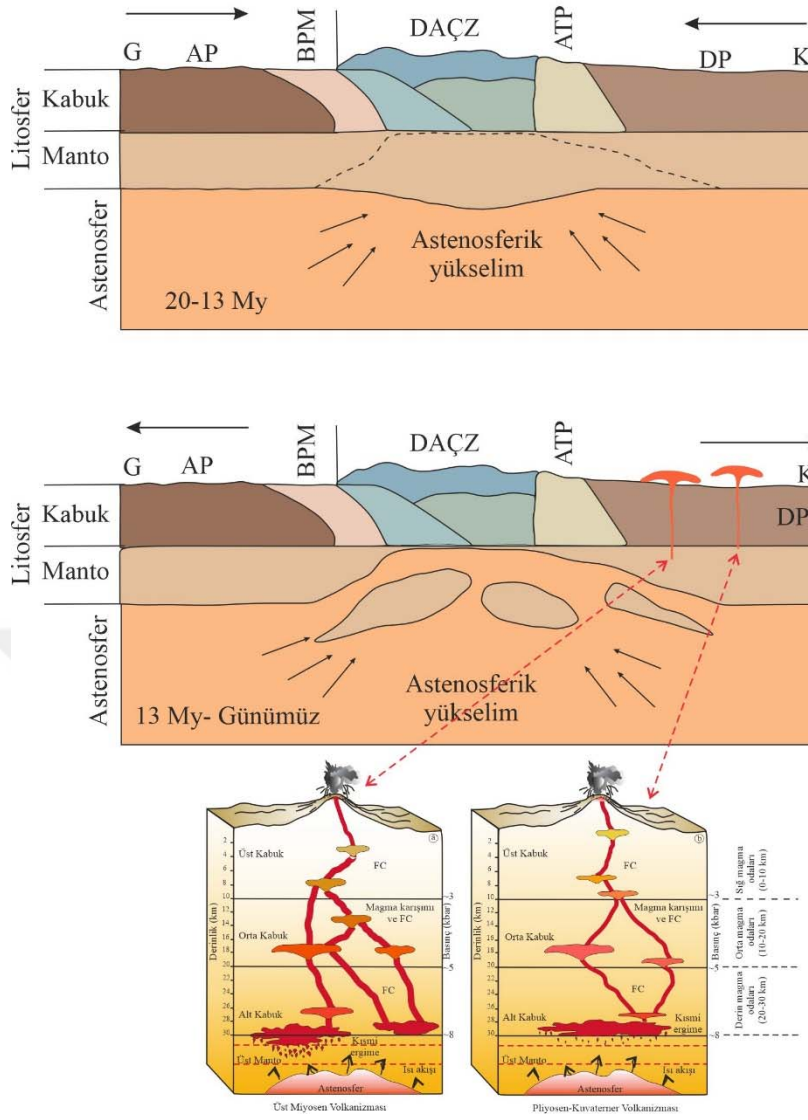
Son yıllarda yapılan çalışmalar bu modellerin geliştirilmiş versiyonlarını öne sürmektedir. Geç Senozoyik magmatizması, Arap-Anadolu levha çarpışmasına bağlı olarak gelişen slab kopması (slab break-off) ve/veya delaminasyon süreçleriyle ilişkilendirilmiştir (Özdemir vd., 2022). Orta Miyosen'den Erken Kuvaterner'e kadar bölgedeki bazaltlara ait ergime derinlikleri litosfer kalınlığının günümüz değerleriyle benzer olduğunu ve bu dönemde büyük ölçekli bir delaminasyonun gerçekleşmediğini gösterir (Özdemir vd., 2022).

Doğu Anadolu Çarpışma Kuşağı'nda, Miyosen'den Pliyosen'e doğru litosfer-astenosfer sınırının (LAB) sığlaşması ve litosferik mantonun delaminasyon yoluyla kaybı, bu dönemde geniş hacimli bazaltik lavların oluşumuna neden olmuştur. Erken Pliyosen döneminde litosfer-astenosfer sınırının (LAB) gelişimi delaminasyon, Kuvaterner döneminde LAB'ın yeniden derinleşmesi litosferik mantonun kalınlaşmasıyla, yani manto litosferinin yeniden eklenmesi (relaminasyon) süreciyle ilişkilendirilmiştir. Doğu Anadolu Çarpışma Kuşağı altında yaklaşık 5-6 My içinde 5-11 km kalınlığında bir manto litosferinin yeniden eklenebileceği öne sürülmüştür (V. Oyan vd., 2023). Alternatif bir modele göre, bölgedeki volkanizma Oligosen'de başlamış ve Geç Miyosen-Erken Pliyosen döneminde artan çarpışmaya bağlı olarak litosferik damlama (lithospheric dripping) mekanizmasıyla açıklanmaktadır (E. Oyan vd., 2023).

Doğu Anadolu Bölgesi'nde; volkanizma, çökel havza gelişimi, yükselme ve kabuksal deformasyonların kuzeyden güneye doğru asimetric olarak gelişir (Memiş vd.,

2020) ve kırılğan litosferik kopma süreci bölgede yaklaşık 20 My'dır devam eden jeodinamik bir süreçtir (Akdağ vd., 2024). Litosfer kopma (lithospheric removal) modeli ya kırılğan kopma (Bird, 1979) ya da akışkan biçimde aşağıya sarkma (duclite) mekanizmaları ile açıklanır (Houseman vd., 1981). Ancak, bazı bölgelerde bu mekanizmaların birlikte etkili olduğu hibrit bir model de mümkündür (Stern vd., 2013). Akışkan kopma mekanizmasında yüzeyde gözlenen kıvrılma, yükselme gibi morfolojik unsurlar merkezin her iki tarafında simetrik görülürken, kırılğan kopma mekanizmasında ise yüzey şekilleri asimetriktir ve kabuk kalınlığı değişkendir. (Göğüş ve Pysklywec, 2008b; Wang ve Currie, 2015).

Çalışma kapsamında elde edilen bulgular ile literatürde mevcut jeodinamik modeller birlikte değerlendirildiğinde çalışma sahasının içinde bulunduğu Doğu Pontidler ile Erzurum-Kars Platosunun kesişim alanında etkili olan Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanizmasının gelişimini gösteren jeodinamik bir model oluşturulmuştur (Şekil 119). İncelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaların jeodinamik gelişim modeli; Doğu Pontidlerde Geç Kretase-Erken Paleosen döneminde kıta-kıta çarpışmasına bağlı Kuzey Neo-Tetis kolunun kuzeye yitimi ile litosferik levhada meydana gelen kopma (slab break off) ve litosferik kalınlaşma ile başlar. Kıtasal kalınlaşmayı takip eden süreçte kopan litosferin yoğunluğundan dolayı astenosfere gömülmesi delaminasyona yol açmış ve bunun sonucunda litosferde incelmeye meydana gelmiştir. Oligosen-Miyosen döneminde Arap levhasının kuzeye doğru ilerlemesi ve Güney Neo-Tetis Okyanusu'nun kapanma süreci ile yiten Güney Neo-Tetis kolunda litosferik kopma (slab break-off) gerçekleşir ve kıtasal kalınlık bir miktar daha artar. Geç Miyosende artan kabuk kalınlığına bağlı yoğunluğu artan kıtasal kabuk aşağıya doğru eğilme gösterir ve alt kıtasal kabukta kopmalar meydana gelir ve kopan parçaların üst mantoya gömülmesi ile delaminasyon gerçekleşir. Sıcak astenosfer litosferik mantoda ve incelenen mafik alt kabuğa doğru sokularak Üst Miyosen volkanizmasını, yükselmeye devam eden astenosfer juvenil alt kabukta kısmi ergimeler meydana getirerek Pliyosen-Kuvaterner volkanizmasını üretir.



Şekil 119. Çalışma sahasının içinde bulunduğu Doğu Pontidler ile Arap Plakasının etkileşimini gösteren jeodinamik model. (AP:Arap Plakası, BPM: Bitlis-Pötürge Masifi, DAÇZ: Doğu Anadolu Çarpışma Zonu, ATP: Anadolu-Torid Platformu, DP: Doğu Pontidler)

5. SONUÇLAR

1. Bazalttan andezite kadar değişen bileşimde olan Üst Miyosen volkanik kayaçların arasından tüf, aglomera ve merccek veya ince seviyeler halinden çökel kayaçlar bulunması; andezit bileşimindeki Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların akma yapısı gibi morfolojik, volkanostratigrafik ve fasiyes özellikleri göstermesi, incelenen Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarının Geç Miyosen'den Kuvaterner'e kadar sığ denizel ya da karasal volkanizmanın özelliklerini taşıdığını gösterir.

2. Mineral kimyası analizlerine göre Üst Miyosen volkanik kayaçlar başlıca plajiyoklaz (An_{16-77}), klinopiroksen ($Wo_{39-45}En_{43-50}Fs_{11-12}$), ortopiroksen ($Wo_{3-4}En_{73-82}Fs_{14-24}$), olivin (Fo_{63-86}), hornblend ($Mg \# 0.62-0.79$) ile Fe - Ti oksit ($Usp_{0.05-1.44}$, $İlm_{0.94-0.96}$)'ten; Pliyosen volkanik kayaçlar plajiyoklaz (An_{10-92}), hornblend ($Mg \# 0.56-0.77$), biyotit ($Mg \# 0.60-0.61$) ve Fe-Ti oksit ($Usp_{0.10-0.96}$); Kuvaterner volkanik kayaçlar ise plajiyoklaz (An_{5-50}), hornblend ($Mg \# 0.51-0.76$), biyotit ($Mg \# 0.49-0.72$) ve Fe-Ti oksit ($Usp_{0.12-0.87}$)'ten oluşur.

3. Olivin-ergiyik termometre hesaplamalarına göre (sulu sistemler) Üst Miyosen volkanik kayaçların kristallenme sıcaklıkları $1303-1403^{\circ}C$ arasında (ortalama $1332 \pm 34^{\circ}C$)'dir. Klinopiroksen-ergiyik termobarometre hesaplamalarına göre hesaplanan Üst Miyosen volkanik kayaçların kristallenme sıcaklıkları $1026-1230^{\circ}C$ arasında (ortalama $1179 \pm 53^{\circ}C$); kristallenme basınç değerleri $0.73-8.3$ kbar (ortalama 4.16 ± 2 kbar)'dır. Plajiyoklaz termobarometre ve hidrometre hesaplamalarına göre Üst Miyosen volkanik kayaçların kristallenme sıcaklığı $1131-1142^{\circ}C$ arasında (ortalama $1134 \pm 4^{\circ}C$), kristallenme basınçları $2.93-7.74$ kbar arasında (ortalama 4.91 ± 1.66 kbar), su içeriği % $0.37-1.66$ arasında (ortalama % 0.96 ± 0.38). Pliyosen ve Kuvaterner volkanik kayaçlarda bulunan plajiyoklazlardan uygun kristallenme sıcaklık ve basınç değerleri elde edilememiştir. Hornblend termobarometre, hidrometre ve oksijen fugasitesi hesaplamalarına göre; Üst Miyosen volkanik kayaçların kristallenme sıcaklığı $880-1014^{\circ}C$ arasında (ortalama $949 \pm 30^{\circ}C$), kristallenme basınçları $2.53-8.71$ kbar arasında (ortalama 4.20 ± 1.36 kbar), su içeriği % $4.60-6.32$ arasında (ortalama % 5.34 ± 0.47) ve oksijen fugasitesi ($\log fO_2$) (-10.94) ile (-8.92) arasında ortalama -10.05 ± 0.48 'dir. ΔNNO (Delta Nikel-nikel oksit) değerleri ise $0.39-1.76$ (ortalama 0.92 ± 0.42)'dir. Pliyosen volkanik kayaçlar için kristallenme sıcaklıkları $818-987^{\circ}C$ (ortalama $928 \pm 41^{\circ}C$), kristallenme basınçları $2.53-8.71$ kbar arasında (ortalama

4.20±1.36 kbar), su içeriği değerleri % 5.95-13.42 (ortalama %7.14±1.62), oksijen fugasitesi ($\log fO_2$) değerleri (-12.89) ile (-8.82) arasında (ortalama -10.20±0.88)'dir. ΔNNO (Delta Nikel-nikel oksit) değerleri 0.20-2.99 (ortalama 1.10±0.50)'dur. Kuvaterner volkanik kayalar için kristallenme sıcaklıkları 819-819°C (ortalama 818±0.16°C), kristallenme basınçları 2.89-3.04 kbar arasında (ortalama 2.97±0.11 kbar), su içeriği değerleri % 11.23-11.66 (ortalama %11.44±0.30), oksijen fugasitesi ($\log fO_2$) değerleri (-13.04) ile (-13.00) arasında (ortalama -13.02±0.03)'dir. ΔNNO (Delta Nikel-nikel oksit) değerleri 0.34-0.39 (ortalama 0.37±0.04)'dur. Biyotit termobarometre ve oksijen fugasitesi hesaplamalarına göre Pliyosen volkanik kayaların kristallenme sıcaklıkları 737-740°C arasında (ortalama 739±2°C), kristallenme basınçları 1.68-1.81 kbar arasında (ortalama 1.74±0.09 kbar) ve oksijen fugasitesi ($\log fO_2$) değerleri (-15.63) ile (-15.54) arasında (ortalama -15.58±0.07) değişir. Kuvaterner volkanik kayaların kristallenme sıcaklıkları 659-678°C arasında (ortalama 667±10°C), kristallenme basınçları 0.34-1.21 kbar arasında (ortalama 0.74±0.44 kbar) ve oksijen fugasitesi ($\log fO_2$) değerleri (-18.19) ile (-17.53) arasında (ortalama -17.91±0.34) değişmektedir.

4. Çalışılan volkanik kayalarda hamur ve mineral ayrımları (biyotit) üzerinde gerçekleştirilen ^{40}Ar - ^{39}Ar yaşlandırma analizlerinde bazaltik volkanik kayalardan elde edilen 7.3-8.6 My ile Üst Miyosen'e, andezitik volkanik kayalardan elde edilen 0.731-5.2 My Pliyosen-Kuvaterner'e karşılık gelen yaşlar vermiştir.

5. Bu çalışmada ele alınan volkanik kayalar; şösonitik karakterli Üst Miyosen volkanik kayaların bileşimleri bazalt, traki-bazalt, bazaltik traki-andezit, bazaltik andezit, traki-andezit ve andezittir. Kalkalkalen karakterli Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalar ise yarı alkali karakterde olup andezit bileşimindedir.

6. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaç gruplarında büyük iyon yarıçaplı litofil elementler, Th ve Ce'ca zenginleşmesi ve yüksek çekim alanlı elementler'ce fakirleşmesi gösteren N-MORB'a normalize iz element desenleri kaynak alanda gelişen yitim etkisini işaret eder. İncelenen volkanik kayalardaki BİLE zenginleşmesi kaynak alandaki zenginleşmeyi ve daha az olarak kabuk kirlenmesini gösterirken, negatif Nb ve Ta anomalisi yitim bileşeninin ve/veya kabuksal kirlenmenin katkısını gösterir. Üst Miyosen volkanik kayalar hafif ($La_N/Lu_N=2.66-27.12$), Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalar ($La_N/Lu_N=29.36-75.58$) yüksek oranda zenginleşmiş kondrite normalize NTE desenleri sergiler. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların ANTE desenlerinde farklılık gözlenir. Bu farklılık Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaların kaynak alanlarındaki ANTE bakımından tüketilme ve/veya bu kayaların kaynak alanında granat varlığı ile ilişkilidir.

7. Üst Miyosen volkanik kayaçların Sr/Y değerleri 13.45-69.73, La/Yb değerleri 3.91-39.23 ve La_N/Yb_N değerleri ise 2.64-26.51 arasındadır. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların Sr/Y değerleri 43.72-143.42, La/Yb değerleri 43.45-111.85, La_N/Yb_N değerleri 34.76-75.58 arasında değişir. İncelenen volkanik kayaçlar bu parametrelere bağlı olarak “adakit benzeri” imza taşıdığı söylenebilir.

8. Üst Miyosen volkanik kayaçların (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i değerleri 0.703792-0.704395, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i değerleri 0.512796-0.512881, εSr_i değerleri -10.05 ile -1.5, εNd_i değerleri +3.08 ile +4.74 ve model yaşları T_{DM} 438.46- 668.72 My arasındadır. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i değerleri 0.704153-0.704506, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i değerleri 0.512740-0.512809, εSr_i değerleri -4.93 ile +0.09, εNd_i değerleri +1.99 ile +3.33 ve model yaşları T_{DM}= 416.54 ile 576.23 arasında değişir. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların düşük (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i ve (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i oranlarına, negatif(-) εSr_i, pozitif (+) εNd_i değerlerine sahip olmaları bu volkanik kayaçların ana magmalarının tüketilmiş bir manto kaynağından ve mafik alt kıtasal kabuktan türediğine işaret eder. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarının kısmen yüksek (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i ve kısmen düşük (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i oranları, pozitif (+) εSr_i ve pozitif (+) εNd_i değerleri incelenen bu volkanik kayaçların juvenil alt kabuk malzemesinin kısmi ergimesi ile oluşmuş magmaya işaret eder.

9. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçların ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb izotop oranları 18.735-18.774, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb izotop oranları 15.613-15.617 ve ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb izotop oranları 38.796-38.837 arasında değişir. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb izotop oranları 18.606-18.639, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb izotop oranları 15.603-15.620 ve ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb izotop oranları 38.693-38.834 arasında değişim gösterir.

10. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçlarına ait tüm kayaç ve izotop jeokimyası verileri kullanılarak üretilen petrolojik modelleme diyagramları, çalışma konusu kayaçları oluşturan magmaların kabuk içerisinde gelişiminde, fraksiyonel kristallenme (FC) ve magma karışımının daha az olarak ise asimilasyonun etkili olduğunu göstermektedir.

11. Üst Miyosen volkanik kayaçların oluşumunda plajiyoklaz ± klinopiroksen ± olivin ± hornblend ± Fe-Ti oksit, Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaçların oluşumunda plajiyoklaz ± hornblend ± biyotit ± Fe-Ti oksit fraksiyonlaşması rol oynar.

12. İncelenen Üst Miyosen volkanik kayaçlarda; klinopiroksenlerde normal ve ters zonlanmalar, merkez ve kenar zonları boyunca gözlenen yuvarlaklaşma (resorption), kenarlarda gözlenen körfez yapılar ve kemirilmeler; plajiyoklazlarda normal ve ters zonlanma, elek doku, kemirilme ve körfez yapılar dengesiz kristallenmeye kanıt olan

verilerdir. Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalarda gözlenen plajiyoklazlarda ters zonlanma, elek doku, kemirilme ve körfez yapıları, hornblend ve biyotitlerde gözlenen ileri derece opaklaşmalar yüksek oksidasyon şartlarında dengesiz kristallenmenin işaretleridir.

13. Elde edilen bulgular; Üst Miyosen volkanik kayaları oluşturan magmaların ekstansiyonel ortamda yitimle bileşenlerinin etkisi ile zenginleşmiş bir manto kaynağı ve juvenil alt kabuktan türeyen ergiyikler; Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayalar ise juvenil alt kabuk kökenli ergiyiklerin kabuk içerisinde hareketi boyunca fraksiyonel kristallenme, magma karışımı ve asimilasyon gibi magmatik süreçlerle son halini aldığı söylenebilir.

14. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanik kayaları; farklı derinliklerdeki magma odalarında gelişen bir kaç aşamalı bir magmatik evrim neticesinde polibarik kristallenme koşullarına sahip bir magmatik sistem altında oluşmuştur.

15. Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner volkanizmasının, kıta-kıta çarpışması sonrası gelişen kabuk kalınlaşmasına bağlı kopan litosferik parçaların astenosfere gömülmesi ile gerçekleşen delaminasyon ve buna eşlik eden litosferik incelme ve yükselen astenosferin neden olduğu kısmi ergimeler sonucunda oluştuğu ortaya konulmuştur.

6. ÖNERİLER

Posof (Ardahan, Türkiye) yöresindeki Üst Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayalar üzerinde gerçekleştirilen tüm kayaç jeokimyası, izotop ve yaş verilerinin artırılması, bunun yanı sıra Hf, Re-Os ve oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$) analizlerinin gerçekleştirilmesi magmanın kaynağı, kabuksal katkı derecesi, fraksiyonel kristallenme ve asimilasyon süreçlerinin daha iyi anlaşılmasına olanak sağlayacaktır.

Özellikle Hf izotopları, manto ve kabuk kaynak alanların ayırt edilmesinde önemli rol oynarken, Re-Os izotopları litosferik manto katkısı, kabuksal asimilasyon ve olası metasomatik süreçlerin değerlendirilmesine katkı sunacaktır. Buna ek olarak oksijen izotopları ($\delta^{18}\text{O}$) magmatik sistemin kabuksal katkı derecesi ve/veya meteorik-hidrotermal akışkanlarla etkileşimini ortaya koyarak, magma gelişiminin yüzeye yakın süreçlerle ne ölçüde kontrol edildiğinin belirlenmesini mümkün kılacaktır.

Bu çoklu izotop yaklaşımı sayesinde, Posof yöresindeki volkanizmanın zamansal gelişimi, mekânsal dağılımı ve tektonik kontrol mekanizmaları daha güvenilir biçimde değerlendirilebilecek; böylece bölgede hâlen tartışmalı olan Neojen-Kuvaterner jeodinamik süreçlerin (çarpışma sonrası volkanizma, litosfer incilmesi, delaminasyon modelleri) daha sağlam bir jeokimyasal ve izotopik çerçevede açıklanmasına önemli katkılar sağlayacaktır.

KAYNAKÇA

- Açlan, M. ve Altun, Y. (2018). Syn-collisional I-type Esenköy pluton. *Journal of African Earth Science*, 142, 1-11.
- Açlan, M., Oyan, V. ve Köse, O. (2020). Petrogenesis and the evolution of Pliocene Timar basalts in the east of Lake Van, Eastern Anatolia, Turkey: A consequence of the partial melting of a metasomatized spinel-rich lithospheric mantle source. *Journal of African Earth Sciences*, 168, 103844.
- Aguillo'n-Robles A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, M. H., Maury, R. C., Cotten, J., Bourgois, J. ve Michaud, F. (2001). Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern California? *Geology*, 19(6), 31-534.
- Akinin, V. V., Sobolev, A.V., Ntaflos, T. ve Richter, W. (2005). Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): Application to composition and evolution of mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 85-101.
- Aktağ, A., Önal, A. Ö. ve Sayit, K. (2019). Geochemistry of the post collisional Miocene mafic Tunceli Volcanics, Eastern Turkey: Implications for the nature of the mantle source and melting systematics. *Chemie der Erde*, 79 (1), 113-129.
- Aktağ, A., Sayit, K., Furman, T. ve Peters, B. J. (2024). Delamination Magmatism in Eastern Anatolia: A Geochemical Perspective. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 25(5), 1-18.
- Aktimur, H. T., Tekir, M. E., Yurdakul, M. E., Ercan, T., Koçer, M., Ürgün, B., ... Yaşar, T. (1991). Kars-Arpaçay dolayının jeolojisi ve Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült.*, 6, 104-117.
- Aktimur, H. T., Tekirli, M. E., Yurdakul, M. E., Ercan, T., Keçer, M. ve Ürgün, B. M. (1991a). Kars, Arpaçay dolayının jeolojisi ve Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi. 44. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 24, Ankara, Türkiye Jeoloji Bülteni, 6, 104-117.
- Aktimur, H. T., Tekirli, M. E., Yurdakul, M. E., Ercan, T., Keçer, M. ve Aktimur, S. (1991b). Kars, Arpaçay ve Çıldır dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9257, Ankara.

- Akyol, Z. (1968). 1/ 25 000 ölçekli Ardahan- F49-c1, c2, c3, d1, d2, d4, F50-c1,c2, c3, c4, d1, d2, d3 ve 1/ 42 000 ölçekli Ardahan paftalarının detay petrol etüdü. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No:4286, Ankara.
- Albuquerque, C. (1973). Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochim Cosmochim Acta*, 37, 1779-1802.
- Aldanmaz, E., Yalınız, M.K., Güçtekin, A. ve Göncüoğlu, M. C. (2006). Geochemical characteristics of mafic lavas from the Neotethyan ophiolites in western Turkey implications for heterogeneous source contribution during variable stages of ocean crust generation. *Geological Magazine*, 145, 37-54.
- Anderson, A.T. (1974). Evidence for a picritic, volatile-rich magma beneath Mt. Shasta, California. *J Petrol*, 15, 243-267.
- Anderson, A.T. (1976). Magma mixing: petrological process and volcanological tool. *J Volcanol Geotherm Res*, 1, 3-33.
- Anderson, A.T. (1984). Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. *American Mineralogist*, 9, 660-676.
- Angus, D. A., Wilson, D.C., Sandvol, E. ve Ni, J. F. (2006). Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in Eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophysical Journal of International*. 166 (3), 1335-1346.
- Arculus, R. J., Gust, D. A. ve Kushiro, I. (1991). The Evolution of Fuji and Hakone Volcanoes, Honshu, Japan. *National Geographic Research and Exploration*, 7, 276-309.
- Arculus, R. J. (1994). Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos*, 33(1-3), 189-208.
- Arslan, M. ve Aliyazicioğlu, I. (2001). Geochemical and petrological characteristics of the kale (Gümüşhane) volcanic rocks: Implications for the eocene evolution of eastern pontide arc volcanism, Northeast Türkiye. *International Geology Review*, 43(7), 595-610.
- Arslan, M. ve Aslan, Z. (2006). Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Türkiye. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(2), 177-193.
- Arslan, M., Temizel, İ. ve Abdioğlu, E. (2002). Subduction input versus source enrichment and role of crustal thickening in the generation of Tertiary magmatism in the Pontid Paleo-Arc setting, NE Turkey, In: B. De Vivo, B., R.J. Bodgar, R.J. (Eds.) Workshop-Short Course on Volcanic Systems, Geochemical and Geophysical Monitoring, Melt inclusions: Methods, applications and problems, 13-16, Napoli, Italy.

- Arslan, M., Temizel, İ., Abdioğlu, E., Kolaylı, H., Yücel, C., Boztuğ, D. ve Şen, C. (2013). ^{40}Ar - ^{39}Ar dating, whole-rock and Sr Nd-Pb isotope geochemistry of post-collisional Eocene volcanic rocks in the southern part of the Eastern Pontides (NE Turkey): Implications for magma evolution in extension induced origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166, 113-142. <https://doi:10.1007/s00410-013-0868-3>
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. ve Kurt, H. (1997). Geochemistry and petrogenesis of the eastern Pontide volcanic rocks, Northeast Türkiye. *Chemie der Erde*, 57, 157-187.
- Artemieva, I. M. ve Shulgin, A. (2019). Making and altering the crust: A global perspective on crustal structure and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 8-16.
- Aslan, Z., Arslan, M., Temizel, İ. ve Kaygusuz, A. (2013). K-Ar dating, whole-rock and Sr-Nd isotope geochemistry of calc-alkaline volcanic rocks around the Gümüşhane area: implications for post-collisional volcanism in the Eastern Pontides, Northeast Turkey. *Mineralogy and Petrology*. <https://doi:10.1007/s00710-013-0294-2>
- Atherton, M. P. ve Petford, N. (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362 (6416), 144-146.
- Aydın, F. (2008). Contrasting complexities in the evolution of calc-alkaline and alkaline melts of the Nigde volcanic rocks, Turkey: textural, mineral chemical and geochemical evidence. *European Journal of Mineralogy*, 20, 101-118.
- Aydın, F., Karslı, O. ve Chen, B. (2008). Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Türkiye. *Lithos*, 104(1-4), 249-266.
- Aydın, F., Saka, S. O., Şen, C., Dokuz, A., Aiglsperger, T. vd. (2020). Temporal, geochemical and geodynamic evolution of the Late Cretaceous subduction zone volcanism in the eastern Sakarya Zone, NE Turkey: implications for mantle-crust interaction in an arc setting. *Journal of Asian Earth Science*, 192, 1-23.
- Aydınçakır, E. (2014). The petrogenesis of Early Eocene non-adakitic volcanism in NE Türkiye: Constraints on the geodynamic implications. *Lithos*, 208, 361-377.
- Aydınçakır, E. (2016). Subduction-related Late Cretaceous high-K volcanism in the Central Pontides orogenic belt: constraints on geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 28(4), 379-411.

- Aydınçakır, E. ve Şen, C. (2013). Petrogenesis of the post collisional volcanic rocks from the Borçka (Artvin) area: Implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides. *Lithos*, 172, 98-117.
- Aydınçakır, E., Gündüz, R. ve Yücel, C. (2020). Emplacement conditions of magma(s) forming Jurassic plutonic rocks in Gümüşhane (Eastern Pontides, Türkiye). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 162, 175-196.
- Aydınçakır, E., Güngör, H., Yücel, C., Bilici, Ö. ve Abdioğlu, E. (2021). Eosen yaşlı Kışlaköy volkanitlerinin petrografisi, mineral kimyası ve kristallenme koşulları (Erzurum, KD Türkiye). *Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 11(3), 882-918.
- Aydınçakır, E., Yücel, C., Kaygusuz, A., Bilici, Ö., Yılmaz, S. ve Ruffet, G. (2024). Eocene magmatism related to postcollisional extension in the Eastern Pontides (NE Türkiye): ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology, geochemistry, and whole-rock Sr-Nd-Pb-Hf isotopes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 33, 530-556.
- Aydınçakır, E., Yücel, C., Kaygusuz, A., Bilici, Ö., Yi, K., Jeong, Y. J. ve Güloğlu, Z. S. (2023). Magmatic evolution of the Calc-alkaline Middle Jurassic igneous rocks in the eastern pontides, NE Türkiye: insights from geochemistry, whole-rock Sr-Nd-Pb, in situ zircon Lu-Hf isotopes, and U-Pb geochronology. *International Geology Review*, 65, 1-22.
- Aydınçakır, E., Yücel, C., Ruffet, G., Gücer, M. A., Akaryalı, E. ve Kaygusuz, A. (2022). Petrogenesis of post-collisional Middle Eocene volcanism in the Eastern Pontides (NE, Türkiye): Insights from geochemistry, whole-rock Sr-Nd-Pb isotopes, zircon U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Geochemistry*, 82, 2, 125871.
- Bacon, C. R. ve Druitt, T. H. (1988). Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 224-256.
- Bacon, C. R. ve Hirschmann, M. M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides, *American Mineralogist*, 73, 57-61.
- Baker, J. A., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F. ve MacPherson, C. G. (1997). Petrogenesis of quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: Implications for plume lithosphere interaction and polybaric melt hybridization, *Journal of Petrology*, 38, 1359-1390.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605-626.

- Barriere, M. ve Cotten, J. (1979). Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteritic equilibration in granites. *Contrib Mineral Petrol*, 70, 183-192.
- Batki, A., Pál-Molnár, E., Dobosi, G. ve Skelton, A. (2014). Petrogenetic significance of ocellar camptonite dykes in the Ditrău Alkaline Massif, Romania. *Lithos*, 200-201, 181-196.
- Batki, A., Pál-Molnár, E., Jankovics, M. E., Kerr, A. C., Kiss, B., Markl, G.,...Harangi, S. (2018). Insights into the evolution of an alkaline magmatic system: An in situ trace element study of clinopyroxenes from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. *Lithos*, 300-301, 51-71.
- Baykal, F. (1950). Oltu-Göle-Ardahan-Çıldır bölgesinin jeolojik ana çizgileri. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No:1928, Ankara.
- Bayraktutan, S. ve Villa, I.M. (1986). Geochronology and geochemistry of Paleogene volcanic basement of the Narman, basin, Eastern Turkey: *Terra Cognita*, 6/2, 168.
- Beattie, P. (1993). Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contribution to Mineralogy and petrology*, 115, 103-111.
- Bedard, J. H. (2005). Partitioning coefficients between olivine and silicate melts. *Lithos*, 83, 394-419.
- Bektaş, O., Van, A. ve Boynukalın, S. (1987). Doğu Pontidler’de (KD-Türkiye) Jura Volkanizması ve Jeotektoniği. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30, 9-18.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y. ve Köprübaşı, N. (1999). Migration of the Upper Cretaceous subduction-related volcanism towards the back-arc basin of the Eastern Pontide magmatic arc (NE Turkey). *Geological Journal*, 34, 95-106.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S. (1995). Cretaceous rifting of the Eastern Pontide carbonate platform, NE Turkey: The formation of carbonate breccias and turbidites as evidence of a drowned platform. *Geologia*, 57, 233- 244.
- Ben O. D., Polve, M. ve Allegre, C. J. (1984). Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307, 510-515.
- Bennett, E. N., Lissenberg, C. J. ve Cashman, K. V. (2019). The significance of plagioclase textures in mid ocean ridge basalt (Gakkel Ridge, Arctic Ocean). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174, 49.
- Biggazi, G., Yeğingil, Z., Ercan, T., Oddone, M. ve Özdağ, M. (1994). Provenance Studies of Prehistoric Artifacts in Eastern Anatolia: İnterdisciplinary Research Results. *Miner. Petrgr. Acta.*, 37, 17-36.

- Blundy, J. D., Robinson, J. A. C. ve Wood, B. J. (1998). Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 493-504.
- Borg, L. E., Clyne, M. A. ve Bullen, T. D. (1997). The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades, California. *Canadian Mineralogist*, 35, 425-452.
- Bottinga, Y., Kudo, A. ve Weill, D. (1966). Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. *Am Mineral J Earth Planet Mater*, 51, 792.
- Bourdon, B., Eissen, J., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J. ve Hall, M. (2002). Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone. *J Petrol*, 43, 199-217.
- Bouvet de Maisonneuve, C., Costa, F., Huber, C. vd. (2016). How do olivines record magmatic events? Insights from major and trace element zoning. *Contrib Mineral Petrol*, 171, 1-20.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G.A. ve Yeğingil, Z. (2004). Slow Senonian and fast Palaeocene-Early Eocene uplift of the granitoids in the Central Eastern Pontides, Türkiye: Apatite fission-track results. *Tectonophysics*, 382 (3-4), 213-228.
- Cashman, K. ve Blundy, J. (2013). Petrological cannibalism: the chemical and textural consequences of incremental magma body growth. *Contrib Mineral Petrol*, 166, 703-729.
- Castillo, P. R., Janney, P. E. ve Solidum, R. U. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin is land, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 33-51.
- Chakraborty, S. (2008). Diffusion in solid silicates: a tool to track timescales of processes comes of age. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 153-190.
- Chauvel, C., Goldstein, S. L. ve Hofmann, A. W. (1995). Hydration and dehydration of oceanic-crust controls Pb evolution in the mantle. *Chemical Geology*, 126 (1), 65-75.
- Chorowicz, J., Dhont, D. ve Adıyaman, Ö. (1998). Black Sea-Pontid relationship: interpretation in terms of subduction. Third International Turkish Geology Symposium, Ankara, Turkey, 258.
- Chugaev, A. V., Parfenov, A. V., Lebedev, V. A., Chernyshev, I. V., Oyan, V., Özdemir, Y.,... Pavlidis, S. B. (2024). Sources and Evolution of Miocene–Pleistocene Alkaline Magmatism in the Northeast Part of the Arabian Plate: Evidence from Sr–

- Nd–Pb Isotope Data and K–Ar Geochronometry. *Geochemistry International*, 62, 2, 99–123.
- Chung, S. L., Liu, D. Y., Ji, J. Q., Chu, M. F., Lee, H. Y., Wen, D. J., ... Zhang, Q. (2003). Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31:1021-1024.
- Cloetingh, S., Van Wees, J. D., Ziegler, P. A., Lenkey, L., Beekman, F., Tesauero, M., ... Worum, G. (2010). Lithosphere tectonics and thermos-mechanical properties: an integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. *Earth Sciences Reviews*, 102, 159-206.
- Condamine, P., Médard, E. ve Devidal, J. L. (2016). Experimental melting of phlogopite peridotite in the garnet stability field. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171, 95.
- Condie, K. C. (2005). TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80, 33-44.
- Condie, K. C., Frey, B. A. ve Kerrich, R. (2002). The 1.75-Ga Iron King Volcanics in westcentral Arizona: a remnant of an accreted oceanic plateau derived from a mantle plume with a deep depleted component,. *Lithos*, 64, 49-62.
- Cooper, K. M. (2019). Time scales and temperatures of crystal storage in magma reservoirs: implications for magma reservoir Dynamics. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 377, 2139.
- Costa, F., Shea, T. ve Ubide, T. (2020). Diffusion chronometry and the timescales of magmatic processes. *Nature Reviews Earth and Environment*, 1(4), 201-214.
- Çakır, Ö. ve Erduran, M. (2004). Constraining crustal and uppermost mantle structure beneath station TBZ (Trabzon, Turkey) by receiver function and dispersion analyses. *Geophys J Intern*, 158, 955-971.
- Çakır, Ö., Erduran, M., Çınar, H. ve Yılmaztürk, A. (2000). Forward modelling receiver functions for crustal structure beneath station TBZ (Trabzon, Turkey). *Geophys J Intern*, 140, 341-356.
- Çoban, H. (2007): Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension related provinces: a comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Sci. Rev.*, 80, 219-238.
- Çoban, H., Karşlı, O., Caran, Ş. ve Yılmaz, K. (2019). What processes control the genesis of absarokite to shoshonite-banakite series in an intracontinental setting, as revealed by geochemical and Sr-Nd-Pb isotope data of Karadağ Stratovolcano in Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 324-325, 609-625.

- Dallmeyer, D. R., Kr  tner, H. G. ve Neubauer, F. (1997). Middle-late Triassic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende ages for early intrusions within the Ditr  u Alkaline Massif, Rumania: implications for Alpine rifting in the Carpathian orogen. *Geologica Carpathica*, 48, 347-352.
- Deer, W. A., Howie, R. A. ve Zussman, J. (1992). An Introduction to the rock forming minerals, 2nd edn. Longman, London, 696.
- Defant, M. J. ve Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Defant, M. J. ve Drummond, M. S. (1993). Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21, 547-550.
- Defant, M. J. ve Kepezhinskas, P. (2001). Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, 82, 65-69.
- Demirs  , A. (1955).   ıldır-Posof-  av  at-Kemalpa  a b  lgelerinin jeolojik et  d   hakkında memuar. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No: 2377, Ankara.
- DePaolo, D. J. ve Wasserburg, G. J. (1979). Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 615-627.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R. S., Kidd, W. S. F., Saro  lu, F. ve   eng  r, A. M. C. (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia, a young collision zone. In: Coward, M. P., Ries, A. C. (Eds.,) Collision Tectonics. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 19, 3-36.
- Dewey, J. W. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7, 1123-1139.
- Dobosi, G. ve Fodor, F. V. (1992). Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green core clinopyroxenes in Pliocene basanite, Southern Slovakia. *Lithos*, 28, 133-150.
- Dodge, F. C. W., Smith, V. C. ve Mays, R. E. (1969). Biotites from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. *J. Petrol*, 10, 250-271.
- Dohmen, R., Faak, K. ve Blundy, J. D. (2017). "Chronometry and speedometry of magmatic processes using chemical diffusion in olivine, plagioclase and pyroxenes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 535-575.
- Dokuz, A. (2011). "A slab detachment and delamination model for the generation of Carboniferous high-potassium I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Türkiye. The K  se composite pluton". *Gondwana Research*, 19(4), 926-944.
- Dokuz, A., Aydıncakır, E., Kandemir, R., Kar  lı, O., Siebel, W., Derman, A. S. ve Turan, M. (2017). Late Jurassic magmatism and stratigraphy in the Eastern Sakarya zone,

- Türkiye: Evidence for the slab breakoff of paleotethyan oceanic lithosphere. *Journal of Geology*, 125, 1-31
- Dokuz, A., Aydın, F. ve Karslı, O. (2019). Post-collisional transition from subduction- to intra plate-type magmatism: a key study from the eastern Sakarya Zone. Turkey *The Geological Society of America Bulletin*. <https://doi.org/10.1130/B31993.1>.
- Dokuz, A., Karslı, O., Chen, B. ve Uysal, İ. (2010). Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implication for pre- and post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides. *Tectonophysics*, 480, 259-279.
- Dokuz, A., Tanyolu E. ve Genç, S. (2006). A mantle- and a lower crust derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex. *Int J Earth Sci*, 95:370-394.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Siebel, W., Turan, M., Duncan, R. ve Akçay, M. (2013). Post-collisional adakitic volcanism in the eastern part of the Sakarya Zone, Türkiye: Evidence for slab and crustal melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(5), 1443-1468.
- Drummond, M. S., Defant, M. J. ve Kepezhinskas, P. K. (1996). Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Trans. Roy. Soc Edin.* 87: 205-215. Futa, K and Stern, CR, (1988), Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the southern Andes. *Earth Planet. Sci. Lett*, 88, 253-262.
- 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.
- Dungan, M. A. ve Rhodes, J. M. (1978). Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP Legs 45 and 46: evidence for magma mixing. *Contrib Mineral Petrol*, 67, 417-431.
- Duru, O. (2012). *Kars Volkanik Platosu'nun Çıldır (Ardahan İli) Kuzeyindeki Bölümünün Volkanostratigrafisi, Petrolojisi Ve Jeokimyası, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, İstanbul*, 238.
- Duru, O. ve Keskin, M. (2014). Kars Volkanik Platosu'nun Çıldır (Ardahan ili) Kuzeyindeki Bölümünün Volkanostratigrafisi, Petrografisi ve Magmatik Ayrışma Süreçleri. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 27, 17-38.

- Eggler, D. H. (1972). Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 34, 261-271.
- Eichelberger, J. C. (1975). Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other circum-Pacific volcanoes. *Geol Soc Am Bull*, 86, 1381-1391.
- Elburg, M. A., Bergen, M. V., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarnain, I. ve Nasution, A. (2002). Geochemical trends across an arc–continent collision zone: magma sources and slab–wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 2771-2789.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J., Notsu, K., Tokel, S. ve Ui, T. (1990). Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 110, 143-164.
- Erentöz, C. ve Ketin, I. (1974). Türkiye Jeoloji Haritası. Explanatory text of the geological map of Turkey, 1:500 000, sheet Kars. MTA- General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey, 57.
- Ersoy, Y. ve Helvacı, C. (2010). FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing: *Computers & Geosciences*, 36, 383-390.
- Ewart, A. (1982). The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In R.S. Thorpe, (eds.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley, New York.
- Eyüboğlu, Y., Dudas F. O., Santosh, M., Y. I. K., Kwon, S. ve Akaryalı, E. (2013). Petrogenesis and U-Pb zircon chronology of adakitic porphyries within the Kop Ultramafic Massif (Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey). *Gondwana Research*, 24, 742-766.
- Eyüboğlu, Y. (2010). Late cretaceous high-K volcanism in the Eastern Pontide Orogenic Belt, and its implications for the geodynamic evolution of NE Turkey. *Int Geol Rev*, 52 (2-3), 142-186.
- Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektaş, O., Rojay, B. ve Şen, C. (2010). Geochemistry and geochronology of a reversely-zoned, Alaskan-type ultramafic–

- mafic complex in the Eastern Pontides, NE Turkey. In: Santosh, M., Maruyama, S. (Eds.), A tribute to Akiho Miyashiro. *Gondwana Research*, 18, 230-252.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F. O., Santosh, M., Zhu, D. C., Yi, K., Chatterjee, N.,...Liu, Z. (2016). Cenozoic forearc gabbros from the northern zone of the Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey: Implications for slab window magmatism and convergent margin tectonics. *Gondwana Research.*, 33, 160-190.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M. ve Chung, S. L. (2011). Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust-mantle transition zone: Petrology, geochemistry and U-Pb zircon chronology of the Seme adakites, eastern Pontides, NE Türkiye. *Lithos*, 121 (1-4), 151-166.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O. ve Kwon, S. (2012). Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region. *Lithos*, 146-147, 218-232.
- Fall, A., Bodnar, R. J., Szabó C. S. ve Pál-Molnár, E. (2007). Fluid evolution in the nepheline syenites of the Ditrău Alkaline Massif, Transylvania, Romania. *Lithos*, 95, 331-345.
- Faure, G. (2001). Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence. *Springer*, Germany.
- Faure, G. ve Mensing, T.M. (2005). Isotopes: Principles and Applications. *John Wiley & Sons Hoboken*.
- Feldstein, S. N. ve Lange, R. A. (1999). Pliocene potassic magmas from the Kings River Region, Sierra Nevada, California: evidence for melting of a subduction-modified mantle. *Journal of Petrology*, 40, 1301-1320.
- Flinders, J. ve Clemens, J. D. (1996). Non-linear dynamics, chaos, complexity and enclaves in granitoid magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 87, 217-223.
- Floyd, P. A. ve Winchester, J. A. (1975). Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planet Sci Lett*, 27:211-218.
- Foley, S. F., Jackson, S. E., Fryer, B. J., Greenough, J. D. ve Jenner, G. A. (1996). Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 629-638.
- Foley, S., Tiepolo, M. ve Vannucci, R. (2002). Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature* 417, 837-840.

- Frey, F. A., Green, D. ve Roy, S. (1978). Integrated models of basalt of petrogenesis, a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology*, 19, 463-513.
- Furman, T. ve Graham, D. (1999). Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos*, 48, 237-262.
- Gaetani, G. A., Grove, T. L. ve Bryan, W. B. (1993). The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature*, 365, 332-334.
- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B. S., Wei, R., Meng, X. ve Zhao, R. (2007). Adakite like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. *Contrib Mineral Petrol*, 153:105-120.
- Gao, S., Rudnick, R. L., Yuan, H. L., Liu, X. M., Liu, Y. S., Xu, W. L.,... Wang, Q. H. (2004). Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature* 432, 892-897.
- Gernon, T.M., Upton, B. G. J., Ugra, R., Yücel, C., Taylor, R. N. ve Elliott, H. (2016). Complex subvolcanic magma plumbing system of an alkali basaltic maar-diatreme volcano (Elie Ness, Fife, Scotland). *Lithos*, 264, 70-85.
- Gill, J. B. (1981). Orogenic Andesites and Plate Tectonics, *Springer*, Berlin.
- 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, 18-140.
- 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. *Contrib Mineral Petrol*, 143, 300-315.
- Göğüş, O. H. ve Pysklywec, R. N. (2008). Mantle lithosphere delamination driving plateau uplift and synconvergent extension in eastern Anatolia. *Geology* 36, 723-726.
- Gök, R., Sandvol, E., Türkelli, N., Seber, D. ve Barazangi, M. (2003). Sn attenuation in the Anatolian and Iranian plateau and surrounding regions. *Geophysical Research Letter*, 30(24), 8038-8042.
- Gök, R., Türkelli, N., Sandvol, E., Seber, D. ve Barazangi, M. (2000). Regional wavepropagation in Turkey and surrounding regions. *Geophysical Research Letter*, 27 (3), 429-432.
- Green, T. H. (1995). Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust mantle system. *Chem Geol*, 120, 347-359.

- Green, T. H. ve Pearson, N. J. (1985). Rare Earth element partitioning between clinopyroxene and silicate liquid at moderate to high pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 24-36.
- Grove, T. L. ve Donnelly-Nolan, J. M. (1986). The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavaş. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 281-302.
- Grove, T. L., Baker, M. B. ve Kinzler, R. J. (1984). Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochim Cosmochim Acta*, 48, 2113-2121.
- Grove, T. L., Elkin-Tanton, L. T., Parman, S. W., Chatterjee, N., Müntener, O. ve Gaetani, G. A. (2003). Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contrib Mineral Petrol*, 145, 515-533.
- Guan, Q., Zhu, D.C., Zhao, Z.D., Dong, G.C., Zhang, L.L., Li, X.W.,... Yuan, H.L. (2012). Crustal thickening prior to 38 Ma in southern Tibet: evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in the Gangdese batholith. *Gondwana Research*, 21, 88-99.
- Guo, F., Nakamura, E., Fan, W., Kobayoshi, K. ve Li, C. (2007). Generation of Paleocene adakitic andesites by magma mixing: Yanji area, NE China. *Journal of Petrology*, 48, 661-692.
- Gücer, M. A. (2021). Origin, petrogenesis and geodynamic implications of the early Eocene Altınpınar adakitic andesites in the eastern Sakarya Zone, northeastern Turkey. *Geochemistry*, 81, 125766.
- Güven, İ. H. (1993). Doğu Karadeniz Bölgesi'nin 1/250000 ölçekli jeolojik ve metalojenik haritası. MTA, Ankara.
- Hakli, T. A. ve Wright, T. L. (1967). The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. *Geochim Cosmochim Acta*, 31, 877-884.
- Hammarstrom, J. M. ve Zen, E. (1986). Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Hanan, B. B. ve Graham, D. W. (1996). Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science*, 272, 991-995.
- Hart, S. R. (1984). A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature*, 309, 753-757.

- Hart, S. R., Erlank, A. J. ve Kable, E. J. D. (1974). Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effect, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44, 219- 230.
- Hart, S. R., Hauri, E., Oschmann, L. ve Whitehead, J. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256, 517-520.
- Hastie, T., Taylor, J., Tibshirani, R. ve Walther, G. (2007). Forward stagewise regression and the monotone lasso. *Electron. J. Statist.*, 1, 1-29.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M. ve McDermott, F. (1993). Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 175-204.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W. ve Van Calsteren, P. (1997). U–Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276, 551-555.
- Hellevang, B. ve Pedersen, R. B. (2008). Magma ascent and crustal accretion at ultraslow-spreading ridges: constraints from plagioclase ultraphyric basalts from the Arctic mid-ocean ridge. *J Petrol*, 49, 267-294.
- Helz, R. T. (1973). Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O}=5$ kb as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology*, 14, 249-302.
- Hibbard, M. J. (1981). The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib Mineral Petrol*, 76, 158-170.
- Hildreth, W. ve Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contrib Mineral Petrol*, 98, 455-489.
- Hochstaedter, A. G., Gill, J. B., Taylor, B., Ishizuka, O., Yuasa, M. ve Morita, S. (2000). Across-arc geochemical trends in the Izu–Bonin arc: constraints on source composition and mantle melting. *Journal of Geophysical Research*, 105, 495-512.
- Hofmann, A.W. (1986). Nb in Hawaiian magmas: constraints on source composition and evolution. *Chem. Geol.*, 57, 17-30.
- Hollister, L. S., Grisson, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. ve Sisson, V. B. (1987). Confirmation of the empirical calibration of aluminum in amphibole with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 34, 243-256.
- Hort, M. (1998). Abrupt change in magma liquidus temperature because of volatile loss or magma mixing; effects on nucleation, crystal growth and thermal history of the magma. *J Petrol*, 39, 1063-1076.

- Houseman, G. A., McKenzie, D. P. ve Molnar, P. J. (1981). Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J Geophys Res*, 86, 6115-6132.
- Hunter, A. G. ve Blake, S. (1995). Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic calcalkaline series, Towada volcano, Japan. *Journal of Petrology*, 36, 1579-1605.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati, F. ve Villari, L., (1982). Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey): Geochronological Data and Geodynamic Evolution. *Jour. Volcan., Geoth. Res.*, 13, 223-240.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jankovics, M. É., Sági T., Astbury, R. L., Petrelli, M., Kiss, B., Ubide, T.,... Harangi, S. (2019). Olivine major and trace element compositions coupled with spinel chemistry to unravel the magmatic systems feeding monogenetic basaltic volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 369, 203-223.
- Jankovics, M. É., Harangi, S., Kiss, B. ve Ntaflou, T. (2012). Open-system evolution of the Füzes tó alkaline basaltic magma, western Pannonian Basin: constraints from mineral textures and compositions. *Lithos*, 140-141, 25-37.
- Jankovics, M. É., Taracsák, Z., Dobosi, G., Embey-Isztin, A., Batki, A., Harangi, S. Z., Hauzenberger, C. A. (2016). Clinopyroxene with diverse origins in alkaline basalts from the western Pannonian Basin: implications from trace element characteristics. *Lithos*, 262, 120-134.
- Johnson, M. C. ve Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks, *Geology*, 17, 837-841.
- Kamei, A., Miyake, Y., Owada, M. ve Kimura, J. I. (2009). A pseudo adakite derived from partial melting of tonalitic to granodioritic crust, Kyushu, Southwest Japan arc. *Lithos* 112, 615-625.
- Kandemir, R. ve Yılmaz, C. (2009). Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the Lower Jurassic Ammonitico Rosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Türkiye: Implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 586-598.
- Karaköse, C., Asutay, H. J., Yergök, A. F., Akbaş, B., Dalkılıç, H., Mengi, H.,... Keskin, İ. (1994). Ardahan-Posof Dolayının Jeolojisi. Jeoloji Etütleri Dairesi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye, Rapor No:492.

- Karaoğlu, F., Parlak, O., Thöni, M., Klötzli, U. ve Koller, F. (2016). The temporal evolution of the active margin along the Southeast Anatolian Orogenic Belt (SE Turkey): Evidence from U-Pb, Ar-Ar and fission track chronology. *Gondwana Res.*, 33, 190-208.
- Karaoğlu, Ö., Gülmez, F., Göçmengil, G., Lustrino, M., Di Guiseppe, P., Savaşın, M.Y. ve Agostini, S. (2020). Petrological evolution of Karlıova-Varto volcanism (Eastern Turkey): magma genesis in a transtensional triple-junction tectonic setting. *Lithos*, 364-365, 105524.
- Karaoğlu, Ö., Özdemir, Y., Tolluoğlu, A.Ü., Karabıyıklıoğlu, M., Köse, O. ve Froger, J. L. (2005). Stratigraphy of the volcanic products around Nemrut Caldera: Implications for reconstruction of the Caldera Formation. *Turkish Journal of Earth Science*, 14, 123-143.
- Karapetian, S. G., Jrbashian, R. T. ve Mnatsakanian, A. K. (2001). Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 112, 189-220.
- Karlı, O., Caran, Ş., Çoban, H., Şengün, F., Tekkanat, O. ve Andersen, T. (2020). Melting of the juvenile lower crust in a far-field response to roll-back of the southern Neotethyan oceanic lithosphere: the Oligocene adakitic dacites, NE Turkey. *Lithos*, 105614, 370-371.
- Karlı, O., Chen, B., Aydın, F. ve Şen, C. (2007). Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sarıçicek plutons, Eastern Turkey: implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos* 98, 67-96.
- Karlı, O., Chen, B., Uysal, I., Aydın, F., Wijbrans, J. R. ve Kandemir, R. (2008). Elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of the most recent Quaternary volcanism in the Erzincan Basin, Eastern Türkiye: framework for the evaluation of basalt-lower crust interaction. *Lithos*, 106 (1-2), 55-70.
- Karlı, O., Dokuz, A. ve Kandemir, R. (2017). Zircon Lu-Hf isotope systematics and U-Pb geochronology, whole-rock Sr-Nd isotopes and geochemistry of the early Jurassic Gökcedere pluton, Sakarya Zone-NE Türkiye: a magmatic response to roll-back of the Paleo-Tethyan oceanic lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172 (5), 31.
- Karlı, O., Dokuz, A., Kandemir, R., Aydın, F., Schmitt, A. K., Ersoy, E. Y. ve Alyıldız, C. (2019). Adakitic parental melt generation by partial fusion of the juvenile lower

- crust, Sakarya Zone, NE Turkey: a far-field response to break-off of the southern Neotethyan oceanic lithosphere. *Lithos*, 338-339, 58-72.
- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R. ve Wijbrans, J. (2010). Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Türkiye: Implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114 (1-2), 109-120.
- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R. ve Wijbrans, J. (2010b). Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114:109-120.
- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R. ve Wijbrans, J. (2010a). Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harsit Pluton, Eastern Turkey. *Contrib Mineral Petrol*, 160, 467-487.
- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R., Wijbrans, J. (2010a). Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harşit Pluton, Eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 467-487.
- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Ketenci, M., Chen, B. ve Kandemir, R. (2012). Deciphering the shoshonitic monzonites with I-type characteristic, the Sisdağı pluton, NE Turkey: Magmatic response to continental lithospheric thinning. *Journal of Asian Earth Science*, 51, 45-62.
- Karlı, O., Şengün, F., Dokuz, A., Kandemir, R. ve Aydın, F. (2020a). Silurian to early Devonian arc magmatism in the western Sakarya Zone (NW Türkiye) with inference to the closure of the Rheic Ocean. *Lithos*, 370-371, 105641.
- Karlı, O., Uysal, I., Ketenci, M., Dokuz, A., Aydın, F., Kandemir, R. ve Wijbrans, R.J. (2011). Adakite-like granitoid porphyries in Eastern Pontides, NE Turkey: potential parental melts and geodynamic implications. *Lithos*, 127, 354-372.
- Kay, R. W. ve Kay, S. M. (2002). Andean Adakites: Three Ways to Make Them. *Acta Petrologica Sinica*, 18 (3), 303-311.
- Kay, R. W. ve Kay, S.M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177-189.
- Kay, S. M., Ramos, V. A. ve Marquez, M., (1993). Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge trench collision in southern South America. *Journal of Geology*, 101, 703-714.

- Kaygusuz, A. (2009). K/Ar ages and geochemistry of the post-collisional volcanic rocks in the Ilıca (Erzurum) area, eastern Türkiye. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 186(1), 21-36.
- Kaygusuz, A. ve Aydınçakır, E. (2009). Mineralogy, Whole-Rock and Sr-Nd Isotope Geochemistry of Mafic Microgranular Enclaves in Cretaceous Dağbaşı Granitoids, Eastern Pontides, NE Turkey: Evidence of Magma Mixing, Mingling, and Chemical Equilibration. *Chemie der Erde/Geochemistry*, 69, 247-277.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W. ve Şen, C. (2011). Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of post-collisional calc-alkaline volcanics in the eastern pontides (NE Türkiye). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20 (1), 137-159.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F. ve İlbeyli, N. (2012). Geochronological evidence and tectonic significance of Carboniferous magmatism in the southwest Trabzon area, eastern Pontides, Türkiye. *International Geology Review*, 54(15), 1776-1800.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Temizel, İ., Yücel, C. ve Aydınçakır, E. (2021). U-Pb zircon ages and petrogenesis of the Late Cretaceous I-type granitoids in arc setting, Eastern Pontides, NE Türkiye. *Journal of African Earth Sciences*, 174, 104040.
- Kaygusuz, A., Aslan, Z., Aydınçakır, E., Yücel, C., Gücer, M. A. ve Şen, C. (2018). Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope characteristics of the Miocene to Pliocene volcanic rocks from the Kandilli (Erzurum) area, Eastern Anatolia (Türkiye): Implications for magma evolution in extension-related origin. *Lithos*, 296-299, 332-351.
- Kaygusuz, A., Yücel, C., Aydınçakır, E., Gücer., M. A. ve Ruffet, G. (2022). ^{40}Ar – ^{39}Ar dating, whole-rock and Sr-Nd isotope geochemistry of the Middle Eocene calc-alkaline volcanic rocks in the Bayburt area, Eastern Pontides (NE Türkiye): Implications for magma evolution in an extension-related setting. *Mineralogy and Petrology*, 116(5), 379-399.
- Kearney, R. J., Goff, J., Smith, V., Schwab, M. J, Özdemir, Y., Karaoğlu, Ö., Thirlwall, M., vd. (2025). Glass geochemistry and tephrostratigraphy of key tephra layers in and around Lake Van, Eastern Anatolian Volcanic Province (EAVP). *Quaternary Science Reviews*, 352, 109165.
- Kemp, A. I. S., Hawkesworth, C. J., Foster, G. L., Paterson, B. A., Woodhead, J. D., Hergt, J. M., ... Whitehouse, M. (2007). Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf–O isotopes in zircon. *Science*, 315, 980-983.

- Kepezhinskas, P., Defant, M. J. ve Drummond, M. S. (1996). Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(7), 1217-1229.
- Keskin, İ. (2013). Türkiye Jeoloji Haritaları Ardahan E49-F49 Paftaları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye, 181, 16.
- Keskin, M. (1994). Genesis of Collision-Related Volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Northeastern Turkey (Ph. D. Thesis). University of Durham, U.K.
- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Türkiye. *Geophysical Research Letters*, 30, 1-4.
- Keskin, M. (2005). Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. <http://www.mantleplumes.org/Anatolia.html>. Erişim tarihi: 04.04.2015.
- Keskin, M. (2013). AFC-Modeler: a Microsoft® Excel© workbook program for modelling assimilation combined with fractional crystallization (AFC) process in magmatic systems by using equations of DePaolo (1981). *Turkish Journal of Earth Science*, 22, 304-319.
- Keskin, M., (2013). AFC-Modeler: a Microsoft® Excel© workbook program for modelling assimilation combined with fractional crystallization (AFC) process in magmatic systems by using equations of DePaolo (1981), *Turkish Journal of Earth Science*, 22, 304-319.
- Keskin, M., Chugaev, A. V., Lebedev, V. A., Sharkov, E. V., Oyan, V. ve Kavak, O. (2012). The geochronology and origin of mantle sources for late cenozoic intraplate volcanism in the frontal part of the Arabian plate in the Karacadağ neovolcanic area of Turkey. Part 2. The results of geochemical and isotope (Sr-Nd-Pb) studies. *Journal of Volcanology and Seismology*, 6, 361-382.
- Keskin, M., Genç, Ş. C. ve Tüysüz, O. (2008). Petrology and geochemistry of post collisional Middle Eocene-Oligocene volcanic units in North-Central Turkey: evidence for magma generation by slab-breakoff following the closure of the northern Neotethys Ocean. *Lithos*, 104, 267-305.
- Keskin, M., Pearce, J. A. ve Mitchell, J. G. (1998). Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 85, 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. In: Dilek, Y., Pavlides, S. (Eds.), Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia. *Special Paper, Geological Society of America*, 409, 475-505.
- Ketin, İ. (1949). Artvin Bölgesinin Jeolojik Etüdü Hakkında Memuar. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No: 6785, Ankara.
- Ketin, İ. (1966). Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). Maden Tetkik ve Arama. Bulletin, 66, 22-34.
- Ketin, İ. ve Canitez, N. (1972). Yapısal jeoloji, İ.T.Ü Matbaası, Gümüşsuyu, 869, 520.
- Kheirikhah, M., Allen, M. B. ve Emami, M. (2009). Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182, 1-12.
- Kind, R., Eken, T., Tilmann, F., Sodoudi, F., Taymaz, T., Bulut, F. ... Schneider, F. (2015). Thickness of the lithosphere beneath Turkey and surroundings from Sreceiver functions. *Solid Earth*, 6, 971-984.
- Klein, E. M. (2004). Geochemistry of the igneous oceanic crust. In: Treatise on geochemistry: Holland HD, Turekian KK, (Ed.), *Elsevier*, Amsterdam, 3, 433-463.
- 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, 392-408.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kulashvili, S., (2001). Neotectonics of East Anatolian plateau (Turkey) and lesser caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- Konak, N., Hakyemez, H.Y., Bilgiç, R., Hepşen, N. ve Ercan, T. (2001). Kuzeydoğu Pontidlerin (Oltu-Olur-Şenkaya-Narman-Uzundere-Yusufeli) Jeolojisi. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No:10489 (yayınlanmamış).
- Koyaguchi, T. (1986). Evidence for two-stage mixing in magmatic inclusions and rhyolitic lava domes on Niijima Island, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 71-98.
- Kräutner, H. G. ve Bindea, G. (1998). Timing of the Ditrău alkaline intrusive complex (Eastern Carpathians, Romania). *Slovak Geological Magazine*, 4, 213-221.
- Kuo, L. C. ve Kirkpatrick, R. J. (1982). Pre-eruption history of phyric basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. *Contrib Mineral Petrol*, 79, 13-27.

- Kutlu, R. (1955a). Kars 32/1, 32/2 ve ıldır 15/4 paftalarının 1/100 000 ölçekli etüdüne ait rapor. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No: 2387, Ankara.
- Kutlu, R. (1955b). Kars vilayetinin Posof kazasının Pola köyü 1/100 000 lik linyit etüdü. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No: 2337, Ankara.
- Lambert, I., Holland, J. G. ve Owen, P. F. (1974). Chemical petrology of a isuite calcalkaline lavas from mount Ararat, Turkey. *Jour. Ged.*, 82, 419-438.
- Langmuir, C. H., Vocke, R. D., Hanson, G. N. ve Hart, S. R. (1978). A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37, 380-392.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P.A. ... Zanettin, B. (1989). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford.
- Leake, B. E., Woolley, A. R. ve Arps, C. E. S. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Am Mineral*, 82, 1019-1037.
- Lebedev, V. A., Sharkov, E. V., Keskin, M. ve Oyan, V. (2010). Erratum: Geochronology of the Late Cenozoic volcanism in the area of Van Lake (Turkey): An example of the developmental dynamics for magmatic processes. *Doklady Earth Sciences*, 435, 1548-1554.
- Lebedev, V. A., Sharkov, E. V., Ünal, E. ve Keskin, M. (2016). Late Pleistocene Tendürek volcano (Eastern Anatolia, Turkey). I. Geochronology and petrographic characteristics of igneous rocks. *Petrology*, 24 (2), 127-152.
- Lin, Y. C., Chung, S. L., Bingöl, A. F., Beyarslan, M., Lee, H. Y. ve Yang, J. H. (2015). Petrogenesis of Late Cretaceous Elazığ Magmatic Rocks from SE Turkey: New Age and Geochemical and Sr-Nd-Hf Isotopic Constraints. *Goldschmidt 2015*, 1869.
- Lindsley, D. H. ve Spencer, K. J. (1982). Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-Magnetite (Mt) and Ilmenite (Ilm). *Transactions. American Geophysical Union*, 63, 471.
- Liu, S., Hu, R. Z., Feng, C. X., Zhou, H. B., Li, C., Chi, X. G. ... Wang, T. (2008). Cenozoic high Sr/Y volcanic rocks in the Qiangtang terrane, northern Tibet: geochemical and isotopic evidence for the origin of delaminated lower continental melts. *Geological Magazine*, 145, 463-474.

- Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E. ve Varekamp, J. C. (1984). The 1982 eruptions of El Chicón Volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *J Volcanol Geoth Res*, 23, 69-108.
- Ma, Q., Xu, Y. G, Zheng, J. P., Griffin, W. L., Hong, L. B. ve Ma, L. (2016). Coexisting Early Cretaceous High-Mg Andesites and Adakitic Rocks in the North China Craton: the Role of Water in Intraplate Magmatism and Cratonic Destruction. *J. Petrol.*, 57, 1279-1308.
- Ma, Q., Zheng, J., Xu, Y., Griffin, W. L. ve Zhang, R. (2015). Are continental ‘adakites’ derived from thickened or foundered lower crust? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 419, 125-133.
- Macpherson, C. G., Dreher, S. T. ve Thirwall, M. F. (2006). Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth Planetary Science Letters*, 243, 581-593.
- Maden, N., Gelişli, K., Eyüboğlu, Y. ve Bektaş, O. (2009). Two-and-three-dimensional crustal thickness of the eastern Pontides (NE Turkey). *Turk. J. Earth Sci.*, 18 (2), 225-238.
- Mahatsente, R., Önal, G. ve Çemen, I. (2018). Lithospheric structure and the isostatic state of Eastern Anatolia: insight from gravity data modelling. *Lithosphere*, 10, 279-290.
- Martin, H. (1999). Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46, 411-429.
- Martin, H. ve Moyen, J. F. (2003). Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites. EGS-AGU-EUG joint meeting, Nice, April, VGP7-1FR2O-001.
- Martin, H., Smith, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. ve Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
- McKenzie, D. E. ve Chappell, B. W. (1972.) Shoshonite and calcalkaline lavas from the highlands of Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 35, 50-62.
- McKenzie, D. ve O’Nions, R. K. (1991). Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations, *Journal of Petrology*, 32, 1021-1091.
- Memiş, C., Göğüş, O. H., Uluocak, E. Ş., Pysklywec, R., Keskin, M, Şengör, A. C. ve Topuz, G. (2020). Long wavelength progressive plateau uplift in Eastern Anatolia

- since 20 Ma: Implications for the role of slab peel-back and break-off. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(2), 1-24.
- Mercan, Ç. (2015). *Çatak (Van) Civarında Yüzeylenen Genç (Kuvaterner) Bazaltik Volkanizmanın Mineralojik-Petrografik Ve Jeokimyasal Özellikleri. Doktora Tezi, Yüziüncü Yıl Üniversitesi Fen Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Van, 156.*
- Merzbacher, C. ve Eggler, D. H. (1984). A magmatic geohygrometer: application to Mount St. Helens and other dacitic magmas. *Geology*, 12, 587-590.
- Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Meyer, P. S. ve Shibata, T. (1990). Complex zoning in plagioclase feldspars from ODP site 648. *Proc Ocean Drill Progr Sci Results* 106 (109), 123-142.
- Miller, D. M., Goldstein, S. L. ve Langmuir, C. H. (1994). Cerium/ lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents. *Nature*, 368, 514-520.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. .K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., ... Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineral Mag*, 52, 535-550.
- Morogan, V., Upton, B. G. J. ve Fitton, J. G. (2000). The petrology of the Ditrău alkaline complex, Eastern Carpathians. *Mineralogy and Petrology*, 69, 227-265,.
- Moyen, J. F. (2009). High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the “adakitic signature”. *Lithos*, 112, 556-574.
- Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattitch, B. C., Cooper, F. J. ve Brooker, R. A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib Mineral Petrol*, 171, 85.
- Nakagawa, M., Wada, K. ve Wood, C.P. (2002). Mixed magmas, mush chambers and eruption triggers: evidence from zonedclinopyroxene phenocrysts inandesitic scoria from the 1995 eruptions of Ruapehu volcano. New Zealand. *Journal of Petrology*, 43 (12), 2279-2303.
- Naney, R. T. (1983). Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems”. *American Journal of Science*, 283, 993-1033.
- Neave, D. A., MacLennan, J., Hartley, M. E., vd. (2014). Crystal storage and transfer in basaltic systems: the Skuggafjöll eruption, Iceland. *J Petrol*, 55, 2311-2346.
- Neiva, A. M. R. (1981). Geochemistry of hybrid granitoid rocks and of their biotites from Central Northern Portugal and their petrogenesis. *Lithos*, 14, 149-163.

- Nelson, S. T. ve Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *Am Mineral*, 77, 1242-1249.
- Notsu, K., Fujitani, T., U, T., Matsuda, J. ve Ercan, T. (1995). Geochemical features of collision-related volcanic rocks in central and eastern Anatolia, Turkey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 64, 171-192.
- Novak, S. W. ve Bacon, C. R. (1986). Pliocene Volcanic Rocks of the Coso Range, Inyo County, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 1383, United States Government Printing Office, Washington, 1383, 49.
- O'Neill, H. St. C. ve Pownceby, M. I. (1993). Thermodynamic data from redox reactions at high temperatures. I. An experimental and theoretical assessment of the electrochemical method using stabilized zirconia electrolytes, with revised values for the Fe - FeO, Co - CoO, Ni - NiO and Cu - Cu₂O oxygen buffers, and new data for the W-WO₂ buffer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114 (3), 296-314.
- Okay, A. I. ve Leven, E. J. (1996). Stratigraphy and paleontology of the Upper Paleozoic sequences in the Pulur (Bayburt) region, Eastern Pontides. *Turkish J Earth Sci*, 5, 145-155
- Okay, A. I. ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan Sutures of Northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publication*, 156 (1), 475-515.
- Okay, A. İ. ve Şahintürk, Ö. (1997). Geology of the eastern Pontides. In: Robinson AG (Ed.) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir*, 68, 291-311.
- Okay, A. İ., Şahintürk, Ö. ve Yakar, H. (1997). Pulur Bölgesinin Stratigrafisi ve Tektoniği (Bayburt, Doğu Pontidler), *Maden Tetkik Arama Dergisi*, Sayı 119, 1-22.
- Okay, A. I., Zatin, M. ve Cavazza, V., (2010). Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, 38, 35-38.
- Oyan, E. (2018). *Melikler Bazaltlarının Petrolojisi: Kars Platosu Üzerindeki Bazaltik Volkanizmanın Magmatik Evrimi. Yüksek Lisans Tezi, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Van, 118.*
- Oyan, E., Oyan, V., Özdemir, Y. ve Güleç, N. (2023). Origin and petrogenesis of magmatism in collision-related environments: evidence from the Melikler Volcanics on the Kars Plateau- Türkiye in the Turkish-Iranian High Plateau. *Journal of Petrology*, 64, 1-26.

- Oyan, V. (2011). *Etrüsk Volkanı ve Çevresinin (Van Gölü kuzeyi) Volkanostratigrafisi Petrolojisi ve Magmatik Evrimi. Doktora Tezi, Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Van, 375.*
- Oyan, V. (2018). Ar-Ar dating and petrogenesis of the Early Miocene Taşkapı-Mecitli (Erciş- Van) granitoid, Eastern Anatolia Collisional Zone, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 158, 210-226.
- Oyan, V. (2018). Van Gölü'nün doğusundaki Otlakbaşı bazaltik volkanizmasının petrolojik ve jeokimyasal evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 157, 1-22.
- Oyan, V. (2024). Constraining the timing of lithospheric thinning during continental collision: A perspective of Cenozoic basaltic rocks from the Baltacık-Güncoru (Patnos-Malazgirt) region in the East Anatolia, Turkey. *Lithos*, 470-471, 107532.
- Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V. A., Chugaev, A. V. ve Sharkov, E. V. (2016). Magmatic Evolution of the Early Pliocene Etrüsk Stratovolcano, Eastern Anatolian Collision Zone, Türkiye. *Lithos*, 256(257), 88-108.
- Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V., A., Chugaev, A., V., Sharkov, E., V. ve Ünal, E. (2017). Petrology and Geochemistry of the Quaternary Mafic Volcanism to the NE of Lake Van, Eastern Anatolian Collision Zone Turkey. *Journal of Petrology*, 58(9), 1701-1728.
- Oyan, V., Özdemir, Y., Chugaev, A. V., Oyan, E. ve Chernyshev, I. V. (2023a). Petrogenesis of Miocene to Quaternary primitive basaltic magmas in the area of Lake Van (East Anatolia, Türkiye): a case for relamination of mantle lithosphere after lithospheric delamination. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178, 88.
- Özdamar, Ş. (2016). Geochemistry and geochronology of late Mesozoic volcanic rocks in the northern part of the Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey): implications for the closure of the Neo-Tethys Ocean. *Lithos*, 248-251, 240-256.
- Özdemir, A. (2015). *Cumaçay (Ağrı) volkaniklerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi. (Yüksek Lisans Tezi), YYÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Van.*
- Özdemir, Y. (2011). *Volcanostratigraphy and Petrogenesis of Süphan Stratovolcano. Doktora Tezi, ODTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 301.*
- Özdemir, Y. ve Güleç, N. (2014). Geological and Geochemical Evolution of the Quaternary Süphan Stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey: Evidence for the Lithosphere - Asthenosphere Interaction in Post-Collisional Volcanism. *Journal of Petrology*, 55 (1), 37-62.

- Özdemir, Y. ve Özdemir, A. (2023). Deciphering the magma storage conditions and preeruptive processes at Cumaçay: a Plio-Quaternary volcanic eruption center in Eastern Anatolia, Türkiye, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 32(2), 181-199
- Özdemir, Y., Akkaya, I., Oyan, V. ve Kelfoun, K. (2016). A debris avalanche at Süphan stratovolcano (Turkey) and implications for hazard evaluation. *Bull. Volcanol.*, 78, 1-13.
- Özdemir, Y., Blundy, J. D. ve Güleç, N. (2011). The importance of fractional crystallization and magma mixing in controlling chemical differentiation at Süphan stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*: 26.
- Özdemir, Y., Karaoğlu, Ö., Tolluoğlu, A. Ü. ve Güleç, N. (2006). Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolia High Plateau): the most recent post-collisional volcanism in Turkey. *Chem. Geol.*, 226, 189-211.
- Özdemir, Y., Mercan, Ç., Oyan, V. ve Özdemir, A. (2019). Composition, pressure, and temperature of the mantle source region of quaternary nepheline-basanitic lavas in Bitlis Massif, Eastern Anatolia, Turkey: a consequence of melts from Arabian lithospheric mantle. *Lithos*, 328-329, 115-129.
- Özdemir, Y., Oyan, V. ve Jourdan, F. (2022). Petrogenesis of Middle Miocene to Early Quaternary basalts from the Karayazı-Göksu plateau (Eastern Anatolia, Turkey): Implication for the role of pyroxenite and lithospheric thickness. *Lithos*, 416-417, 106671.
- Özyurt, M. ve Altunkaynak, Ş. (2020). Origin of Eocene adakitic magmatism in northwest Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 190, 104147.
- Pál-Molnár, E. (2000) .Hornblendites and Diorites of the Ditrău Syenite Massif. Ed. Department of Mineralogy, *Geochemistry and Petrology*. University of Szeged, Szeged, 172.
- Pál-Molnár, E. (2010b). Rock-forming minerals of the Ditrău Alkaline Massif. In: Szakáll, S., Kristály, F. (Eds.), *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania. Ed. Csík County Nature and Conservations Society, Sfântu Gheorghe-Miercurea-Ciuc-Târgu Mureş*, 63-88.
- Pál-Molnár, E. ve Árvai-Sós, E. (1995). K/Ar radiometric dating on rocks from the northern part of the Ditrău Syenite Massif and its petrogenetic implications. *Acta Mineralogica- Petrographica*, 36, 101-116.

- Pál-Molnár, E., Batki, A., Almási, E., Kiss, B., Upton, B. G. J., Markl, G. ve Odling, N. (2015b). Origin of mafic and ultramafic cumulates from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. *Lithos*, 239, 1-18.
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins, In: R. S. Thorpe (ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, New York.
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C. J., Hawkesworth ve M. J. Norry, (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Cheshire.
- Pearce, J. A. (1996). A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: Wyman. D.A., ed., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 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, 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, 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, 251-285.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Mitchell, J. G. (1990). Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Türkiye. *J Volcanol Geoth Res*, 44, 189-229.
- Pearce, J., Stern, C., Bloomer, S. ve Fryer, P. (2005). Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochem Geophys Geosyst*, 6, <https://doi:10.1029/2004GC000895>
- Pearce, T. H., Russel, J. K. ve Wolfson, I. (1987). Laser-interference and normarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *American Mineralogist*, 72, 1131-1143.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Pe-Piper, G. (1984). Zoned pyroxenes from shoshonite lavas of Lesbos, Greece: Inferences concerning shoshonite petro genesis. *Journal of Petrology*, 25, 453-472.

- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G. ve Eleftheriadis, G. (2003). Magma mixing in the sithonia plutonic complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology*, 78, 173-200.
- Petford, N. ve Atherton, M. (1996). Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37, 1491-1521.
- Petrone, C. M. ve Mangler, M. F. (2021). Elemental diffusion chronostratigraphy. Crustal magmatic system evolution: Anatomy Architecture, and Physico-Chemical Processes. 177-193.
- Plank, T. (2005). Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46, 921-944.
- Plank, T. ve Langmuir, C. H. (1988). An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 349-370.
- Plank, T. ve Langmuir, C. H. (1998). The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325-394.
- Powell, R. (1984). Inversion of the assimilation and fractional crystallisation (AFC) equations: suites. *Journal of the Geological Society of London*, 141, 447-452.
- Putirka, K. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841-858.
- Putirka, K. D. (1999). Clinopyroxene+liquid equilibrium to 100 kbar and 2450 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 151-163,
- Putirka, K. D. (2005). "Igneous thermometers and barometers based on plagioclase+liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90, 336-346.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61-120.
- Putirka, K. D., Johnson, M., Kinzler, R. ve Walker, D. (1996). Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 92-108.
- Putirka, K. D., Perfit, M., Ryerson, F. J. ve Jackson, M. G. (2007). Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chem Geol*, 241, 177-206.

- Putirka, K. D., Ryerson, F. J. ve Mikaelian, H. (2003). New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene+liquid equilibria. *American Mineralogist*, 88, 1542-1554.
- 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.
- Rapp, R. P. ve Watson, E. B. (1995). Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. ve Applegate, G. S. (1999). Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160, 335-356.
- Ridolfi, F. (2021). Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry. *Minerals*, 11(3), 324.
- Ridolfi, F. ve Renzulli, A. (2011). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 Gpa. *Contrib Mineral Petrol*, 163, 877-895.
- Ridolfi, F. ve Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 Gpa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 877-895.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. ve Puerini, M., (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contr Mineral Petrol*, 160, 45-66.
- Robinson, A. G., Banks, C. J., Rutherford, M. M. ve Hirst, J. P. P. (1995). Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 861-872.
- Roeder, P. L. ve Emslie, R. F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29, 275-289.
- Rogers, N. W., Hawkesworth, C. J. ve Ormerod, D. S. (1995). Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 100, 10287-10301.
- Rollinson, H. R. (1993). Using Geochemical Data: Evolution. Presentation. Interpretation. John Wiley Sons. Inc.

- Romick, J. D. (1987). Amphibole fractionation and magma mixing in andesites and dacites from the central Aleutians, Alaska. *Transactions American Geophysical Union (EOS)*, 68, 461.
- 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.
- Rutherford, M. J. ve Devine, J. D. (2008). Magmatic conditions and processes in the storage zone of the 2004-2006 Mount St. Helens dacite. In: Sherrod DR, Scott WE, Stauffer PH Eds. A Volcano Rekindled: The first year of renewed eruption at Mount St. Helens, 2004-2006, United States *Geological Survey Professional Paper*, 703-726.
- Sandvol, E., Türkelli, N. ve Barazangi, M. (2003). The Eastern Türkiye Seismic Experiment: The study of a young continent-continent collision. *Geophysical Research Letters*, 30, 24, 8038.
- Sato, H. (1975). Diffusion coronas around quartz xenocrysts in andesite and basalt from Tertiary volcanic region in north eastern Shikoku, Japan. *Contrib Mineral Petrol*, 50, 49-64.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. ve Tarney, J. (1991). Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A335, 377-392.
- Saunders, A. D., Tarney, J. ve Weaver, S. D. (1980). Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis calcalkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46, 344-360.
- Saydam Eker, Ç. ve Korkmaz, S. (2011). Mineralogy and whole rock geochemistry of late Cretaceous sandstones from the eastern Pontides (NE Türkiye). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 188(3), 235-256.
- Saydam Eker, Ç. ve Arı, U. V. (2020). Geochemistry of the Middle Jurassic sediments in Gümüşhane, north-eastern Türkiye: Implications for weathering and provenance. *Geological Journal*, 55(7), 4954–4976.
- Schleiffarth, W. K., Darin, M. H., Reid, M. R. ve Umhoefer, P. J. (2018). Dynamics of episodic late Cretaceous-Cenozoic magmatism across Central to Eastern Anatolia: New insights from an extensive geochronology compilation. *Geosphere*, 14, 1990-2008.
- Schmidt, M., Dardon, A., Chazot, G. ve Vannucci, R. (2004). The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. *Earth Planet Sci Lett*, 226:415-432.

- Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 237-243.
- Shelley, D. (1993). Igneous and metamorphic rocks under the microscope. *Chapman and Hall, London*, 445.
- Simonetti, A., Shore, M. ve Bell, K. (1996). Diopside phenocrysts from Nephelinite lavas, Napak Volcano, Eastem Uganda: evidence for magma mixing. *Canadian Mineralogist*, 34, 411-421.
- Sisson, T. W. ve Grove, T. L. (1993). Experimental investigations of the role of H₂O in calc alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contrib Mineral Petrol*, 113, 143-166.
- Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D. ve Wang, K. (1999). Geochemistry of mafic magmas in the hurricane volcanic field, Utah: Implications for small and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle: *The Journal of Geology*, 107, 4, 433-448.
- Speer, J. A. (1984). Micas in igneous rocks, in Bailey, S.W., ed., Micas: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Washington, D.C. *Min Soc Am*, 13, 299-356.
- Stern, T., Houseman, G., Salmon, M. ve Evans, L. (2013). Instability of a lithospheric step beneath western North Island, New Zealand. *Geology*, 41(4), 423-426.
- Stimac, J. A. ve Pearce, T. H. (1992). Textural evidence of mafic-felsic magma interaction in dacite lavas, Clear Lake, California. *American Mineralogist*, 77, 795-809.
- Stormer, J. C. (1983). The Effects of Recalculation on Estimates of Temperature and Oxygen Fugacity from Analyses of Multicomponent Iron-Titanium Oxides. *American Mineralogist*, 68, 586-594.
- Streck, M. J. (2008). Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. in: Putirka, K. D., Tepley, III F. J. (eds). Minerals, inclusions and volcanic processes. *Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Review Mineral*, 69, 1, 595-622.
- Streck, M., Dungan, M., Malavassi Reagan, M. ve Bussy, F. (2002). The role of basalt replenish mentinthegeneration of basaltic andesites of the ongoing activity at Arenal volcano, Costa Rica: evidence from clinopyroxene and spinel. *Bulletin of Volcanology*, 64 (5), 316-327.
- Streckeisen, A ve Hunziker, J. C. (1974). On the origin of the Nephelinsyenit Massif of Ditró (Transylvania, Romania). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 54, 59-77.

- Streckeisen, A. (1954). Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen). II. Teil. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 34, 336-409
- Streckeisen, A. (1960). On the structure and origin of the nepheline-syenite complex of Ditro (Transylvania, Romania). Report of the 21th International Geological Congress, 13, 228-238.
- Sun, S. ve McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes, In: A.D. Saunders, M. J. Norry, 281 (eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.
- Sutcliffe, R. H., Smith, A. R. ve Doherty, W. (1990). Mantle derivation of Archaean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 31, 219-234
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y. (1981). Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 39-50.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1984). Doğu Anadolu'nun Neo-Tektoniği ve ilgili magmatizması. Ketin Sempozyumu, 20-21 Şubat, Ankara, 149-162.
- Şen, C. (2007). Jurassic volcanism in the Eastern Pontides: Is it rift related or subduction related. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 523-539.
- Şen, C. ve Dunn, T. (1994). Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib Mineral Petrol*, 117, 394-409.
- Şengör, A. M. C. ve Kidd, W. S. F. (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish–Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Türkiye: a plate tectonic approach”. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Özeren, M. S., Keskin, M., Sakıncı, M., Özbakır, A. D. ve Kayan, I. (2008). Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: implications for post- collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. *Earth Sci. Rev.*, 90, 1-48.
- Şengör, A. M. C., Özeren, S., Genç, T. ve Zor, E. (2003). East Anatolian high plateau as a mantle-supported, North-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 8045.

- Tang, M., Lee, C. T., Chen, K., Erdman, M., Costin, G. ve Jiang, H. (2019). Nb/Ta systematics in arc magma differentiation and the role of arclogites in continent formation. *Nature Communications*, 10, 235.
- Taylor, H. P., Jr. ve Sheppard, S. M. F. (1986). Igneous Rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. In Rev. Mineral. 16: Stable Isotope in High temperature Geological Processes. (ed.) J. W. Valley. H. P. Taylor. Jr. And JR. O'Neil., Washington, *Mineralogical Society of America*, 227-271.
- Taylor, S. R. ve McLennan, S. M. (1985). The Continental Crust, Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford.
- Temizel, İ. ve Arslan, M. (2009). Mineral Chemistry and Petrochemistry of Post-Collisional Tertiary Mafic to Felsic Cogenetic Volcanism in the Ulubey (Ordu) Area, Eastern Pontide, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 18, 29-53.
- Temizel, İ., Arslan, M., Ruffet, G. ve Peucat, J.J. (2012). Petrochemistry, geochronology and Sr–Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, eastern Pontide, NE Turkey: Implications for extension-related origin and mantle source characteristics. *Lithos*, 128, 126-147.
- Temizel, İ., Arslan, M., Yücel, C., Abdioğlu Yazar, E., Kaygusuz, A. ve Aslan, Z. (2019). U–Pb geochronology, bulk-rock geochemistry and petrology of Late Cretaceous syenitic plutons in the Gököy (Ordu) area (NE Turkey): Implications for magma generation in a continental arc extension triggered by slab roll-back. *J Asian Earth Sci*, 171, 305-320.
- Temizel, İ., Arslan, M., Yücel, C., Abdioğlu Yazar, E., Kaygusuz, A. ve Aslan, Z. (2020). Eocene tonalite–granodiorite from the Havza (Samsun) area, Northern Turkey: Adakite-like melts of lithospheric mantle and crust generated in a post-collisional setting. *International Geology Review*, 62(9), 1131-1158.
- Temizel, İ., Arslan, M., Yücel, C., Abdioğlu, E. ve Ruffet, G. (2016). Geochronology and geochemistry of Eocene-aged volcanic rocks around the Bafra (Samsun, N Türkiye) area: Constraints for the interaction of lithospheric mantle and crustal melts. *Lithos*, 258-259, 92-114.
- Thirlwall, M. F., Smith, T. E., Graham, A. M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J. P. ve Arculus, R. J. (1994). High field strength element anomalies in arc lavas; source or process? *Journal of Petrology*, 35/3, 819-838.

- Thompson, R. N., Gibson, S. A. (2000). Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. *Nature*, 407, 502-506.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L. ve Parry, S. J. (1984). An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, 310, 549-590.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. J. ve Trumbull, R. B. (1997). On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and improved diagram for graphical representation. *Mineral Mag*, 61, 809-834.
- Tokel, S. (1977). Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Eosen Yaşlı Kalkalkalen Andezitler ve Jeotektonizma. *TJK Bülteni*, 20, 1, 49-54.
- Tokel, S. (1984). Doğu Anadolu'da kabuk deformasyon mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Ketin Sempozyumu Bildiriler Kitabı. 20-21 Şubat 1984, Ankara. 121-130.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satir, M., Werner, O. ve Schwarz, W. H. (2004). Aluminous granulites from the Pulur complex, NE Türkiye: A case of partial melting, efficient melt extraction and crystallisation. *Lithos*, 72(3-4), 183-207.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Satır, M. ve Dokuz, A. (2005). Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: The Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Türkiye). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(4), 441-455.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W. H., Zack, T., Hasözbek, A., ... Şen, C. (2010). Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: The Gümüşhane pluton (NE Türkiye). *Lithos*, 116(1-2), 92-110.
- Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Zack, T., ... Şen, C. (2011). Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos*, 125, 131-150.
- Tsuchiyama, A. (1985). Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib Mineral Petrol*, 89, 1-16.
- Tulloch, A. J. ve Challis, G. A. (2000). Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43, 555-567.

- Turner, S. P. (2002). On the time-scales of magmatism at island-arc volcanoes. *Phil Trans Math Phys Eng Sci*, 360, 2853-2871.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Van Calsteren, P., Heath, E., Macdonald, R. ve Black, S. (1997). U-series isotopes and destructive plate margin magma genesis in the Lesser Antilles. *Earth and Planetary Science Letters*, 142, 191-207.
- Türkecan, A. (2013). Türkiye'nin Senozoyik Volkanitleri, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-33, Ankara.
- Türkecan, A., Dönmez, M., Özgür, B., Mutlu, G., Sevin, D. ve Bulut, V. (1992a). Patnos-Tutak-Hamur (Ağrı) yöresinin jeolojisi ve volkanik kayaçların petrolojisi: Maden Tetkik Arama Raporu, No:9434 (yayınlanmamış).
- Türkecan, A., Dönmez, M., Sevin, D., Özgür, I. B. ve Mutlu, G. (1992b) Perakalen volkanizma ve Doğu Anadolu'daki örnekleri, Türkiye Jeolojisi Kurultayı Bülteni, 108-115.
- Ubide, T., Galé, C., Arranz, E., Lago, M. ve Larrea, P. (2014a). Clinopyroxene and amphibole crystal populations in a lamprophyre sill from the Catalan Coastal Ranges (NE Spain): a record of magma history and a window to mineral-melt partitioning. *Lithos*, 184–187, 225–242.
- Ubide, T., Galé, C., Larrea, P., Arranz, E. ve Lago, M. (2014b). Antecrysts and their effect on rock compositions: the Cretaceous lamprophyre suite in the Catalan Coastal Ranges (NE Spain). *Lithos*, 206-207, 214-233.
- Uchida, E., Endo, S. ve Makino, M. (2007). Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57, 47–56.
- URL-1, <https://www.cografya.gen.tr/tr/ardahan/2025>.
- URL-2, <http://earthref.org/databases>. Paylaşım katsayısı. 21 Mayıs 2013.
- Vance, J. A. (1965). Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. *J Geol*, 73, 637-651.
- Venezky, D. Y. ve Rutherford, M. J. (1997). Preeruption conditions and timing of dacite andesite magma mixing in the 2.2 Ka eruption at mount Rainier". *Journal of Geophysical Research*, 102, 20069-20086
- Vernon, H. R. (2004). A Practical Guide to Rock Microstructure". *Cambridge University Press*. 594.
- Viccaro, M., Giacomoni, P. P., Ferlito, C. ve Cristofolini, R. (2010). Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts.

- Wallace, P. J. ve Carmichael, I. S. E. (1994). Petrology of volcan tequila, jalisco, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 345-361.
- Wang, H. ve Currie, C. A. (2015). Magmatic expressions of continental lithosphere removal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(10), 7239–7260.
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J. F., Bellon, H. ve Zhu, Y. T. (2005). Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*, 33, 465-468.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Jian, P., Zhao, Z. H., Li, C. F., ... He, B., (2007a). Early cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: Implications for partial melting and delamination of thickened lower crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71, 2609–2636.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Zi, F. (2007b). Partial melting of thickened or delaminated lower crust in the middle of eastern China: implications for Cu-Au mineralization. *J. Geol.*, 115 (2), 149–161.
- Wang, Q., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Bao, Z. W., Xu, W. ve Xiong, X. L. (2004). Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of East China: adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal*, 38, 417-434.
- Wang, Y., Zhang, C. ve Xiu, S. (2001). Th/Hf-Ta/Hf discrimination diagram of geotectonic settings of formation of basalts. *Acta Petrologica Sinica*, 17, 413–421.
- Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Li, C. F., ... Ma, J. L. (2006). Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47, 119-144.
- Wass, S. Y. (1979). Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12, 115-132.
- Weaver, B. L. (1991). The origin of ocean island end-member compositions: trace element and isotopic constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 381-397.
- White, W. M. (1985). Sources of oceanic basalts; radiogenic isotope evidence. *Geology*, 13, 115-118.
- White, W. M. ve Patchett, J. (1984). Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 167-185.
- Wilson, M. (1989). Igneous petrogenesis: Oxford University Press, Oxford, 466 s.

- Wimmenauer, W. (1985). Petrography of Magmatic and Metamorphic Rocks. Stuttgart, Germany.
- Winchester, J. A. ve Floyd, P. A. (1976). Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28, 459-469.
- Winpenny, B. ve MacLennan, J. (2011). A partial record of mixing of mantle melts preserved in Icelandic phenocrysts. *Journal of Petrology*, 52, 1791-1812.
- Wones, D. R. ve Eugster, H. P. (1965). Stability of biotite: experiment, theory, and application. *Am Mineral*, 50, 1228-1272.
- Wood, D. A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta 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, 11-30.
- Wood, D. A., Joron, J. L. ve Treuil, M. (1979). Re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Letts*, 45, 326-336.
- Xiao, L. ve Clemens, J. D. (2007). Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints. *Lithos*, 95, 399-414.
- Xu, J. F., Shinjio, R., Defant, M. J., Wang, Q. ve Rapp, R. P. (2002). Origin of Mesozoic adakitic in trusive rocks in the Ningzhen area of East China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 12, 1111-1114.
- Xu, S. L., Ding, W. C., Chen, X. H., Li, T. D., Han, L. L., Liu, Y., vd. (2022a). Late Paleozoic crustal composition and growth in West Junggar: evidence from Sr-Nd-Pb isotopic mapping. *Geosci. Front.*, 29 (2), 261-280.
- Xu, S., Ding, W., Ma, F., Chen, X., Shao, Z., Han, L., ... Yang, X. (2025). Deep crustal composition and Late Paleozoic geotectonic evolution in West Junggar, China. *Frontiers in Earth Science*, 13, <https://doi.org/10.3389/feart.2025.1465894>
- Xu, W. L., Wang, Q. H., Wang, D. Y., Guo, J. H., ve Pei, F. P. (2006). Mesozoic adakitic rocks from the Xuzhou–Suzhou area, eastern China: Evidence for partial melting of delaminated lower continental crust. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 454-464.
- Xu, Y. G., Huang, X. L., Ma, J. L., Wang, Y. B., Iizuka, Y., Xu, J. F. ... Wu, X.Y. (2004). Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China Craton: Constraints from SHRIMP zircon U–Pb chronology and geochemistry of

- Mesozoic plutons from western Shandong. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 147, 750-767.
- Xu, Y. G., Ma, J. L., Frey, F. A., Feigenson, M. D. ve Liu, J.F. (2005). Role of lithosphere– asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western north China Craton. *Chemical Geology*, 224, 4, 247–271.
- Yang, W., Niu, H., Shan, Q., Luo, Y., Sun, W., Li, C., ... Yu, X. (2012). Late Paleozoic calc-alkaline to shoshonitic magmatism and its geodynamic implications, Yuximolegai area, western Tianshan: Xinjiang. *Gondwana Research*, 22, 325-340.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D. (1996). Space and time relations of three plutonic phases in the Eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review*, 38, 10, 935-956.
- Yılmaz, Y. (1984). Türkiye'nin Jeolojik Tarihinde Magmatik Etkinlikler ve Tektonik Evrimle İlişkisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Sempozyumu Kitabı, 63-81.
- Yılmaz, Y. (1997). Geology of western Anatolia. Active Tectonics of Northwestern Anatolia–The Marmara Polyproject. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 31-53.
- Yılmaz, Y., Güner, Y. ve Şaroğlu, F. (1998). Geology of the quaternary volcanic centres of the east Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 173-210.
- Yılmaz, Y., Şaroglu, F. ve Güner, Y. (1987). Initiation of the neo magmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 137, 177-199.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C., ve Şengör, A. M. C. (1997) Geology and tectonic evolution of the Pontides, in Robinson, A.G., ed., Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: Tulsa, Oklahoma. *American Association of Petroleum Geologists*, 68, 183-226.
- Yogodzinski, G. M., Kay, R. W., Volynets, O. N., Koloskov, A. V. ve Kay, S. M. (1995). Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 505-519.
- Yücel, C. (2018). Trabzon-Giresun Arasındaki Tersiyer Volkanitlerinin Petroğrafisi, ^{40}Ar - ^{39}Ar Jeokronolojisi, Petrokimyası, Sr-Nd-Pb İzotop Jeokimyası Ve Petrolojisi. Doktora Tezi Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilimdalı, Trabzon, 407.

- Yücel, C. (2019). Geochronology, geochemistry, and petrology of adakitic Pliocene–Quaternary volcanism in the Şebinkarahisar (Giresun) area, NE Turkey. *International Geology Review*, 61, 754-777.
- Yücel, C., Arslan, M., Temizel, İ., Abdioğlu Yazar, E. ve Ruffet, G. (2017). Evolution of K-rich magmas derived from a net veined lithospheric mantle in an ongoing extensional setting: Geochronology and geochemistry of Eocene and Miocene volcanic rocks from Eastern Pontides (Türkiye). *Gondwana Research*, 45, 65-86.
- Yücel, C., Aydınçakır, E., Kaygusuz, A., Arslan, M., Yi, K., Jeong, Y. J. ve Ciceralli, D. (2024). Petrogenesis of Late Cretaceous A-type plutonic rocks from the Eastern Pontides Orogenic Belt (NE Türkiye): constraints from zircon U-Pb geochronology, zircon Lu-Hf and whole-rock Sr-Nd-Pb-Hf isotopes. *International Geology Review*, 66(11), 2055-2078.
- Zanetti, I., Tiepolo, M., Oberti, R. ve Vannucci, R. (2004). Trace-element partitioning in olivine: modelling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt. *Lithos*, 75 (1-2), 39-54.
- Zellmer, G. F., Annen, C., Charlier, B. L. A., George, R. M. M., Turner, S. P. ve Hawkesworth, C. J. (2005). Magma evolution and ascent at volcanic arcs: constraining petrogenetic processes through rates and chronologies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140, 171-191.
- Zindler, A. ve Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493-571.
- Zor, E., Sandvol, E., Gürbüz, C., Türkelli, N., Seber, D. ve Barazangi, M. (2003). The crustal structure of the East Anatolian plateau (Türkiye) from receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 8044.

EKLER

Ek Tablo 1. Üst Miyosen volkanik kayalara ait olivin minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-17 c4 ol1 feno mer	Po-17 c4 ol1 feno ken	Po-17 c4 ol2 feno mer	Po-17 c4 ol2 feno ken	Po-17 c5 ol feno mer	Po-17 c7 ol1 feno mer	Po-17 c7 ol1 feno ken	Po-17 c8 ol1 feno mer	Po-17 c8 ol1 feno ken	Po-17 c9 ol1 feno mer	Po-17 c9 ol1 feno ken	Po-17 c9 ol2 feno mer	Po-17 c9 ol3 feno mer	Po-21 c1 ol1 feno mer	Po-21 c1 ol1 feno ken	Po-21 c2 ol1 feno mer	Po-21 c2 ol1 feno ken	Po-21 c2 ol2 feno mer
SiO ₂	40.07	39.54	39.84	39.60	39.74	39.95	40.02	39.68	40.13	40.27	40.12	39.46	37.05	38.74	37.68	37.38	36.67	37.45
TiO ₂	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.06	0.02	0.06	0.05	0.07	0.04	0.04	0.02	0.06	0.04	0.01	0.03	0.22	0.04	0.08	0.02	0.00	0.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	14.99	15.87	14.84	15.07	14.65	14.71	15.62	14.88	15.07	13.33	15.03	14.75	15.01	20.11	25.80	28.89	31.90	27.91
MnO	0.26	0.39	0.29	0.31	0.33	0.33	0.35	0.28	0.30	0.21	0.40	0.33	0.35	0.35	0.43	0.46	0.55	0.45
MgO	44.72	43.52	44.48	44.13	44.69	44.45	43.82	44.71	44.20	46.02	44.46	44.31	50.18	40.93	36.56	33.56	31.18	34.53
NiO	0.31	0.14	0.29	0.20	0.25	0.38	0.19	0.33	0.35	0.49	0.22	0.21	0.25	0.13	0.10	0.05	0.00	0.09
CaO	0.19	0.20	0.17	0.21	0.23	0.20	0.22	0.21	0.20	0.17	0.15	0.19	0.30	0.31	0.37	0.35	0.29	0.38
Toplam	100.70	99.73	100.18	99.57	100.01	100.08	100.31	100.14	100.39	100.58	100.40	99.46	103.56	100.61	101.05	100.72	100.63	100.88
Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01	0.99	0.93	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99
Ti	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
Al	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	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	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	0.31	0.34	0.31	0.32	0.31	0.31	0.33	0.31	0.32	0.28	0.32	0.31	0.32	0.43	0.57	0.65	0.72	0.62
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.67	1.64	1.67	1.66	1.67	1.66	1.64	1.67	1.66	1.72	1.66	1.66	1.88	1.56	1.43	1.34	1.26	1.37
Ni	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Toplam	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.04	3.01	2.98	3.15	3.01	3.01	3.00	3.00	3.00
Mg#	0.84	0.83	0.84	0.84	0.84	0.84	0.83	0.84	0.84	0.86	0.84	0.84	0.86	0.78	0.72	0.67	0.64	0.69
Fo	83.94	82.67	83.97	83.64	84.17	84.05	83.03	84.02	83.68	85.84	83.71	83.96	85.34	78.10	71.30	67.08	63.13	68.45
Fa	15.78	16.91	15.72	16.02	15.47	15.60	16.60	15.69	16.00	13.94	15.87	15.68	14.32	21.52	28.22	32.40	36.23	31.04
Fe/(Fe+Mg)	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.14	0.16	0.16	0.14	0.22	0.28	0.33	0.36	0.31

Mg # = Mg / (Mg+Fe⁺²). Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Kısaltmalar: ol: olivin, feno: fenokristal, mer: merkez, ken: kenar.

Ek Tablo 1. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-21 c2 ol2 feno ken	Po-21 c3 ol1 feno mer	Po-21 c3 ol1 feno ken	Po-21 c6 ol1 feno mer	Po-21 c6 ol1 feno ken	Po-21 c7 ol1 feno mer	Po-21 c7 ol1 feno ken	Po-21 c8 ol1 feno mer	Po-21 c8 ol1 feno ken	Po-21 c8 ol1 feno mer	Po-21 c10 ol1 feno mer	Po-21 c10 ol1 feno ken	Po-21 c10 ol2 feno mer	Po-21 c10 ol2 feno ken	Po-21 c10 ol3 feno mer	Po-21 c10 ol3 feno ken	Po-31 c1 ol1 feno mer	Po-31 c1 ol1 feno ken
SiO ₂	37.06	39.22	37.51	39.06	38.70	39.50	37.27	38.76	38.12	37.55	37.79	37.79	39.76	39.41	39.06	39.33	38.27	37.94
TiO ₂	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.01	0.06	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.08	0.03	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	29.26	17.32	28.12	17.13	20.46	17.28	28.06	21.50	25.19	29.99	25.53	26.12	16.12	17.93	19.33	17.56	22.51	25.07
MnO	0.47	0.25	0.50	0.26	0.32	0.25	0.47	0.33	0.38	0.49	0.41	0.40	0.24	0.29	0.25	0.26	0.47	0.66
MgO	33.44	43.31	34.62	42.83	40.39	42.72	33.77	39.92	36.55	33.27	36.54	36.61	43.66	42.45	41.15	43.18	38.64	36.82
NiO	0.01	0.08	0.09	0.21	0.10	0.11	0.08	0.05	0.05	0.01	0.12	0.08	0.18	0.11	0.10	0.18	0.13	0.07
CaO	0.29	0.33	0.34	0.24	0.28	0.25	0.34	0.35	0.30	0.35	0.31	0.33	0.26	0.29	0.26	0.25	0.32	0.28
Toplam	100.56	100.61	101.35	99.81	100.32	100.19	100.05	101.05	100.66	101.76	100.76	101.41	100.34	100.56	100.21	100.85	100.52	100.92
Si	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99	0.99
Ti	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
Al	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
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 ⁺²	0.66	0.37	0.62	0.37	0.44	0.37	0.63	0.46	0.55	0.67	0.56	0.57	0.34	0.38	0.41	0.37	0.49	0.55
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.34	1.63	1.37	1.63	1.55	1.61	1.35	1.53	1.43	1.32	1.43	1.43	1.64	1.60	1.57	1.62	1.50	1.44
Ni	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	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Toplam	3.01	3.01	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.01	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.01
Mg#	0.67	0.82	0.69	0.82	0.78	0.82	0.68	0.77	0.72	0.66	0.72	0.71	0.83	0.81	0.79	0.81	0.75	0.72
Fo	66.73	81.46	68.32	81.44	77.60	81.29	67.85	76.53	71.82	66.04	71.52	71.11	82.63	80.60	78.93	81.19	74.98	71.83
Fa	32.74	18.27	31.12	18.27	22.05	18.44	31.62	23.12	27.76	33.40	28.02	28.45	17.12	19.09	20.80	18.52	24.50	27.44
Fe/(Fe+Mg)	0.33	0.18	0.31	0.18	0.22	0.18	0.32	0.23	0.28	0.34	0.28	0.29	0.17	0.19	0.21	0.19	0.25	0.28

Mg # = Mg / (Mg+Fe⁺²). Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Kısaltmalar: ol: olivin, feno: fenokristal, mer: merkez, ken: kenar.

Ek Tablo 1. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-31 c1 ol1 feno mer	Po-31 c1 ol1 feno ken	Po-31 c2 ol1 feno mer	Po-31 c2 ol1 feno ken	Po-31 c3 ol1 feno mer	Po-31 c3 ol1 feno ken	Po-31 c4 ol1 feno mer	Po-31 c4 ol1 feno ken	Po-31 c4 ol2 feno mer	Po-31 c4 ol2 feno ken	Po-31 c5 ol1 feno mer	Po-31 c5 ol1 feno ken	Po-31 c6 ol1 feno mer	Po-31 c6 ol1 feno ken	Po-31 c7 ol1 feno mer	Po-31 c7 ol1 feno ken	Po-31 c7 ol2 feno mer	Po-31 c7 ol2 feno ken	Po-21 c3 ol1 mik
SiO ₂	38.12	37.60	38.10	38.08	38.71	38.22	38.30	38.18	38.37	37.90	38.36	38.32	37.81	37.95	38.34	37.95	38.45	38.41	35.35
TiO ₂	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	0.00	0.02	0.05	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04	0.08	0.00	0.03	0.02	0.10	0.05	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03
Cr ₂ O ₃	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	0.00	0.00
FeO	24.56	24.50	23.33	23.93	21.13	24.63	23.01	24.60	23.21	24.55	21.19	24.76	24.17	24.64	24.10	24.07	23.01	24.21	38.17
MnO	0.54	0.66	0.56	0.55	0.43	0.59	0.51	0.59	0.53	0.61	0.46	0.60	0.52	0.65	0.56	0.56	0.51	0.59	0.65
MgO	36.24	36.87	37.52	37.09	39.64	36.79	37.71	36.53	37.55	37.02	39.27	37.08	37.51	36.45	37.98	36.96	38.53	37.38	26.41
NiO	0.17	0.07	0.13	0.10	0.14	0.13	0.10	0.09	0.11	0.05	0.15	0.10	0.12	0.02	0.10	0.12	0.14	0.09	0.06
CaO	0.29	0.33	0.29	0.32	0.24	0.35	0.30	0.29	0.31	0.28	0.28	0.28	0.23	0.32	0.29	0.29	0.35	0.24	0.39
Toplam	99.97	100.13	100.00	100.14	100.39	100.78	100.04	100.32	100.28	100.50	99.86	101.17	100.47	100.10	101.43	100.02	101.10	101.06	101.10
Si	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	0.89
Ti	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
Al	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
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	0.00
Fe ⁺²	0.54	0.54	0.51	0.53	0.46	0.54	0.50	0.54	0.51	0.54	0.46	0.54	0.53	0.54	0.52	0.53	0.50	0.53	0.80
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.42	1.45	1.47	1.45	1.53	1.43	1.47	1.43	1.46	1.45	1.52	1.44	1.46	1.43	1.47	1.45	1.49	1.45	0.99
Ni	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	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Toplam	2.99	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	2.71
Mg#	0.72	0.73	0.74	0.73	0.77	0.73	0.75	0.73	0.74	0.73	0.77	0.73	0.73	0.73	0.74	0.73	0.75	0.73	0.55
Fo	72.02	72.31	73.68	72.98	76.62	72.21	74.08	72.11	73.82	72.39	76.37	72.26	73.03	71.98	73.30	72.79	74.49	72.87	54.80
Fa	27.38	26.95	25.70	26.40	22.90	27.12	25.35	27.23	25.59	26.93	23.12	27.07	26.39	27.29	26.09	26.59	24.95	26.47	44.43
Fe/(Fe+Mg)	0.28	0.27	0.26	0.27	0.23	0.27	0.25	0.27	0.26	0.27	0.23	0.27	0.27	0.27	0.26	0.27	0.25	0.27	0.45

Mg # = Mg / (Mg+Fe⁺²). Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Kısaltmalar: ol: olivin, feno: fenokristal, mer: merkez, ken: kenar.

Ek Tablo 2. Üst Miyosen volkanik kayalarla ait ortopiroksen minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-6 c2 opx-1 feno mer	Po-6 c2 opx-1 feno ken	Po-6 c3 opx-1 feno mer	Po-6 c3 opx-1 feno ort	Po-6 c5 opx-1 feno mer	Po-6 c5 opx-1 feno ken	Po-6 c9 opx-1 feno mer	Po-6 c9 opx-1 feno ken	Po-35 c9 opx -1 feno mer	Po-35 c9 opx-1 feno ken	Po-35 c10 opx-2 feno mer
SiO ₂	55.20	56.13	53.58	52.98	55.50	55.44	55.08	54.86	54.39	55.11	54.03
TiO ₂	0.16	0.15	0.22	0.27	0.17	0.20	0.24	0.20	0.23	0.05	0.16
Al ₂ O ₃	1.70	1.10	1.79	2.67	1.76	1.83	1.92	2.11	3.67	1.30	2.45
Cr ₂ O ₃	0.15	0.13	0.00	0.00	0.18	0.16	0.15	0.20	0.02	0.17	0.14
FeO	9.23	9.20	15.42	14.76	9.76	9.79	9.81	9.88	10.74	10.70	11.60
MnO	0.27	0.24	0.45	0.26	0.25	0.23	0.27	0.21	0.21	0.23	0.22
MgO	30.42	30.74	26.53	26.74	30.08	30.04	30.24	29.63	28.85	30.34	28.97
CaO	2.10	1.97	1.28	1.36	1.98	1.91	1.78	1.92	1.42	1.34	1.35
Na ₂ O	0.02	0.04	0.01	0.01	0.06	0.04	0.02	0.03	0.07	0.04	0.04
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00
Toplam	99.24	99.70	99.28	99.05	99.74	99.65	99.52	99.07	99.63	99.28	98.94
Si	1.96	1.98	1.95	1.93	1.96	1.96	2.06	2.05	1.93	1.96	1.94
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Al	0.07	0.05	0.08	0.11	0.07	0.08	0.08	0.09	0.15	0.05	0.10
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	0.27	0.27	0.47	0.45	0.29	0.29	0.31	0.31	0.32	0.32	0.35
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.61	1.61	1.44	1.45	1.58	1.58	1.69	1.65	1.52	1.61	1.55
Ca	0.08	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.05
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	4.00	4.00	4.01	4.01	4.00	4.00	4.23	4.20	3.99	4.01	4.01
Mg#	0.85	0.86	0.75	0.76	0.85	0.85	0.85	0.84	0.83	0.83	0.82
Wo	4	4	3	3	4	4	3	4	3	3	3
En	82	82	73	74	81	81	81	81	80	81	79
Fs	14	14	24	23	15	15	14	15	17	16	18
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Mg# = $\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$. Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: opir: ortopiroksen; feno: fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 3. Üst Miyosen volkanik kayalara ait klinopiroksen minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-6 c5 kpir-2 feno mer	Po-6 c7 kpir-1 feno ken	Po-6 c8 kpir-1 feno ort	Po-6 c8 kpir-1 feno ort	Po-6 c8 kpir-1 feno ken	Po-6 c8 kpir-2 feno mer	Po-6 c8 kpir-2 feno ken	Po-6 c11 kpir-1 feno mer	Po-6 c11 kpir-3 feno ken	Po-17 c1 kpir-1 feno mer	Po-17 c1 kpir-1 feno ken	Po-17 c3 kpir-1 feno mer	Po-17 c3 kpir-1 feno ken	Po-17 c5 kpir-1 feno mer	Po-17 c5 kpir-1 feno ken	Po-17 c5 kpir-2 feno mer	Po-17 c5 kpir-2 feno ort	Po-17 c6 kpir-1 feno ort
SiO ₂	51.44	52.12	50.60	52.53	52.77	51.15	51.78	51.85	51.58	50.91	50.62	51.10	50.86	51.81	50.57	51.33	50.69	50.24
TiO ₂	0.43	0.31	0.86	0.36	0.36	0.61	0.39	0.38	0.42	0.52	0.60	0.66	0.55	0.66	0.77	0.72	0.77	0.64
Al ₂ O ₃	3.42	2.54	3.57	2.28	2.53	2.64	3.08	2.60	2.89	3.10	3.54	2.92	3.45	2.32	3.60	2.76	3.24	3.80
Cr ₂ O ₃	0.25	0.27	0.00	0.36	0.23	0.06	0.24	0.22	0.39	0.27	0.18	0.00	0.30	0.02	0.40	0.00	0.00	0.31
FeO	6.52	6.21	8.21	6.09	5.70	7.07	6.80	6.74	6.13	6.66	6.60	7.18	6.47	6.77	6.49	7.62	7.88	7.14
MnO	0.19	0.18	0.26	0.18	0.19	0.21	0.18	0.17	0.17	0.17	0.20	0.23	0.18	0.25	0.17	0.23	0.27	0.17
MgO	16.89	17.13	15.68	17.68	17.35	16.52	17.19	16.65	16.67	16.15	15.78	15.75	16.18	16.52	15.71	16.00	15.77	15.68
CaO	19.82	19.90	19.13	19.51	20.12	20.37	18.95	20.23	20.35	21.21	21.13	20.67	20.80	20.26	21.20	19.74	19.67	20.42
Na ₂ O	0.38	0.38	0.71	0.31	0.38	0.49	0.39	0.34	0.34	0.41	0.40	0.53	0.40	0.57	0.37	0.83	0.86	0.60
K ₂ O	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	99.33	99.04	99.03	99.29	99.64	99.12	98.99	99.18	98.94	99.40	99.06	99.04	99.18	99.17	99.27	99.22	99.15	99.00
Si	1.90	1.93	1.89	1.96	1.97	1.91	1.94	1.94	1.93	1.89	1.89	1.91	1.89	1.92	1.88	1.91	1.89	1.88
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al	0.15	0.11	0.16	0.10	0.11	0.12	0.14	0.11	0.13	0.14	0.16	0.13	0.15	0.10	0.16	0.12	0.14	0.17
Cr	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe ⁺²	0.20	0.19	0.26	0.19	0.18	0.22	0.21	0.21	0.19	0.21	0.21	0.22	0.20	0.21	0.20	0.24	0.25	0.22
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.93	0.95	0.87	0.99	0.97	0.92	0.96	0.93	0.93	0.90	0.88	0.88	0.90	0.92	0.87	0.89	0.88	0.87
Ca	0.79	0.79	0.77	0.78	0.81	0.82	0.76	0.81	0.82	0.85	0.84	0.83	0.83	0.81	0.85	0.79	0.79	0.82
Na	0.03	0.03	0.05	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.06	0.06	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	0.00	0.00	0.00
Toplam	4.02	4.02	4.03	4.07	4.09	4.05	4.05	4.05	4.05	4.03	4.03	4.03	4.03	4.03	4.02	4.04	4.04	4.04
Mg#	0.82	0.83	0.77	0.84	0.84	0.81	0.82	0.81	0.83	0.81	0.81	0.80	0.82	0.81	0.81	0.79	0.78	0.80
Wo	40.84	40.86	40.26	39.83	41.21	41.58	39	41.50	42.02	43.30	43.69	42.78	42.92	41.60	43.95	41.05	41.06	42.63
En	48.42	48.94	45.93	50.25	49.44	46.91	50	47.52	47.90	45.90	45.41	45.34	46.45	47.21	45.33	46.31	45.81	45.57
Fs	10.74	10.20	13.81	9.92	9.35	11.51	11	10.98	10.08	10.80	10.90	11.88	10.63	11.19	10.72	12.63	13.13	11.80
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Mg#=Mg/(Mg+Fe⁺²). Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: kpir: klinopiroksen; feno:fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 3. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-17 c6 kpir-1 feno ken	Po-21 c1 kpir-2 feno mer	Po-21 c1 kpir-2 feno ken	Po-21 c4 kpir-1 feno mer	Po-21 c4 kpir-1 feno ken	Po-21 c9 kpir -1 feno mer	Po-21 c9 kpir -1 feno ken	Po-21 c10 kpir -1 feno mer	Po-21 c10 kpir -1 feno ken	Po-35 c3 kpir -1 feno mer	Po-35 c3 kpir -2 feno ken	Po-35 c11 kpir -1 feno mer	Po-35 c11 kpir -1 feno ken
SiO ₂	50.68	49.56	49.83	50.01	51.84	50.80	50.96	51.92	52.04	52.64	51.19	51.94	51.38
TiO ₂	0.64	1.09	1.70	1.20	0.65	1.12	1.26	0.84	0.90	0.29	0.50	0.46	0.45
Al ₂ O ₃	3.80	3.86	2.88	3.61	1.78	3.17	2.93	1.82	1.68	2.52	3.07	3.05	3.05
Cr ₂ O ₃	0.29	0.65	0.00	0.51	0.24	0.24	0.06	0.06	0.02	0.31	0.02	0.24	0.00
FeO	7.35	7.18	9.56	7.21	7.60	7.39	8.10	7.64	8.57	5.31	8.44	5.87	7.89
MnO	0.18	0.20	0.25	0.14	0.19	0.15	0.22	0.19	0.22	0.16	0.22	0.15	0.18
MgO	15.44	14.96	14.14	14.80	16.76	14.79	14.76	15.34	15.50	16.82	15.09	16.37	15.61
CaO	20.13	21.34	20.61	21.34	20.22	21.64	21.36	21.20	20.65	20.92	20.46	21.13	20.05
Na ₂ O	0.54	0.36	0.36	0.40	0.24	0.32	0.34	0.35	0.30	0.32	0.44	0.42	0.43
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Toplam	99.04	99.21	99.34	99.22	99.53	99.62	99.99	99.36	99.88	99.28	99.44	99.62	99.04
Si	1.89	1.86	1.88	1.87	1.93	1.89	1.90	1.94	1.94	1.94	1.91	1.92	1.92
Ti	0.02	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.17	0.17	0.13	0.16	0.08	0.14	0.13	0.08	0.07	0.11	0.14	0.13	0.13
Cr	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe ⁺²	0.23	0.23	0.30	0.23	0.24	0.23	0.25	0.24	0.27	0.16	0.26	0.18	0.25
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Mg	0.86	0.84	0.80	0.83	0.93	0.82	0.82	0.85	0.86	0.92	0.84	0.90	0.87
Ca	0.80	0.86	0.83	0.86	0.80	0.86	0.85	0.85	0.82	0.83	0.82	0.83	0.80
Na	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	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	0.00
Toplam	4.02	4.03	4.02	4.02	4.02	4.01	4.02	4.01	4.01	4.01	4.02	4.02	4.02
Mg#	0.79	0.79	0.72	0.79	0.80	0.78	0.76	0.78	0.76	0.85	0.76	0.83	0.78
Wo	42.42	44.57	43.03	44.79	40.78	45	44.15	43.59	42.09	43.06	42.46	43.50	41.73
En	45.27	43.48	41.07	43.24	47.02	43	42.47	43.88	43.96	48.17	43.59	46.88	45.21
Fs	12.30	11.94	15.91	11.98	12.21	12	13.38	12.53	13.95	8.78	13.95	9.62	13.06
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Mg#=Mg/(Mg+Fe⁺²). Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: kpir: klinopiroksen; feno:fenokristal; mer: merkez; ken: kenar.

Ek Tablo 4. Üst Miyosen volkanik kayalara ait plajiyoklaz fenokristal ve mikrolitlerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-6 c1 plj-1 feno mer	Po-6 c1 plj-1 feno ken	Po-6 c1 plj-2 feno mer	Po-6 c1 plj-2 feno ken	Po-6 c2 plj-1 feno mer	Po-6 c2 plj-1 feno ken	Po-6 c2 plj-2 feno mer	Po-6 c2 plj-2 feno ken	Po-6 c4 plj-1 feno mer	Po-6 c4 plj-1 feno ken	Po-6 c4 plj-2 feno mer	Po-6 c4 plj-2 feno ken	Po-6 c7 plj-1 feno mer	Po-6 c7 plj-1 feno ken	Po-6 c9 plj-1 feno mer	Po-6 c9 plj-1 feno ken	Po-6 c10 plj-1 feno mer	Po-6 c10 plj-1 feno ken
SiO ₂	53.69	52.62	52.47	54.61	52.68	53.23	52.46	52.63	53.61	53.83	52.39	54.29	52.35	53.45	52.91	53.57	52.29	52.87
Al ₂ O ₃	28.37	29.21	29.40	27.85	29.14	29.06	29.36	29.19	28.72	28.65	29.41	28.45	29.13	28.75	29.06	28.32	29.67	29.30
FeO	0.84	0.86	0.85	1.01	0.79	0.88	0.95	0.88	0.92	0.94	0.85	0.94	0.80	0.77	0.87	1.04	0.79	0.95
CaO	11.60	12.45	12.53	10.76	12.55	12.09	12.29	12.29	11.74	11.35	12.36	11.20	12.36	11.59	12.27	11.77	12.47	12.05
Na ₂ O	4.71	4.18	4.12	5.17	4.11	4.46	4.14	4.39	4.46	4.53	4.12	4.59	4.17	4.53	4.40	4.46	4.03	4.19
K ₂ O	0.32	0.28	0.26	0.37	0.28	0.27	0.31	0.27	0.32	0.34	0.26	0.32	0.25	0.32	0.28	0.33	0.25	0.24
BaO	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
Toplam	99.53	99.59	99.64	99.77	99.54	99.98	99.52	99.64	99.77	99.64	99.38	99.80	99.06	99.40	99.80	99.48	99.49	99.60
Si	9.70	9.50	9.48	9.86	9.51	9.61	9.47	9.51	9.68	9.72	9.46	9.81	9.46	9.65	9.56	9.68	9.44	9.55
Al	6.04	6.22	6.26	5.93	6.20	6.19	6.25	6.21	6.11	6.10	6.26	6.06	6.20	6.12	6.19	6.03	6.32	6.24
Fe ⁺²	0.13	0.13	0.13	0.15	0.12	0.13	0.14	0.13	0.14	0.14	0.13	0.14	0.12	0.12	0.13	0.16	0.12	0.14
Ca	2.24	2.41	2.42	2.08	2.43	2.34	2.38	2.38	2.27	2.20	2.39	2.17	2.39	2.24	2.38	2.28	2.41	2.33
Na	1.65	1.46	1.44	1.81	1.44	1.56	1.45	1.54	1.56	1.59	1.44	1.61	1.46	1.59	1.54	1.56	1.41	1.47
K	0.07	0.06	0.06	0.09	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.08	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.08	0.06	0.06
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
Toplam	19.83	19.79	19.79	19.92	19.77	19.89	19.77	19.83	19.84	19.82	19.74	19.85	19.69	19.79	19.85	19.77	19.76	19.78
An	57	61	62	52	62	59	61	60	58	57	61	56	61	57	60	58	62	61
Ab	42	37	37	45	37	39	37	39	40	41	37	42	37	41	39	40	36	38
Or	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	2	2	2	1	1
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; feno:fenokristal; mer: merkez; ken: kenar.

Ek Tablo 4. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-6 c11 plj-1 feno mer	Po-6 c11 plj-1 feno ken	Po-17 c2 plj-1 feno mer	Po-17 c2 plj-1 feno ken	Po-17 c3 plj-1 feno mer	Po-17 c3 plj-1 feno ken	Po-17 c3 plj-2 feno mer	Po-17 c3 plj-2 feno ken	Po-17 c6 plj-1 feno mer	Po-17 c6 plj-1 feno ken	Po-17 c7 plj-1 feno ken	Po-17 c8 plj-1 feno ken	Po-17 c9 plj-1 feno mer	Po-17 c9 plj-1 feno ken	Po-21 c3 plj-1 feno mer	Po-21 c3 plj-1 feno ken	Po-21 c5 plj-1 feno mer	Po-21 c5 plj-1 feno ken
SiO ₂	53.66	53.49	52.44	52.19	54.93	52.57	55.06	54.89	52.24	55.13	51.70	54.05	55.57	52.00	48.30	54.19	50.46	49.86
Al ₂ O ₃	28.58	29.20	29.48	29.74	27.54	29.21	26.99	27.70	29.62	26.89	29.65	27.73	27.52	29.42	32.61	28.30	31.35	32.10
FeO	0.77	0.84	0.83	0.77	0.65	0.68	0.93	0.87	0.82	1.42	0.86	1.19	0.88	0.98	0.59	0.85	0.54	0.56
CaO	11.25	12.10	12.50	12.54	10.44	11.70	10.05	10.46	12.36	10.25	12.32	10.73	9.94	12.23	15.92	10.60	14.31	14.60
Na ₂ O	4.58	4.35	4.24	4.07	5.11	4.41	5.34	5.16	4.20	5.41	4.16	5.05	5.55	4.26	2.55	5.27	3.39	3.07
K ₂ O	0.32	0.30	0.37	0.34	0.49	0.39	0.58	0.50	0.33	0.57	0.32	0.52	0.61	0.38	0.09	0.28	0.08	0.09
BaO	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
Toplam	99.16	100.28	99.86	99.64	99.16	98.96	98.94	99.59	99.58	99.67	99.00	99.28	100.07	99.26	100.05	99.49	100.13	100.28
Si	9.69	9.66	9.47	9.43	9.92	9.49	9.94	9.91	9.44	9.96	9.34	9.76	10.04	9.39	8.87	9.87	9.20	9.09
Al	6.08	6.22	6.28	6.33	5.86	6.22	5.74	5.90	6.31	5.72	6.31	5.90	5.86	6.26	7.05	6.07	6.74	6.89
Fe ⁺²	0.12	0.13	0.13	0.12	0.10	0.10	0.14	0.13	0.12	0.21	0.13	0.18	0.13	0.15	0.09	0.13	0.08	0.08
Ca	2.18	2.34	2.42	2.43	2.02	2.26	1.95	2.02	2.39	1.98	2.38	2.08	1.92	2.37	3.13	2.07	2.80	2.85
Na	1.60	1.52	1.48	1.42	1.79	1.54	1.87	1.81	1.47	1.89	1.46	1.77	1.94	1.49	0.91	1.86	1.20	1.08
K	0.07	0.07	0.09	0.08	0.11	0.09	0.13	0.11	0.08	0.13	0.07	0.12	0.14	0.09	0.02	0.07	0.02	0.02
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
Toplam	19.75	19.94	19.86	19.80	19.80	19.71	19.78	19.89	19.80	19.90	19.69	19.81	20.03	19.75	20.07	20.06	20.04	20.02
An	56	60	61	62	51	58	49	51	61	50	61	52	48	60	77	52	69	72
Ab	42	39	37	36	46	40	47	46	37	47	37	45	48	38	22	46	30	27
Or	2	2	2	2	3	2	3	3	2	3	2	3	4	2	1	2	1	1
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; feno:fenokristal; mik: mikrolit; mer: merkez; ken: kenar.

Ek Tablo 4. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-21 c7 plj-1 feno mer	Po-21 c7 plj-1 feno ken	Po-21 c12 plj-1 feno mer	Po-21 c12 plj-1 feno ken	Po-35 c1 plj-1 feno mer	Po-35 c1 plj-1 feno ken	Po-35 c1 plj-3 feno mer	Po-35 c1 plj-3 feno ken	Po-35 c2 plj-1 feno mer	Po-35 c2 plj-1 feno ort-1	Po-35 c2 plj-1 feno ort-2	Po-35 c2 plj-1 feno ort-3	Po-35 c2 plj-1 feno ken	Po-35 c3 plj-1 feno mer	Po-35 c3 plj-1 feno ken	Po-35 c4 plj-1 feno mer	Po-35 c4 plj-2 feno mer	Po-35 c4 plj-2 feno ken
SiO ₂	51.23	58.08	49.53	52.03	54.60	54.10	51.81	53.19	57.00	55.72	57.98	58.31	53.33	55.18	57.81	55.48	54.74	56.37
Al ₂ O ₃	30.64	25.86	31.49	30.11	28.73	29.11	30.06	28.96	27.30	27.61	26.52	26.40	28.71	28.39	26.64	28.13	28.41	27.72
FeO	0.68	0.74	0.38	0.65	0.42	0.34	0.40	0.50	0.23	0.32	0.29	0.23	0.54	0.36	0.26	0.38	0.34	0.32
CaO	13.60	7.69	14.83	12.74	11.08	11.24	13.00	11.80	9.12	9.63	8.02	8.10	12.19	10.38	8.55	10.08	10.73	9.36
Na ₂ O	3.70	6.81	3.03	4.01	5.10	4.97	4.07	4.47	6.23	5.76	6.56	6.44	4.39	5.40	6.35	5.43	5.24	5.93
K ₂ O	0.15	0.58	0.10	0.19	0.21	0.19	0.15	0.19	0.29	0.28	0.34	0.43	0.26	0.24	0.32	0.28	0.25	0.27
BaO	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
Toplam	99.99	99.75	99.38	99.74	100.15	99.95	99.49	99.12	100.17	99.32	99.70	99.91	99.42	99.94	99.94	99.77	99.72	99.98
Si	9.34	10.46	9.11	9.49	9.86	9.77	9.36	9.61	10.29	10.06	10.47	10.53	9.63	9.97	10.44	10.02	9.89	10.18
Al	6.59	5.49	6.83	6.47	6.12	6.20	6.40	6.16	5.81	5.88	5.64	5.62	6.11	6.04	5.67	5.99	6.05	5.90
Fe ⁺²	0.10	0.11	0.06	0.10	0.06	0.05	0.06	0.08	0.03	0.05	0.04	0.03	0.08	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05
Ca	2.66	1.48	2.92	2.49	2.14	2.17	2.51	2.28	1.76	1.86	1.55	1.57	2.36	2.01	1.65	1.95	2.08	1.81
Na	1.31	2.38	1.08	1.42	1.79	1.74	1.42	1.56	2.18	2.02	2.30	2.25	1.54	1.89	2.22	1.90	1.84	2.08
K	0.03	0.13	0.02	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.07	0.06	0.08	0.10	0.06	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06
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
Toplam	20.03	20.05	20.03	20.01	20.02	19.98	19.79	19.74	20.15	19.93	20.09	20.11	19.78	20.02	20.10	19.98	19.96	20.08
An	66	37	73	63	54	55	63	59	44	47	40	40	60	51	42	50	52	46
Ab	33	60	27	36	45	44	36	40	54	51	58	58	39	48	56	48	46	53
Or	1	3	0	1	1	1	1	1	2	2	2	2	1	1	2	2	2	1
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; feno:fenokristal; mik: mikrolit; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 4. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-35 c5 plj-1 feno mer	Po-35 c5 plj-1 feno ken	Po-35 c5 plj-2 feno mer	Po-35 c5 plj-2 feno ken	Po-35 c6 plj-1 feno mer	Po-35 c6 plj-1 feno ken	Po-35 c6 plj-2 feno mer	Po-35 c6 plj-2 feno ken	Po-35 c7 plj-1 feno mer	Po-35 c7 plj-1 feno ken	Po-35 c7 plj-2 feno mer	Po-35 c7 plj-2 feno ken	Po-35 c9 plj-1 feno ken
SiO ₂	48.68	52.20	54.42	59.93	52.80	52.12	57.82	54.71	51.85	51.35	52.51	51.94	51.64
Al ₂ O ₃	32.27	30.03	28.80	25.41	29.82	29.51	26.49	28.53	29.77	30.12	29.56	30.28	29.77
FeO	0.37	0.38	0.18	0.29	0.41	0.52	0.21	0.26	0.47	0.39	0.52	0.45	0.53
CaO	15.31	12.32	10.75	7.02	12.08	12.47	7.99	10.57	12.64	13.20	12.34	12.92	12.69
Na ₂ O	2.84	4.10	5.24	7.35	4.47	4.14	6.58	5.30	4.17	3.96	4.12	4.10	4.09
K ₂ O	0.09	0.19	0.17	0.45	0.19	0.16	0.35	0.27	0.15	0.15	0.19	0.16	0.17
BaO	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
Toplam	99.56	99.23	99.56	100.46	99.76	98.92	99.44	99.63	99.05	99.18	99.25	99.85	98.89
Si	8.79	9.43	9.83	10.82	9.54	9.41	10.44	9.88	9.36	9.27	9.48	9.38	9.33
Al	6.87	6.39	6.13	5.41	6.35	6.28	5.64	6.07	6.34	6.41	6.29	6.45	6.34
Fe ⁺²	0.06	0.06	0.03	0.04	0.06	0.08	0.03	0.04	0.07	0.06	0.08	0.07	0.08
Ca	2.96	2.38	2.08	1.36	2.34	2.41	1.55	2.04	2.45	2.55	2.39	2.50	2.46
Na	0.99	1.44	1.84	2.57	1.56	1.45	2.30	1.86	1.46	1.39	1.44	1.44	1.43
K	0.02	0.04	0.04	0.10	0.04	0.04	0.08	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
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
Toplam	19.69	19.74	19.94	20.31	19.89	19.67	20.04	19.96	19.71	19.72	19.73	19.87	19.67
An	75	62	53	33	59	62	39	52	62	64	62	63	63
Ab	25	37	46	64	40	37	59	47	37	35	37	36	36
Or	0	1	1	3	1	1	2	1	1	1	1	1	1
Toplam	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100	100	100	100	100	100	100	100

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; feno:fenokristal; mer: merkez; ken: kenar.

Ek Tablo 4. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-6 c2 plj mik	Po-6 c3 plj mik	Po-6 c7 plj mik	Po-17 c2 plj mik	Po-17 c5 plj mik2	Po-17 c5 plj mik3	Po-21 c1 plj mik1	Po-21 c4 plj mik	Po-21 c9 plj mik4	Po-21 c11 plj mik	Po-31 c1 plj mik1	Po-31 c2 plj mik2	Po-31 c3 plj mik3	Po-31 c3 plj mik4	Po-31 c4 plj mik5	Po-31 c5 plj mik6
SiO ₂	55.72	52.95	54.06	56.36	53.53	52.91	51.08	54.38	51.63	51.00	53.02	63.20	53.27	52.13	59.49	52.55
Al ₂ O ₃	27.34	28.99	28.52	26.31	28.68	29.13	30.70	28.18	30.44	30.23	28.57	22.36	28.78	30.39	24.82	29.73
FeO	1.28	0.93	0.98	1.20	0.94	0.88	0.68	0.67	0.66	0.63	0.63	0.40	0.64	0.62	0.59	0.52
CaO	9.99	12.41	11.55	9.14	11.45	11.80	13.35	11.02	13.42	13.68	11.48	3.27	11.45	12.40	6.34	12.04
Na ₂ O	5.61	4.32	4.67	5.78	4.81	4.36	3.91	5.29	4.00	3.85	4.76	7.45	4.56	4.10	6.95	4.50
K ₂ O	0.46	0.28	0.34	0.68	0.43	0.40	0.15	0.29	0.21	0.15	0.38	3.10	0.34	0.27	1.30	0.32
BaO	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
Toplam	100.40	99.89	100.12	99.47	99.84	99.48	99.88	99.84	100.35	99.53	98.85	99.76	99.05	99.91	99.50	99.65
Si	10.06	9.65	9.80	10.24	9.75	9.67	9.33	9.87	9.39	9.36	9.74	11.30	9.75	9.48	10.71	9.58
Al	5.82	6.23	6.09	5.63	6.15	6.27	6.61	6.03	6.52	6.54	6.18	4.71	6.21	6.51	5.27	6.39
Fe ⁺²	0.19	0.14	0.15	0.18	0.14	0.13	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.06	0.10	0.09	0.09	0.08
Ca	1.93	2.42	2.24	1.78	2.23	2.31	2.61	2.14	2.61	2.69	2.26	0.63	2.25	2.42	1.22	2.35
Na	1.96	1.53	1.64	2.04	1.70	1.54	1.39	1.86	1.41	1.37	1.70	2.58	1.62	1.45	2.43	1.59
K	0.11	0.07	0.08	0.16	0.10	0.09	0.03	0.07	0.05	0.03	0.09	0.71	0.08	0.06	0.30	0.07
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
Toplam	20.07	20.03	20.01	20.04	20.07	20.02	20.08	20.08	20.08	20.08	20.06	19.99	20.00	20.02	20.02	20.06
An	48	60	57	45	55	59	65	52	64	66	56	16	57	62	31	58
Ab	49	38	41	51	42	39	35	46	35	33	42	66	41	37	62	40
Or	2	2	2	4	3	2	1	2	1	1	2	18	2	1	7	2
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; mik: mikrolit.

Ek Tablo 4. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-31 c6 plj mik7	Po-35 c1 plj mik1	Po-35 c1 plj mik2	Po-35 c6 plj mik1	Po-35 c9 plj mik
SiO ₂	52.44	52.36	55.91	52.89	53.91
Al ₂ O ₃	30.19	29.56	27.15	29.10	28.36
FeO	0.51	0.47	0.41	0.47	0.51
CaO	12.57	12.67	9.73	11.74	10.95
Na ₂ O	4.37	4.34	5.74	4.55	5.08
K ₂ O	0.27	0.17	0.29	0.19	0.25
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	100.34	99.57	99.23	98.94	99.05
Si	9.50	9.56	10.15	9.69	9.85
Al	6.45	6.36	5.81	6.28	6.11
Fe ⁺²	0.08	0.07	0.06	0.07	0.08
Ca	2.44	2.48	1.89	2.30	2.14
Na	1.54	1.54	2.02	1.62	1.80
K	0.06	0.04	0.07	0.04	0.06
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	20.07	20.05	19.99	20.00	20.03
An	60	61	48	58	54
Ab	38	38	51	41	45
Or	2	1	2	1	1
Toplam	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; mik: mikrolit.

Ek Tablo 5. Üst Miyosen volkanik kayalarla ait hornblend minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-35 c1 hbl mer	Po-35 c2 hbl-1 mer	Po-35 c2 hbl-1 ken	Po-35 c3 hbl-1 mer	Po-35 c3 hbl-1 ken	Po-35 c4 hbl-1 mer	Po-35 c4 hbl-1 ken	Po-35 c4 hbl-2 mer	Po-35 c6 hbl-1 mer	Po-35 c6 hbl-1 ken	Po-35 c6 hbl-2 mer	Po-35 c6 hbl-3 mer	Po-35 c7 hbl-1 mer	Po-35 c7 hbl-1 ken	Po-35 c10 hbl-1 mer	Po-35 c10 hbl-1 ken	Po-35 c10 hbl-2 mer	Po-35 c10 hbl-2 ken	Po-35 c11 hbl-1 mer
SiO ₂	42.27	42.26	44.12	41.35	41.56	41.25	42.58	42.66	40.78	40.57	41.35	41.36	43.43	43.59	41.84	42.49	41.54	41.64	42.80
TiO ₂	2.77	2.94	1.88	3.48	2.32	3.41	2.22	3.34	3.47	3.26	3.11	3.23	2.52	2.05	3.43	3.14	3.21	3.45	2.83
Al ₂ O ₃	13.22	11.54	10.49	12.56	12.17	13.33	12.09	11.79	12.71	12.55	12.87	12.79	10.49	10.79	12.17	11.95	12.29	12.17	12.17
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	11.96	12.98	12.46	13.06	15.71	11.43	12.83	12.12	13.39	13.53	13.21	12.69	13.15	13.74	11.72	11.34	11.63	12.13	13.29
MnO	0.15	0.17	0.19	0.16	0.31	0.11	0.20	0.11	0.13	0.15	0.15	0.16	0.27	0.36	0.15	0.13	0.09	0.11	0.15
MgO	13.86	13.33	14.31	13.15	12.56	13.94	13.53	13.63	12.76	12.51	12.69	13.17	14.10	14.08	13.65	14.01	13.78	13.42	12.97
CaO	10.68	11.34	11.34	11.17	10.60	11.42	11.26	10.87	10.83	11.80	10.77	10.87	10.71	10.63	11.05	11.15	11.24	11.22	10.67
Na ₂ O	2.65	2.27	1.99	2.39	2.38	2.51	2.34	2.56	2.29	2.19	2.38	2.45	2.10	2.28	2.44	2.43	2.39	2.36	2.21
K ₂ O	0.42	0.58	0.50	0.62	0.64	0.54	0.54	0.56	0.59	0.55	0.54	0.56	0.51	0.55	0.59	0.53	0.55	0.57	0.56
Toplam	97.99	97.41	97.27	97.93	98.26	97.93	97.60	97.64	96.95	97.11	97.08	97.29	97.31	98.06	97.03	97.19	96.74	97.09	97.65
Si	6.09	6.19	6.43	6.03	6.10	5.96	6.20	6.18	6.01	6.00	6.07	6.05	6.35	6.37	6.12	6.21	6.07	6.09	6.26
Al ^[IV]	1.91	1.81	1.57	1.97	1.90	2.04	1.80	1.82	1.99	2.00	1.93	1.95	1.65	1.63	1.88	1.79	1.93	1.91	1.74
Al ^[VI]	0.33	0.18	0.23	0.18	0.21	0.24	0.28	0.20	0.22	0.18	0.29	0.25	0.16	0.23	0.21	0.27	0.19	0.18	0.35
Ti	0.30	0.32	0.21	0.38	0.26	0.37	0.24	0.36	0.38	0.36	0.34	0.36	0.28	0.22	0.38	0.34	0.35	0.38	0.31
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	0.00
Fe ⁺³	0.23	0.06	0.30	0.12	0.64	0.03	0.17	0.00	0.27	0.00	0.19	0.17	0.52	0.86	0.06	0.25	0.00	0.00	0.47
Fe ⁺²	1.21	1.52	1.21	1.46	1.27	1.35	1.39	1.47	1.37	1.67	1.43	1.38	1.07	0.80	1.36	1.12	1.42	1.48	1.14
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
Mg	2.98	2.91	3.11	2.86	2.75	3.01	2.94	2.95	2.80	2.76	2.78	2.87	3.07	3.07	2.98	3.05	3.00	2.93	2.83
C	5.06	5.02	5.08	5.03	5.16	5.01	5.04	4.99	5.07	5.00	5.05	5.04	5.13	5.23	5.00	5.06	4.98	4.99	5.12
Ca	1.64	1.78	1.76	1.74	1.64	1.77	1.75	1.69	1.70	1.87	1.69	1.70	1.66	1.65	1.71	1.73	1.76	1.76	1.65
Na	0.35	0.22	0.23	0.26	0.33	0.23	0.24	0.31	0.29	0.13	0.31	0.30	0.32	0.34	0.27	0.25	0.24	0.24	0.33
B	1.99	2.00	1.99	2.00	1.98	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00	1.99	1.99	1.98	1.98	1.98	1.98	2.00	2.00	1.98
Na	1.12	1.07	0.89	1.09	1.00	1.17	1.07	1.13	1.01	1.13	1.04	1.08	0.85	0.94	1.10	1.11	1.12	1.10	0.91
K	0.08	0.11	0.09	0.11	0.12	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10
A	1.20	1.17	0.98	1.21	1.12	1.27	1.17	1.23	1.12	1.23	1.14	1.19	0.95	1.04	1.20	1.21	1.22	1.20	1.01
Al ^[T]	2.24	1.99	1.80	2.16	2.11	2.27	2.08	2.01	2.21	2.19	2.23	2.20	1.81	1.86	2.10	2.06	2.12	2.10	2.10
Mg#	0.71	0.66	0.72	0.66	0.68	0.69	0.68	0.67	0.67	0.62	0.66	0.67	0.74	0.79	0.68	0.73	0.68	0.66	0.71

Fe⁺² ve Fe⁺³ ayrımı stokiyometrik olarak hesaplanmıştır. Usp oranı Lindsley ve Spencer (1982)'a göre hesaplanmıştır. Mg# = Mg/(Mg+Fe⁺²). Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

Kısaltmalar: hbl: hornblend; feno: fenokristal; mer: merkez;; ken: kenar.

Ek Tablo 6. Üst Miyosen volkanik kayalarla ait Fe-Ti oksit minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-6 c1 opk1	Po-6 c1 opk2	Po-6 c4 opk3	Po-6 c5 opk4	Po-6 c6 opk5	Po-6 c7 opk5	Po-6 c11 opk6	Po-6 c11 opk7	Po-6 c11 opk8	Po-6 c11 opk9	Po-6 c11 opk10	Po-6 c11 opk11	Po-17 c1 opk1	Po-17 c3 opk2	Po-17 c3 opk3	Po-17 c3 opk4	Po-17 c7 opk5	Po-17 c8 opk1
SiO ₂	0.49	0.59	0.13	0.29	0.33	0.65	0.33	0.12	0.41	0.36	0.19	0.22	0.11	0.05	0.07	0.07	0.69	0.06
TiO ₂	11.61	11.88	12.28	11.56	13.31	12.26	11.47	11.88	12.30	11.93	11.37	11.72	8.66	8.07	8.49	7.89	8.92	2.64
Al ₂ O ₃	1.53	1.62	1.79	1.69	1.47	1.14	1.44	1.09	1.53	1.90	1.49	1.71	2.41	2.51	2.42	2.80	2.34	5.60
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.06	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.48	0.91	0.70	0.71	0.45	16.88
FeO	76.78	76.31	76.12	75.35	74.05	74.59	75.62	76.25	75.68	74.39	76.72	75.13	78.04	79.82	79.48	79.18	77.74	63.86
MnO	0.54	0.54	0.51	0.52	0.51	0.55	0.54	0.48	0.42	0.53	0.39	0.38	0.59	0.53	0.58	0.54	0.59	0.34
MgO	0.74	0.61	0.85	0.81	1.04	0.62	0.80	0.70	0.78	0.85	0.91	0.54	3.45	3.23	3.49	3.99	3.51	6.27
CaO	0.17	0.14	0.06	0.11	0.09	0.22	0.13	0.06	0.07	0.13	0.14	0.09	0.22	0.08	0.12	0.06	0.20	0.02
Toplam	91.85	91.69	91.74	90.36	90.85	90.08	90.33	90.59	91.19	90.09	91.22	89.80	93.96	95.21	95.35	95.24	94.44	95.66
Si	0.15	0.18	0.04	0.09	0.10	0.21	0.10	0.04	0.13	0.11	0.06	0.07	0.03	0.02	0.02	0.02	0.20	0.02
Ti	2.72	2.79	2.88	2.75	3.16	2.94	2.74	2.84	2.91	2.85	2.68	2.82	1.93	1.78	1.87	1.72	1.98	0.56
Al	0.56	0.60	0.66	0.63	0.55	0.43	0.54	0.41	0.57	0.71	0.55	0.64	0.84	0.87	0.83	0.96	0.81	1.86
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.11	0.21	0.16	0.16	0.11	3.77
Fe ⁺²	10.33	10.50	10.37	10.29	10.61	10.63	10.27	10.40	10.54	10.37	10.17	10.50	8.22	8.23	8.19	7.86	8.43	5.85
Fe ⁺³	9.69	9.45	9.50	9.67	8.92	9.26	9.78	9.84	9.36	9.37	9.96	9.58	11.12	11.33	11.23	11.39	10.72	9.22
Mn	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.15	0.15	0.13	0.11	0.14	0.10	0.10	0.15	0.13	0.14	0.13	0.15	0.08
Mg	0.34	0.29	0.40	0.38	0.49	0.29	0.38	0.33	0.37	0.40	0.43	0.26	1.52	1.41	1.52	1.73	1.54	2.64
Ca	0.06	0.05	0.02	0.04	0.03	0.07	0.04	0.02	0.02	0.04	0.05	0.03	0.07	0.02	0.04	0.02	0.06	0.00
Toplam	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
Usp İlmenit	0.61	0.62	0.63	0.62	0.66	0.64	0.61	0.63	0.63	0.63	0.61	0.62	0.50	0.47	0.48	0.46	0.50	0.19

Fe⁺² ve Fe⁺³ ayrımı stokiometrik olarak hesaplanmıştır. Usp ve ilmenit değeri Lindsley ve Spencer (1982)'a göre hesaplanmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: opk: opak mineral.

Ek Tablo 6. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-21 c2 opk1	Po-21 c5 opk2	Po-21 c6 opk3	Po-21 c7 opk 4	Po-21 c8 opk1	Po-21 c11 opk5	Po-21 c12 opk6	Po-31 c1 opk1	Po-31 c1 opk2	Po-31 c1 opk2	Po-31 c2 opk3	Po-31 c3 opk4	Po-31 c4 opk5	Po-31 c5 opk 6	Po-31 c6 opk7	Po-35 c6 opk1	Po-35 c7 opk2	Po-35 c7 opk3	Po-35 c8 opk4	Po-35 c7 opk
iO ₂	0.25	0.07	0.03	0.01	0.07	0.10	0.44	0.04	0.06	0.05	0.05	0.01	0.03	0.04	0.02	0.06	0.08	0.07	0.05	0.10
TiO ₂	23.57	24.06	51.51	51.09	2.93	24.28	49.88	16.90	18.60	15.95	18.39	18.87	18.14	18.00	18.17	1.44	30.05	0.66	16.92	31.19
Al ₂ O ₃	1.00	0.83	0.05	0.08	14.30	1.18	0.29	2.42	2.28	3.32	2.35	2.45	2.31	2.37	2.62	1.26	1.51	0.61	0.46	0.40
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.00	33.51	0.02	0.01	0.72	0.27	1.78	0.29	0.21	0.34	0.39	0.29	0.02	0.07	0.00	0.00	0.00
FeO	68.15	69.52	44.30	45.86	42.76	69.04	44.07	72.53	70.77	71.14	69.76	70.65	71.40	70.93	70.42	86.58	56.89	88.35	70.88	53.88
MnO	0.63	0.54	0.60	0.61	0.39	0.60	0.57	0.67	0.65	0.58	0.63	0.70	0.68	0.73	0.75	0.17	0.34	0.94	0.46	0.39
MgO	2.42	2.25	3.20	2.90	4.50	2.87	3.10	3.64	4.11	3.55	4.14	3.94	4.04	4.00	4.26	0.82	2.58	2.91	1.08	3.44
CaO	0.79	0.07	0.05	0.10	0.01	0.05	1.00	0.00	0.03	0.20	0.05	0.01	0.09	0.09	0.01	0.09	0.07	0.06	0.20	0.21
Toplam	96.81	97.39	99.75	100.64	98.47	98.12	99.36	96.93	96.78	96.58	95.66	96.83	97.02	96.55	96.54	90.44	91.59	93.60	90.05	89.62
Si	0.07	0.02	0.01	0.00	0.02	0.03	0.13	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Ti	5.24	5.35	11.45	11.27	0.60	5.32	11.07	3.68	4.05	3.48	4.05	4.11	3.94	3.93	3.96	0.34	7.11	0.15	4.08	7.53
Al	0.35	0.29	0.02	0.03	4.57	0.40	0.10	0.83	0.78	1.13	0.81	0.84	0.79	0.81	0.89	0.47	0.56	0.21	0.17	0.15
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	7.19	0.00	0.00	0.17	0.06	0.41	0.07	0.05	0.08	0.09	0.07	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	11.84	12.22	17.88	17.82	6.71	11.94	17.38	9.96	10.13	9.75	10.09	10.24	10.02	10.00	9.94	7.90	13.81	6.62	11.39	13.74
Fe ⁺³	5.02	4.96	-6.93	-6.57	3.00	4.89	-6.50	7.62	7.02	7.48	6.99	6.88	7.24	7.22	7.11	14.81	1.15	15.45	7.63	0.72
Mn	0.16	0.14	0.15	0.15	0.09	0.15	0.14	0.17	0.16	0.14	0.16	0.17	0.17	0.18	0.18	0.05	0.09	0.24	0.13	0.11
Mg	1.07	0.99	1.41	1.27	1.82	1.25	1.36	1.57	1.77	1.53	1.81	1.70	1.74	1.73	1.84	0.38	1.21	1.30	0.52	1.64
Ca	0.25	0.02	0.02	0.03	0.00	0.02	0.32	0.00	0.01	0.06	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	0.02	0.02	0.07	0.07
Toplam	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
Usp	0.87	0.86	1.44	1.42	0.20	0.86	1.42	0.73	0.76	0.71	0.76	0.77	0.75	0.75	0.75	0.12	0.96	0.05	0.77	0.99
İlmenit			0.96	0.94			0.94													

Fe⁺² ve Fe⁺³ ayrımı stokiometrik olarak hesaplanmıştır. Usp ve ilmenit değeri Lindsley ve Spencer (1982)'a göre hesaplanmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: opk: opak mineral.

Ek Tablo 7. Pliyosen volkanik kayalarla ait plajiyoklaz minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-26 c1 plj-1 feno mer	Po-26 c1 plj-1 feno ken	Po-26 c2 plj-1 feno mer	Po-26 c2 plj-1 feno ort	Po-26 c2 plj-1 feno ken	Po-26 c3 plj-1 feno mer	Po-26 c3 plj-1 feno ken	Po-26 c4 plj-1 feno mer	Po-26 c4 plj-1 feno ken	Po-26 c4 plj-2 feno mer	Po-26 c4 plj-2 feno ken	Po-26 c5 plj-1 feno mer	Po-26 c6 plj-1 feno mer	Po-26 c6 plj-1 feno ort-2	Po-26 c6 plj-1 feno ort-3	Po-26 c6 plj-1 feno ort-4	Po-26 c6 plj-1 feno ken
SiO ₂	57.11	58.32	59.64	58.72	57.57	59.01	61.83	57.50	56.70	58.90	55.08	56.54	55.61	56.50	56.08	58.40	62.70
Al ₂ O ₃	27.10	26.01	25.25	26.01	26.30	26.21	23.90	27.00	27.11	25.71	28.68	27.18	27.91	27.84	27.92	26.14	23.75
FeO	0.20	0.22	0.25	0.25	0.32	0.10	0.07	0.22	0.28	0.19	0.42	0.21	0.27	0.24	0.26	0.23	0.14
CaO	8.97	7.72	6.41	7.30	8.37	7.39	5.03	8.30	8.93	6.74	10.36	8.94	9.81	9.66	9.57	7.70	4.77
Na ₂ O	6.01	6.57	7.23	6.96	6.35	6.84	7.67	6.31	6.05	7.27	5.35	5.97	5.58	5.93	5.74	6.76	8.22
K ₂ O	0.30	0.38	0.51	0.47	0.37	0.72	1.14	0.34	0.28	0.59	0.25	0.28	0.28	0.34	0.27	0.44	0.71
BaO	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
Toplam	99.69	99.21	99.30	99.70	99.28	100.27	99.63	99.67	99.35	99.41	100.14	99.12	99.45	100.50	99.85	99.67	100.29
Si	10.27	12.56	10.70	10.53	10.39	10.52	11.02	10.33	12.59	10.59	9.92	10.23	10.06	10.12	10.10	10.48	11.08
Al	5.74	0.12	5.34	5.49	5.60	5.51	5.02	5.72	0.15	5.45	6.09	5.80	5.95	5.87	5.93	5.53	4.95
Fe ⁺²	0.03	3.12	0.04	0.04	0.05	0.01	0.01	0.03	3.46	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02
Ca	1.73	3.40	1.23	1.40	1.62	1.41	0.96	1.60	3.01	1.30	2.00	1.73	1.90	1.85	1.85	1.48	0.90
Na	2.10	0.35	2.52	2.42	2.22	2.36	2.65	2.20	0.25	2.53	1.87	2.09	1.96	2.06	2.00	2.35	2.82
K	0.07	0.00	0.12	0.11	0.08	0.16	0.26	0.08	0.00	0.14	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.10	0.16
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
Toplam	19.94	19.55	19.94	19.99	19.96	19.99	19.92	19.95	19.47	20.03	20.00	19.95	19.97	20.01	19.97	19.98	19.93
An	44.38	91	32	35.69	41.25	35.85	24.83	41.26	92	32.72	51	44.54	48.50	46.48	47.21	37.61	23
Ab	53.87	9	65	61.57	56.59	60.00	68.50	56.76	8	63.87	47.57	53.81	49.86	51.58	51.20	59.82	73
Or	1.76	0.00	3	2.74	2.16	4.15	6.67	1.98	0	3.41	1.49	1.64	1.64	1.93	1.60	2.57	4
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	andezin	anortit	andezin	andezin	andezin	andezin	oligoklas	andezin	anortit	andezin	labrador	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	oligoklas

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; feno:fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 7. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-26 c7 plj-1 feno mer	Po-26 c7 plj-1 feno ken	Po-26 c8 plj-1 feno mer	Po-26 c8 plj-1 feno ort-1	Po-26 c8 plj-1 feno ort-2	Po-26 c8 plj-1 feno ort-3	Po-26 c8 plj-1 feno ken	Po-26 c8 plj-2 feno mer	Po-26 c8 plj-2 feno ken	Po-26 c9 plj-1 feno mer	Po-26 c9 plj-1 feno ken	Po-26 c9 plj-2 feno mer	Po-26 c9 plj-2 feno ken	Po-26 c10 plj-1 feno mer	Po-26 c10 plj-1 feno ort-1	Po-26 c10 plj-1 feno ort-2	Po-26 c10 plj-1 feno ort-3
SiO ₂	56.85	59.06	59.13	58.52	58.83	61.42	56.28	57.57	57.93	57.45	55.33	61.91	54.35	54.95	55.35	55.06	55.45
Al ₂ O ₃	27.05	25.75	25.99	26.38	25.73	24.43	27.31	26.64	26.66	26.96	28.21	24.31	28.60	28.45	28.32	28.46	27.97
FeO	0.20	0.14	0.23	0.23	0.20	0.23	0.48	0.21	0.28	0.33	0.42	0.10	0.42	0.25	0.29	0.29	0.30
CaO	9.18	7.31	7.14	7.81	7.25	5.42	9.47	8.20	8.36	8.83	10.36	5.49	10.69	10.68	10.19	10.47	10.04
Na ₂ O	6.06	7.09	6.94	6.69	6.91	7.72	5.74	6.62	6.39	6.20	5.21	7.73	5.26	5.34	5.37	5.29	5.42
K ₂ O	0.27	0.40	0.46	0.51	0.53	0.61	0.28	0.39	0.34	0.34	0.23	0.78	0.24	0.22	0.26	0.26	0.27
BaO	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
Toplam	99.62	99.74	99.88	100.15	99.45	99.83	99.55	99.63	99.95	100.11	99.76	100.31	99.55	99.89	99.77	99.83	99.44
Si	10.25	10.58	10.57	10.46	10.57	10.93	10.01	10.17	10.40	10.30	9.99	11.18	9.82	9.92	10.00	9.94	10.02
Al	5.74	5.43	5.47	5.56	5.45	5.12	5.73	5.82	5.67	5.69	6.00	5.17	6.09	6.06	6.03	6.06	5.95
Fe ⁺²	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.07	0.07	0.03	0.05	0.06	0.01	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04
Ca	1.77	1.40	1.37	1.49	1.40	1.03	1.80	1.83	1.59	1.70	2.00	1.06	2.07	2.07	1.97	2.03	1.94
Na	2.12	2.46	2.40	2.32	2.41	2.66	1.98	2.01	2.32	2.15	1.82	2.70	1.84	1.87	1.88	1.85	1.90
K	0.06	0.09	0.10	0.12	0.12	0.14	0.06	0.06	0.09	0.08	0.05	0.18	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06
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
Toplam	19.97	19.98	19.95	19.98	19.97	19.91	19.65	19.96	20.10	19.97	19.94	20.32	19.93	20.01	19.98	19.98	19.91
An	44.86	35.47	35.28	38.03	35.56	26.94	46.90	46.90	39.73	43.18	51	26.93	53	52	51	51	49
Ab	53.55	62.25	62.02	58.99	61.36	69.46	51.47	51.47	58.04	54.85	48	68.53	46	47	48	47	49
Or	1.59	2.28	2.70	2.99	3.08	3.60	1.64	1.64	2.23	1.97	1	4.53	1	1	1	2	2
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	oligoklas	andezin	andezin	andezin	andezin	labrador	oligoklas	labr.	labr.	labr.	labr.	andezin

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; labr: labrador; feno:fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 7. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-26 c10 plj-1 feno ort-4	Po-26 c10 plj-1 feno ort-5	Po-26 c10 plj-1 feno ort-6	Po-26 c10 plj-1 feno ken	Po-26 c11 plj-1 feno mer	Po-26 c11 plj-1 feno ken	Po-26 c12 plj-1 feno mer	Po-26 c12 plj-1 feno ort-1	Po-26 c12 plj-1 feno ort-2	Po-26 c12 plj-1 feno ort-3	Po-26 c12 plj-1 feno ort-4	Po-26 c12 plj-1 feno ken	Po-26 c13 plj-1 feno mer	Po-26 c13 plj-1 feno ken	Po-26 c13 plj-2 feno mer	Po-26 c13 plj-2 feno ken	Po-41 A2 plj1 feno mer
SiO ₂	56.27	56.14	59.96	61.48	58.33	59.38	60.01	56.14	55.56	56.27	57.07	59.45	58.65	58.20	57.14	55.80	55.91
Al ₂ O ₃	27.44	27.79	25.42	24.82	26.73	25.72	25.36	27.55	27.95	27.56	27.30	25.71	26.15	26.42	27.07	27.67	27.41
FeO	0.23	0.25	0.21	0.15	0.24	0.20	0.24	0.25	0.27	0.24	0.27	0.20	0.07	0.05	0.29	0.53	0.17
CaO	9.43	9.52	6.78	5.91	8.32	7.11	6.79	9.51	9.97	9.35	9.02	6.94	7.37	7.80	8.65	9.85	8.86
Na ₂ O	5.91	5.74	7.37	7.67	6.65	7.40	7.13	5.94	5.69	5.79	6.28	6.93	7.11	6.88	6.26	5.61	6.84
K ₂ O	0.29	0.26	0.39	0.56	0.34	0.41	0.46	0.27	0.27	0.29	0.30	0.42	0.51	0.46	0.32	0.24	0.21
BaO	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
Toplam	99.57	99.69	100.12	100.60	100.60	100.22	99.99	99.66	99.70	99.50	100.25	99.64	99.86	99.81	99.72	99.70	99.39
Si	10.16	10.14	10.83	11.10	10.54	10.72	10.84	10.14	10.03	10.16	10.31	10.74	10.59	10.51	10.32	10.08	10.13
Al	5.84	5.91	5.41	5.28	5.69	5.48	5.40	5.86	5.95	5.87	5.81	5.47	5.57	5.62	5.76	5.89	5.85
Fe ⁺²	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01	0.04	0.08	0.03
Ca	1.83	1.84	1.31	1.14	1.61	1.38	1.31	1.84	1.93	1.81	1.75	1.34	1.43	1.51	1.67	1.91	1.72
Na	2.07	2.01	2.58	2.69	2.33	2.59	2.50	2.08	1.99	2.03	2.20	2.43	2.49	2.41	2.19	1.97	2.40
K	0.07	0.06	0.09	0.13	0.08	0.09	0.11	0.06	0.06	0.07	0.07	0.10	0.12	0.11	0.07	0.06	0.05
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
Toplam	20.00	20.00	20.25	20.37	20.28	20.29	20.19	20.02	20.01	19.97	20.17	20.10	20.20	20.17	20.06	19.97	20.17
An	46.09	47.07	32.93	29	40.09	33.88	33.56	46.22	48.41	46.32	43.48	34.72	35.36	37.51	42.49	48.52	41.24
Ab	52.25	51.41	64.83	68	57.95	63.80	63.75	52.23	50.05	51.95	54.78	62.80	61.75	59.85	55.66	50.05	57.60
Or	1.66	1.51	2.24	3	1.96	2.32	2.69	1.54	1.55	1.73	1.74	2.48	2.89	2.64	1.85	1.43	1.16
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	andezin	andezin	andezin	oligoklas	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; feno: fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 7. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-41 A2 plj1 feno ort1	Po-41 A2 plj1 feno ort2	Po-41 A2 plj1 feno ort3	Po-41 A2 plj1 feno ort4	Po-41 A2 plj1 feno ort5	Po-41 A2 plj1 feno ken	Po-41 A2 plj2 feno mer	Po-41 A2 plj2 feno ken	Po-41 A3 plj1 feno mer	Po-41 A3- plj1 feno ort1	Po-41 A3 plj1 feno ken	Po-41 A4 plj1 feno mer	Po-41 A4 plj1 feno ken	Po-41 A6 plj1 feno mer	Po-41 A6 plj1 feno ken	Po-41 A6 plj2 feno ken	Po-41 A7 plj1 feno mer
SiO ₂	59.16	58.50	59.46	56.90	59.32	56.80	57.95	56.59	55.70	54.01	56.02	56.27	59.13	59.33	55.91	54.87	60.00
Al ₂ O ₃	25.54	25.86	25.33	26.72	25.17	27.15	25.96	27.10	27.38	28.64	27.35	27.14	26.73	25.17	28.23	28.21	19.19
FeO	0.19	0.15	0.12	0.19	0.13	0.31	0.18	0.21	0.19	0.19	0.28	0.15	0.25	0.13	0.20	0.27	3.45
CaO	8.42	7.57	6.59	8.28	6.88	8.41	7.89	8.38	9.61	9.32	10.02	9.45	2.02	7.07	9.28	9.60	3.87
Na ₂ O	6.12	7.40	7.95	6.73	7.63	6.86	7.01	6.82	6.11	6.85	5.82	6.32	8.09	7.16	6.46	6.20	6.23
K ₂ O	0.24	0.27	0.31	0.25	0.39	0.34	0.37	0.35	0.19	0.20	0.24	0.18	3.13	0.36	0.34	0.31	2.45
BaO	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
Toplam	99.67	99.75	99.76	99.07	99.52	99.87	99.35	99.45	99.18	99.21	99.74	99.51	99.35	99.22	100.42	99.46	95.19
Si	10.59	10.50	10.64	10.30	10.65	10.23	10.45	10.23	10.11	9.84	10.12	10.17	10.65	10.67	10.03	9.96	11.39
Al	5.39	5.47	5.34	5.70	5.33	5.76	5.52	5.77	5.86	6.15	5.82	5.78	5.67	5.33	5.97	6.03	4.29
Fe ⁺²	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03	0.04	0.55
Ca	1.61	1.46	1.26	1.61	1.32	1.62	1.52	1.62	1.87	1.82	1.94	1.83	0.39	1.36	1.79	1.87	0.79
Na	2.12	2.58	2.76	2.36	2.65	2.39	2.45	2.39	2.15	2.42	2.04	2.21	2.83	2.50	2.25	2.18	2.29
K	0.06	0.06	0.07	0.06	0.09	0.08	0.08	0.08	0.04	0.05	0.06	0.04	0.72	0.08	0.08	0.07	0.59
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
Toplam	19.80	20.08	20.10	20.06	20.06	20.13	20.06	20.12	20.06	20.31	20.02	20.06	20.29	19.96	20.14	20.15	19.91
An	42.55	35.57	30.87	39.89	32.54	39.64	37.55	39.64	46.01	42.46	48.06	44.80	9.88	34.53	43.41	45.30	21.42
Ab	56.00	62.94	67.39	58.69	65.30	58.45	60.36	58.37	52.92	56.46	50.54	54.16	71.83	63.35	54.67	52.97	62.45
Or	1.46	1.49	1.74	1.42	2.17	1.91	2.09	1.99	1.07	1.07	1.39	1.04	18.29	2.12	1.92	1.73	16.13
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	and.	and.	and.	andezin	andezin	andezin	andezin	anortoklas	andezin	andezin	andezin	anortoklas

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; and: andezin; feno:fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 7. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-41 A10 plj1 feno mer	Po-51 A1 plj1 feno mer	Po-51 A1 plj1 feno ken	Po-51 A2 plj1 feno mer	Po-51 A2 plj1 feno ken	Po-51 A4 plj1 feno mer	Po-51 A4 plj1 feno ken	Po-51 A6 plj1 feno mer	Po-51 A6 plj1 feno ken	Po-51 A9 plj1 feno mer	Po-51 A9 plj1 feno ken	Po-51 A12 plj1 feno mer	Po-51 A12 plj1 feno ort1	Po-51 A12 plj1 feno ort2	Po-51 A12 plj1 feno ort2	Po-51 A12 plj1 feno ort4	Po-51 A12 plj1 feno ken
SiO ₂	59.31	58.64	58.77	58.22	58.12	56.87	55.30	58.34	57.54	56.60	56.99	58.09	56.30	57.88	55.88	58.36	57.31
Al ₂ O ₃	28.82	24.32	24.35	25.12	24.84	26.42	27.03	25.22	25.24	26.26	25.44	24.97	26.99	25.41	26.99	24.78	25.31
FeO	0.15	0.25	0.24	0.23	0.31	0.28	0.28	0.19	0.21	0.26	0.32	0.19	0.20	0.14	0.22	0.16	0.25
CaO	4.75	9.62	8.92	9.35	9.59	9.33	10.50	8.72	8.90	9.31	9.28	8.09	9.75	7.42	9.14	7.72	8.91
Na ₂ O	6.38	6.61	6.98	6.69	6.67	6.76	6.03	7.23	6.99	6.52	6.64	7.61	6.55	8.13	6.87	7.58	6.98
K ₂ O	0.46	0.15	0.17	0.18	0.29	0.18	0.17	0.18	0.21	0.18	0.34	0.22	0.17	0.25	0.21	0.41	0.36
BaO	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
Toplam	99.86	99.58	99.43	99.78	99.81	99.84	99.32	99.88	99.07	99.14	99.01	99.16	99.95	99.23	99.32	99.01	99.12
Si	10.47	10.58	10.61	10.49	10.49	10.26	10.06	10.49	10.44	10.28	10.37	10.52	10.16	10.44	10.48	10.12	10.41
Al	6.00	5.17	5.18	5.33	5.28	5.62	5.80	5.35	5.40	5.62	5.46	5.33	5.74	5.40	5.42	5.76	5.42
Fe ⁺²	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04
Ca	0.90	1.86	1.73	1.80	1.85	1.80	2.05	1.68	1.73	1.81	1.81	1.57	1.88	1.43	1.44	1.77	1.73
Na	2.18	2.31	2.44	2.33	2.33	2.36	2.13	2.52	2.46	2.29	2.34	2.67	2.29	2.84	2.85	2.41	2.46
K	0.10	0.03	0.04	0.04	0.07	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.08	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.08
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
Toplam	19.67	20.00	20.04	20.03	20.07	20.13	20.12	20.11	20.11	20.08	20.11	20.17	20.14	20.20	20.27	20.14	20.15
An	28.20	44.19	41.00	43.15	43.60	42.85	48.56	39.63	40.84	43.67	42.77	36.57	44.71	33.08	33.08	41.90	40.54
Ab	68.55	55.01	58.06	55.86	54.85	56.15	50.50	59.39	58.03	55.30	55.38	62.26	54.38	65.61	65.61	56.96	57.50
Or	3.25	0.80	0.94	0.99	1.54	1.00	0.95	0.98	1.13	1.02	1.85	1.17	0.91	1.32	1.32	1.15	1.96
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	oligoklas	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; feno:fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 7. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-51 A12 plj2 feno mer	Po-51 A15 plj1 feno mer	Po-51 A15 plj1 feno ken	Po-60 A1 plj1 feno	Po-60 A1 plj1 feno ken	Po-60 A2 plj1 feno mer	Po-60 A2 plj1 feno ort1	Po-60 A2 plj1 feno ort2	Po-60 A2 plj1 feno ken	Po-60 A2 plj2 feno mer	Po-60 A2 plj2 feno ken	Po-60 A3 plj1 feno ken	Po-60 A4 plj1 feno mer	Po-60 A4 plj1 feno ken	Po-60 A6 plj1 feno mer	Po-60 A6 plj1 feno ort1	Po-60 A6 plj1 feno ort2
SiO ₂	56.06	56.67	56.24	55.94	56.55	57.64	55.25	58.44	57.05	58.01	58.68	57.99	58.55	59.60	59.03	56.72	57.18
Al ₂ O ₃	26.47	26.01	26.75	27.17	27.06	25.36	27.50	25.24	26.35	25.46	24.69	25.20	25.20	24.00	24.12	26.46	25.98
FeO	0.31	0.22	0.21	0.10	0.16	0.10	0.15	0.12	0.22	0.12	0.12	0.15	0.11	0.07	0.13	0.13	0.12
CaO	10.75	9.94	9.96	8.92	8.98	8.54	9.22	8.37	8.62	8.79	7.98	8.34	7.65	6.69	8.88	9.21	8.43
Na ₂ O	6.01	6.54	6.39	6.89	6.87	7.21	6.85	7.10	7.27	7.28	7.55	7.14	7.63	8.22	7.12	6.78	7.38
K ₂ O	0.20	0.17	0.17	0.12	0.26	0.20	0.22	0.32	0.27	0.20	0.38	0.34	0.20	0.45	0.14	0.18	0.20
BaO	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
Toplam	99.80	99.54	99.71	99.15	99.86	99.06	99.19	99.58	99.77	99.86	99.39	99.17	99.34	99.03	99.41	99.48	99.29
Si	10.16	10.26	10.19	10.13	10.24	10.44	10.01	10.59	10.33	10.51	10.63	10.51	10.61	10.80	10.69	10.27	10.36
Al	5.65	5.55	5.71	5.80	5.78	5.41	5.87	5.39	5.63	5.44	5.27	5.38	5.38	5.12	5.15	5.65	5.55
Fe ⁺²	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Ca	2.09	1.93	1.93	1.73	1.74	1.66	1.79	1.62	1.67	1.71	1.55	1.62	1.48	1.30	1.72	1.79	1.64
Na	2.11	2.30	2.24	2.42	2.41	2.53	2.41	2.49	2.55	2.56	2.65	2.51	2.68	2.89	2.50	2.38	2.59
K	0.05	0.04	0.04	0.03	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.09	0.08	0.05	0.10	0.03	0.04	0.05
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
Toplam	20.10	20.12	20.14	20.13	20.26	20.11	20.15	20.18	20.28	20.27	20.20	20.11	20.21	20.22	20.12	20.15	20.20
An	49.17	45.23	45.84	41.43	41.33	39.14	42.13	38.72	39.04	39.61	36.12	38.49	35.27	30.24	40.53	42.47	38.29
Ab	49.73	53.84	53.23	57.93	57.26	59.76	56.66	59.51	59.53	59.32	61.84	59.65	63.66	67.31	58.74	56.55	60.63
Or	1.10	0.93	0.93	0.64	1.40	1.10	1.22	1.76	1.43	1.07	2.03	1.86	1.08	2.45	0.73	0.98	1.09
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; feno:fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 7. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-60 A6 plj1 feno ort3	Po-60 A6 plj1 feno ken	Po-60 A7 plj1 feno mer	Po-60 A7 plj1 feno ort1	Po-60 A7 plj1 feno ort2	Po-60 A7 plj1 feno ken
SiO ₂	55.51	57.40	56.64	57.15	58.60	56.21
Al ₂ O ₃	27.10	25.97	26.70	25.71	24.75	26.65
FeO	0.15	0.25	0.09	0.14	0.08	0.16
CaO	10.02	8.96	9.11	8.82	7.36	9.09
Na ₂ O	6.40	6.84	6.84	7.07	7.95	6.84
K ₂ O	0.15	0.28	0.14	0.16	0.30	0.33
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	99.33	99.70	99.51	99.05	99.05	99.28
Si	10.06	10.40	10.26	10.35	10.62	10.18
Al	5.79	5.54	5.70	5.49	5.28	5.69
Fe ⁺²	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02
Ca	1.94	1.74	1.77	1.71	1.43	1.76
Na	2.25	2.40	2.40	2.48	2.79	2.40
K	0.03	0.07	0.03	0.04	0.07	0.08
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	20.09	20.19	20.17	20.09	20.20	20.14
An	46.02	41.35	42.07	40.44	33.29	41.59
Ab	53.17	57.10	57.14	58.67	65.10	56.63
Or	0.81	1.55	0.79	0.89	1.61	1.79
Toplam	100	100	100	100	100	100
Mineral	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; feno:fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 7. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-26 c1 plj mik	Po-26 c2 plj mik	Po-26 c8 plj mik	Po-26 c8 plj mik3	Po-41 A2 plj mik1	Po-41 A3 plj mik1	Po-51 A1 plj mik1	Po-51 A2 plj mik1	Po-51 A4 plj mik1	Po-51 A6 plj mik1	Po-51 A9 plj mik1	Po-60 A1 plj mik1	Po-60 A1 plj mik1	Po-60 A3 plj mik1	Po-60 A3 plj mik1	Po-60 A4- plj mik1	Po-60 A5 plj mik1
SiO ₂	55.95	54.38	57.04	57.41	58.39	64.14	57.40	58.05	58.41	59.80	57.31	58.27	55.44	59.73	59.40	58.83	58.31
Al ₂ O ₃	27.15	26.70	27.04	27.01	25.19	25.31	25.65	25.38	24.71	23.51	25.37	25.38	27.62	24.14	24.56	24.26	24.90
FeO	0.64	0.36	0.45	0.52	0.36	0.30	0.30	0.32	0.33	0.23	0.39	0.21	0.19	0.07	0.09	0.23	0.23
CaO	9.55	9.14	8.98	8.61	7.93	1.26	8.49	9.48	9.30	7.79	8.95	8.70	5.76	5.87	6.76	8.18	8.84
Na ₂ O	5.79	5.29	5.91	6.20	6.85	4.67	6.98	6.31	6.88	7.30	6.87	6.90	10.36	8.91	8.13	7.44	6.93
K ₂ O	0.33	0.30	0.40	0.40	0.33	3.99	0.46	0.32	0.29	0.42	0.43	0.28	0.37	0.36	0.45	0.35	0.35
BaO	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
Toplam	99.41	96.18	99.82	100.15	99.05	99.66	99.29	99.87	99.92	99.05	99.31	99.74	99.73	99.06	99.38	99.27	99.57
Si	10.14	10.15	10.26	10.29	10.56	11.30	10.40	10.45	10.52	10.81	10.40	10.49	10.06	10.78	10.70	10.64	10.53
Al	5.80	5.87	5.73	5.71	5.37	5.25	5.48	5.39	5.25	5.01	5.43	5.38	5.91	5.13	5.21	5.17	5.30
Fe ⁺²	0.10	0.06	0.07	0.08	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.06	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03
Ca	1.86	1.83	1.73	1.65	1.54	0.24	1.65	1.83	1.80	1.51	1.74	1.68	1.12	1.13	1.30	1.58	1.71
Na	2.04	1.91	2.06	2.16	2.40	1.60	2.45	2.20	2.40	2.56	2.42	2.41	3.64	3.12	2.84	2.61	2.43
K	0.08	0.07	0.09	0.09	0.07	0.90	0.11	0.07	0.07	0.10	0.10	0.06	0.08	0.08	0.10	0.08	0.08
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
Toplam	20.01	19.90	19.95	19.98	19.99	19.32	20.14	19.99	20.09	20.01	20.14	20.05	20.85	20.25	20.17	20.12	20.08
An	47	48	45	42	38	9	39	45	42	36	41	40	23	26	31	37	41
Ab	51	50	53	55	60	58	58	54	56	61	57	58	75	72	67	61	58
Or	2	2	2	2	2	33	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	anortoklas	andezin	andezin	and.	and.	and.	andezin	olg.	olg.	andezin	andezin	andezin

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklas; and: andezin; olg: oligoklas; mik: mikrolit.

Ek Tablo 8. Pliyosen volkanik kayalarla ait hornblend minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-26 c1 hbl-1 mer	Po-26 c1 hbl-1 ken	Po-26 c1 hbl-2 mer	Po-26 c1 hbl-2 ken	Po-26 c1 hbl-3 mer	Po-26 c1 hbl-4 mer	Po-26 c1 hbl-4 ken	Po-26 c2 hbl-1 mer	Po-26 c2 hbl-1 ken	Po-26 c2 hbl-2 mer	Po-26 c2 hbl-2 ken	Po-26 c3 hbl-1 mer	Po-26 c3 hbl-1 ken	Po-26 c3 hbl-2 mer	Po-26 c3 hbl-2 ken	Po-26 c6 hbl-1 mer	Po-26 c6 hbl-1 ken	Po-26 c6 hbl-2 mer
SiO ₂	42.38	42.01	42.18	41.99	43.49	41.61	42.34	43.14	42.19	42.32	41.26	42.66	42.21	41.90	41.47	42.41	41.56	41.88
TiO ₂	2.81	2.76	2.79	2.66	0.94	2.78	2.55	2.75	2.71	2.91	2.41	2.66	1.97	2.66	2.67	2.70	2.40	2.83
Al ₂ O ₃	12.46	12.91	12.55	12.76	12.49	13.19	12.29	12.31	12.73	12.12	12.85	12.19	12.79	12.99	13.12	12.33	13.07	12.87
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.00	0.01	0.13	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	11.81	12.71	11.64	12.94	11.31	12.75	13.35	11.23	12.57	12.38	15.77	11.88	15.26	13.23	13.29	12.14	14.18	12.25
MnO	0.10	0.11	0.11	0.11	0.15	0.08	0.12	0.11	0.11	0.15	0.18	0.13	0.14	0.10	0.15	0.11	0.15	0.09
MgO	13.56	13.04	13.24	12.80	14.38	12.28	12.45	13.80	12.89	12.79	11.35	13.51	11.66	12.58	11.90	13.44	11.65	12.72
CaO	11.13	11.13	11.11	11.10	10.98	11.10	11.00	11.15	11.36	11.34	10.74	11.25	10.58	10.85	11.10	11.17	11.20	11.22
Na ₂ O	2.49	2.35	2.41	2.33	2.04	2.45	2.32	2.35	2.40	2.34	2.33	2.26	2.30	2.45	2.41	2.40	2.43	2.33
K ₂ O	0.67	0.68	0.68	0.68	0.59	0.66	0.60	0.65	0.68	0.67	0.76	0.64	0.68	0.65	0.71	0.66	0.71	0.65
Toplam	97.45	97.71	96.71	97.37	96.49	96.90	97.02	97.54	97.64	97.01	97.65	97.17	97.58	97.41	96.83	97.36	97.35	96.82
Si	6.15	6.11	6.17	6.14	6.34	6.10	6.21	6.23	6.14	6.20	6.10	6.21	6.20	6.12	6.11	6.17	6.11	6.14
Al ^[iv]	1.85	1.89	1.83	1.86	1.66	1.90	1.79	1.77	1.86	1.80	1.90	1.79	1.80	1.88	1.89	1.83	1.89	1.86
Al ^[vi]	0.28	0.33	0.33	0.33	0.49	0.38	0.34	0.33	0.32	0.29	0.34	0.31	0.42	0.36	0.39	0.29	0.38	0.36
Ti	0.31	0.30	0.31	0.29	0.10	0.31	0.28	0.30	0.30	0.32	0.27	0.29	0.22	0.29	0.30	0.30	0.27	0.31
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	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	0.00	0.06	0.00	0.04	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.30	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	1.43	1.49	1.42	1.54	0.92	1.56	1.64	1.36	1.53	1.52	1.67	1.45	1.56	1.55	1.64	1.48	1.74	1.50
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Mg	2.93	2.83	2.89	2.79	3.12	2.69	2.72	2.97	2.80	2.79	2.50	2.93	2.56	2.74	2.61	2.92	2.55	2.78
C	4.98	5.01	4.96	5.01	5.11	4.95	5.00	4.97	4.96	4.93	5.06	5.00	5.07	5.02	4.95	4.99	4.96	4.96
Ca	1.73	1.73	1.74	1.74	1.70	1.74	1.73	1.73	1.77	1.78	1.69	1.76	1.66	1.70	1.75	1.74	1.76	1.76
Na	0.27	0.27	0.26	0.26	0.29	0.26	0.27	0.27	0.23	0.22	0.30	0.24	0.33	0.30	0.25	0.26	0.24	0.24
B	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	1.13	1.06	1.11	1.06	0.86	1.14	1.05	1.04	1.12	1.11	1.03	1.03	0.97	1.08	1.13	1.10	1.15	1.08
K	0.12	0.13	0.13	0.13	0.11	0.12	0.11	0.12	0.13	0.12	0.14	0.12	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13	0.12
A	1.26	1.19	1.23	1.18	0.97	1.26	1.16	1.16	1.25	1.23	1.17	1.15	1.09	1.20	1.26	1.22	1.29	1.21
Al ^[T]	2.13	2.21	2.16	2.20	2.15	2.28	2.13	2.10	2.18	2.09	2.24	2.09	2.22	2.24	2.28	2.12	2.27	2.22
Mg#	0.67	0.65	0.67	0.64	0.77	0.63	0.62	0.69	0.65	0.65	0.60	0.67	0.62	0.64	0.62	0.66	0.59	0.65

Fe⁺² ve Fe⁺³ ayrımı stokiometrik olarak hesaplanmıştır. Usp oranı Lindsley ve Spencer (1982)'a göre hesaplanmıştır. Mg # = Mg / (Mg+Fe⁺²). Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

Kısaltmalar: hbl: hornblend; feno: fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 8. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-26 c8 hbl-1 mer	Po-26 c8 hbl-1 ken	Po26 c8 hbl-2 mer	Po-26 c8 hbl-2 ken	Po-26 c11 hbl-1 mer	Po-26 c11 hbl-1 ken	Po-26 c11 hbl-2 mer	Po41 A5 hbl-1 mer	Po-41 A5 hbl-1 ken	Po-41 A5 hbl-2 ken	Po-41 A7 hbl-1 ken	Po-51 A1 hbl-1 mer	Po-51 A1 hbl-1 ken	Po-51 A1 hbl-2 mer	Po-51 A1 hbl-2 ken	Po-51 A2 hbl-1 mer	Po-51 A2 hbl-1 ken	Po-51 A4 hbl-1 ken
SiO ₂	42.04	41.72	42.13	42.58	41.83	41.70	40.28	46.24	47.04	47.34	46.76	46.25	46.62	47.98	47.78	42.22	45.94	45.51
TiO ₂	2.95	1.78	2.18	2.75	2.75	2.81	3.19	1.21	1.18	1.18	1.12	1.07	1.03	0.81	1.06	1.21	1.11	1.16
Al ₂ O ₃	13.36	12.87	12.57	12.57	13.35	13.03	13.53	12.75	12.90	12.64	12.37	9.99	10.11	14.03	11.30	12.46	10.81	10.98
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.06	0.03	0.00	0.04	0.01	0.00	0.02	0.02
FeO	13.13	17.35	15.36	11.68	12.01	12.73	14.91	9.72	9.02	11.02	8.66	8.85	9.86	7.53	9.82	12.22	10.45	9.73
MnO	0.13	0.25	0.20	0.10	0.12	0.13	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	12.50	9.99	11.31	13.19	12.71	12.40	11.29	11.32	11.84	10.59	12.32	14.23	13.93	13.60	13.23	14.73	13.15	13.83
CaO	10.94	9.99	10.34	11.36	10.91	11.08	10.28	10.87	11.01	10.64	10.93	11.17	10.81	10.53	11.02	9.66	11.07	11.13
Na ₂ O	2.43	2.22	2.39	2.31	2.45	2.39	2.54	2.59	2.47	2.70	2.45	2.51	2.53	2.20	2.37	3.92	2.53	2.56
K ₂ O	0.73	0.72	0.77	0.70	0.69	0.74	0.64	0.41	0.40	0.41	0.39	0.33	0.33	0.27	0.33	0.39	0.36	0.35
Toplam	98.24	96.89	97.24	97.31	96.83	97.01	96.84	95.14	95.89	96.53	95.06	94.44	95.21	96.99	96.92	96.81	95.43	95.26
Si	6.09	6.23	6.22	6.19	6.11	6.11	5.97	6.70	6.73	6.78	6.74	6.76	6.77	6.72	6.80	6.12	6.69	6.62
Al ^[iv]	1.91	1.77	1.78	1.81	1.89	1.89	2.03	1.30	1.27	1.22	1.26	1.24	1.23	1.28	1.20	1.88	1.31	1.38
Al ^[vi])	0.37	0.50	0.40	0.34	0.41	0.36	0.34	0.87	0.91	0.91	0.85	0.47	0.50	1.03	0.69	0.25	0.54	0.50
Ti	0.32	0.20	0.24	0.30	0.30	0.31	0.36	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.11	0.08	0.11	0.13	0.12	0.13
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	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
Fe ⁺³	0.00	0.43	0.20	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00
Fe ⁺²	1.59	1.71	1.69	1.42	1.47	1.56	1.61	1.18	1.08	1.32	1.04	1.08	1.20	0.88	1.17	1.32	1.27	1.18
Mn	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.70	2.23	2.49	2.86	2.77	2.71	2.50	2.45	2.52	2.26	2.65	3.10	3.02	2.84	2.81	3.18	2.85	3.00
C	5.00	5.10	5.05	4.94	4.97	4.96	5.06	4.63	4.64	4.61	4.67	4.78	4.83	4.84	4.78	5.04	4.79	4.82
Ca	1.70	1.58	1.63	1.77	1.71	1.74	1.63	1.69	1.69	1.63	1.69	1.75	1.68	1.58	1.68	1.49	1.73	1.74
Na	0.30	0.40	0.36	0.23	0.29	0.26	0.37	0.31	0.31	0.37	0.31	0.25	0.32	0.42	0.32	0.50	0.27	0.26
B	2.00	1.98	1.99	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00
Na	1.06	0.87	1.00	1.07	1.09	1.10	1.09	1.14	1.06	1.13	1.06	1.17	1.10	0.77	0.99	1.70	1.16	1.18
K	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.12	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.07	0.07	0.06
A	1.19	1.01	1.14	1.20	1.22	1.24	1.21	1.22	1.13	1.20	1.13	1.23	1.16	0.82	1.04	1.77	1.22	1.24
Al ^[T]	2.28	2.27	2.19	2.15	2.30	2.25	2.36	2.18	2.18	2.13	2.10	1.72	1.73	2.31	1.89	2.13	1.85	1.88
Mg#	0.63	0.56	0.59	0.67	0.65	0.64	0.61	0.68	0.71	0.64	0.72	0.74	0.72	0.77	0.71	0.71	0.70	0.72

Fe⁺² ve Fe⁺³ ayrımı stokiometrik olarak hesaplanmıştır. Usp oranı Lindsley ve Spencer (1982)'a göre hesaplanmıştır. Mg # = Mg / (Mg+Fe⁺²). Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

Kısaltmalar: hbl: hornblend; feno: fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 8. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-51 A4 hbl-1 mer	Po-51 A4 hbl-2 mer	Po-51 A4 hbl-2 ort	Po-51 A4 hbl-2 ken	Po-51 A6 hbl-1 mer	Po-51 A6 hbl-1 ken	Po-51 A9 hbl-1 mer	Po-51 A9 hbl-1 ken	Po-51 A15 hbl-1 mer	Po-51 A15 hbl-1 ken	Po-51 A18 hbl-1 mer	Po-51 A18 hbl-1 ort	Po-51 A18 hbl-1 ort	Po-51 A18 hbl-1 ort	Po-51 A18 hbl-1 ken	Po-51 A15 hbl-1 ken
SiO ₂	45.82	46.23	46.28	46.93	46.25	46.55	45.42	45.13	45.85	45.63	45.38	45.72	45.03	45.90	45.61	45.63
TiO ₂	1.27	0.95	1.13	1.08	1.11	1.18	0.66	1.17	1.07	1.25	1.08	1.34	1.22	1.12	1.22	1.25
Al ₂ O ₃	10.31	10.51	10.77	9.66	10.07	10.46	10.68	10.41	11.16	10.50	11.75	11.60	11.17	11.61	11.32	10.50
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.07	0.14	0.02	0.04	0.29	0.03	0.04	0.03	0.00	0.02	0.08	0.04	0.03	0.03
FeO	9.41	12.52	9.51	9.39	9.90	11.32	8.85	10.28	9.13	10.32	9.66	12.23	9.13	12.10	10.34	10.32
MnO	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
MgO	14.55	11.77	13.83	13.83	14.11	12.73	15.33	14.14	14.12	13.51	13.76	10.95	14.32	12.13	12.93	13.51
CaO	10.97	10.69	11.10	10.53	10.77	10.81	10.57	10.89	10.91	11.08	10.74	10.57	10.78	10.87	10.96	11.08
Na ₂ O	2.52	2.45	2.53	2.23	2.58	2.70	3.72	2.64	2.57	2.50	2.68	2.57	2.73	2.70	2.45	2.50
K ₂ O	0.35	0.37	0.37	0.33	0.35	0.38	0.30	0.36	0.38	0.40	0.40	0.48	0.40	0.42	0.39	0.40
Toplam	95.27	95.49	95.60	94.10	95.17	96.15	95.83	95.04	95.22	95.21	95.45	95.48	94.86	96.88	95.25	95.21
Si	6.66	6.78	6.69	6.87	6.73	6.74	6.53	6.61	6.65	6.66	6.58	6.69	6.56	6.62	6.65	6.66
Al ^[iv]	1.34	1.22	1.31	1.13	1.27	1.26	1.47	1.39	1.35	1.34	1.42	1.31	1.44	1.38	1.35	1.34
Al ^[vi]	0.42	0.59	0.53	0.54	0.46	0.52	0.34	0.40	0.55	0.47	0.58	0.69	0.48	0.60	0.59	0.47
Ti	0.14	0.10	0.12	0.12	0.12	0.13	0.07	0.13	0.12	0.14	0.12	0.15	0.13	0.12	0.13	0.14
Cr	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺³	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 ⁺²	1.14	1.53	1.15	1.15	1.20	1.37	1.06	1.26	1.11	1.26	1.17	1.50	1.11	1.46	1.26	1.26
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	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	3.15	2.57	2.98	3.02	3.06	2.75	3.28	3.09	3.05	2.94	2.97	2.39	3.11	2.61	2.81	2.94
C	4.87	4.80	4.80	4.85	4.84	4.77	4.79	4.88	4.83	4.81	4.84	4.73	4.85	4.79	4.80	4.81
Ca	1.71	1.68	1.72	1.65	1.68	1.68	1.63	1.71	1.69	1.73	1.67	1.66	1.68	1.68	1.71	1.73
Na	0.29	0.32	0.28	0.35	0.32	0.32	0.37	0.29	0.31	0.27	0.33	0.34	0.32	0.32	0.29	0.27
B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	1.13	1.07	1.14	0.92	1.14	1.19	1.70	1.20	1.14	1.15	1.17	1.12	1.23	1.19	1.10	1.15
K	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.09	0.07	0.08	0.07	0.07
A	1.19	1.14	1.21	0.98	1.20	1.26	1.75	1.27	1.21	1.23	1.25	1.21	1.30	1.27	1.17	1.23
Al ^[T]	1.77	1.81	1.84	1.67	1.73	1.78	1.81	1.79	1.91	1.81	2.01	2.00	1.92	1.97	1.95	1.81
Mg#	0.74	0.63	0.72	0.73	0.72	0.67	0.76	0.71	0.74	0.70	0.72	0.62	0.74	0.65	0.69	0.70

Fe⁺² ve Fe⁺³ ayrımı stokiometrik olarak hesaplanmıştır. Usp oranı Lindsley ve Spencer (1982)'a göre hesaplanmıştır. Mg # = Mg / (Mg+Fe⁺²). Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

Kısaltmalar: hbl: hornblend; feno: fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 9. Pliyosen volkanik kayalara ait biyotit mineralinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-26 bt-1 feno mer	Po-26 bt-1 feno ken
SiO ₂	36.52	36.37
TiO ₂	3.65	3.75
Al ₂ O ₃	15.34	15.57
FeO	16.08	16.32
MnO	0.08	0.11
MgO	14.17	13.76
CaO	0.02	0.04
Na ₂ O	0.93	0.87
K ₂ O	8.88	8.85
Toplam	95.66	95.65
Si	2.74	2.73
Ti	0.21	0.21
Al ^{IV}	1.26	1.27
Al ^{VI}	0.09	0.10
Al ^T	1.35	1.38
Fe ⁺²	1.01	1.02
Mn	0.01	0.01
Mg	1.58	1.54
Ca	0.00	0.00
Na	0.14	0.13
K	0.85	0.85
Toplam	7.87	7.86
Mg#	0.61	0.60
Mg/Fe ⁺²	1.57	1.50
Flogopit	0.39	0.40

Mg # = Mg / (Mg+Fe⁺²). Formöl 11 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Fe⁺²/(Fe⁺²+Mg) değeri >0.5 ise Annit; Fe⁺²/(Fe⁺²+Mg) <0.5 ise Flogopit olarak tanımlanmıştır (Deer vd., 1962). Kısaltmalar: bt: biyotit, feno: fenokristal, mer: merkez, ken: kenar.

Ek Tablo 10. Pliyosen volkanik kayalara ait Fe-Ti oksit minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-26 c2 opk-1	Po-26 c3 opk-2	Po-26 c8 opk-3	Po-26 c8 opk-4	Po-26 c8 opk-5	Po-51 A1 opk-1	Po-51 A2 opk-1	Po-51 A4 opk-1	Po51 A9 opk-1	Po-60- A1 opk-1	Po-60 A2 opk-1	Po-60 A3 opk1	Po-60 A4 opk-1
SiO ₂	0.00	0.09	0.08	0.13	0.09	0.82	0.16	1.05	0.13	0.09	0.10	0.30	0.08
TiO ₂	31.23	8.38	8.78	8.01	4.84	8.71	6.81	8.30	6.26	24.38	4.75	5.70	3.44
Al ₂ O ₃	0.39	1.74	1.92	1.89	2.01	1.30	0.73	0.73	0.85	0.16	1.43	1.53	1.46
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.02
FeO	62.93	82.13	80.71	82.05	85.65	82.17	87.84	86.41	90.81	65.21	82.65	89.74	83.92
MnO	0.22	0.43	0.49	0.48	0.35	0.34	0.38	0.34	0.38	0.37	0.38	0.22	0.26
MgO	1.51	1.56	1.29	1.23	1.05	0.96	1.00	0.86	1.25	1.94	1.39	0.91	1.07
CaO	0.05	0.04	0.03	0.09	0.05	0.08	0.17	0.16	0.03	0.01	0.00	0.02	0.08
Toplam	96.34	94.38	93.30	93.87	94.03	94.38	97.10	97.83	99.71	92.16	90.69	98.46	90.32
Si	0.00	0.03	0.03	0.04	0.03	0.25	0.05	0.31	0.04	0.03	0.03	0.09	0.02
Ti	7.13	1.89	2.01	1.82	1.10	1.98	1.51	1.82	1.35	5.76	1.11	1.24	0.81
Al	0.14	0.62	0.69	0.67	0.71	0.46	0.25	0.25	0.28	0.06	0.53	0.52	0.54
Cr	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
Fe ⁺²	14.37	9.10	9.32	9.16	8.54	11.08	12.63	11.49	12.95	4.35	13.18	12.82	13.78
Fe ⁺³	1.60	11.54	11.24	11.60	13.04	9.68	8.97	9.62	8.75	12.78	8.40	8.87	8.24
Mn	0.06	0.11	0.13	0.12	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.05	0.07
Mg	0.68	0.70	0.58	0.56	0.47	0.43	0.44	0.37	0.53	0.91	0.65	0.39	0.50
Ca	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.05	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03
Toplam	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
Usp	0.96	0.49	0.51	0.47	0.33	0.26	0.19	0.23	0.17	0.73	0.14	0.16	0.10

Fe⁺² ve Fe⁺³ ayrımı stokiometrik olarak hesaplanmıştır. Usp oranı Lindsley ve Spencer (1982)'a göre hesaplanmıştır. Formöl 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: opk: opak mineral.

Ek Tablo 11. Kuvaterner volkanik kayalara ait plajiyoklaz fenokristal ve mikrolitlerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-2 A1 plj1 feno mer	Po-2 A1 plj1 feno ort	Po-2 A1 plj1 feno ken	Po-2 A1 pljk1 feno mer	Po-2 A2 plj1 feno mer	Po-2 A2 Plj feno ort	Po-2 A2 plj1 feno ort	Po-2 A2 plj1 feno ort	Po-2 A2 plj1 feno ort	Po-2 A2 plj1 feno ort	Po-2 A2 plj1 feno ken	Po-2 A2 plj3 feno mer	Po-2 A3 plj1 feno mer	Po-2 A3 plj1 feno ken	Po-2 A3 plj2 feno mer	Po-2 A3 plj2 feno ken	Po-2 A4 Plj feno mer	Po-2 A4 plj1 feno ken
SiO ₂	58.96	58.33	57.78	59.06	58.79	59.91	58.56	59.15	59.50	59.70	58.01	59.52	59.42	56.57	58.18	59.65	59.58	59.84
Al ₂ O ₃	25.12	25.45	25.77	24.89	24.16	24.28	25.03	24.61	24.58	24.38	25.22	24.82	23.84	26.29	25.40	24.31	24.83	24.79
FeO	0.12	0.12	0.15	0.24	0.10	0.10	0.12	0.11	0.06	0.06	0.21	0.14	0.08	0.19	0.17	0.18	0.07	0.11
CaO	7.46	8.40	7.45	8.27	8.17	6.62	9.38	7.00	5.82	5.34	8.82	7.05	6.76	9.50	8.45	7.30	5.86	5.43
Na ₂ O	7.68	7.03	7.55	7.14	7.48	8.20	6.51	8.20	8.90	9.01	7.02	7.65	8.55	6.45	7.38	7.81	8.85	9.00
K ₂ O	0.35	0.27	0.38	0.26	0.29	0.41	0.21	0.35	0.43	0.52	0.30	0.44	0.38	0.21	0.28	0.38	0.50	0.55
BaO	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
Toplam	99.69	99.60	99.08	99.85	98.98	99.51	99.81	99.42	99.28	99.01	99.58	99.61	99.02	99.20	99.85	99.62	99.70	99.72
Si	10.59	10.50	10.46	10.60	10.66	10.76	10.53	10.66	10.72	10.77	10.47	10.68	10.75	10.27	10.47	10.72	10.69	10.73
Al	5.32	5.40	5.50	5.26	5.16	5.14	5.30	5.23	5.22	5.18	5.37	5.25	5.08	5.62	5.39	5.15	5.25	5.24
Fe ⁺²	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02
Ca	1.44	1.62	1.44	1.59	1.59	1.27	1.81	1.35	1.12	1.03	1.71	1.35	1.31	1.85	1.63	1.41	1.13	1.04
Na	2.67	2.45	2.65	2.48	2.63	2.86	2.27	2.87	3.11	3.15	2.46	2.66	3.00	2.27	2.57	2.72	3.08	3.13
K	0.08	0.06	0.09	0.06	0.07	0.09	0.05	0.08	0.10	0.12	0.07	0.10	0.09	0.05	0.06	0.09	0.12	0.13
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
Toplam	20.12	20.05	20.16	20.04	20.11	20.14	19.98	20.20	20.28	20.27	20.10	20.07	20.25	20.08	20.15	20.11	20.28	20.28
An	34	39	35	38	37	30	44	31	26	24	40	33	30	44	38	33	26	24
Ab	64	59	63	60	61	68	55	67	72	73	58	65	68	55	60	65	71	73
Or	2	1	2	1	2	2	1	2	2	3	2	2	2	1	2	2	3	3
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; olg: oligoklas; feno: fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 11. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-2 A4 plj2 feno mer	Po-2 A4 plj 2 feno ken	Po-2 A5 plj 1 feno ort	Po-2 A5 plj 2 feno ken	Po-15 A1 plj 1 feno mer	Po-15 A1 plj 1 feno ken	Po-15 A2 plj 1 feno mer	Po-15 A2 plj 1 feno ken	Po-15 A2 plj 2 feno mer	Po-15 A2 plj 2 feno ken	Po-15 A3 plj 1 feno mer	Po-15 A3 plj 1 feno ort	Po-15 A3 plj 1 feno ken	Po-15 A4 plj 1 feno mer	Po-15 A4 plj 2 feno mer	Po-15 A4 plj 3 feno mer	Po-15 A5 plj 1 feno mer	Po-15 A6 plj 1 feno mer
SiO ₂	58.63	59.11	58.57	57.57	56.54	56.13	62.80	54.86	58.24	55.75	57.43	59.65	57.00	57.78	55.82	55.69	61.07	57.65
Al ₂ O ₃	24.58	24.03	25.08	25.51	27.76	28.35	22.69	28.61	25.53	28.13	27.19	25.59	27.55	27.18	27.83	28.06	24.28	26.37
FeO	0.18	0.19	0.16	0.18	0.14	0.15	0.24	0.19	0.16	0.19	0.12	0.09	0.20	0.15	0.19	0.20	0.16	0.18
CaO	8.74	8.48	9.39	9.53	8.70	9.02	8.52	10.18	8.17	9.07	8.06	6.05	7.68	8.87	9.16	9.67	5.77	8.73
Na ₂ O	6.91	7.15	6.55	6.32	6.48	6.37	5.08	5.72	6.75	6.58	7.01	8.23	7.32	6.73	6.84	6.16	8.65	7.14
K ₂ O	0.29	0.31	0.20	0.22	0.30	0.28	0.20	0.18	0.27	0.29	0.22	0.38	0.42	0.25	0.21	0.29	0.63	0.36
BaO	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
Toplam	99.31	99.27	99.96	99.33	99.92	100.31	99.54	99.73	99.13	100.01	100.04	99.98	100.15	100.95	100.05	100.08	100.56	100.42
Si	10.59	10.68	10.52	10.42	10.16	10.06	11.16	9.92	10.52	10.04	10.29	10.65	10.22	10.36	10.28	9.93	10.85	10.33
Al	5.23	5.12	5.31	5.44	5.88	5.99	4.75	6.10	5.43	5.97	5.74	5.38	5.82	5.74	5.70	5.83	5.08	5.57
Fe ⁺²	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
Ca	1.69	1.64	1.81	1.85	1.67	1.73	1.62	1.97	1.58	1.75	1.55	1.16	1.47	1.70	1.69	1.74	1.10	1.68
Na	2.42	2.50	2.28	2.22	2.26	2.21	1.75	2.00	2.36	2.30	2.44	2.85	2.54	2.34	2.32	2.36	2.98	2.48
K	0.07	0.07	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.04	0.06	0.07	0.05	0.09	0.10	0.06	0.06	0.05	0.14	0.08
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
Toplam	20.03	20.05	19.99	20.00	20.06	20.08	19.36	20.06	19.98	20.15	20.08	20.13	20.19	20.23	20.06	19.94	20.17	20.17
An	41	39	44	45	42	43	47	49	39	43	38	28	36	42	42	42	26	40
Ab	58	59	55	54	56	55	51	50	59	56	60	70	62	57	57	57	71	59
Or	2	2	1	1	2	2	1	1	2	2	1	2	2	1	1	1	3	2
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	andezin	andezin	andezin	and.	and.	and.	and.	and.	andezin	andezin	andezin	olg.	andezin	andezin	andezin	andezin	olg.	andezin

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; and: andezin; olg: oligoklas; feno: fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 11. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-15 A6 plj1 feno ken	Po-15 A6 plj2 feno mer	Po-15 A6 plj2 feno ort	Po-15 A6 plj2 feno ort	Po-15 A6 plj2 feno ken	Po-15 A7 plj3 feno mer	Po-15 A7 plj3 feno ken	Po-15 A7 plj4 feno mer	Po-15 A7 plj4 feno ken	Po-15 A9 plj1 feno mer	Po-15 A9 plj1 feno ken	Po-15 A9 plj2 feno mer	Po-75 A1 plj1 feno mer	Po-75 A1 plj1 feno ken	Po-75 A2 plj1 feno mer	Po-75 A2 plj1 feno ken	Po-75 A2 plj2 feno mer	Po-75 A2 plj2 feno ken
SiO ₂	55.20	57.36	56.26	56.40	66.38	56.22	55.15	56.40	56.90	55.54	55.24	57.41	58.69	57.40	58.70	59.08	57.14	58.81
Al ₂ O ₃	28.43	26.17	27.54	27.06	19.21	28.05	28.60	28.10	27.37	28.16	28.56	26.65	24.93	26.17	24.81	24.62	25.59	24.88
FeO	0.19	0.16	0.17	0.19	0.14	0.20	0.24	0.17	0.17	0.20	0.20	0.22	0.13	0.23	0.15	0.14	0.18	0.21
CaO	10.67	8.32	10.20	10.05	1.02	9.29	10.00	9.06	8.62	9.77	10.52	8.71	7.68	9.22	9.07	7.78	9.02	6.59
Na ₂ O	5.77	7.02	6.02	6.31	4.98	6.63	6.06	6.72	6.84	6.16	5.80	6.86	7.44	6.61	6.84	7.43	6.87	8.04
K ₂ O	0.18	0.27	0.18	0.21	7.44	0.23	0.30	0.23	0.33	0.39	0.28	0.33	0.36	0.32	0.24	0.42	0.19	0.57
BaO	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
Toplam	100.44	99.30	100.37	100.21	99.15	100.63	100.35	100.68	100.23	100.21	100.59	100.20	99.22	99.95	99.79	99.46	98.99	99.10
Si	9.89	10.28	10.08	10.11	11.90	10.08	9.88	10.11	10.20	9.95	9.90	10.29	10.52	10.29	10.52	10.59	10.24	10.54
Al	6.00	5.53	5.82	5.71	4.06	5.93	6.04	5.94	5.78	5.95	6.03	5.63	5.27	5.53	5.24	5.20	5.40	5.25
Fe ⁺²	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
Ca	2.05	1.60	1.96	1.93	0.20	1.78	1.92	1.74	1.65	1.87	2.02	1.67	1.47	1.77	1.74	1.49	1.73	1.27
Na	2.01	2.44	2.09	2.19	1.73	2.30	2.11	2.33	2.38	2.14	2.02	2.38	2.58	2.30	2.38	2.58	2.39	2.79
K	0.04	0.06	0.04	0.05	1.70	0.05	0.07	0.05	0.08	0.09	0.06	0.08	0.08	0.07	0.05	0.10	0.04	0.13
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
Toplam	20.02	19.93	20.02	20.02	19.60	20.17	20.05	20.20	20.11	20.03	20.06	20.09	19.94	19.99	19.95	19.98	19.83	20.01
An	50	39	48	46	5	43	47	42	40	46	49	40	36	43	42	36	42	30
Ab	49	60	51	53	48	56	51	57	58	52	49	58	62	55	57	62	57	67
Or	1	2	1	1	47	1	2	1	2	2	2	2	2	2	1	2	1	3
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	labr.	andezin	andezin	andezin	sanidin	andezin	andezin	andezin	andezin	and.	and.	and.	and.	and.	andezin	and.	andezin	andezin

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; labr: labrador; and: andezin; feno: fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 11. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-75 A4 plj1 feno mer	Po-75 A4 plj 1 feno ort	Po-75 A4 plj 1 feno ort	Po-75 A4 plj 1 feno ort	Po-75 A4 plj 1 feno ken	Po-75 A4 plj 2 feno mer	Po-75 A4 plj 2 feno ken	Po-75 A5 plj 1 feno mer	Po-75 A5 plj 1 feno ken	Po-75 A5 plj 2 feno mer	Po-75 A5 plj 2 feno ken	Po-75 A6 plj 1 feno mer	Po-75 A6 plj 1 feno ken	Po-75 A6 plj 2 feno ken	Po-75 A8 plj 1 feno mer	Po-75 A8 plj 1 feno ken	Po-75 A9 plj 1 feno mer	Po-75 A9 plj 1 feno ken
SiO ₂	57.65	57.13	55.91	59.20	57.51	57.30	55.83	58.25	57.75	58.69	56.69	57.45	55.46	57.79	57.57	59.40	57.46	57.96
Al ₂ O ₃	26.01	26.10	26.85	24.54	25.51	25.62	26.83	25.47	25.88	25.21	26.53	25.73	27.65	25.33	25.45	24.19	25.73	25.66
FeO	0.17	0.12	0.18	0.09	0.28	0.17	0.16	0.03	0.05	0.05	0.05	0.14	0.19	0.27	0.18	0.11	0.15	0.13
CaO	9.08	8.19	9.20	7.05	8.77	8.69	9.09	7.48	7.35	7.88	8.30	8.72	9.82	8.43	9.17	7.61	8.95	8.24
Na ₂ O	6.62	7.30	6.66	8.10	6.85	6.90	6.84	7.66	7.74	7.38	7.39	7.10	6.13	7.19	6.88	7.64	7.00	7.21
K ₂ O	0.31	0.25	0.22	0.47	0.34	0.39	0.32	0.43	0.48	0.42	0.40	0.37	0.29	0.30	0.22	0.43	0.30	0.40
BaO	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
Toplam	99.83	99.08	99.03	99.44	99.25	99.07	99.07	99.31	99.24	99.63	99.36	99.50	99.53	99.30	99.46	99.38	99.59	99.59
Si	10.33	10.24	10.02	10.61	10.31	10.27	10.01	10.44	10.35	10.52	10.16	10.30	9.94	10.36	10.32	10.65	10.30	10.39
Al	5.49	5.51	5.67	5.18	5.39	5.41	5.67	5.38	5.46	5.32	5.60	5.43	5.84	5.35	5.37	5.11	5.43	5.42
Fe ⁺²	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02
Ca	1.74	1.57	1.77	1.35	1.68	1.67	1.74	1.44	1.41	1.51	1.59	1.67	1.88	1.62	1.76	1.46	1.72	1.58
Na	2.30	2.54	2.31	2.81	2.38	2.40	2.38	2.66	2.69	2.57	2.57	2.47	2.13	2.50	2.39	2.65	2.43	2.50
K	0.07	0.06	0.05	0.11	0.08	0.09	0.07	0.10	0.11	0.10	0.09	0.08	0.07	0.07	0.05	0.10	0.07	0.09
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
Toplam	19.96	19.93	19.85	20.08	19.88	19.86	19.89	20.02	20.03	20.02	20.02	19.97	19.89	19.93	19.92	19.98	19.97	20.00
An	42	38	43	32	41	40	42	34	34	36	37	40	46	39	42	35	41	38
Ab	56	61	56	66	57	58	57	63	64	61	60	58	52	60	57	63	58	60
Or	2	1	1	2	2	2	2	2	3	2	2	2	2	2	1	2	2	2
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin	andezin

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; and: andezin; feno: fenokristal; mer: merkez; ken: kenar; ort: orta.

Ek Tablo 11. (Devamı)

Örnek Mineral	Po-2 A2 plj mik1	Po-2 A3 plj mik1	Po-2 A5 plj mik1	Po-15 A2 plj mik1	Po-15 A3 plj mik1	Po-75 A1 plj mik1	Po-75 A3 plj mik1	Po-75 A4 plj mik1	Po-75 A5 plj mik1
SiO ₂	57.82	58.53	58.47	84.87	56.93	57.51	69.76	58.10	57.43
Al ₂ O ₃	25.58	27.94	24.58	9.81	27.57	26.12	18.48	25.40	25.94
FeO	0.20	0.28	0.16	0.13	0.23	0.28	0.15	0.29	0.26
CaO	8.65	3.47	8.72	1.04	8.47	6.24	3.02	7.46	8.21
Na ₂ O	6.81	7.10	6.83	2.84	6.78	8.87	8.24	7.66	7.28
K ₂ O	0.29	2.24	0.28	1.39	0.34	0.88	0.69	0.38	0.34
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	99.35	99.55	99.03	100.07	100.32	99.90	100.34	99.28	99.45
Si	10.45	10.48	10.59	14.15	10.20	10.38	12.13	10.50	10.38
Al	5.45	5.90	5.25	1.93	5.82	5.56	3.79	5.41	5.53
Fe ⁺²	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04
Ca	1.67	0.67	1.69	0.19	1.63	1.21	0.56	1.44	1.59
Na	2.39	2.47	2.40	0.92	2.35	3.11	2.78	2.68	2.55
K	0.07	0.51	0.06	0.29	0.08	0.20	0.15	0.09	0.08
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	20.05	20.06	20.02	17.49	20.11	20.49	19.44	20.18	20.17
An	41	18	41	13	40	27	16	34	38
Ab	58	68	58	66	58	69	79	64	60
Or	1	14	2	21	2	4	4	2	2
Toplam	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mineral	andezin	anortoklas	andezin	anortoklas	andezin	oligoklas	oligoklas	andezin	andezin

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: plj: plajiyoklaz; mik: mikrolit.

Ek Tablo 12. Kuvaterner volkanik kayalara ait hornblend minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-15 A1 hbl1 mer	Po-15 A1 hbl 1 ken	Po-15 A1 hbl 2 mer	Po-15 A1 hbl 2 ken	Po-15 A1 hbl 3 ken	Po-15 A2 hbl 1 mer	Po-15 A2 hbl 1 ken	Po-15 A2 hbl 2 mer	Po-15 A2 hbl 2 ken	Po-15 A3 hbl 1 mer	Po-15 A3 hbl 1 ken	Po-15 A4 hbl 1 mer	Po-15 A4 hbl 3 mer	Po-15 A4 hbl 3 ken	Po-15 A5 hbl 1 mer	Po-15 A5 hbl 1 ken	Po-15 A6 hbl 1 mer	Po-15 A6 hbl2 ken	Po-15 A9 hbl1 ken
SiO ₂	45.24	48.72	47.84	45.53	45.72	46.86	46.93	47.55	49.26	46.31	46.66	46.84	49.52	59.48	46.45	46.48	43.26	41.56	45.10
TiO ₂	0.67	1.00	0.56	1.00	1.06	1.01	1.00	0.85	0.94	1.24	1.09	1.30	0.27	0.41	1.12	1.07	0.65	1.31	1.14
Al ₂ O ₃	14.43	13.56	10.84	12.29	13.10	12.62	12.71	12.15	10.85	12.87	12.85	9.72	3.35	15.01	11.85	11.61	24.42	12.25	10.92
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.07	0.02	0.02	0.01	0.08	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07	0.10
FeO	10.17	10.53	14.66	10.72	9.33	9.06	8.90	8.52	9.47	10.87	8.81	14.28	7.88	5.50	11.47	11.12	6.02	10.19	10.59
MnO	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
MgO	10.30	10.33	8.43	10.72	11.82	11.74	11.82	11.43	12.35	10.86	11.76	10.58	12.53	6.49	12.19	12.63	8.08	13.89	13.71
CaO	10.79	10.63	10.83	10.93	10.88	10.78	10.90	10.54	10.81	10.94	11.05	10.90	19.94	3.47	10.88	11.02	8.79	10.89	11.09
Na ₂ O	2.78	2.81	2.24	2.87	2.22	2.30	2.25	1.85	2.51	2.33	1.84	2.53	0.64	4.50	2.37	2.33	5.21	3.09	2.47
K ₂ O	0.52	0.42	0.37	0.30	0.39	0.42	0.43	0.31	0.34	0.50	0.41	0.21	0.02	0.71	0.47	0.42	0.36	0.53	0.40
Toplam	94.91	98.00	95.78	94.38	94.54	94.82	94.99	93.21	96.55	95.91	94.54	96.39	94.14	95.56	96.82	96.69	96.78	93.77	95.50
Si	6.58	6.82	7.02	6.68	6.66	6.78	6.78	6.96	6.99	6.70	6.78	6.85	7.43	7.90	6.68	6.69	5.94	6.20	6.58
Al ^[iv]	1.42	1.18	0.98	1.32	1.34	1.22	1.22	1.04	1.01	1.30	1.22	1.15	0.57	0.10	1.32	1.31	2.06	1.80	1.42
Al ^[vi]	1.05	1.06	0.90	0.81	0.91	0.93	0.94	1.06	0.80	0.89	0.98	0.52	0.02	2.24	0.69	0.66	1.89	0.36	0.46
Ti	0.07	0.10	0.06	0.11	0.12	0.11	0.11	0.09	0.10	0.13	0.12	0.14	0.03	0.04	0.12	0.12	0.07	0.15	0.13
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe ⁺³	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
Fe ⁺²	1.24	1.23	1.80	1.32	1.14	1.10	1.07	1.04	1.12	1.31	1.07	1.75	0.99	0.61	1.38	1.34	0.69	1.27	1.29
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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.23	2.16	1.85	2.35	2.57	2.53	2.54	2.50	2.61	2.34	2.55	2.31	2.80	1.28	2.62	2.71	1.65	3.09	2.98
C	4.60	4.56	4.60	4.58	4.73	4.68	4.67	4.69	4.64	4.68	4.72	4.72	3.85	4.18	4.81	4.82	4.31	4.88	4.88
Ca	1.68	1.60	1.70	1.72	1.70	1.67	1.69	1.65	1.64	1.70	1.72	1.71	3.21	0.49	1.68	1.70	1.29	1.74	1.73
Na	0.32	0.40	0.30	0.28	0.30	0.33	0.31	0.35	0.36	0.30	0.28	0.29	-1.21	1.51	0.32	0.30	0.71	0.26	0.27
B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	1.25	1.12	0.98	1.35	0.95	0.96	0.94	0.70	1.02	1.00	0.76	1.14	1.58	0.81	1.00	1.00	2.07	1.53	1.13
K	0.10	0.07	0.07	0.06	0.07	0.08	0.08	0.06	0.06	0.09	0.08	0.04	0.00	0.12	0.09	0.08	0.06	0.10	0.07
A	1.34	1.19	1.05	1.41	1.02	1.04	1.02	0.76	1.08	1.09	0.83	1.18	1.58	0.93	1.08	1.07	2.13	1.63	1.21
Al ^[T]	2.47	2.24	1.88	2.13	2.25	2.15	2.16	2.10	1.81	2.19	2.20	1.67	0.59	2.35	2.01	1.97	3.95	2.16	1.88
Mg#	0.65	0.64	0.51	0.65	0.70	0.70	0.71	0.71	0.71	0.65	0.71	0.57	0.76	0.69	0.66	0.67	0.72	0.71	0.70

Fe⁺² ve Fe⁺³ ayrımı stokiometrik olarak hesaplanmıştır. Usp oranı Lindsley ve Spencer (1982)'a göre hesaplanmıştır. Mg# = Mg/(Mg+Fe⁺²). Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

Kısaltmalar: hbl: hornblend, feno: fenokristal, mer: merkez, ken: kenar.

Ek Tablo 13. Kuvaterner volkanik kayalarla ait biyotit mineralinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-2 A1 bt1 mer	Po-2 A3 bt1 mer	Po-2 A5 bt1 mer	Po-2 A5 bt1 ken
SiO ₂	44.00	42.49	38.92	39.92
TiO ₂	1.46	1.88	1.80	2.45
Al ₂ O ₃	13.67	12.86	14.38	11.14
FeO	9.40	11.05	11.99	20.43
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	13.36	12.97	15.14	11.12
CaO	0.19	0.04	0.04	0.12
Na ₂ O	0.38	0.46	0.55	0.32
K ₂ O	10.26	11.76	10.59	10.37
Toplam	92.72	93.50	93.41	95.86
Si	3.24	3.18	2.93	3.05
Ti	0.08	0.11	0.10	0.14
Al ₄	0.76	0.82	1.07	0.95
Al ₆	0.43	0.31	0.21	0.05
Al(t)	1.19	1.13	1.28	1.00
Fe ⁺²	0.58	0.69	0.76	1.31
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.47	1.45	1.70	1.27
Ca	0.01	0.00	0.00	0.01
Na	0.05	0.07	0.08	0.05
K	0.96	1.12	1.02	1.01
Toplam	7.59	7.74	7.87	7.84
Mg#	0.72	0.68	0.69	0.49
Mg/Fe ⁺²	2.53	2.09	2.25	0.97
Flogopit	0.28	0.32	0.31	
Annit				0.51

Mg # = Mg / (Mg+Fe⁺²). Formül 11 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır. Fe⁺²/(Fe⁺²+Mg) değeri >0.5 ise Annit; Fe⁺²/(Fe⁺²+Mg) <0.5 ise Flogopit olarak tanımlanmıştır (Deer vd., 1962). Kısaltmalar: bt: biyotit, feno: fenokristal, mer: merkez, ken: kenar.

Ek Tablo 14. Kuvaterner volkanik kayalara ait Fe-Ti oksit minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek Mineral	Po-2 A3 opk1	Po-2 A4 opk1	Po-75 A1 opk1	Po-75 A1 opk1	Po-75 A2 opk1	Po-75 A3 opk1	Po-75 A5 opk1
SiO ₂	0.21	0.50	0.02	0.04	0.06	0.03	0.05
TiO ₂	23.55	18.16	27.10	4.90	3.88	27.70	29.60
Al ₂ O ₃	1.58	1.71	0.15	1.74	1.71	0.13	0.09
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.02	0.01	0.10	0.00	0.00
FeO	63.35	68.44	67.75	86.05	86.36	68.23	57.84
MnO	1.25	1.01	0.41	0.25	0.17	0.48	0.49
MgO	2.92	2.22	2.47	1.33	0.69	2.59	3.35
CaO	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02
Toplam	92.92	92.07	97.91	94.34	93.02	99.16	91.45
Si	0.06	0.16	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Ti	5.43	4.22	6.02	1.11	0.89	6.07	7.01
Al	0.57	0.62	0.05	0.62	0.62	0.04	0.03
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Fe+2	11.82	11.09	12.83	8.46	8.55	12.84	13.32
Fe+3	4.43	6.61	3.89	13.14	13.52	3.79	1.91
Mn	0.32	0.26	0.10	0.06	0.04	0.12	0.13
Mg	1.34	1.02	1.09	0.59	0.31	1.13	1.57
Ca	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Toplam	24	24	24	24	24	24	24
Mol % Usp	0.71	0.55	0.76	0.14	0.12	0.76	0.88

Fe⁺² ve Fe⁺³ ayırımı stokiometrik olarak hesaplanmıştır. Usp oranı Lindsley ve Spencer (1982)'a göre hesaplanmıştır. Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. Kısaltmalar: opk: opak mineral.

ÖZGEÇMİŞ

Derya CİCERALİ Lise öğrenimini 1993-1996 yılları arasında Trabzon İmam-Hatip Lisesi'nde tamamladıktan sonra 1998 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne başladı ve 2002 yılında mezun oldu. 2015 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı Mineraloji-Petrografi bilim dalında Yüksek Lisans programına tamamladı. 2014 yılında altı ay süreyle Erasmus değişim programı kapsamında Ludwig-Maximilians Üniversitesi'nde (Münih, Almanya) bulundu. 2019 yılında Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı, Mineraloji-Petrografi Bilim dalında doktora başladı.

Yayınlar:

- Cicerali, D., Yücel, C., Aydınçakır, E., Kaygusuz, A. (2025). Mineral chemistry, thermodynamic evolution, and crystallization history of late miocene volcanic rocks around posof (Ardahan, Türkiye). Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 31,8, 1469-1493.
- Cicerali, D., Yücel, C., Kaygusuz, A., Aydınçakır, E., Ruffet, G. (2024). Posof Yöresi (Ardahan, Türkiye) Miyosen Volkanik Kayaçların Petrografisi, Jeokronolojisi ve Petrokimyası: İlk Bulgular, 10. Jeokimya Sempozyumu, 17-19 Ekim, Antalya, Bildiriler Kitabı, 63.
- Kaygusuz, A., Güloğlu, Z.S., Aydınçakır, E., Yücel, C., Vural, A., Saydam Eker Ç., Cicerali, D. (2024). Zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf-O isotope signatures of Middle Eocene high-K plutons from the Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey: implications for parental magma sources and magmatic processes. International Geology Review, 67, 10, 1322-1352.
- Yücel, C., Aydınçakır, E., Kaygusuz, A., Arslan, M., Keewook, Yi, Jeong, Y.J., Cicerali, D. (2023). Petrogenesis of Late Cretaceous A-type plutonic rocks from the Eastern Pontides Orogenic Belt (NE Turkey): constraints from zircon U-Pb geochronology, zircon Lu-Hf and whole-rock Sr-Nd Pb-Hf isotopes. International Geology Review, 66, 11, 2055-2078.