İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ANKARA-ERZİNCAN KENET KUŞAĞI ÜZERİNDE YER ALAN GEÇ KRETASE YAŞLI LÖSİTLİ BAZALTLAR İLE LAMPROFİRLERİN PETROLOJİK EVRİMİ VE TEKTONİK ANLAMI

DOKTORA TEZİ

Fatma GÜLMEZ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

EKİM 2015

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ANKARA-ERZİNCAN KENET KUŞAĞI ÜZERİNDE YER ALAN GEÇ KRETASE YAŞLI LÖSİTLİ BAZALTLAR İLE LAMPROFİRLERİN PETROLOJİK EVRİMİ VE TEKTONİK ANLAMI

DOKTORA TEZİ

Fatma GÜLMEZ
(505092309)

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Ş. Can GENÇ

EKİM 2015

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505092309 numaralı Doktora Öğrencisi Fatma GÜLMEZ, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı **"ANKARA-ERZİNCAN KENET KUŞAĞI ÜZERİNDE YER ALAN GEÇ KRETASE YAŞLI LÖSİTLİ BAZALTLAR İLE LAMPROFİRLERİN PETROLOJİK EVRİMİ VE TEKTONİK ANLAMI "** başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı :	**Prof. Dr. Ş.Can GENÇ** İstanbul Teknik Üniversitesi	.....
Jüri Üyeleri :	**Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ** İstanbul Teknik Üniversitesi	.....
	Prof. Dr. Hakan ÇOBAN Batman Üniversitesi	.....
	Prof. Dr. Aral OKAY İstanbul Teknik Üniversitesi	.....
	Prof. Dr. Mehmet KESKİN İstanbul Üniversitesi	.....

Teslim Tarihi : **03 Eylül 2015**
Savunma Tarihi : **23 Ekim 2015**

h.g., m.s. ve n.g.,

ÖNSÖZ

Lösitli bazalt olarak tanımlanan yüksek potasyumlu/potasik kayalar Pontidler'de çeşitli alanlarda bilinmektedir. Ancak İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı (İAEKK) birimleri ile mekansal bir ortaklık sunan lösitli kayaların varlığına ilişkin bilgi Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ'ün Orta Pontidler' de uzun yıllar sürdürdüğü arazi çalışmaları sırasındaki gözlemlerine dayanmaktadır. Aktif yitim kuşaklarında potasik/ultrapotasik magmatizma gelişimi, küresel ölçekte jeolog ve petrologların uzun yıllardır anlamlandırmaya çalıştıkları önemli konulardan biridir. Bu nedenle arazi gözlemlerine dayanarak İAEKK'nin gelişimi ile ilişkili ve Geç Kretase yaşlı olduğu düşünülen lösitli volkanizma, bölgesel jeolojideki yeri ve bölge jeolojisinin anlaşılması bakımından taşıdığı önemi nedeniyle, 2009 yılında Prof. Dr. Ş. Can GENÇ yürütücülüğünde İTÜ-BAP biriminin desteklediği bir proje kapsamında, araştırılmaya başlanmıştır. Bu proje kapsamında elde edilen bulgular doğrultusunda, Prof. Dr. Ş. Can GENÇ tarafından, bu sefer, lösitli kayalarla mekansal ve zamansal ortaklık sunmakta olan lamprofirik ve trakitik kayalar da dahil edilerek, 2010-2013 yılları arasında sürdürülecek olan kapsamlı bir TÜBİTAK projesi hazırlanmıştır. Projeye Prof. Dr. Zekiye KARACIK ve Prof. Dr. Ö. Işık ECE vesilesiyle konunun dünya çapındaki önemli uzmanlarından Sayın Prof. Dr. Michael F. RODEN (Georgia University, USA) ve kayalara ait sağlıklı radyometrik verinin üretilmesi amacıyla Sayın Dr. Zeki BİLLOR (Auburn University, USA) dahil olmuşlardır.

Bu tez çalışması konusu itibariyle, yukarıda bahsi geçen iki proje kapsamında gerçekleştirilmiş olup 110Y088 Nolu TÜBİTAK projesi ile birebir örtüşmektedir. Bundan dolayı öncelikle bu araştırma konusunun ortaya çıkmasındaki katkısından dolayı Sayın Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ'e teşekkürlerimi sunarım. Araştırma konusunu tarafıma doktora çalışması olarak öneren ve bahsi geçen TÜBİTAK projesinde beni "doktora bursiyeri" olarak destekleyen Sayın Prof. Dr. Ş. Can GENÇ, proje çalışmalarında ve tezin her aşamasında önemli katkı koymuştur, kendisine teşekkürlerimi sunarım. Tez İzleme Komitesi Prof. Dr. Ş. Can GENÇ, Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ ve Prof. Dr. Hakan ÇOBAN'dan oluşmaktadır. Tüm komite üyelerine, 6 ayda bir sunduğum tez ilerleme raporlarına gösterdikleri özenden dolayı teşekkür ederim. Tez Jurisi'nde Tez İzleme Komitesi Üyeleri'ne Prof. Dr. Aral OKAY ve Prof. Dr. Mehmet KESKİN eşlik etmiştir. Tez Jurisi Üyeleri tez çalışmasını titizlikle okumuş, sınav sırasında yapıcı eleştirilerde bulunmuş ve tez çalışmasından elde edilen sonuçlardan yola çıkarak yapılabilecek yeni çalışma fikirlerinin şekillenmesine katkıda bulunmuştur. Hepsine ayrı ayrı teşekkür ederim.

TÜBİTAK Proje araştırmacılarından Prof. Dr. Zekiye KARACIK, Prof. Dr. Michael F. Roden (Georgia University, USA) ve Dr. Zeki BİLLOR (Auburn University, USA) 2011 yaz döneminde arazi çalışmalarına bizzat katılmışlardır, teşekkür ederim. Dr. Zeki BİLLOR çalışma açısından büyük öneme sahip radyokronolojik verilerin üretilmesinde, arazi çalışmalarına katılarak uygun örneklerin seçilmesi aşamasından itibaren titizlik göstermiştir. Bölgesel jeolojiye ilişkin üretilen radyokronolojik veri, bu çalışmanın önemini arttırmış ve çalışmayı anlamlandırmıştır. Tez çalışmasında elde edilen tüm analitik veri (tüm kaya jeokimya, izotop, mineral kimyası, vs.) pek

çok uluslararası toplantıda sözlü ve poster olarak sunulmuştur. Tüm proje ekibine bildirilerin hazırlanması aşamasındaki katkılarından dolayı ayrıca teşekkür ederim.
Çalışmaya konu olan kayaların kökenlerinin anlaşılması açısından, başta alterasyon süreçlerinin tüm kaya jeokimyasındaki etkileri nedeniyle mineral kimyası çalışmaları büyük önem kazanmış, bu nedenle detaylı mineral kimyası analizleri gerekliliği ortaya çıkmıştır. Mineral kimyası çalışmalarını gerçekleştirmek amacıyla 2012 yılında Georgia Üniversitesi'ni 3 aylık süre ile ziyaretim, TİNÇEL Vakfı'nın desteği ile mümkün olmuştur. Vakıf komisyonuna beni bu desteğe layık gördükleri için teşekkürlerimi sunarım.
2013 yılında, proje kapsamında gerekli olan mineral kimyası çalışmalarındaki eksiklikleri tamamlamak amacıyla, Sayın Dr. Dejan PRELEVİC vasıtasıyla, 1 hafta süre ile Johannes Gutenberg Üniversitesi Laboratuvarları ziyaret edilmiştir. Lösitli, lamprofirik ve trakitik kayalarda ortak mafik faz olarak bulunan klinopiroksenlerde daha detaylı analizlerin gerekliliğinin ortaya çıkmasının üzerine, Dr. Dejan PRELEVİC'in davetiyle 2014 senesinde TÜBİTAK 2214-A desteği ile 3 ay süre ile aynı üniversitede iz-element mineral kimyası çalışmaları sürdürülmüş ve eş zamanlı olarak makale yazımına başlanmıştır. Bu süreçte ve sonrasında benimle bir danışman titizliğiyle ilgilenmiş olan Sayın Dr. Dejan PRELEVİC'e müteşekkirim.
Arazi çalışmaları bu tez çalışmasının ilk ve en önemli adımını oluşturmaktadır. Kalecik, Tosya, Osmancık, Gümüşhacıköy ve Amasya'da sürdürdüğüm arazi çalışmalarına katılarak beni yanlız bırakmayan Hasan GÜLMEZ, Gönenç GÖÇMENGİL ve Pınar GUTSUZ ile Seyran SARIDAŞ ve Suat ERTÜRK başta olmak üzere, Prof. Dr. Can GENÇ danışmanlığında bitirme tezi ve/veya staj yapan tüm öğrencilere teşekkür ederim. Onların katkısı olmaksızın arazi çalışmalarına gereken itinayı göstermek, dolayısıyla da sağlıklı analitik veri üretebilmek mümkün olmazdı, hepsine minnettarım.
Arazi çalışmalarının gerçekleştirildiği tüm ilçe ve köylerin kaymakamları ile muhtarlarına ilgi ve alakaları için teşekkür ederim. Zaman zaman yanlış anlaşılmalar nedeniyle arazi çalışmaları sekteye uğrasa da yöre halkı misafirperver davranmıştır. Özellikle Kalecik Gökçeviran köyü muhtarı, köyevini bize açarak barınma imkanı sağlamış ve köylüler her zaman bizimle alakadar olmuştur. Kalecik-Buğra ve Osmancık-Maksutlu köyleri muhtar ve halkını da bu vesileyle özellikle anmak isterim. Hepsine minnetarım.
Bunca zamandır tam olarak ne yaptığımı anlamamış olmalarına rağmen, önemli ve iyi birşeylerle meşgul olduğuma olan inançlarıyla bana her zaman destek olmuş olan aileme ve de dostlarıma tabii ki teşekkürler.

Ekim 2015

Fatma Gülmez
(Jeolog)

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET ..... **xxv**
SUMMARY ..... **xxvii**
1. GİRİŞ **1**
1.1 Tezin Amacı 4
1.2 Metod ve Yöntem 5
1.2.1 Arazi Çalışmaları 8
1.2.2 Jeokimya Analizleri 8
1.2.3 Radyometrik Yaş Analizleri 9
1.2.4 İzotop Analizleri 11
1.2.5 Mineral Kimyası Analizleri 11
1.2.6 Verilerin Değerlendirilmesi 12
2. VERİ SUNUMU **15**
2.1 Stratigrafi 15
2.1.1 Temel Kayalar 15
2.1.1.1 Metamorfik Olmayan Temel Birimler 15
Amasya Bölgesi 19
Kalecik Bölgesi 19
Osmancık Yöresi 24
Gümüşhacıköy Yöresi 25
2.1.1.2 Metamorfik Temel Birimler 26
Tosya ve Osmancık Yöreleri 27
Gümüşhacıköy ve Amasya Yöresi 29
2.1.2 Üst Kretase Volkanotortul Topluluğu (ÜKVT) 30
2.1.2.1 Amasya 31
Fliş Üyesi 33
Epiklastik Üyesi 34
Volkanik Kayalar 35
2.1.2.2 Gümüşhacıköy Yöresi 39
Fliş Üyesi 39
Epiklastik Üyesi 41
Volkanik Üyeler 42
2.1.2.3 Osmancık ve Tosya Yöresi 44
Fliş Üyesi 44
Epiklastik Üyesi 45
Volkanik Üyeler 47
2.1.2.4 Kalecik Yöresi 51
Fliş Üyesi 52
Volkanik Kayalar 54
Monzonit-siyenitik Kayalar 58
Andezitik Kayalar 58
2.1.3 Örtü Birimleri 59

2.2 Mineralojik ve Petrografik Özellikler 62
2.2.1 Lösitli Kayalar 62
2.2.1.1 Mineralojik Bileşim 62
Feldispatlar 64
Lösit 65
Klinopiroksen 65
Olivin 66
Apatit 67
2.2.1.2 Dokusal Özellikler ve Adlama 67
2.2.2 Lamprofirik Kayalar 67
2.2.2.1 Mineralojik Bileşim 68
Feldispatlar 68
Lösit 68
Mikalar 70
Klinopiroksenler 70
Amfiboller 70
2.2.2.2 Dokusal Özellikler ve Adlama 70
2.2.3 Trakitik Kayalar 71
2.2.3.1 Mineralojik Bileşim 71
Feldispatlar 71
Amfibol 73
Klinopiroksen 73
Mika 73
Kuvars 73
Apatit 74
Sfen 74
2.2.3.2 Dokusal Özellikler ve Adlama 74
2.2.4 Andezitik Kayalar 75
2.2.4.1 Mineralojik Bileşim 75
2.2.4.2 Dokusal Özellikler ve Adlama 76
2.2.5 Ksenolitler 76
2.2.5.1 Mineralojik Bileşim 76
2.2.5.2 Dokusal Özellikler ve Adlama 77
2.3 Mineral Kimyası Çalışmaları 78
2.3.1 Major ve Minör Element Analizleri 78
2.3.1.1 Lösitli Kayalar 78
Lösit 79
Klinopiroksen 81
Feldispatlar 84
2.3.1.2 Lamprofirik Kayalar 85
Klinopiroksen 85
Amfibol 87
Mika 87
Feldispatlar 88
2.3.1.3 Trakitik Kayalar 91
Amfiboller 91
Mika 91
Klinopiroksen 92
Feldispatlar 94
2.3.1.4 Ksenolitler 95

2.3.2 İz Element Analizleri 96
2.4 Jeokimya Bulguları 100
Potasik, Yüksek Potasyumlu, Ultra Potasik Kaya sınıflamaları 100
2.4.1 Lösitli Kayalar 103
2.4.2 Lamprofirik Kayalar 104
2.4.3 Trakitik Kayalar 107
2.4.4 Andezitik Kayalar 107
2.4.5 Ksenolitler 108
2.5 İzotop Bulguları 113
2.5.1 Sr-Nd İzotop Analizleri 113
2.5.2 Kurşun İzotop Analizleri 113
2.5.3 Oksijen İzotop Analizleri 114
2.6 Jeokronoloji Bulguları 114
3. VERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ 117
3.1 Alterasyon Süreçleri 117
3.2 Magma Farklılaşma Süreçleri 121
3.2.1 Heteromorfizma 121
3.2.2 Fraksiyonel Kristallenme ve Asimilasyon Süreçleri 126
3.3 Oksijen İzotop Bulgularının Değerlendirilmesi 131
3.4 Kaynak Alan Litolojisine İlişkin Bulgular 136
3.5 Jeodinamik Evrim 144
4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER 151
KAYNAKLAR 155
EKLER 169
ÖZGEÇMİŞ 191

KISALTMALAR

İAEKK : İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı
ÜKVT : Üst Kretase Volkanotortul Topluluğu
Am : Amfibol
An : Anortit
Ap : Apatit
Anl : Analsim
Bt : Biyotit
Cb : Karbonat mineralleri
Cal : Kalsit
Cly : Kil mineralleri
Cpx : Klinopiroksen
Fs : Feldispat
İd : İddingsit
Kfs : K-Feldispat
Lct : Lösit
Mca : Mika
Ol : Olivin
Op : Opak Mineraller
Pc : Piroksen
Pl : Plajiyoklas
Phl : Flogopit
Srp : Serpantin
Ser : Serisit
Ttn : Titanit
Zeo : Zeolit Mineralleri
Al : Alimünyum
Fe : Demir
Mg : Magnezyum
Mg# : Magnezyum Numarası
Ti : Titanyum
EMPA : Elektron Mikroprob Analizleri
LA-ICP-MS : Lazer Ablasyon Analizleri (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)
XRD : X Işını Kırınımı
TAS : Toplam Alkalilere Karşı Silika
AFC : Fraksiyonel Kristallenme ve Eşlik Eden Asimilasyon
FC : Fraksiyonel Kristallenme
GKUV : Geç Kretase Ultrapotasik Volkanizması
HFS : Yüksek Çekim Alanlı
HREE : Ağır Nadir Toprak Element
N-MORB : Normal Okyanus Ortası Sırtı Bazalt Bileşimi
NHRL : Kuzey Yarımküre Referans Çizgisi
OIB : Okyanus Adası Bazaltı Bileşimi
LIL : Geniş İyon Yarıçaplı

LOI : Ateşte Kayıp Değerleri
KH : Kaynak Heterojenliği
PREMA : Primitif Manto Bileşimi
D : Katılım Katsayıları Toplamı
Kd : Katılım Katsayısı
R : Kirletici Katkısı
MUT : Akdeniz Bölgesi Ultrapotasik Kayaları
Em : Zenginleşmiş Manto
GLOSS : Yerküre Ortalama Çökel Bileşimi
Sze : Yitim Zenginleşmesi
Sc : Okyanusal Kabuk
Uc : Üst Kabuk
EAR : Avrupa Astenosferik Rezervuarı
SCM : Sırbistan Konvektif Mantosu
MED : Akdeniz Bölgesi Lamproitleri
DM : Tüketilmiş Manto
HIMU : Yüksek U/Pb İçerikli Manto Bileşimi
HV : Hamsaros Volkanikleri
LAS : Litosfer Astenosfer Sınırı

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 1.1 : Bölgelere ve kaya türlerine göre jeokimya analizleri. 8

Çizelge 2.1 : Çalışma alanında farklı lokasyonlarda temel kaya sınıflamasını gösteren çizelge. 18
Çizelge 2.2 : Kalecik ile Amasya ile sınırlanan hat boyunca ÜKVT'na ait birimlere önceki çalışmalarda verilen isimler (Fm: formasyonu). 32
Çizelge 2.3 : Bölgelere göre ÜKVT volkanik kayalarının mineralojik, petrografik ve dokusal özellikleri (F/T/B: Fonolit - Tefrit - Bazanit, LK: Lamprofirik Kayalar, TK: Trakitik Kayalar, AK: Andezitik Kayalar, lc:lösit, cpx: klinopiroksen, Kfs: K-feldspat, pl: plajiyoklas, ol: olivin, op: opak mineraller, mca: mika, am: amfibol, ap: apatit, ttn: titanit, anl: analsim, ser: serisit, id: iddingsit, zep: zeolit, cly: kil mineralleri, sp: serpantin, chl: klorit, cal: kalsit). 66
Çizelge 2.4 : Taze lösitlerin analiz sonuçları ve hesaplamaları. 81
Çizelge 2.5 : Kalecik civarında temsilci klinopiroksen kristallerinin EMPA analiz sonuçları ve hesaplamalar. 83
Çizelge 2.6 : ÜKVT'nun lösitli, lamprofirik ve trakitik kayalarına ait feldispatların analiz ve hesaplama sonuçları. 85
Çizelge 2.7 : Kalecik ve Amasya lamprofirlerinden temsilci klinopiroksen analiz ve hesaplama sonuçları. 86
Çizelge 2.8 : Lamprofirlerde kısmen opaklaşmış halde gözlenen amfibollerin analiz sonuçları ve uç üye hesaplamaları. 88
Çizelge 2.9 : Kalecik ve Amasya yöreleri lamprofirik kayalarındaki temsilci mika analizleri ve uç üye hesaplamaları. 90
Çizelge 2.10 : Amasya ve Tosya trakitik kayalarının amfibollerine ait analiz sonuçları ve uç üye hesaplamaları. 93
Çizelge 2.11 : Tosya civarı 11-TS-13 nolu trakit örneğinde klinopiroksenlere ait analizler ile uç üye hesaplamalarına ait sonuçları. 94
Çizelge 2.12 : Ksenolitlere ait klinopiroksen ve mika analiz sonuçları ile uç üye hesaplamaları. 96
Çizelge 2.13 : Bazı iz elementlerin Şekil 2.38'de işaretli noktalar için değerleri. 99
Çizelge 2.14 : Tüm kaya ana element analizi sonuçlarından temsilci olanları ile susuz ana element bileşimlerine ait CIPW normatif mineral bileşimi hesaplamaları (Irvine ve Baragar, 1971). 109
Çizelge 2.15 : ÜKVT kayalarına ait $^{40}Ar/^{39}Ar$ radyometrik yaş analizlerinin sonuçları. 116

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1: Ultrapotasik volkanizma ürünlerinin mostra lokasyonlarının Anadolu ve yakın çevresinde Alpin-Himalaya kuşağı içerisindeki konumu:1-Kalecik, 2-Tosya, 3-Osmancık, 4- Gümüşhacıköy, 5- Amasya. HV: Hamsaros Volkanikleri..... 2
Şekil 1.2: Yaş analizleri için hazırlanan minerallerde tane boyutlarının msh-mm cinsinden dönüşümleri. 10

Şekil 2.1 : Çalışma alanı yerbulduru haritası ve bölgelere ait genelleştirilmiş stratigrafik kesitler. 16
Şekil 2.2 : Kalecik ve civarının sadeleştirilmiş jeolojik haritası (Tankut vd., 1998'den alınmıştır; ÜKVT: Üst Kretase volkanotortul topluluğu). 21
Şekil 2.3 : a) Yeşilırmak vadisi içinde Delimustafa Tepe civarında ofiyolitli melanjın genel görünümü, b) Yastık yapılı lavlar, c) Çört ve pelajik çökeller. 22
Şekil 2.4 : Gümüşhacıköy Sultançayırı yaylası civarında melanj ve melanja ait kireçtaşı blokları ile çört-radyolarit çamurtaşlarının genel görünümü..... 26
Şekil 2.5 : Tosya ve Osmancık civarında metamorfik temel birimler. a) Osmancık dolaylarında metakarbonat ve metabazitler, b) Osmancık, Kızılırmak Vadisi Meşeliçukur Sırtları civarında ileri derecede yapraklanmanın geliştiği sleytler c) Tosya dolaylarında metakarbonat arakatkılı fillatlar ve d) Tosya Akseki civarında deforme ve kink kıvrımlarının geliştiği fillat-şistler. 28
Şekil 2.6 : Gümüşhacıköy Kılıçaslan yerleşimi civarında metamorfik temel kayalar a) temel birimler ve üzerleyen ÜKVT'nin epiklastik üyesine ait birimlerin genel görünümü, b) temel üzerine uyumsuz olarak başlayan epiklastik üyenin taban breşi, c) yeşil-bordo renkli, yapraklanmalı fillat ve şistler..... 29
Şekil 2.7 : Amasya civarı volkanik kayalarının genel görünümleri a) Soğuma kolonlarıyla tipik lösitli lav akıntısı b) aynı lav akıntısının el örneğinde görünümü, c) fonolitik stok içerisine yerleşmiş halde olan ancak sınırları belirlenemeyen lamprofirik sokulumun genel görünümü d) lamprofirik sokulumun yakından görünümü, e) trakitik dom ve içerisine yerleştiği epiklastik birimlerin genel görünümleri, f) trakitik sokulumun kenarı boyunca gelişmiş camsı dokulu hızlı soğuma zonu. 36
Şekil 2.8 : Gümüşhacıköy civarı a) epiklastik üyeye ait çamurtaşı-silttaşı ardalanması ile lösitli kaya sokulumunun dokanağı, b) dokanağın yakından görünümü, c) çamurtaşı-silttaşı ardalanması, d) pişmiş halde gözlenen çamurtaşı, e) epiklastik birim içinde andezit çakılları, f) epiklastik birimin moloz çığı görünümlü kesimleri g) epiklastik birimin genel görünümü, h) fliş üyesi kumtaşlarında tabaka altı yapıları, ı) kaval yapılarının yakından görünümü. 40
Şekil 2.9 : Gümüşhacıköy civarı lösitli kayalarının mostra görünümleri a) Sallar civarında epiklastikler içerisine yerleşmiş olan lösitli sokulumun genel görünümü, b) nispeten taze mostralarda koyu kırmızı renkli lösitler, c) lösitlerin kenarlarında daha açık renkli olmasıyla tipik K-feldispat gelişimi, d) lösitli

lavlarda porfirik ve amigdoloidal doku gelişimi, e) epiklastiklerle olan dokanaklarında, epiklastiklerin içerisinde lösitli kaya çakılları. 43
Şekil 2.10 : Tosya ve Osmancık dolaylarında ÜKVT'nun fliş ve epiklastik üyesine ait mostra fotoğrafları. a) Tosya Ekincik civarında fliş üyesinin genel görünümü, b) Tosya Kayser civarında marn tabakaları ile tipik fliş üyesinin genel görünümü, c) Tosya Akseki yerleşimi dolaylarında epiklastik birim, d) Kayser kesitinde, epiklastikler içerisinde lösitli lav ve fosilli karbonat çakılları ile bunları tutturan karbonatlı matriks litolojisinden oluşan cep, e) Karbonatlı matrikste çeşitli fosiller, f) Osmancık Metmenli deresi kesitinde epiklastik birimler içerisinde çeşitli büyüklükte andezit ve porfirik dokuları ile tipik trakitik lav çakılları, g) Aynı kesitte fliş üyesine ait tabakalı çökellerin genel görünümü. 46
Şekil 2.11 : Metmenli deresinde ÜKVT birimleri ile epiklastik üyeyi kesen aşırı altere halde lösitit daykı. 47
Şekil 2.12 : Tosya Koz deresi lösitit/tefrit stoku birimlerinin mostra görünümleri a) Stokun ve kaldera merkezindeki som lavların genel görünümü, b) Kaldera duvarının genel görünümü, c) moloz çığı birimleri, d) moloz çığı ve tabakalı bordo renkli piroklastik ardalanması. 49
Şekil 2.13 : Tosya civarı trakitik kayalarının genel görünümleri a) Kayser kesitinde fliş türü kayalar içerisine yerleşmiş halde gözlenen dom, b) trakitik sokulumun afirik dokulu kenar zonu, c) trakitlerde tipik trakitik dokunun mostra ölçeğinde görünümü, d) trakitlerde sık sık rastlanan metamorfik temel birimlere ait ksenolitler. 50
Şekil 2.14 : Gökçeviran Köyü yolunda ÜKVT Fliş üyesi içerisinde melanja ait merceksi serpantin bloku. 51
Şekil 2.15 : Kalecik civarı ÜKVT çökel birimlerinin mostra görünümleri a) karbonatlı fliş ve tektonik dokanaklı oldukları Ankara Melanjı' na ait çört çamurtaşlarının genel görünümü, b) Kalsitürbiditlerin mostralarında genel görünümü c) Gökçeviran köyü yakınlarında tipik görünümü ile fliş üyesi d) Moloz çığı görünümlü epiklastik birimler, e) Kalecik civarı epiklastik birimlerinin genel görünümü, f) *Hippurites sp.* fosilleri ile tipik resifal kireçtaşı blokları. 53
Şekil 2.16 : Lösitli ve lamprofirik kayalara ait münferit dayk ve stokların mostra görünümleri, a) Gökçeviran Köyü girişinde lösitli ve lamprofirik kayalardan oluşan stok, b) Kanarkaç tepe civarında karbonatlı çökelleri (kalsitürbidit) kesen lamprofir dayk silleri c) aynı lokasyonda karbonatlı çökel kayalarda (çk) lamprofir sil (ls) ve dayklarının (ld) neden olduğu pişme zonları, d) Gökçeviran civarında dik konumlu lösitli dayk, e) aynı lokasyonda epiklastik kayalar (ek) içerisinde lamprofirik sil. 55
Şekil 2.17 : Dayk karmaşıklarını oluşturan lösitli ve lamprofirik kayaların arazide görünümleri, a) Buğra civarında Kızılırmak vadisi doğu kanadında dayk karmaşığının genel görünümü, b) vadinin doğusunda birbirine paralel konumlanmış lösitli ve lamprofirik dayklar (ED1950_UTM 36N: 547808/4446392), c) hızlı soğumaya bağlı afirik kenar zonunun geliştiği dokanak, d) lösitli (solda) ve lamprofirik (sağda) dayklar arasında tedrici geçiş, e) paralel konumlanmış daykları kesen lamprofirik daykların genel görünümleri. 57
Şekil 2.18 : Kalecik civarında monzonitik stokun genel görünümü. 58
Şekil 2.19 : Piroksenli andezitik kayalar a) mostralarında genel görünümleri, b) el örneklerine tipik görünümleri. 59

Şekil 2.20 : Çalışma alanı dahilinde ÜKVT'nun doğrudan ilişkili olduğu örtü birimlerinin arazi görünümleri, a) Gümüşhacıköy civarından Çeltek Formasyonu' na ait çökeller, b) Osmancık civarından Beynamaz Volkanikleri, c) Kalecik Malıboğazı Formasyonu' nun genel görünümü, d) Gökçeviran civarında Malıboğazı Formasyonu ve ÜKVT birimleri arasındaki açısal uyumsuzluk, e) Malıboğazı Formasyonu'na ait karbonat çimentolu konglomera, f) aynı birime ait karasal çökeller, g) Ankara Melanjı ve ÜKVT birimlerini örten Miyosen riyolitik volkanizmasına ait tüfler, h) Buğra doğusunda Miyosen riyolitik volkanizmasına ait birimler. 60
Şekil 2.21 : Lösitli kayaların ince kesit görünümleri (Açıklamalar için metne bakınız, lct: lösit, px: piroksen, Kfs: K-feldispat, pl: plajiyoklas, fs: feldispat) 64
Şekil 2.22 : Lamprofirik kayaların ince kesit görünümleri (Açıklamalar metin içerisinde verilmiştir (phl: flogopit, px: piroksen, lct: lösit, Kfs: K-feldspat, fs: feldspat, bt: biyotit). 69
Şekil 2.23 : Trakitik kayaların ince kesit görünümleri. Açıklamalar metin içerisinde verilmiştir (am: amfibol, Kfs: K-feldspat, px: piroksen, mca: mika)..... 72
Şekil 2.24 : Andezitik kayaların ince kesit görünümleri, açıklamalar metin içerisinde verilmektedir (px: piroksen, bt: biyotit). 75
Şekil 2.25 : Ksenolitlerin ince kesit görünümleri, açıklamalar metin içerisinde verilmektedir (px: piroksen, cb: karbonat mineralleri). 77
Şekil 2.26 : 11-AMS-07 nolu örnekte kenarlarında hamurda bulunan K-feldispatlardan kaynaklı reaksiyon dokularının geliştiği lösit fenokristallerinden üretilen element haritaları, a) analizin yapıldığı lösit fenokristali, b) lösit fenokristalinde K (kırmızı) ve Na (mavi) elementlerinin dağılımı, c) kristalde sodyumun dağılımı ve d) potasyumun dağılımı. 79
Şekil 2.27 : 12-76 numaralı örneğe ait geri saçınımlı elektron (BSE) fotoğrafı a) klinopiroksen fenokristali, b) fenokristalde taze lösit kapanımları ve analiz noktaları. 80
Şekil 2.28 : Lösitli kayalarda analiz edilmiş çeşitli klinopiroksen fenokristal ve mikrofenokristallerinin BSE görünümleri ve analiz noktaları, a) fenokristaller ve analiz noktaları, b) mikrokristal ve analiz noktaları, c) mikrofenokristaller ve analiz noktaları, d) piroksen sınıflama üçgeninde görünümleri (Morimoto, 1988). 84
Şekil 2.29 : Lamprofirik kayalarda analiz edilmiş bir örnekte klinopiroksenlerin BSE görünümü ve Morimoto (1988) sınıflama diyagramı, a) homojen ve özşekilli mikrofenokristal ve analiz noktaları b) klinopiroksenler diyopsit-fasayit bileşimdedir. 86
Şekil 2.30 : Lamprofirik kayalara ait BSE görüntüleri a) işaret edilen mineraller opaklaşmış amfibollerdir, b) opaklaşmış amfibollerle (63-66 noktaları analiz edilmiştir) kuşatılmış diyopsitik klinopiroksen (48-62 hattı boyunca analiz edilmiştir), hamurda açık renkli kısımlar, K-feldispat bileşimindedir. 87
Şekil 2.31 : Lamprofirik kayalardaki mikaların BSE görüntüleri, a) Kalecik lamprofirlerinden özşekilli mika fenokristali üzerinde analiz edilen hat, b) Amasya örneklerinden temsilci mika fenokristali üzerinde analiz edilen hat, c) Klinopiroksenler içinde mika kapantısı, d) Amasya örneklerinde dengezislik dokularıyla tipik mika ksenokristali. 89
Şekil 2.32 : Amasya ve Kalecik yöresi lamprofirik kayalarının mikalarının $Al^{[4]}$ a karşı $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ ile $Al^{[6]}$ a karşı $Mg/Fe^{2+}+Mg$ diyagramlarında sınıflanması (Rieder vd., 1998; Guidotti, 1984). 89

Şekil 2.33 : Tosya (üçgen semboller) ve Amasya (kare semboller) trakitik kayalarından analiz edilmiş amfibollerin sınıflanması (Leake, 1997). 91
Şekil 2.34 : Amasya civarı trakitlerinde analiz edilen mikaların $Al^{[4]}$ a karşı Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg ile $Al^{[6]}$ a karşı Mg/Fe^{2+}+Mg diyagramlarında sınıflanması (Rieder vd., 1998; Guidotti, 1984). 92
Şekil 2.35 : Trakitik kayaları temsil eden 11-TS-13 nolu örneğin klinopiroksenlerinin sınıflama diyagramında gösterimi (Morimoto, 1988). 92
Şekil 2.36 : Trakitik kayalara ait feldispatların Anortit-Albit-Ortoz sınıflama diyagramında gösterimi (Parsons, 2010). 94
Şekil 2.37 : Lösitli ve lamprofirik kayalar içerisinde gözlenen ksenolitlere ait BSE görüntüleri ve klinopiroksenlerin sınıflanması a) Lösitli kaya içerisinde klinopiroksen ve kristallerin arasını dolduran kalsit ile tipik olan ksenolite ait BSE görüntüsü, b) Klinopiroksen kristallerinin ve kristal aralarını dolduran kalsitin yakından görünümü, c) ksenolitlerde flogopitik mika ve diyopsitlerin birlikte görünümü d) klinopiroksenlerin piroksen sınıflama üçgeninde gösterimi (Morimoto, 1988). 95
Şekil 2.38 : 13/27/1 numaralı minet örneğine ait BSE görüntüsünde klinopiroksenlerde yüksek ve düşük Mg#'lu kesimler ile iz element içeriklerinin ölçüldüğü bazı noktalar. 97
Şekil 2.39 : Minet (13/27/1), fonolit (13/27/3) ve geçiş (13/27/2) kayalarında BSE görünümleri ile klinopiroksenlerin yüksek ve düşük Mg#' lu kesimlerinin iz element içeriklerinin kondrite normalize çoklu element diyagramlarında görünümü. Normalizasyon değerleri Sun ve McDonough, (1989)'dan, herbir diyagramda taralı alanla temsil edilen lamproitlere ait klinopiroksenlerin verisi ise Prelevic vd. (2012)'den alınmıştır. 97
Şekil 2.40 : ÜKVT'na ait örneklerin jeokimyasal sınıflama diyagramlarında gösterimi a) TAS (LeBas vd., 1986), b) Al_2O_3'e karşılık CaO ve c) MgO'ya karşılık CaO diyagramları (Foley vd., 1987). 102
Şekil 2.41 : ÜKVT lösitli, lamprofirik, trakitik ve andezitik kayaları ile ksenolitlerin % MgO'ya karşılık ana element değişim diyagramları. 104
Şekil 2.42 : ÜKVT lösitli, lamprofirik, trakitik ve andezitik kayaları ile ksenolitlerin % MgO' ya karşılık çeşitli iz element değişim diyagramları. 105
Şekil 2.43 : ÜKVT magmatik kayalarının çoklu element değişim diyagramları. a-b) lösitli kayalar, c-d) lamprofirler, e-f) trakitler, g-h) andezitler. Normalizasyon değerleri Sun ve McDonough (1989)'nun çalışmasında alınmıştır. Karşılaştırma amaçlı olarak ksenolitlere ve Hamsaros volkaniklerine (Asan vd., 2014) ait birer örnek diyagramlarda gösterilmektedir. 106

Şekil 3.1 : Birden ÜKVT lösitli, lamprofirik, trakitik örnekleri ile ksenolitlerinin ateşte kayıp değerlerine (LOI) karşılık çeşitli element oksit değerlerinin değişimi (Açıklamalar metin içerisinde verilmektedir). 120
Şekil 3.2 : Kalecik Bölgesi dayk karmaşıklarında heteromorfik reaksiyon bulgusuna ilişkin mostra, el örneği ve ince kesit ölçeğinde fotoğraflar: a) dayk karmaşıklarının mostra bazında genel görünümleri, b) lösitli ve lamprofirik daykların sınırı, c) lösitli (273), lamprofirik (271) ve geçiş (272) litolojilerinin el örneğinde genel görünümleri ile litolojik üyeleri temsil eden kesimlerden hazırlanmış ince kesitlerin 4x büyütmede tek nikol görünümleri (cpx: klinopiroksen, lc: lösit, mc: mika). 122
Şekil 3.3 : Dayk karmaşıklarından derlenmiş lösitli (273), lamprofirik uç üyeler ile (271) aralarındaki geçişi temsil eden 272 numaralı örneğe ait toplam kaya analiz

sonuçlarının karşılaştırılması. a) toplam kaya iz element içeriklerinin, b) toplam kaya ana element oksit içeriklerinin karşılaştırılması. 123
Şekil 3.4 : Dayk karmaşıklarına ait üç litolojik üyenin klinopiroksenleri üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası analizlerinin sonuçları, klinopiroksenlerde bileşimsel farklılık olmadığını ortaya çıkarmıştır. Gri noktalar GKTV'ye ait münferit dayk, stok ve lavlardan derlenmiş ultrapotasik kaya örneklerinde analiz edilmiş klinopiroksenlere aittir. a) Al tot (a.f.u)-Ti tot (a.f.u) diyagramında klinopiroksenler, potasyum içerikleri bakımında geçiş kayaları olarak tanımlanan bileşime ve yüksek potasyumlu bileşime sahip ergiyiyiklerden kristallenmiş klinopiroksenlerle benzerdirler (Perini ve Conticelli, 2002) b) Mg#'a karşılık %Al_2O_3 diyagramı, c) Mg#'a karşılık %TiO_2 diyagramı, d) Mg#'a karşılık CaO diyagramı. 124
Şekil 3.5 : ÜKVT lösitli, lamprofirik ve trakititk kayalarının $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ ve $^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ değişim diyagramı. 78 My yaşlı lamprofir (11-KT-01B; Kalecik yöresi) en primitif, en genç 74 My yaşlı trakit (11-TS-13; Tosya yöresi) ise en evrimleşmiş örneği temsil etmektedir. Kesikli çizgi ile gösterilen ok, ilksel bileşimden itibaren muhtemel fraksiyonel kristallenme (FC) ile eşlik eden kabuk katkısı (AFC) süreçleri ile ergiyik bileşiminin değişmini ifade etmektedir (KH: kaynak heterojenliği, PREMA [primitif manto]: Rollison, 1993; ortalama çökel bileşimi: Ben Othman vd., 1989; ortalama Orta Pontid kabuk bileşimi: Nzegge vd., 2006). 127
Şekil 3.6 : $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ ve $^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ diyagramında, ÜKVT örneklerinin AFC modellemeleri. Kirletici katkısı r ile gösterilmiştir. Kristallenme %100'de sonlanmaktadır. Kristallanmesi mümkün mineraller için katılım katsayıları GERM veritabanından alınmıştır. r_1 için D_S=1.53 ile D_{Nd}=0.039, trakit bileşimine uygun mineral parajenezlerinin kurgulandığı r_2 ve r_3 için ise D_{Sr}=1.6 ve D_{Nd}=0.37 değerlerinde tercih edilerek hipotetik ergiyik bileşimi eğrileri hesaplanmıştır (asimilant değerleri: C_{Sr}= 140.8 ve C_{Nd}= 17.4; Nzegge vd., 2006). 128
Şekil 3.7 : ÜKVT ultrapotasik örneklerinin % MgO'e karşılık $^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ değişim diyagramları. Ergiyik bileşiminin bu element oksit ve izotop seçkisinde FC ve AFC süreçlerine bağlı ile olası değişimi oklarla gösterilmiştir. 129
Şekil 3.8 : Amasya Bölgesi ÜKVT ultrapotasik kayalarında % MgO'e karşılık çeşitli element-oksit değişim diyagramları. 130
Şekil 3.9 : Amasya Bölgesi ÜKVT ultrapotasik kayalarında % MgO' a karşılık çeşitli element-oksit değişim diyagramları. 130
Şekil 3.10 : Amasya Bölgesi ÜKVT ultrapotasik kayalarında La-Co AFC modellemesi. r_1 ergiyik bileşimi için D_{Co} = 3.22 ile D_{La} = 0.020 değerleri, $cpx_{0.35}$ + $lc_{0.55}$ + $ph_{0.10}$ mineral bileşiminin kristallenme şartlarına göre hesaplanmıştır. r_2 ergiyik bileşimini temsil eden eğri ise $cpx_{0.25}$ + $am_{0.05}$ + $ph_{0.25}$ + $kf_{0.4}$+ $plg_{0.05}$ parejenezinin kristallendiği varsayılarak oluşturulmuştur (D_{Co} = 6.83 ve D_{La} = 0.022). Tüm mineraller için katılım katsayıları GERM veritabanından derlenmiştir ve r_1 ve r_2 için Orta Pontid temel kayalarının katkısı %1 olarak seçilmiştir (C_{Co}= 3.3 ve C_{La}= 51; Nzegge vd., 2006). Başlangıç bileşimi olarak seçilen 11-KT-33A nolu örnek için La = 33.6 ppm ve Co = 37.3 ppm' dir. 131
Şekil 3.11 : ÜKVT ultrapotasik kayalarında ayrılmış klinopiroksenlerden ölçülen $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin, çeşitli tüm kaya major, iz element ve izotopları ile değişimi. Ayrıntılar metin içerisinde verilmiştir. 134
Şekil 3.12 : a) $\delta^{18}O_{cpx}$ ile $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ modellemesi. Modellemede kullanılan asimilant değerleri Eiler vd. (2005)'ten seçilmiş (C_{Nd}:40.5 ppm,

$E_{143Nd/144Nd}$:0.5131 ve C_O:0), başlangıç bileşimine (C_{Nd}^o:5 ppm, $E_{143Nd/144Nd}^o$:0.51255 ve C_O^o:5.5) ait veriler Amasya bölgesi lamprofirik örneklerine ait analiz sonuçlarından derlenmiştir. r_1 eğrisi için r (asimilant katkısı)=%4 ve D_{Nd}=0.05, D_O = 1. r_2 eğrisi için r=%5 ve D_{Nd}=0.05, D_O=1. r_3 eğrisi için r=%10 ve D_{Nd} =0.25, D_O=0.75 b) ÜKVT ultrapotasik kayalarında ayrılmış klinopiroksenlerden ölçülen $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin, tüm kaya Ba/La değişimleri. 135

Şekil 3.13 : ÜKVT ultrapotasik kayalarının manto kaynak alanında ergime derinliğini değerlendirme amaçlı diyagramlar. a) lösitli, lamprofirik, trakitik kayalar ile ksenolitlere ait tüm kaya La/Yb'a karşılık Dy/Yb diyagramı. Garnet ve spinelli ergimeyi temsil eden alanlar Prelevic vd. (2012)'den alınmıştır. b) lösitli ve lamprofirik kayalara ait klinopiroksenlerde düşük ve yüksek Mg#' lu bileşimlerin Yb'a karşılık Dy/Yb değişimleri (MUT: Akdeniz Bölgesi ultrapotasik kayaları, Prelevic vd. [2012]). 139

Şekil 3.14 : ÜKVT ultrapotasik kayaları ve ksenoltilerine ait manto kaynak alanında dalan levha kaynaklı çökel ve akışkan katkısını değerlendirme amaçlı diyagramlar a) Ta/Yb'a karşılık Th/Yb diyagramı, Pearce vd. (2005)'ten alınmıştır. (sze: dalma-batma zonu zenginleşmesi, oib: okyanu adası bazaltları, em: zenginleşmiş manto), b) %MgO'ya karşılık Ce/Pb değişim diyagramı. GLOSS (yer küre ortalama çökel bileşimi) Jackson vd. (2007), N-MORB ve OIB değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. c) tüm kaya $^{143}Nd/^{144}Nd$'ye karşılık Th/Nb oranı değişimi, d) tüm kaya $^{143}Nd/^{144}Nd$'ye karşılık Ba/Th oranı değişimi, e)Th'a karşılık Ba/Th değişim diyagramında akışkanlar ile sedimanları temsil eden oklar ile yay bazaltlarını temsil eden alan Hawkesworth vd. (1997)'den alınmıştır, f) Nb/Ta'a karşılık Th/Ta diyagramı, Pearce vd. (2005)'ten alınmıştır (sze: dalma-batma zonu zenginleşmesi, sc: okyanusal kabuk ergimesi). 141

Şekil 3.15 : a) $^{206}Pb/^{204}Pb$'a karşılık $^{208}Pb/^{204}Pb$ değişimi, b) $^{206}Pb/^{204}Pb$'ye karşılık $^{207}Pb/^{204}Pb$, c) $^{206}Pb/^{204}Pb$'ye karşılık $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ d) $^{206}Pb/^{204}Pb$'ye karşılık $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ değişim diyagramları. EAR: Avrupa Astenosferik rezervuarı (European Asthenospheric Resorvair) Cebria ve Wilson (1995) ile Lustrino ve Wilson (2007)' den derlenmiştir. HIMU (yüksek U/Pb içerikli manto), DM (tüketilmiş manto), EM II (zenginleşmiş manto kaynağı, enriched mantle II), UC (Üst Kabuk) alanları Rollison (1993)'ten alınmıştır. MED: Akdeniz bölgesi lamproitleri (Mediterranean lamproites) Prelevic vd. (2010)'den; RP: Roman Bölgesi (Conticelli vd. (2002)'den, SCM: Sırbistan konvektif mantosu (Serbian convective mantle) Wehrheim, (2014)'ın doktora çalışmasından, İCM: İran konvektif mantosu ise Aghazadeh vd. (2015)'den alınmıştır. 144

Şekil 3.16 : ÜKVT ultrapotasik/yüksek potasyumlu volkanizmasının (GKUV), Pontid yayı evrimi dahilinde gelişimi. a) 85 my öncesi, Sakarya kıtası güney kenarında Pontid yay volkanizmasının ilk evreleri, a_1 fosil yayönü altı mantosunda gelişmiş olan metasomlar, a_2 manto kamasının dalan levha kaynaklı akışkan ve ergiyiklere bağlı olarak kalkalkalin andezitik yay ürünlerini oluşturacak biçimde ergimesi. b)~85 my civarında yitim gerilemesine bağlı oluşan sürüklenme akıntısı ile metasomların ergime kolonuna aktarımı ve Hamsaros Volkaniklerinin (HV) gelişimi. c) GKUV kayalarının gelişimi.~75 my civarında yitim gerilemesinin ilerlemesi bağlı olarak metasomaların garnet duraylılık alanına taşınması ve eşlik eden levha yırtılması sonucunda manto

kamasına astenosferik malzemenin akışa geçmesi (LAS: litosfer ile astenosfer sınırı). 149

ANKARA-ERZİNCAN KENET KUŞAĞI ÜZERİNDE YER ALAN GEÇ KRETASE YAŞLI LÖSİTLİ BAZALTLAR İLE LAMPROFİRLERİN PETROLOJİK EVRİMİ VE TEKTONİK ANLAMI

ÖZET

Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alan Anadolu'nun jeolojik evriminde, Geç Kretase süresince Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzeye yitimine bağlı olarak gelişmiş bir yay ortamı tanımlanır. Pontid dağ silsilesi içerisinde doğu-batı uzanımlı olarak gözlenen ada yayı litolojik birimleri, aslında batıda Balkanlar'da Apuseni-Timok, doğuda Ermenistan-Gürcistan sınırlarında ise Sevan-Akera olarak bilinen, Kretase süresince aktif bir yitim kuşağı olan Avrasya kıtasının orta kenar segmentini oluşturur ve Pontid yayı ismiyle anılır. Pontid yayı kuzeyde Sakarya ve güneyde Anatolid-Torid ya da Kırşehir bloklarının en erken Paleosen'de çarpışmasıyla sonlanmış ve İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı (İAEKK) oluşmuştur.

Pontid yayının Karadeniz kıyısı boyunca kalkalkalin andezitik tipte volkanikler, bunlarla ilişkili piroklastik, epiklastik birimler ve çoğunlukla granitik intrüzyonlar ile temsil edilirken, nispeten daha güneyde İAEKK kayaları ve yayönü havza birimleri ile ilişkili olarak alkali potasik/ultrapotasik kayalar gözlenmektedir. Ankara-Kalecik, Bayburt-Maden, Amasya ile Amasya-Gümüşhacıköy ve kuzeyde Sinop civarı, bu kayaların yüzlek verdiği, literatürden bilinen alanlardır. Bu çalışma kapsamında ele alınan Kalecik, Amasya, Gümüşhacıköy ve Tosya ile Osmancık alanlarında yüzlek veren alkali potasik/ultrapotasik kayalar; kopukluklarla birlikte İAEKK kayaları ve yayönü havza birimlerini takip eden bir kuşak oluştururlar. Alkali ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayalar lösititik, lamprofirik ve trakitik türde litolojiler sunar ve kalkalakalin andezitlerle birlikte Geç Kretase yaşlı volkanoklastik bir istif içerisine dayk, stok ve az oranda lav akıntıları şeklinde bulunurlar.

Ultrapotasik kayalar, kıtasal alanlarda riftleşme ya da kıta-kıta çarpışmasını takiben gelişen genişlemeli tektonizmanın egemen olduğu ortamlarda tanımlanırlar ve aktif yay kuşaklarındaki örnekleri sınırlıdır. Baskın kalkalkalin andezitik magmatizmaya eşlik eden ultrapotasik/yüksek potasyumlu ürünlerin gözlendiği güncel dalma-batma zonlarının en bilinen örnekleri Sunda-Banda, Kamçatka, Japon ve Meksika yaylarıdır. Aktif dalma batma ortamlarındaki ultrapotasik magmatizmaya olan ilginin ve dolayısıyla çalışma sayısının artmasına rağmen, bu magmatizmanın olağan şekilde kalkalkalin ürünler vermesi beklenen bir yay ortamında hangi süreçler ile oluştuğu hala tartışılan konulardan biridir.

Bu tez çalışması kapsamında, Pontidlerin güneyinde yay önü havza ve İAEKK kuşağını temsil eden birimlerle ilişkili olarak, Kalecik, Tosya, Osmancık, Gümüşhacıköy ve Amasya bölgelerinde gözlenen lösititik, lamprofirik ve trakitik kayaların, Geç Kretase yaşlı Pontid yayının evriminde hangi aşamada ve hangi tektonik ortamlarda oluştuğu anlaşılmak istenmektedir. Bu kayalar Pontid yayının bir parçası ise, gelişimleri özel manto koşullarını gerekli kılmaktadır. Tüm bu konulara yaklaşımda bulunabilmek amacıyla tüm kaya ana, iz element ve izotop çalışmalarının

yanısıra mineral kimyası ve mineral izotop analizlerine başvurulmuştur. Ayrıca alkali ultrapotasik/yüksek potasyumlu volkanizmanın Pontid yayı ile ilişkilendirilmesi açısından büyük öneme sahip radyokronolojik yaş verisi üretilmiştir.

Petrografik özelliklerine göre lösititik, lamprofirik ve trakitik olarak tanımlanmış kayalar, tüm alterasyon süreçlerine rağmen ultrapotasik/yüksek potasyumlu karakter (%K_2O: 0.89-8.39) sergilemektedirler. Bunun yanında, bu kayalarda, yitim ile ilişkili kayalara özgü, LIL ve LRE elementlerce zenginleşme ile HFS ve HRE elementlerce fakirleşme ve bunlara eşlik eden Nb ile Ta tüketimi tipiktir. İlksel Sr ve Nd izotop içerikleri bakımından ise manto dizisini temsil eden kayalar ile benzerlik sunmaktadırlar ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$:0.70449-0.70609, $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$: 0.51252-0.51268). Lösititik ve lamprofirik kayalardan ayrılmış taze klinopiroksen fenokristallerinde $\delta^{18}O$ izotop bulguları (2.4-5.0 ‰) umulmadık derecede düşük değerler sergilemektedir. Bu değerler tüm kayaya ait yüksek $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$, Ba/La, Nb/Ta ve düşük Th/La içerikleri ile desteklenmektedir. Bu durum altere okyanus kabuğunun önemli bir kaynak bileşeni olduğunu ortaya koyar. Ayrıca kayalara ait düşük Ce/Pb oranları ile eşlik eden yüksek Th içerikleri, kaynak alana önemli miktarda sediman katıldığının kanıtıdır. Bu özelliklerinden dolayı lösititik, lamprofirik ve trakitik kayalar, yitim kaynaklı sediman ve akışkanların etkilediği tüketilmiş bir manto kaynak alanının ürünleri olarak değerledirilmiştir.

Ultrapotasik/yüksek potasyumlu magmatizmanın gelişmine imkan veren, bir diğer kaynak bileşeni ise, muhtemelen yiten levha üzerindeki bir süreksizlik boyunca manto kamasına etkiyen ve Pb izotopları ile tipik olan astenosferik mantodur.

Tüm bu bileşenler kayalarda gözlenen yüksek potasyum içeriğini açıklamak için yeterli görünmemektedir. Bölgesel jeoloji göz önünde bulundurulduğunda, önceki dalma batma süreçleriyle yayönü havza altı mantosunda oluşmuş olan sulu fazların Geç Kretase yitimi esnasında, yitim gerilemesine bağlı olarak ergimeye katılması sonucunda, bu kayalardaki yüksek potasyum içeriği ortaya çıkmış olmalıdır.

Stratigrafik ilişkileri bakımından iç içe bir görünüm sunan ve eş zamanlı olarak oluşan, lösititik ve lamprofirik kayalar silikaya doyumsuzdur ve jeokimyasal özellikleri bakımından benzerlik sunarlar. Trakitik kayalar ise genelde silikaya doyumludur ve bazı örneklerde serbest kuvars gözlenir. Stratigrafik gözlemler ve radyokronolik bulgularla ultrapotasik/yüksek potasyumlu magmatizmanın en genç ürünleri oldukları ortaya konan trakitler, ultrapotasik/yüksek potasyumlu magmanın kristallenmesine eşlik eden kabuk asimilasyonu süreçleri ile oluşmuştur.

PETROLOGICAL EVOLUTION AND TECTONIC IMPLICATIONS OF THE LATE CRETACEOUS LEUCITE-BEARING BASALTS AND LAMPROPHYRES OF THE ANKARA-ERZINCAN SUTURE BELT

SUMMARY

Transition from a long-lasting period of subduction to continental collision represents one of the most complex environments for magma generation. Transformation of an arc-system into a collisional orogeny will be usually accompanied with volcanism that geochemically mimics the older arc lavas, but with important ingredients derived from the continental lithosphere. Moreover, this syn-collisional episode will evolved into a post-collisional phase during which volcanism may also be extremely variable. Post-collisional volcanism is usually ascribed to combinations of several processes, including slab detachment, delamination, slab roll back and extension, and each one of these processes may involve different sources and melting regimes. In the simplest case, the magma source will be conductively-heated, sub-continental mantle lithosphere usually heavily metasomatised. Additionally complicating factors may be the involvement of the slab tear or ridge subduction, that substantially change the thermal structure of the mantle, as well as metasomatic processes resulting in the generation of more silica undersaturated magmas.

The Cretaceous period in the Alpine-Himalayan Mountain Belt is best characterized by the convergence between continents that terminated the northern branch of NeoTethys Ocean. This subduction was followed by diachronous collision of the megacontinents Laurasia and Gondwana with numerous continental slivers during Tertiary, which resulted in formation of a suture belt. The middle segment of the suture belt is named the Izmir-Ankara-Erzincan Suture Zone (IAESZ). It corresponds to the Vardar Suture Zone in Eastern Europe and the Sevan-Akera Zone in the Lesser Caucaus. The collision started first during the early Paleocene in western Anatolia, and slightly later further east. Although the exact timing of this event is still under discussion, further evidence for subduction termination is provided by postcollisional magmatism, as its volcanic products abundantly overlie heterogeneous basement units juxtaposed before Eocene.

Upper Cretaceous time represents part of a global subduction period along Eurasian margin which caused the formation of the Pontide magmatic arc in Anatolia, the Apuseni-Banat-Timok-Srednogorie belt situated in south-eastern Europe and the Somkheto–Karabakh arc in Lesser Caucaus. The subduction initiation is dated as Middle Jurassic to Upper Cretaceous based on the volcanoclastic series around the Lesser Caucasus, whereas in the Pontides the initiation of subduction is proposed to be in the Middle Jurassic period, although this age is a matter of ongoing discussion. It is generally accepted that the European margin is represented by a huge southward growing, subduction-accretionary complex that is at least 100 km wide, starting from Permian or Triassic in the Central Pontides.

Along Central Pontides, in Upper Cretaceous, subduction generated a back arc basin represented by Black Sea, and simultaneously formed a fore-arc accretionary prism. The arc volcanism is dominated by Upper Cretaceous-Paleocene calcalkaline magmatic rocks. However, slighly younger volcanism occurred in the fore-arc sedimentary melange, including a number of dykes of ultrapotassic, High-K and adakitic lavas, which are atypical for an active convergent margin

In the Eastern Pontides, the leucite-bearing volcanism was associated with the final phase of subduction and was coeval with the initiation of collision.Therefore active arc volcanism worldwide, dominantly shows calkaline affinity, and there are only a few examples where ultrapotassic rocks occur, such as in Indonesia, Mexico and Japan etc.

The earliest age reported for Pontide arc volcanism is Turonian. Younger, well defined forearc basins in which Cenomanian and Maastrichtian aged turbidites, pelagic limestones intercalated with lava flows and related clastics were deposited, also host the potassic products of Upper Cretaceous volcanism. However, in the case of the Central Pontides, it is not possible to simply draw the lithotectonic belts, representing continental arc units, fore arc units and melange units. Therefore slab rollback simultaneous with the growth of an accretionary prism may have caused the arc to migrate southward which is evident by stratigraphical features and paleomagnetic data which suggests approximately 450 km shift of arc magmatism from Turonian to Campanian. The most reliable time constraints come from U-Pb zircon and Re-Os ages which documented arc hinge migration from north to south during a 14 Myr time period in Srednogorie Zone.

Upper Cretaceous volcono-sedimentary succession related to the consumption of the Tethys Ocean includes a variety of alkaline ultrapotassic rocks that were identified as dykes, stocks and lava flows in the Central Pontides of Turkey. This PhD study focuses on these rocks that are classified as leucititic, lamprophyric and trachytic varieties based on their mineral paragenesis by evaluting their major and trace element geochemistry, Sr, Nd and Pb isotopes and mineral chemistry. Although the detailed stratigraphical work reveals that the ultrapotassic rocks are related to suture belt rocks and forearc units in the Upper Cretaceous Pontide Arc, $^{40}Ar/^{39}Ar$ radiometric age analysis are also presented to constrain timing and establish their geodynamic setting.

Although these ultrapotassic rocks display a variation of K_2O contents (0.89-8.39 wt.%) that were induced by alteration processes (mainly analcimization), they are characterised by significant enrichment of LILE and LREE relative to HFSE and HREE with Nb and Ta depletion which are very common features for subduction-related magmas. Initial strontium and neodymium isotope compositions of ultrapotassic rocks are restricted to the mantle array field ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$:0.70449-0.70609, $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$: 0.51252-0.51268) and indicate that a depleted mantle source was an important component of the source for these ultrapotassic magmas.

The nature of the source region is highly complex and involved contributions of several components.

An obvious requirement for the source region is high potassium contents which we attribute to the creation of phlogopite-bearing metasomes during earlier subduction events. In an arc setting, transportation of sediments and fluids from the subducted lithosphere into the mantle "wedge", results in the initiation of partial melting of this wedge and subsequently arc magmatism. Phlogopite can form in relatively cool regions of the mantle wedge as a consequence of fluid migration from subducted lithosphere. The crustal materials via subduction were introduced by discontinuous subduction events and fertilized the depleted mantle wedge above the Neo-Tethys slab by forming phlogopite-bearing metasomes.

$\delta^{18}O$ isotope compositions of unaltered clinopyroxene phenocrysts retrieved from the most primitive ultrapotassic lavas are extremely low and change from 2.4 ‰ to 5 ‰ regardless of the rock type. These low oxygen isotope ratios are accompanied by the most radiogenic $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ with high Ba/La, Nb/Ta and low Th/La that fingerprint the role of fluids derived from the subducted altered oceanic crust. Additionally low Ce/Pb ratios and high Th contents point to a contribution from subducted sediments.
Finally the presence of some samples with an asthenospheric Pb isotope signature support the introduction of convective mantle into the source region through a slab discontinuity. A slab window which is a plausible result of slab rollback and that opened during subduction could supply heat to the old forearc mantle that contained phlogopite-bearing metasomes. Altenatively, oblique subduction of oceanic crust could induce hot asthenospheric mantle to flow into the mantle wedge via ridge subduction.
While the differentation of silica-undersaturated leucititic and lamprophyric rocks were driven by heteromorphic reactions due to the absence of major and trace element variations between these rock types, the formation of slightly silica-saturated trachytic rocks was achieved by assimilation-fractional crystallization processes.
The timing and evolution of Pontide arc magmatism suggest that the active arc within the Eurasian continental margin entered its waning stage during the late Cretaceous. Simultaneously, the southward progressive retreat of the Neo-Tethys slab during Upper Cretaceous has been corroborated by evidence for southward arc migration as the forearc regions transformed to arc regions followed by slab tear. Importantly, this is exactly the time when the ultrapotassic volcanism occurred.

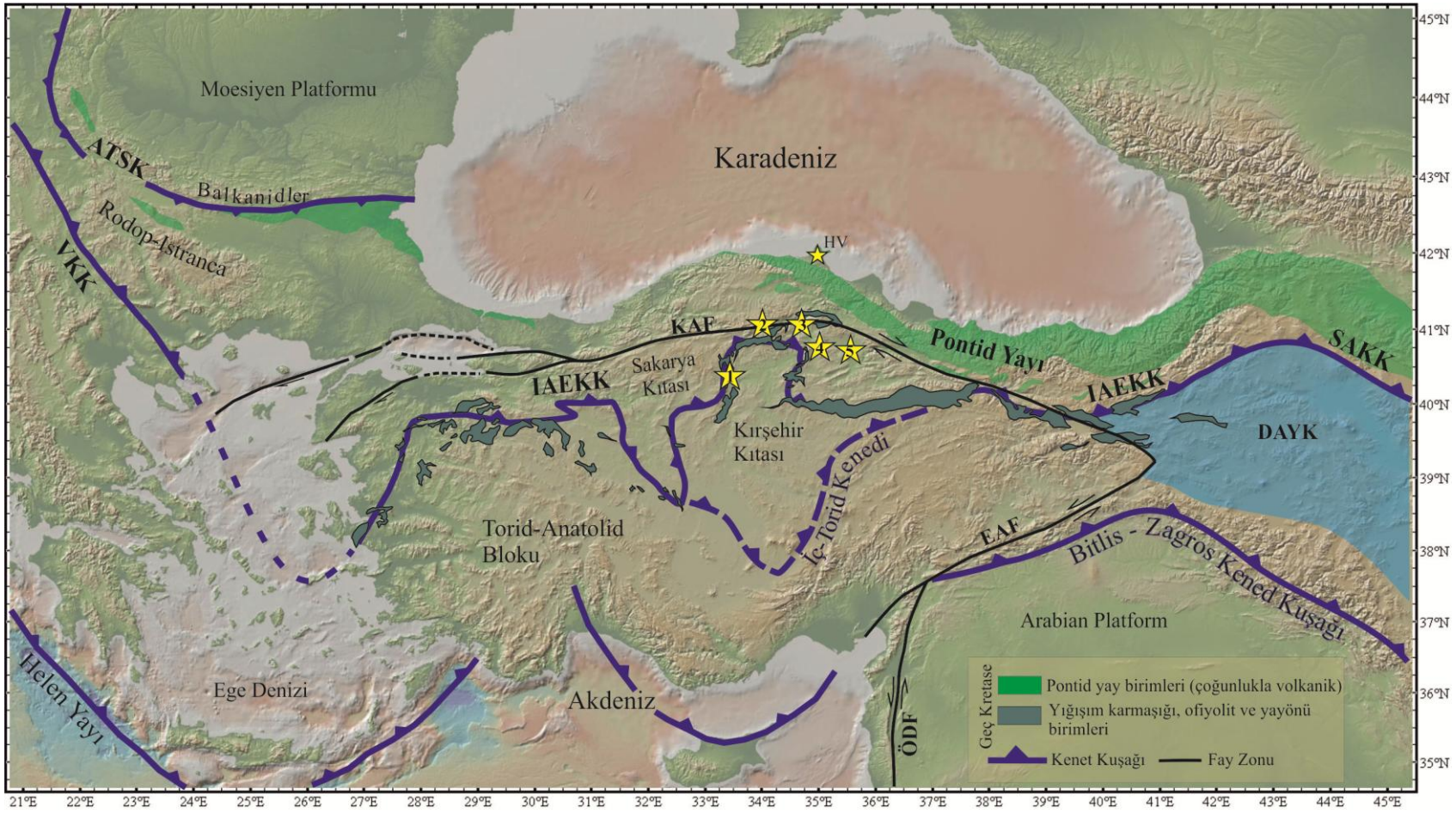
1. GİRİŞ

Ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayalar, diğer magmatik kayalardan farklı olarak, potasyum açısından zengin, silis açısından fakir olan ve peridot bileşimli bir mantonun kısmi ergime ürünü olamayacak ergiyiklerin ürünleridir. Potasik, yüksek potasyumlu ve ultrapotasik olarak üç gruba ayrılabilirler. Hem mineralojik hem de jeokimyasal açıdan alışıldık olmayan bu kayalar nadir olmakla birlikte pek çok tektonik ortamda gözlenirler ve kaynaklandıkları manto alanının evrimine ilişkin önemli bilgiler sunarlar.

Genel olarak volkanik halde gözlenen potasik kayaların tanımlanmaları ve de sınıflandırılmaları hususunda farklı ölçütlerden kaynaklı bir çeşitlilik sözkonusudur ve farklı araştırmacılar tarafından pek çok kez çalışılmış olmalarına rağmen henüz ortak bir terminoloji türetilememiştir. İlk dönemlerde, mineralojik bileşime göre yapılan tanımlama ve sınıflandırma yakın tarihte, kimyasal içeriğe bağlı sınıflamaya terk edilmiş gibi görünse de tanımlama ve sınıflamanın sağlığı açısından mineralojik bileşim ile kimyasal özelliklerin bir arada kullanılması önem taşımaktadır.

Potasik kayalar, farklı tektonik ortamlarda oluşabilirler ancak kıtasal rift alanları yaygın oldukları en tipik alanlardır. Ancak çarpışma sonrasında gelişen gerilmeli tektonizmanın etken olduğu ortamlarda da bulunurlar (Wilson, 1989; Prelevic vd., 2012). Roman Bölgesi (İtalya) bunun en tipik örneğidir. Fakat, Roman Bölgesi ultrapotasik ve yüksek potasyumlu kayalarının tam olarak nasıl bir tektonik ortamda geliştikleri halen sürmekte olan bir tartışmanın konusudur (Jolivet vd., 1998; Peccerillo, 1998; Doglioni vd., 1999, Conticelli vd. 2002). Bununla birlikte dalma batmanın aktif olduğu ortamlar, yani yay ortamları ultrapotasik volkanizma için alışılmadık ortamlardır ve bu tektonik ortamlardaki örnekleri oldukça nadirdir (Yagi vd., 1975; Nixon vd., 1980, Luhr vd., 1989; Tatsumi ve Koyaguchi, 1989, Nelson, 1992; Vigoroux vd., 2008).

Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alan Anadolu'nun jeolojik evriminde, Geç Kretase süresince Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzeye yitimine bağlı olarak gelişmiş bir



Şekil 1.1: Ultrapotasik volkanizma ürünlerinin mostra lokasyonlarının Anadolu ve yakın çevresinde Alpin-Himalaya kuşağı içerisindeki konumu:1-Kalecik, 2-Tosya, 3-Osmancık, 4- Gümüşhacıköy, 5- Amasya. HV: Hamsaros Volkanikleri.

yay ortamı tanımlanır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Ercan ve Gedik, 1983; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Topuz vd., 2013). Pontid dağ silsilesi içerisinde doğu-batı uzanımlı olarak gözlenen ada yayı litolojik birimleri, aslında batıda Balkanlarda Apuseni-Timok, doğuda Ermenistan-Gürcistan sınırlarında ise Sevan-Akera hattı boyunca uzanan volkanik kuşağın orta segmentini oluşturur ve Pontid yayı ismiyle anılır (Adamia vd., 1981; Yılmaz vd., 1997; Georgiev vd., 2009; Mederer vd., 2013; Şekil 1.1[*]). Bu yitim, kalk-alkalin andezitik volkaniklerin baskın litolojik unsurlarını oluşturduğu Pontid yayı ile birlikte, bugünkü Karadeniz'in tabanının temsil ettiği bir yay ardı havzanın ve birbiriyle bağlantılı ya da bağlantısız yay önü havzaların gelişimine neden olmuştur (Ercan ve Gedik, 1983; Yılmaz vd., 1997; Koçyiğit vd., 1988). Pontid yayı kuzeyde Sakarya ve güneyde Anatolid-Torid ya da Kırşehir bloklarının en erken Paleosen'de çarpışmasıyla sonlanmış ve İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı (İAEKK) oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999).

Orta Pontidler'de İAEKK kayaları ile ilişkili olarak lösitli ve lamprofirik kayaların varlığı uzun zamandan beri bilinmektedir. Blumenthal (1948) Bolu ve Aşağı Kızılırmak dolayları arasında kalan alanının jeolojisini konu alan geniş ölçekli çalışmasında Gümüşhacıköy'de andezit ve bazalt olarak haritaladığı alanların lösitli kayaları da kapsadığını not etmekte, Alp (1972), Amasya bölgesinde Lokman Formasyonu içerisinde Kampaniyen-Maastrihtiyen döneminde meydana gelen bazı volkanik faaliyetlerle lösit tefrit, analsim diyabaz ve lösitli bazaltlardan oluşan volkanik kayaların varlığını bildirmektedir. Ankara Melanjı'nın en karakteristik biçimde gözlendiği Kalecik civarında benzer kayaların varlığı Bailey ve McCallien (1950)'dan beri bilinmektedir. Alkali nitelikli bazaltik volkanizma ürünleri olarak anılan kayaların yapısal ve kısmen petrolojik özellikleri, Çapan (1984), Çapan ve Floyd (1985) ve Floyd (1993) tarafından tanıtılmıştır.

---

[*] Altlık olarak kullanılan sayısal yükseklik haritası GeoMapApp programı ile hazırlanmış, tektonik ve jeolojik unsurlar Şengör ve Yılmaz (1981), Şengör vd. (1985), Yılmaz vd. (1997), Okay ve Tüysüz (1999), Okay vd. (2001), Ciobanu vd. (2002), Robertson (2002), Şengör vd. (2005), Sosson vd. (2010), Mederer vd. (2013) ve Üzer (2013)'in çalışmalarından derlenmiştir. ATSK: Apuseni-Timok-Srednogore Kuşağı, IAEKK: İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı, SAKK: Sevan-Akera Kenet Kuşağı, KAF: Kuzey Anadolu Fayı, ÖDF: Ölüdeniz Fayı, DAYK: Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı.

Karadeniz sıradağlarının genellikle kuzey kesimlerinde, istisna olarak Koplar'da da lösitli bazaltik bir volkanizmanın varlığı bilinmektedir (Bektaş ve Gedik, 1988). Önceleri Pliyo-Kuvaterner yaşlı olduğu düşünülen, Samsun ve Sinop dolaylarında Gedik vd. (1983) tarafından Akyörük bazaltı olarak tanımlanmış, Baş (1986) tarafından Geç Kretase yaşlı Hamsaros volkanikleri içerisinde değinilmiş olan lösitli kayalar üzerinde yapılan güncel çalışmalarda bu bölgede gözlenen lösitli kayaların Geç Kretase yaşlı olduğu ortaya konulmuştur (Asan vd., 2014).
Tez çalışmasının konusunu oluşturan lokasyonların Doğu Pontidler'deki devamı niteliğinde olan Bayburt dolaylarında gözlenen Everekhanları Formasyonu'na ait plajiyolösititler ise stratigrafik ilişkilerinden dolayı Geç Kretase-Paleosen aralığında oluşmuş olarak tanımlanmaktadırlar (Bektaş ve Gedik, 1988; Alther vd., 2008).

Bahsi geçen alanlarda yapılan çalışmalarda ultrapotasik/yüksek potasyumlu volkanizmanın oluşumuna ilişkin farklı modeller öne sürülmüştür. Tankut vd. (1998) ile Tüysüz vd. (1995) Kalecik civarında gözlenen alkalen nitelikli kayaları Neo-Tetis'in tabanında manto sorgucu aktivitesi ile oluşmuş "seamount" ürünleri olarak tanımlamışlardır. Asan vd. (2014) Hamsaros volkanikleri içerisinde tanımladıkları lösitli kayaları, Pontid yay volkanizması ürünleri olarak değerlendirmiştir. Doğu Pontidler'de ise birbiriyle çelişen iki farklı görüş vardır: Alther vd. (2008), plajiyolösititleri Paleosen'e kadar devam ettiğini düşündükleri Pontid yay volkanizmasının geç evre ürünleri olarak tanımlarken, Eyüpoğlu (2010), lösitli kayaların güneye verjanslı bir yitim kuşağının yay ardı havzasında oluşan volkanizma ürünleri olduklarını ileri sürmektedir.

Bu durumda bu çalışmanın ana konusunu oluşturan Geç Kretase yaşlı lösitli ve lamprofirik kayalar ile eşlik eden trakitik kayalar aktif dalma batmanın olduğu bir tektonik ortamda, Pontid yayıyla ilişkili olarak, yay, yay ardı ya da yay önü alanlarında oluşmuş olmalıdırlar.

1.1 Tezin Amacı

Bu çalışmanın temel konusu olan lösitli ve lamprofirik kayalar, önceki araştırmalarda içerisinde bulundukları volkanortul istifin stratigrafik durumu ve paleontolojik bulgularına bağlı olarak Geç Kretase-Paleosen yaşlı olarak tanımlanmışlardır (Blumenthal, 1950; Alp, 1972; Çapan ve Buket, 1974; Koçyiğit, 1991; Rojay, 1995; Tüysüz vd., 1995). Bu kayalar Pontid yay eksenine göre biraz daha güneyde, İzmir-

Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı kayaları ile iç içe mostra vermektedirler. Genel coğrafi dağılımlarına bakıldığında, doğudan batıya doğru (yanal yöndeki bazı kopukluklarla birlikte) bir kuşak oluşturmaktadırlar. Asan vd. (2014)'nin, kuzeyde Sinop-İnceburun dolaylarında gözlenen Hamsaros volkaniklerine ait ultrapotasik kayalarını konu alan güncel çalışması, bu kayaların yay volkanizması ürünleri olduğunu savunmakta ve bir adet örnekten yapılan radyometrik yaş analizi sonucuna göre, ultrapotasik volkanizmayı Geç Kretase olarak yaşlandırmaktadır. Ancak güneyde bir kuşak halinde gözlenen lösitli ve lamprofirik kayaların üzerinde radyometrik yaş bulgusu yoktur. Bu kayaların gerçekten Geç Kretase yaşlı olması durumunda Neo-Tetis Okyanusu yitim sistemi içerisinde nasıl ve nerede gelişmiş oldukları sorusu önem kazanmaktadır. Çünkü ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayalar aktif yay kuşakları içinde nadiren gözlenirler ve rift alanları ve/veya çarpışma sonrası tektonizmanın etkin olduğu alanlarda yaygındırlar. Geç Kretase yaşlı olmamaları durumunda ise hangi tektonik rejimin ürünü oldukları sorusu ortaya çıkmaktadır. Bu ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayaları oluşturan magmanın kökeni ve gelişimdeki süreçler çalışmanın çözüme kavuşturma amacı güttüğü temel konulardır.

1.2 Metod ve Yöntem

Çalışmalara literatür araştırması ile başlanmıştır. Literatür araştırmalarının öncelikli amacı, Geç Kretase yaşlı olması muhtemel lösitli ve lamprofirik kaya mostralarının belirlenmesidir. Literatür taraması sonucunda Kalecik, Tosya, Osmancık, Gümüşhacıköy ve Amasya bölgeleri as alanlar olarak belirlenmiş ve ilk etapta lösitli kaya mostralarının en iyi bilindiği alan olan Gümüşhacıköy bölgesinde keşif amaçlı arazi çalışmasına başlanmıştır. Keşif çalışmaları sırasıyla Amasya, Osmancık, Tosya ve Kalecik bölgelerinde gerçekleştirilmiştir. Lösitli ve lamprofirik kayaların içerisinde gözlendikleri Üst Kretase volkanotortul isitifi, en üst kesimlerinde yaygın trakitik kayalar bulundurmaktadır. Bunun üzerine trakitik kayalar, lösitli ve lamprofirik kayalarla ilişkili olabilecekleri ihtimali üzerine çalışmaya dahil edilmişlerdir. Keşif amaçlı arazi gezilerinde petrografik incelemeler için örnekler derlenmiştir. Örneklerin incelenmesi sonrasında, lösitli, lamprofrik ve trakitik kayaların belirlenen mostralarının haritalanması çalışmalarına başlanmıştır. Arazi çalışmalarının yaz dönemi bitiminde sonlandırılmasından sonra, petrografik

incelemelerde alterasyon durumlarına göre değerlendirilen örneklerden en taze olan temsilci kayaç örnekleri, tüm kaya jeokimya analizleri için hazırlanarak, ilgili laboratuvarlara gönderilmiştir. Eş zamanlı olarak radyometrik yaş analizleri için uygun olan örnekler belirlenmiş ve mineral ayırma çalışmalarına başlanmıştır. Jeokimya analiz sonuçlarının elde edilmesi sonrasında ultrapotasik/yüksek potasyumlu oldukları belirlenen lösitli, lamprofirik ve trakitik kayaların örneklenme ve haritalanma çalışmalarına ikinci yaz döneminde de devam edilmiştir. Üst Kretase volkanotortul istifinin gelişimiyle eş zamanlı olarak istifin içerisine yerleşmiş oldukları tespit edilen ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayaların jeokimyasal analizleri için temsilci örnek sayısı arttırılmıştır. Volkanotortul istifin üstüne doğru yaygınlık kazanan andezitik volkanitler çalışmaya dahil edilerek, örneklenmiştir.

Radyometrik yaş analizleri için ayrılmış olan lösit kristallerinde potasyum içeriğinin çok düşük olduğunun saptanması üzerine, analizler için uygun kristallerin bulunması amacıyla çok sayıda örnekten XRD çalışmaları yapılmıştır. Ancak taze lösit bulgusuna rastlanılmaması üzerine, stratigrafik olarak ultrapotasik volkanizmanın en genç ürünleri oldukları belirlenen trakitik kayaların Amasya ve Tosya civarındaki mostralarından yaş analizleri için derlenen örnek sayısı arttırılmıştır.

2012 Bahar döneminde kayalardaki minerallerin türlerinin tayin edilmesi amacıyla 3 ay sürecek olan University of Georgia-Atlanta laboratuvarlarında mineral kimyası çalışmalarına başlanmıştır. Tüm kaya türlerindeki klinopiroksenler başta olmak üzere, lamprofirlerde mika ve trakitlerde amfibol türleri tayini yapılmış, yine trakitlerde bazı feldispatların türleri belirlenmiştir. Lösitli kayalarda yaş bulgusu sağlayacak olması açısından taze lösit belirlenmesi önemli olduğundan, çok sayıda kesitten lösit kristalleri analiz edilmiştir. Ancak bu çalışmalarda da taze lösit bulgusuna rastlanılmamış, ölçülen tüm kristallerin analsim olduğu ortaya çıkmıştır. Bu noktadan sonra analsimlerin magmatik mi yoksa ikincil süreçlerin ürünleri mi oldukları sorunu ortaya çıkmıştır. Bu konunun aydınlatılması için, ayrılmış kristallerden oksijen izotop çalışmaları yapılmıştır. Yaklaşık 6 aylık bir bekleme sürecinden sonra analsimlerin yüksek oksijen izotop içerikleri nedeniyle ikincil süreçlerin ürünleri oldukları bulgusu elde edilmiştir.

2012 yaz dönemi arazi çalışmaları Kalecik civarında yoğunlaştırılmış, burada lösitli ve lamprofirik kayaların kompozit dayklar halindeki mostralarına ait gözlemler ve petrografik incelemeler, lamprofirik kayalara özgü mika minerallerinden elde edilen

radyometrik yaş bulgularının aynı zamanda lösitli kayalar için kullanılabileceğini ortaya koyduğundan, radyometrik analizlere yönelik yeni örnek derlenmesi ve hazırlanması çalışmaları sonuçlandırılmıştır. Kompozit dayklar lösitli ve lamprofirik kayalar arasındaki farklılaşma süreçlerinin anlaşılması açısından önem taşıdığından detaylı olarak örneklenmiştir. Ayrıca 2012 yaz dönemi arazi çalışmalarında, Tosya civarında farklı bir alanda çalışan Aygül (2012)'ün tespiti üzerine keşfedilen lösitli kaya mostraları haritalanarak örneklenmiş ve bölgenin önceki arazi çalışmalarında hazırlanmış olan jeolojik haritası batıya doğru uzatılarak tamamlanmıştır. Hem kompozit dayklara hem de Tosya dolaylarındaki lösitli kayalara ait örnekler jeokimya analizleri için hazırlanarak, ilgili laboratuvarlara gönderilmiştir.

Tüm jeokimya ana/iz element, Sr, Nd, Pb ve O izotop verilerinin elde edilmesinden sonra, mineralojik ve petrografik özelliklerine göre lösitli ve lamprofirik kayalar olarak tanımlanmış farklı iki litololoji arasında herhangi bir ayrımlaşma belirlenememiştir. Bu durum çeşitli alterasyon süreçlerinin jeokimyasal farklılıkları maskelemiş olmasının sonucunda ortaya çıkmış olabilir düşüncesinden hareketle Kalecik bölgesi kompozit dayklarından hazırlanan örneklerde klinopiroksen kimyası çalışmalarına ağırlık verilmiştir. Çünkü öncel mineral kimyası çalışmaları klinopiroksenlerin herhangi bir alterasyon sürecinin etkisine maruz kalmadıklarını ortaya koymuştur. Hem yeni örneklerde tür tayini yapmak hem de kompozit dayklarda lösitli-lamprofrik litolojiler ile bunların arasındaki geçişi temsil eden kesimlere ait klinopiroksenlerin kimyasal farklılıkların tespiti amacıyla 2013 bahar döneminde 1 hafta süreyle Johannes Gutenberg Universitat laboratuvarlarında çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar sırasında klinopiroksenler içinde kapantı halde taze lösit minerallerin varlığı tespit edilmiştir.

Elde edilen tüm bulgular çeşitli ulusal ve uluslararası sempozyumlarda sunulmuştur. Ancak verilerin değerlendirilmesi aşamasında kompozit daykların ve klinopiroksen iz element analizlerinin öneminin anlaşılması üzerine bir kez daha ve bu sefer 3 ay süreyle olmak üzere 2014 bahar döneminde Johannes Gutenberg Üniversitesi ziyaret edilmiştir. Klinopiroksenler üzerinde LA-ICP-MS çalışmalarının tamamlanmasının ardından elde edilen tüm veriler değerlendirilerek biri ulusal diğeri uluslararası dergilerde yayınlanmak üzere iki makale hazırlanmıştır. Makalelerin hazırlık aşamasıyla eş zamanlı olarak tez çalışmasının yazımı Aralık 2014-Temmuz 2015 tarihleri arasında tamamlanmıştır.

1.2.1 Arazi Çalışmaları

Çalışma kapsamında 2010-2012 arasında toplam 3.5 aylık bir saha çalışması gerçekleştirilmiştir. Çalışmalara Gümüşhacıköy yöresinden başlanmış, daha sonra sırasıyla Amasya, Osmancık, Tosya ve en son olarak da Kalecik yöreleri çalışılmıştır. Saha çalışmaları arazide 1:25.000 ölçekli jeoloji haritalarının hazırlanması, petrografi, jeokimya, izotop ve radyokronoloji analizleri için örnek derlenmesi ve bazı temsilci güzergahlar boyunca ölçülü kesit alımı şeklinde sürdürülmüştür. 2013 yaz döneminde, petrografik incelemeler, mineral kimyası çalışmaları ve jeokimya analizlerinden elde edilmiş sonuçlar doğrultusunda, eksik görülen alanlar tekrar çalışılmış ve buralardan tekrar örnekleme yapılmış ve böylece 2013 yılı sonunda arazi çalışmaları sonlandırılmıştır.

Saha çalışmaları süresince Amasya hariç toplamda 450 km^2 kadar bir alan haritalanmıştır. Amasya'da ise önceki çalışmacıların haritalarından yararlanılmıştır ve sadece çalışmaya konu olan Üst Kretase volkanotortul istifinin sınırları gözden geçirilerek yeniden çizilmiş, ultrapotasik kayaların mostraları haritaya işlenmiştir. Tüm as alanlardan değişik amaçlar için toplam 343 örnek derlenmiş, bunların çoğu petrografik olarak incelenmiştir.

1.2.2 Jeokimya Analizleri

Ana element oksit ve iz element ölçümlerini kapsayan tüm kaya jeokimya analizleri, toplamda 77 temsilci örnek üzerinden yapılmıştır (Çizelge 1.1). Numuneler Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü Örnek Hazırlama ve Mineral Ayırma Laboratuvarları'nda, sırasıyla hidrolik pres, çeneli kırıcı ve agat havanda öğütülerek toz haline getirilmiştir. 150 mesh boyutunda toz haline getirilen örnekler iki set olarak hazırlanmış ve bir set muhafaza edilerek diğer set analizlerin yapılması için ACME Canada Laboratuvarları'na gönderilmiştir.

Çizelge 1.1 : Bölgelere ve kaya türlerine göre jeokimya analizleri.

Kaya Türleri	Kalecik	Tosya	Osmancık	Gümüşhacıköy	Amasya
Lösit Fonolit/Tefrit	9	5	8	10	5
Lamprofirik Kayalar	14	-	-	-	5
Trakitik Kayalar	-	7	-	-	3
Andezitik Kayalar	2	-	1	2	3
Ksenolitler	3	-	-	-	-

Major ve Minor element oksitleri kapsayan ACME-4A paketi için 0.2 gr örnek 1.5 gr $LiBO_2$ ile karıştırılarak 15 dakika süresince 1050^oC'lik fırından ısıtılmış, ergiyik 100 mL %5'lik HNO_3 içerisine dökülerek solüsyon hazırlanmıştır. 2 saat titreşime tabi tutulan her bir numune, polipropleп tüplere alınarak Jarrel Ash Atomcomp Model 975 (ICP-ES) ICP-Emisyon Spektrometresi ile ölçülerek 4A grubu içerikleri tespit edilmiştir. 4B olarak tanımlanan nadir toprak element içeriklerinin tespiti, benzer şekilde hazırlanan solüsyonların Perkin Elmer Elan 6100 ICP-Kütle Spektrometresinde okunması sonucunda belirlenmiştir. Au, Ag, As, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl ve Zn elementlerinin ölçümü ise, 0.5 gr'lık Aqua Regia ile hazırlanmış solüsyonlardan ICP-MS ile buharlaştırma yoluyla tamamlanmıştır.

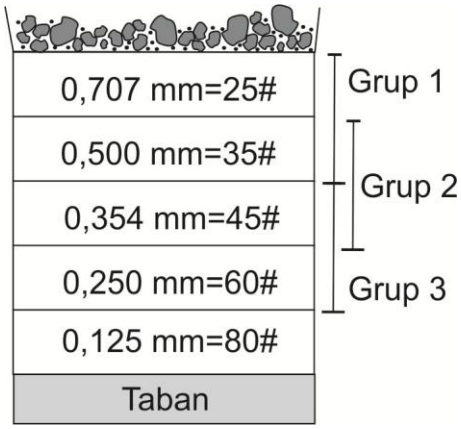
ACME-4A ve 4B grubu içeriklerinin tespiti için CANMET SY-4, STD SO-17 ve USGS standartlarından W2, AGV-1,GSP-2, BCR-2 standartları analiz edilmiştir.

1.2.3 Radyometrik Yaş Analizleri

$^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş analizleri için, arazi dağılımları göz önünde bulundurularak, her bölgeden yaş verisi açısından temsilci olacağı öngörülen numuneler derlenerek, yaşlandırılacak mineraller belirlenmiştir. Elde edilecek verinin güvenilir olması amacıyla tek bir lokasyondan veya aynı stratigrafik kottan ikişer örnek derlenmiştir. Bu örneklerin aynı mostradan olmaması hatta mümkünse farklı kaya çeşitlerinden seçilmesine özen gösterilmiştir. Görece en taze olduğu tespit edilen numuneler, yaş analizinin yapılacağı uygun mineralin tespiti amacıyla petrografik olarak incelenmiştir. Analize uygun minerallerin seçiminde mineralin alterasyon durumu başta olmak üzere, başka bir mineral ya da sıvı kapantısı bulundurmaması, bileşimsel zonlanma göstermemesi ve kenarlarında reaksiyona bağlı değişimlerin gelişmemiş olması hususlarına özen gösterilmiştir. Kalecik ve Amasya civarından lamprofir ve lösitli kayalar, Tosya ve Amasya'dan trakitik türde kayalar tercih edilmiştir.

Her bir kayaç grubunun yaş analizleri için hazırlanmasında izlenen yöntemler aynıdır. Ancak analizin yapılacağı mineral çeşidine göre farklı elek boylarında numune hazırlanmıştır (Şekil 1.2). Lösit ve mika grubu mineraller 1. ve 2. grupta, amfibol grubu mineraller 2. ve 3. grupta, alkali feldspatlar ise genel olarak alterasyona duyarlı olmaları durumu göz önünde bulundurularak analize uygun örnek şansını arttırmak amacıyla 1. 2. ve 3. grupta elenerek hazırlanmıştır. Yaş analizleri için mineral ayrılacak kayaların hepsi öncelikle hidrolik preste kırılmış, sonrasında

çekiçle dövülerek tane boyu ufaltılmıştır. Yeterli miktarda hazırlanan malzeme elenerek gruplanmış, elek altı ve elek üstü malzeme paketlenerek saklanmıştır. Distile su ile yıkanarak azami 100^{o}C'ye ısıtılmış etüvde veya çeker ocakta kurumaya bırakılmıştır.



Şekil 1.2: Yaş analizleri için hazırlanan minerallerde tane boyutlarının msh-mm cinsinden dönüşümleri.

Kurutulan malzeme öncelikle mıknatısla manyetik özelliği yüksek minerallerden ayrılmış daha sonra manyetik separatörden geçirilerek zenginleştirilmiştir. Manyetik seperatör 60# altı tane boyunda daha iyi sonuç verdiğinden 1 ve 2. grupta hazırlanacak numunelerde yalnızca mıknatısla zenginleştirme yapılmıştır. Lösitli bazaltik kayalar 25-35# ve 35-45# aralığında hazırlandığından ve manyetik mineral açısından çok zengin olduklarından bazı örnekler dışında manyetik seperatörle ayrım işlemi yapılmamıştır. Lamprofir türü kayalarda 35-45# ve bazen gerekli görüldüğünde 45-60# boyutlu malzemeden mika grubu minerallerin ayrılmasında ve özellikle monzonitik-trakitik kayalarda amfibol ve feldispat minerallerinin zenginleştirilmesinde manyetik seperatöre başvurulmuştur.

Tüm kayadan yapılacak analizler için jeokimya analizlerine hazırlanan yedek numunelerin bir kısmı kullanılmıştır.

Seperatör ya da mıknatıs yardımıyla zenginleştirilen malzeme doğrudan binoküler mikroskop altında ayrılmıştır. İşlemler aynı şekilde farklı elek boyundaki malzeme için tekrarlanmış, her bir numunenden temsilci olduğu düşünülen ve sıvı kapanımı içermediğinden emin olunan yaklaşık 50 adet mineral ayrılarak analiz için Auburn Üniversitesi ANIMAL (**A**uburn **N**oble **I**sotope **M**ass **A**nalysis **L**aboratory) Laboratuvarları'na gönderilmiştir.

Örnekler, ^{39}K'dan ^{39}Ar üretimi için Ontario Hamilton'daki McMaster nükleer Reaktörü'nde Dalrymple vd.'nin (1981) çalışmasında tarif edilen prosedüre uygun biçimde radyasyona maruz bırakılmış, akabinde ölçümler ANIMAL'da yapılmış ve sonuçlar Microsoft Excel uygulaması ve Isoplot yazılımı (Ludwig, 2003) ile değerlendirilmiştir.

1.2.4 İzotop Analizleri

İzotop analizleri Nd, Sr, Pb ve oksijen izotop ölçümlerini kapsamaktadır. Sr ve Nd izotoplarının ölçümleri, jeokimya analizleri için hazırlanmış 19 toz numune üzerinden Orta Doğu Teknik Üniversitesi Laboratuvarları'nda Köksal ve Göncüoğlu (2008) çalışmasında tarif edilen prosedürlere uygun olarak yapılmıştır. ^{87}Sr/^{86}Sr sonuçları, NBS 987 standartına ölçümlerine göre, ^{143}Nd/^{144}Nd sonuçları ise LaJolla standartının ölçümlerine göre düzeltilmiştir. Kurşun izotoplarının analizleri için 17 toz numune, İsveç'te bulunan ALS Laboratuvarları'na gönderilmiştir. Analizler ICP-SFMS'le Olofsson vd.'nin (2000) yöntemi esas alınarak tamamlanmıştır.

1.2.5 Mineral Kimyası Analizleri

Bu tez çalışmasına konu olan Geç Kretase yaşlı lösitli, lamprofirik ve trakitik kaya serilerinin mineral tür tayinlerini yapmak ve aslen bu kayaların kristallendikleri ergiyiklerin ilksel bileşimleri maskeleyen düşük basınç kristallenme veya alterasyon süreçlerinin sebep olduğu etkileri ortadan kaldırmak ve kaya gruplarını oluşturan ilksel ergiyikler arasında eğer varsa bileşimsel farklılıkları ortaya koymak amacıyla mineral kimyası çalışmaları yapılmıştır. Bu nedenle özellikle tüm kaya gruplarında ortak olarak gözlenen klinopiroksenler başta olmak üzere lamprofirik kayalardan mika, trakitik kayalardan amfibol ve mika, ayrıca volkanik kayaların matrikslerinde yer alan feldispat türlerinin belirlenmesi amacıyla feldispatlar ve lösitli kayaların ana minerallerinden biri olan lösitler üzerinde Elektron Mikroprob Analizleri (EMPA) gerçekleştirilmiştir. Analizler iki ayrı kurumda ve iki ayrı Elektron Mikroprob cihazı ile gerçekleştirilmiştir. Analizlerin bir kısmı Georgia Üniversitesi'nde (Amerika) Prof. Dr. Michael F. Roden, diğer kısmı ise Johannes Gutenberg Üniversitesi'nde (Almanya) Dr. Dejan Prelevic denetiminde yapılmıştır.

Georgia Üniversitesinde yapılan analizler EMPA laboratuarında, Jeol 8600 elektron mikro prob cihazında gerçekleştirilmiştir. Analizlerde lösit mineralleri için 5 KV diğer mineraller için 15 KV voltaj değeri ve 15 nA ışın akısı değerleri kullanılmıştır.

Minerallerin kalitatif tanımlanmasında SDD (Bruker 5010 silikon detektör) ve EDS (dispersive analysis system, saçınımlı x-ışını detektörü) detektörleri ile Bruker Quantax enerji saçınımlı analiz sistemi kullanılmıştır. Doğal ve sentetik minerallerin kuantatif analizleri dalga boyu saçınımlı detektör (WDS) ve "Probe for EMPA" yazılımı kullanılarak belirlenmektedir. Analiz sonuçları Armstrong (1988)'un Phi-Rho-Z matris modeline göre hesaplanmıştır. BEI, SEI ve x-ışını haritaları Quantax analiz sistemi ile görüntülenerek hazırlanmıştır.

Mainz Üniversitesi'nde yapılan EMPA çalışmaları ise Jeol JXA 8900RL elektron mikro prob cihazıyla yapılmıştır. Sentetik ve doğal minerallerin standart olarak kullanıldığı çalışmalar, 15 KV voltaj, 12nA ışın akısı değerleri ile sürdürülmüş, nokta bazında ölçümler 15-30 saniye ile sınırlı tutulmuştur.

1.2.6 Verilerin Değerlendirilmesi

Çalışılan alanın genişliği, lösitli, lamprofirik ve eşlik ettiği düşünülen trakitik kayaların oluşturduğu ultrapotasik kayaların Geç Kretase yay ortamı içerisinde anlamlandırılmasının gerekliliği; ultrapotasik kayaların litolojik çeşitlilikleri ve kökensel ortaklıkları göz önünde bulundurulduğunda, tüm farklılaşma ile manto kaynak alan süreçlerinin kayalar üzerindeki etkilerinin anlaşılması adına yapılan çeşitli analizlerden elde edilen verinin birlikte değerlendirilmesi aşamasında azami özenin gösterilmesi zorunluluğu ortadadır. Bu nedenle aşamalı olarak, yani bir seferde tüm örneklerin seçilerek, analizlerinin tamamlanması yerine, az sayıda temsilci örneğin analizinden elde edilen bulgunun değerlendirilmesinden sonra yeni örneklerin analiz edilmesi yolu izlenmiştir. Örneğin tüm kaya jeokimya analizlerinin, örneklerin çeşitli ölçülerde alterasyon süreçlerinden etkilenmiş olduğunu ortaya çıkarması üzerine her kaya grubunda ortak olarak bulunan klinopiroksen minerallerinin analizlerine ağırlık verilmiştir Benzer biçimde lösitli kayaların analsimleşmeye bağlı olarak, $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş tayini için yeter miktarda potasyum içermediğinin mineral kimyası çalışmaları ile belirlenmesi sonucunda oksijen izotopu çalışmalarına yönelinmiştir. Çünkü, analsim mineralinin yaygınlığı ve lösit bulgusuna rastlanılmaması nedenleriyle analsimlerin magmatik olma ihtimali ortaya çıkmıştır. Analsimleşmenin ikincil olduğunun belirlenmesinden sonra, klinopiroksen ve mika minerallerinin de alterasyondan etkilenip etkilenmediğini belirlemek amacıyla, mineral kimyası analizlerinin yapıldığı örneklerin ya da bunların eşdeğeri

olan örneklerin oksijen izotoplarının belirlenmesi yoluna gidilmiştir. Bahsi geçen analizlerin adım adım gerçekleştirilmesi bir sonraki aşamada karşılaşılabilecek olası problemleri en aza indirgemiştir. Örneğin, tamamen farklı mineralojik ve petrografik özellikler sergileyen lösitli ve lamprofirik kayaçlardan elde edilen ilksel bulgular, iki grup kaya arasında, ana ve iz element içerikleri bakımından herhangi bir farklılık olmadığını ortaya koymuştur. Bu nedenle lösitli ve lamprofirik kompozit dayklardan derlenen numunelerde ayrıntılı olarak klinopiroksen analizine yönelinmiş, iki kaya türünde de klinopiroksen popülasyonlarının ortak olduğu tespit edilmiştir. Bunun üzerine farklı kaya türlerinin düşük basınç farklılaşma süreçleri tarafından oluşturulduğu hipotezine dayanılarak, kristallenme ve kristallenmeye eşlik eden kabuk asimilasyonu modellemelerine yönelinmiştir.

Tüm verilerin derlenmesi tamamlandıktan sonra, bölgenin jeolojik-tektonik evrimi de göz önünde bulundurularak verinin işaret ettiği farklılaşma, kaynak alan mineralojisi ve kaynak alanı etkileyen süreçler birlikte değerlendirilip, Üst Kretase Volkanotortul Topluluğu ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayalarını oluşturan jeodinamik ortam irdelenmiştir.

2. VERİ SUNUMU

Tez çalışması kapsamında Üst Kretase Volkanotortul Topluluğu (ÜKVT) içerisinde gözlenen ultrapotasik kayaların kökeni ve farklılaşma süreçlerinin aydınlantılması amacıyla toplanan ve üretilen veri arazi çalışmalarından itibaren sırasıyla tanıtılacaktır.

2.1 Stratigrafi

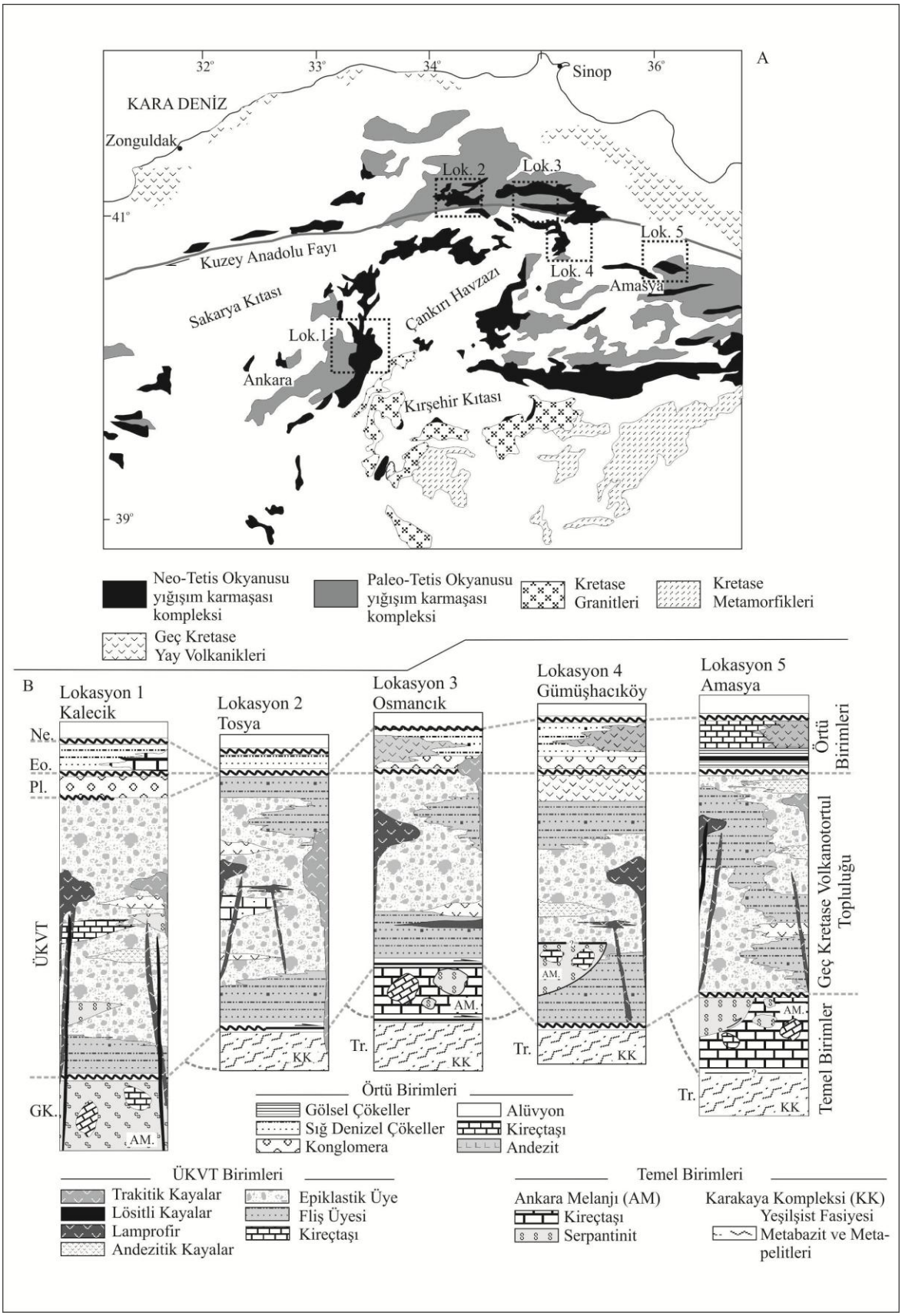
Çalışma konusunu oluşturan Üst Kretase volkanotortul topluluğu (ÜKVT) içerisinde gözlenen lösitli, lamprofirik ve trakitik volkanik ve yarı derinlik kayaları, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı (İAEKK) üzerinde, Kalecik, Tosya, Osmancık, Gümüşhacıköy ve Amasya civarında bulunurlar (Şekil 2.1a). ÜKVT'na ait birimler ile onlara temel ve örtü vazifesi gören birimler, bölgelere göre farklılık gösterir (Şekil 2.1b) ve/veya birbirine karşılık gelen birimler, farklı çalışmacılar tarafından farklı adlandırılmış olabilir. Bu nedenle her bir başlık altında benzer birimler gruplandırılarak, tanıtılacaklardır. Tüm bölgelere ait hazırlanmış 1:25000 ölçekli jeoloji haritası, enine kesit ve genelleştirilmiş stratigrafik kesitler EK-A'da verilmektedir.

2.1.1 Temel Kayalar

İAEKK'nın batıda Kalecik, doğuda Amasya arasında kalan yaklaşık 350 km'lik kesiminde yüzlek veren ve ÜKVT'na temel olan birimler bölgelere göre çeşitlilik göstermektedir. Önceki çalışmacılar tarafından herbir bölge için farklı isimlendirilmiş olan temel kayaları, 1) Metamorfik olmayan temel birimleri ve 2) Metamorfik temel birimleri olarak, iki başlık altında sınıflanmıştır (Çizelge 2).

2.1.1.1 Metamorfik Olmayan Temel Birimler

Çalışma alanı dahilinde metamorfik olmayan temel birimleri a) *çökel birimler,* b) *ofiyolitik melanj birimleri* ve c) *sedimanter melanj birimleri* olarak sınıflanmıştır. Amasya civarında Jura-Kretase yaşlı karbonat çökellerinden oluşan Bilecik



Şekil 2.1 : Çalışma alanı yerbulduru haritası ve bölgelere ait genelleştirilmiş stratigrafik kesitler.

Kireçtaşı'na ait birimler, Osmancık Bölgesi'nde sedimanter melanj olarak tanımlanabilecek Kirazbaşı Karmaşığı'na ait birimler gözlenirken, Kalecik ve Gümüşhacıköy bölgelerinde ise Ankara Ofiyolitik Melanjı ve Kuzey Anadolu Ofiyolitik Melanjı isimleri ile tanınan, ofiyolitik melanj birimleri gözlenmektedir. Haritalanan alanlar içerisinde, metamorfik olmayan temel kayaları, çökel kayalarla ya da çoğunlukla Kretase yaşlı melanj birimleriyle temsil edilmektedir ve Amasya, Kalecik, Osmancık ve Gümüşhacıköy bölgelerinde gözlenir. Metamorfik olmayan temel kayalarının tanımı, kökeni ve evrimine ilişkin literatür oldukça zengindir ve birimlerin tanıtılmasında arazi gözlemlerinden çok mevcut literatüre başvurulmuştur. Her bir bölge için ayrı başlıklar altında bilgi verilecektir.

Çizelge 2.1 : Çalışma alanında farklı lokasyonlarda temel kaya sınıflamasını gösteren çizelge.

		Bölgeler				
Temel Kaya Türü	**Ayırt**	**Kalecik**	**Tosya**	**Osmancık**	**Gümüşhacıköy**	**Amasya**
Metamorfik Olmayan Temel Birimler	Çökel	-	-	-	-	Liyas-Alt Kretase Karbonatları
	Ofiyolitik Melanj	Ankara Melanjı	-	-	Kuzey Anadolu Ofiyolitik Melanjı	
	Sedimanter Melanj	-	-	Kirazbaşı Karmaşığı	-	-
Metamorfik Temel Birimler		-	Kunduz Metamorfiti		Ovasaray Metamorfiti	Tokat Grubu

Amasya Bölgesi

ÜKVT'na temel görevi üstlenen çökel kayalar Amasya civarında haritalanan alanda Tokat grubu metamorfiklerini uyumsuz olarak örten Liyas-Alt Kretase karbonatlarından oluşmaktadır ve Vermiş, Ferhatkaya, Sarılar, Carcurum, Soğukçam Formasyonları ve Bilecik Kireçtaşı isimleri ile bilinmektedir (Alp, 1972; Rojay, 1995; Tüysüz, 1996).

Tüysüz (1996), bölgede Geç Jura'ya kadar devam etmiş olan rift volkanizmasının ardından pelajik karbonat çökelimlerinin başladığını, tipik bir pasif kıta kenarı ortamına benzer olan tektonik ortamın Sakarya Kıtası'nın batı kesimleri ile deneştirilebileceğini ancak yeterli verinin bulunmadığını belirtir. Rojay (1995), Amasya Grubu adıyla tanımladığı karbonatların Erken Jura yaşlı biyoklastik karbonatlar, Orta Jura yaşlı tabanda Ammonitico Rosso fasiyesi bulunduran regresif karbonatlar ve Erken Kretase yaşlı pelajik karbonatlar olarak alt gruplara ayırırak, Liyas'tan itibaren giderek yükselen bir platformun Orta Jura'da deniz seviyesinin ani yükselimi ile derinleşen bir ortamda çökelmeye başladıklarını ifade eder ve pasif bir kıyı olarak tanımladığı çökelme ortamının, melanj gelişimi ve nap yerleşmesiyle birlikte Kampaniyen-Maastrihtiyen'de yakınlaşan bir levha sınırına dönüştüğünü belirtir. Yılmaz vd. (1997) Senomaniyen-Turoniyen döneminde kireçtaşı çökeliminin yerini kırmızı renkli pelajik kireçtaşı-çamurtaşı-radyolarit çökelimiyle devam ettiğini belirtirler. Yazarlara göre istif üst kesimlerinde, içerisinde daha yaşlı blok ve olistostromlar ile ofiyolitik melanja ait birimler bulunduran bir fliş niteliği kazanmaktadır (Yılmaz vd., 1997).

Kalecik Bölgesi

İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın bir parçası olarak Kalecik Bölgesi'nde, ilk kez Bailey ve McCallien (1953) tarafından adlanmış, dünya literatürünün en iyi bilinen melanjlarından biri olan Ankara Melanjı'na ait birimlerin mostraları gözlenir. Ankara Melanjı, Kretase yaşlı milonitleşmiş bir matriks içerisinde yaş, köken, litoloji açısından çeşitlilik gösteren bloklar ve dilimler barındıran tektono-sedimanter bir birim olarak tanımlanmaktadır (Koçyiğit, 1991; Rojay ve Süzen, 1997). Bununla birlikte "melanj" tanımı, birbiri üzerine bindiren ofiyolitik ve çökel melanj toplulukları ve bunlarla ilişkili havza sedimanları barındıran Ankara Melanjı'nın tektonik gelişimini açıklamakta yetersiz kaldığından, Ankara Melanjı aslen bir eklenir prizma olarak tanımlanmaktadır (Tüysüz vd., 1995; Rojay, 2013).

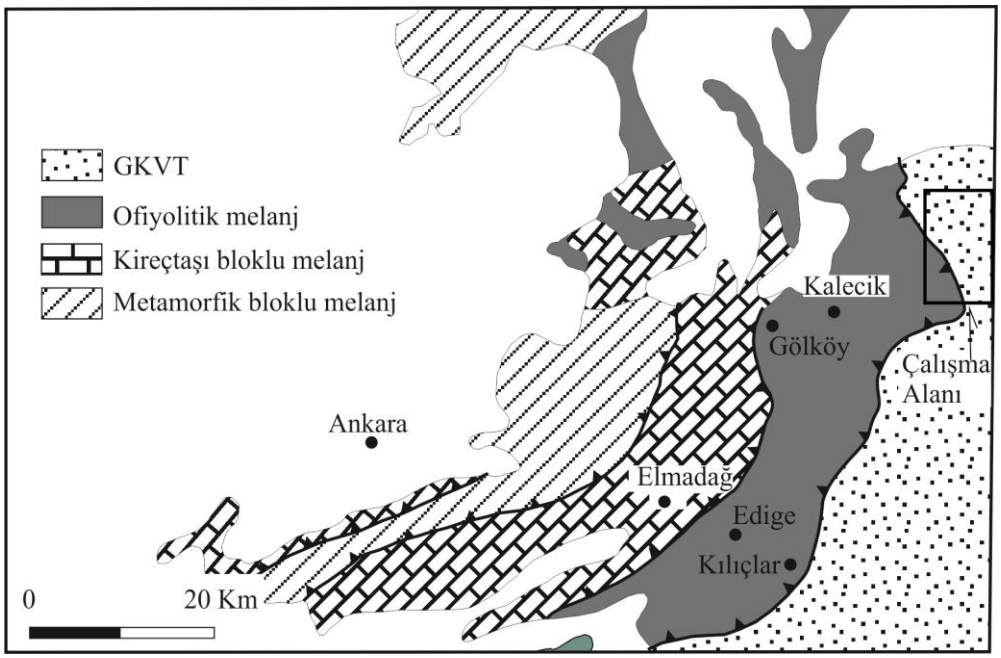
Norman (1984)'a göre litolojik ve kökensel anlamda yedi ana kuşağa ayırılabilen Ankara Melanjı, Boccaletti vd. (1966), Koçyiğit (1991), Floyd (1993) ve Tankut vd. (1998)'nin çalışmalarında kuzeyden güneye kapsadığı bileşenler açısından haritalanabilir nitelikte üç farklı gruba ayrılmaktadır. Bu tektonik birlikler kuzeyden güneye doğru, a) Metamorfik bloklu melanj, b) Kireçtaşı bloklu melanj ve c) Ofiyolitik bloklu melanjdır (Şekil 2.2).

a) Metamorfik Bloklu Melanj: Yaşları Permiyen'den Triyas'a değişen metabazit ya da metapelitik türde bloklardan oluşan tektonik birlik Koçyiğit (1991) tarafından Üst Karakaya Napı, Tüysüz vd. (1995) tarafından ise Karakaya Birliği olarak tanımlanmıştır.

b) Kireçtaşı Bloklu Melanj: Matriksi çoğunlukla fliş benzeri kırıntılılardan oluşan, farklı boyutlarda Permiyen' den Albiyen' e geniş bir aralıkta yaşlandırılan pelajik ve neritik kireçtaşı blokları ile birlikte diyabazik türde magmatik kayalar ve konglomera gibi çökel kaya bloklarını da barındırmaktadır ve Liyas-Senomaniyen aralığında gelişmiştir (Norman, 1984). Koçyiğit (1991) tarafından Alt Karakaya Napı, Tüysüz vd. (1995) tarafından Sakarya Birimi olarak adlanmıştır.

c) Ofiyolitik Bloklu Melanj: Haritalanan alan içerisinde ÜKVT ile ilişkili olarak görünen Ankara Melanjı'na ait bu tektonik birlik aşağıda ayrıntılı olarak tanıtılmaktadır.

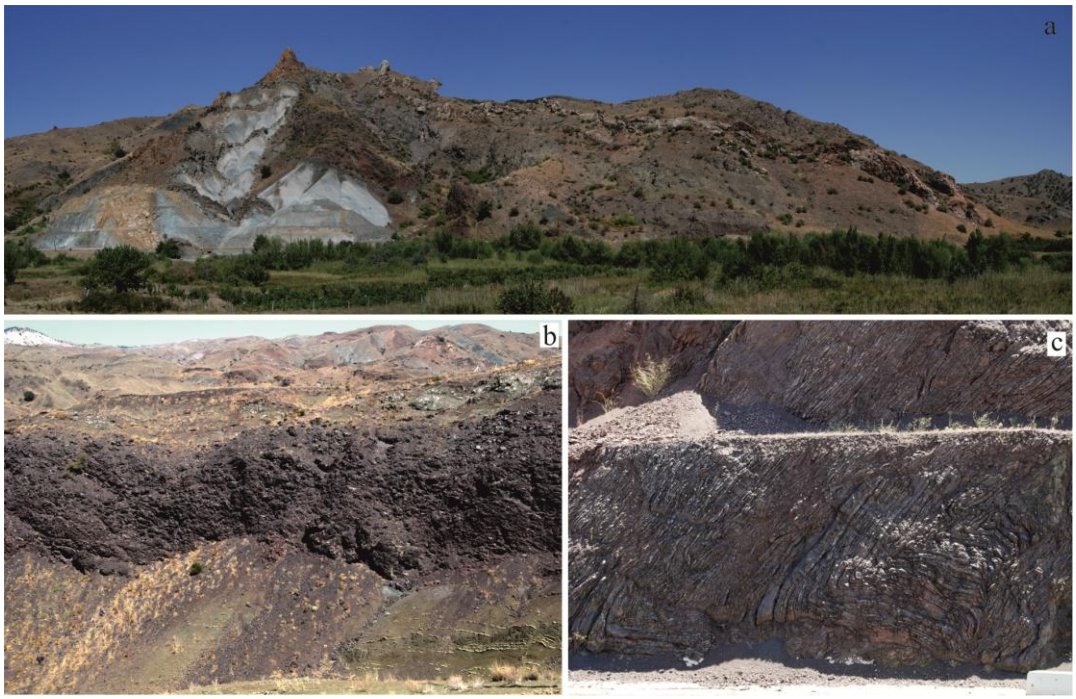
Bu tez çalışması kapsamında Kalecik civarında haritalanan alan içerisinde, Gökçeviran kuzeyi, Buğra batısı ve Tilkiköy güneyinde kalan alanlarda Ankara Melanjı'nın ofiyolitik bloklu melanj kısmına ait birimler yaygınca mostra verir (Şekil 2.3a). Bu birimler Samsam Grubu (Dellaloğlu ve Aksu, 1984), Ankara Ofiyolitik Melanjı (Koçyiğit vd., 1988; Koçyiğit, 1991), Kalecik Birliği (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992), Kuzey Anadolu Ofiyolitik Melanjı (Rojay vd., 2001) ya da Tüysüz vd. (1995)'nin "alt nap" tanımlarına karşılık gelmektedir. Düzenli bir ofiyolit istifi olarak tanımlanan Eldivan Ofiyoliti (Akyürek vd., 1979) ya da Beynam Ofiyoliti'nden (Dellaloğlu, 1991) türeme bloklar içermektedir ve daha bölgesel çalışmalarda Dereköy Formasyonu, Sinanlı Karmaşığı, Ankara Karmaşığı, Kılıçlar Grubu, Eldivan Ofiyolitli Melanjı, Aktepe-Gökdere Formasyonu adlarıyla anılmaktadır (Ünalan, 1976, Dinçer, 1978, Dinçer, 1982, Akyürek vd., 1979, 1984; Çapan ve Buket, 1975).



Şekil 2.2 : Kalecik ve civarının sadeleştirilmiş jeolojik haritası (Tankut vd., 1998'den alınmıştır; ÜKVT: Üst Kretase volkanotortul topluluğu).

Çapan ve Buket (1975) birimin serpantinit, lisfenit, radyolarit, spilitik bazalt ve diyabaz ile Kretase yaşlı (Baremiyen-Senomaniyen) kireçtaşlarından oluştuğunu belirtmektedir. Tüysüz vd., (1995) ise bu litolojilere pelajik çamurtaşı ve fliş benzeri (ıraksak turbiditler) kırıntılılar ile kıtasal kökenli bloklar ve moloz akmaları olarak tanımladıkları epi-ofiyolitik çökellerin eşlik ettiğini belirtmektedirler.

Çalışma alanı içerisinde serpantinitler, bloklar ya da özellikle ÜKVT birimlerine ait çökeller içerisinde tektonik dilimler halinde gözlenmektedir. Serpantinitler oldukça altere ve dağılgan biçimde yer yer topraklaşmış olarak ve bazen de melanjın matriksini oluşturur halde gözlenmektedirler. Kendilerine özgü yeşil renkleri, kaygan ve parlak yüzeyleri ile tipiktirler. Lisfenitler, melanj içerisinde morfolojik olarak oluşturdukları düzensizlikler başta olmak üzere, demir-oksit kaynaklı sarı-turuncumsu renkleri ve kabuksu ve dağılgan yapıları nedeniyle kolaylıkla tanınır haldedir. Haritalanan alan içerisinde Aktepe Köyü güneyinde Delimustafa Tepe civarında ve Gökkis Tepe güneyinde iki alanda, serpantinlerle ilişkili olarak gözlenirler. Mostraların yakın dolaylarında bol miktarda kuvars ve kalsedon yumruları bulunmaktadır.



Şekil 2.3 : a) Yeşilırmak vadisi içinde Delimustafa Tepe civarında ofiyolitli melanjın genel görünümü, b) Yastık yapılı lavlar, c) Çört ve pelajik çökeller.

Çapan ve Buket (1975)'in radyolarit olarak tanımladığı birim, aslen, çört, kırmızı renkli mikritik kireçtaşı, tüf ve şeylerle ardalanmalı, koyu kırmızı bordomsu, ince katmanlı ve kıvrımlı mercek ve bloklar halinde gözlenmekte olan pelajik çökellerden oluşmaktadır (Şekil 2.3c). En açık mostraları çalışma alanının güneyinde Karalar Yerleşimi'nin batısında Kızılırmak vadisi içinde yüzlek verir. Kireçtaşları ve yastık yapılı lavlar genellikle iç içe bir görünüm sergiler. Akyürek vd. (1984) tarafından Triyas yaşlı okyanus kabuğunun bir parçası olarak, Ortaköy Formasyonu içerisinde alttan ve üstten volkanik kumtaşı ile sınırlı olarak tanımlanan çörtlerin, Orta-Alt Triyas yaş bulgusuna işaret eden radyolaritler içerdiği rapor edilmiştir. Ancak daha güncel çalışmalar Ankara Melanjı içerisindeki çört bloklarının yaşlarının Albiyen-Noriyen aralığında değiştiği ortaya koymaktadır (Bragin ve Tekin, 1996).

Çalışma alanının güneyinde Karalar köyü civarında, oldukça iyi korunmuş yastık yapılı spilitik bazaltlar gözlenmektedir (Şekil 2.3b). Yastık lavlar çörtlerle içiçedir ve morumsu- kırmızımsı renklidirler. Önceki çalışmacıların gözlemlerine göre, yer yer 3-4 km^2'lik alanları kaplayan akıntılar halinde gözlenen lavlar, başlıca klorit, albit, epidot, pumpelit ve fenokristaller halinde piroksenlerden oluşup, bol miktarda küresel ya da küresele yakın kalsit, klorit veya zeolit ile doldurulmuş amigdaller içermektedir (Çapan ve Buket, 1975; Dellaloğlu, 1992). Yastık yapılı lavların

aralarını dolduran mikritik karbonatlar içerisinde Orta-Geç Jura yaş aralığını işaret eden foraminifer, ammonit ve krinoidler bulunmaktadır (Rojay, 2001).

Ankara Melanjı'nın ofiyolit bloklu melanj kısmı bol miktarda mikritik özellikte allokton kireçtaşı blokları ile sparitik ve Baremiyen-Kampaniyen yaşlı fosiller barındıran otokton kireçtaşları bulundurmaktadır (Çapan ve Buket, 1975). Yerli kireçtaşlarından elde edilen yaş bulguları Tüysüz vd. (1995)'nin ofiyolitli melanjın yer yer matriksini oluşturduğunu düşündükleri pelajik birimler içerisindeki karbonatlı seviyelerin yaş bulguları ile uyuşmaktadır. Gökçen (1977)'in verilerine göre ise kireçtaşı blokları Permiyen'den Geç Kretase'ye (Senomaniyen) kadar geniş bir zaman dilimini içermektedir.

Ankara Ofiyolitik Melanjı için tek tip bir matriksin varlığından söz edilemez ancak en genel tanımıyla matriksin ofiyolitik olduğu kabul edilmektedir (Akyürek vd. 1979, Norman, 1984, Tankut vd. 1998, Dilek ve Thy, 2006, Rojay, 2013). Çalışma alanı dahilinde yapılan gözlemler de bu bulguyla uyuşmaktadır ve özellikle Aktepe Köyü civarındaki mostralarda matriksin tamamen serpantinlerden oluştuğu görülmektedir. Ancak güney alanda serpantin yerini kısmen çört-çamurtaşı görünümü kazanan fliş benzeri çökellere bırakır. Nadiren yastık lavların, melanjın bloklarına bağlayıcı vazife üstelendiği gözlenir. Tüysüz vd. (1995) yer yer melanjın matriksini oluşturan pelajik çökeller ile ara katkılı olarak gözlenen kiraçtaşlarının içerisinde Kampaniyen-Maastrihtiyen yaş verisi sunan fosil bulgularından bahsetmektedir. Buna göre melanjın gelişim yaşı Kampaniyen-Maastrihtiyen dönemini de kapsamaktadır.

Çalışma sahası içerisinde ofiyolitik melanjın tüm birimlerini kesen ve kilometrelerce uzanan diyabaz daykları gözlenmektedir. Dilek ve Thy (2006), diyabaz daykları içerisine sokulmuş halde ya da bu daykları kesen ve onlar tarafından kesilen plajiyogranitlerin varlığını ortaya koymuşlardır. Bir örnekten U-Pb yöntemi ile yaşlandırılan zirkonlar, diyabaz daykları ile köken, mekan ve zamanda ortak olduklarını düşündükleri plajiyogranitlerin kristallenme yaşını Erken Jura (179±15 My) olarak belirlemektedir (Dilek ve Thy, 2006). Bu veri Rojay (2001)'in fosil bulgularıyla birlikte değerlendirildiğinde, plajiyogranitlerin üzerinde geliştiği okyanus tabanının Erken Jura'dan daha yaşlı olması gerektiğini ortaya koyması açısından önemlidir.

Norman (1984) tarafından, Neo-Tetis'in kuzey kolunun, kuzeye oblik bir hareketle tüketilmesi sonucu oluşan İAEKK'nın parçası olarak Ankara Melanjı'nın gelişimi, Erken Jura-Orta Oligosen aralığında yaşlandırılmaktadır. Ancak, melanja ait kireçtaşlarından ve melanjın matriksi içerisindeki pelajik çökellerden elde edilen fosil bulguları ile birlikte melanjı uyumsuz olarak örten çökellerin Üst Paleosen-Eosen yaşlı (Tüysüz vd., 1995) olması, melanjın bölgeye yerleşiminin Kampaniyen-Maastirihtiyen aralığında gerçekleştiğine işaret etmektedir. Ankara ve Merzifon dolaylarında ofiyolitik melanja ait birimlerin üste doğru dereceli olarak Maastrihtiyen yaşlı sığ denizel çökellere geçmesi bu sonucu desteklemekte ve ofiyolitik melanjın gelişim yaşını Üst Kretase ile sınırlamaktadır (Tüysüz vd., 1989; Yiğitbaş vd., 1990, Tüysüz vd., 1995, Rojay ve Süzen, 1997).

ÜKVT ile yukarıda tanımlanan Ankara Melanjı'na ait birimlerin dokanak ilişkileri çalışma alanı içerisinde genel olarak tektoniktir. Tilkiköy güneyi ile Buğra Köyü batısında kalan alanda K-G bir hat boyunca gözlenen dokanak yaklaşık 80°'lik bir fay düzlemidir. Ancak fayın karakterini ortaya koyacak gözlemler eksiktir. Literatürden bilindiği üzere, bölgede melanjın yerleşimine bağlı olarak kuzeyden güneye pek çok bindirme tanımlanmaktadır. Bu nedenle birimler arasındaki dokanakların ilksel konumları sonraki tektonik olaylar nedeniyle bozulmuş olmalıdırlar. Ancak çalışma alanının kuzeyinde Gökçeviran kuzeyi ve Tilkiköy güneyinde melanja ait serpantinitler ile ÜKVT'na ait fliş benzeri çökeller arasında ilksel ilişkinin yer yer korunduğu, yaklaşık 20-25^{o}'lik bir açı ile melanj birimlerinin ÜKVT birimlerinin üzerinde durduğu gözlenmektedir. Aktepe köyü güneyinde Çeşmebaşı Tepe mevkiinde, ÜKVT'na ait iki farklı lamprofirik daykın ve 0.1 km^{2}'lik alanda gözlenen tefritik stokun melanja ait birimleri kestiği ve içine yerleştiği gözlenmektedir. Benzer biçimde daha kuzeyde Tilkiköy civarında güneyinde melanja ait serpantinlerin, Gökkis Tepe batısındaki alanda yaklaşık olarak K-G konumlu bir lamprofirik dayk tarafından kesilmekte olduğu gözlenir.

Osmancık Yöresi

Osmancık civarında ve esasen Tosya'nın kuzeyinde geniş alanlarda gözlenen, metamorfizma geçirmemiş, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik, epiofiyolitik birimler ile pelajik çökelleri birlikte bulunduran birim Kirazbaşı Karmaşığı olarak tanımlanmaktadır (Tüysüz, 1985, Tüysüz, 1986, Tüysüz ve Tekin, 2007). Üst Kretase öncesi yaşlı farklı kökenli metamorfik dilimler üzerine stratigrafik dokanakla

ve şeyl-pelajik kireçtaşından oluşan düzenli bir istif şeklinde başlayan Kirazbaşı Karmaşığı üstte doğru tektonik bir karmaşık halini alır (Yiğitbaş vd., 1990).

Bu özellikleri itibariyle Kirazbaşı Karmaşığı Ankara Melanjı'nın doğu devamı niteliğindedir. Osmancık yöresinde birim, Maksutlu Köyü kuzeyinde, Kızılırmak vadisi içerisinde gözlenmektedir ve ağırlıklı olarak koyu kırmızı-bordo renkli, dayanımı oldukça yüksek çört ara katkılı pelajik kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Ofiyolitik kayalardan derlenmiş malzemeleri daha az bulundurması ve matriksin yaygın olarak pelajik çökellerden oluşması nedeniyle çökel bir melanj olarak tanımlanabilir. Melanj içerisinde en bol bulunan bloklar serpantin bloklarıdır ve istifin üstüne doğru, ofiyolitik kayaların birbirleriyle dilimlenmeleri ve bazı dilimlerin pelajik çökeller tarafından stratigrafik olarak örtülmeleri sonucu Kirazbaşı Karmaşığı, olistostromal ve tektonik karışmanın bir arada görüldüğü ofiyolitik bir melanj niteliği kazanır (Yiğitbaş vd., 1990). Karmaşık içindeki serpantinler koyu yeşil-siyah, genellikle yağımsı parlaklıkta, sabunumsu görünümlü olup, blokların matriks ile temas ettiği zonlarda yaygınca makaslanmışlar ve kataklastik yapraklanma geliştirmişlerdir.

Tüysüz ve Tekin'in (2007) karmaşığın matriksini oluşturan çökellerden elde ettikleri paleontolojik bulgularına göre melanjın yaşı Geç Valanjiniyen-Erken Barremiyen ile Orta Albiyen-Senomaniyen arasındaki zaman dilimine karşılık gelir. Okay vd. (2006) ise Kirazbaşı Karmaşığı'nın taban seviyelerinde Turoniyen'i işaret eden fosil bulgularından ve pelajik kireçtaşı blokları içerisinde Albiyen'i işaret eden planktonik foraminiferlerden bahsederler. Aynı yazarlar Kirazbaşı Karmaşığı'nı Turoniyen yaşlı bir ön ülke havza çökelleri olarak değerlendirirler.

Kirazbaşı Karmaşığı'na ait birimlerin Osmancık'ta ÜKVT'na ait birimlerle ilişkisi gözlenmez. Ancak birim Kunduz metamorfitine ait metakarbonatlar ve mermerler ile tektonik olarak bir araya gelmekte ve Maksutlu köyü doğusunda Eosen yaşlı Örencik Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtüldülmektedir.

Gümüşhacıköy Yöresi

Amasya civarındaki mostralarında, Sarılar Formasyonu ve Amasya Formasyonu (Alp, 1972; Tüysüz 1996), Tokat civarında Tekelidağ karmaşığı (Yılmaz, 1980, 1981a; Terlemez ve Yılmaz, 1980a, b) olarak adlanmış olan birim, Rojay vd. (2001) tarafından Kuzey Anadolu Ofiyolitik Melanjı olarak tanımlanmaktadır.



Şekil 2.4 : Gümüşhacıköy Sultançayırı yaylası civarında melanj ve melanja ait kireçtaşı blokları ile çört-radyolarit çamurtaşlarının genel görünümü.

Gümüşhacıköy bölgesinde birim başlıca serpantinit, spilit, çört-radyolarit, çamurtaşları ile rekristalize kireçtaşı bloklarından oluşur (Şekil 2.4). Serpantinit, spilit litolojilerinin yaygın olduğu kesimler tektonik melanj karakterindedir. Buna karşın, bordo renkli, çört-çamurtaşı ve kireçtaşı bloklarının yaygın olduğu kesimler çökel bir karmaşık özelliğindedir. Böyle alanlarda matriks ileri derecede ezik ve makaslanmalı olup çört ve çamurtaşı litolojilerinden oluşmaktadır. Kireçtaşı blokları Gümüş ile Niyazbaba türbesi arasındaki dağlık alanlarda km boyutlarına ulaşmakta, dayanımlarının yüksek olması nedeniyle de bölgede tepelik alanları ve zirve noktalarını oluşturmaktadır (Şekil 2.4). Melanj birimi, Kalecik yöresinde de olduğu gibi yer yer diyabaz bileşimli dayklar ile kesilmektedir. Birimin yaşı Alp (1972) tarafından Turoniyen-Kampaniyen, Tüysüz (1996) tarafından da Senomaniyen-Alt Kampaniyen olarak belirlenmiştir.

2.1.1.2 Metamorfik Temel Birimler

ÜKVT'na temel oluşturan metamorfik kayalar çalışma alanı içerisinde Amasya, Gümüşhacıköy, Osmancık ve Tosya bölgelerinde gözlenir. Bunlar Sakarya Kıtası temelinde görülen Karakaya Karmaşığı' nın doğu devamlarıdır. Bu birim ilk kez Biga yarımadasında Bingöl vd. (1975) tarafından Karakaya Formasyonu adıyla tanımlanmış ve izleyen dönemlerde pek çok çalışmaya konu olmuştur. Birim Tekeli

(1981)'nin öncel çalışması sonrasında, Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından Karakaya Karmaşığı olarak adlanmıştır. Okay ve Göncüoğlu'nun (2004) görece daha güncel bir çalışmasına konu olan birim iki ana yapısal unsur altında incelenir: a) *Alt Karakaya Kompleksi:* Genelde mavi ve yeşilşist fasiyesinde başkalaşıma uğramış (Triyas ya da Paleozoyik sonu) mafik lav ve piroklastikler ve bunlara eşlik eden şeyl ve kireçtaşı ardalanması ve b) *Üst Karakaya Kompleksi:* Permiyen-Triyas yaşlı egzotik kireçtaşı blokları bulunduran, Permiyen veya Triyas yaşlı oldukça deforme volkanik, klastik ve volkanoklastik birimler.

Batı'da Biga Yarımadası'ndan Doğu'da Erzincan'a kadar izlenen Karakaya Karmaşığı'na ait birimler Osmancık ve Tosya dolaylarında Kunduz Metamorfiti (Tüysüz ve Yiğitbaş, 1994), Gümüşhacıköy ve Amasya civarında ise Tokat Masifi (Blumenthal, 1950; Yılmaz vd., 1997) adlarıyla bilinmektedir.

İnceleme alanında yer alan metamorfik temel kayaları aşağıda iki farklı yöre için ayrı ayrı ele alınmışlardır.

Tosya ve Osmancık Yöreleri

Orta Pontidler'de Gümüşoluğu ve Aktaş Formasyonları ile birlikte Karakaya Birliği'ni oluşturan Kunduz Formasyonu, alt seviyelerinde yastık yapılı lavların korunduğu yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış çökel ve magmatik kayalardan oluşmaktadır (Tüysüz, 1990). Üste doğru çökel arakatkıların artması ile fillat-şist görünümü kazanan birim, istifin orta kesimlerinde metamorfizmaya rağmen tabakalanmanın korunduğu kırmızı renkli metakarbonatlar ve arakatkılı metalav-fillat ardalanmasından oluşur. İstif, en üstündeki seviyelerinde mermer ve ofiyolitik bloklar içeren metabazit-fillat ardalanması halini alır (Tüysüz 1990, Yılmaz vd. 1997).

Kunduz Formasyonu'na ait litolojilerin yanal ve düşey olarak sık ve ani değişimleri, birime kendine özgü bordo-yeşil renkli bir görünüm kazandırmıştır. Tosya civarında metamorfik temel kayalar, kıvrımların geliştiği, oldukça deforme, parlak yüzeyleri ve yeşil renkleri ile tipik, fillat-şist görünümündedirler ve metakarbonat arakatkılıdırlar (Şekil 2.5c-d). Çalışma alanı içerisinde KD-GB uzanımlı bir kuşak oluştururlar ve diğer birimlerle tektonik dokanaklıdırlar. Sadece çalışma alanının doğusunda, Akseki köyü civarında ÜKVT'na ait çökel birimlerin metamorfik kayaları uyumsuz olarak örttüğü gözlenir.



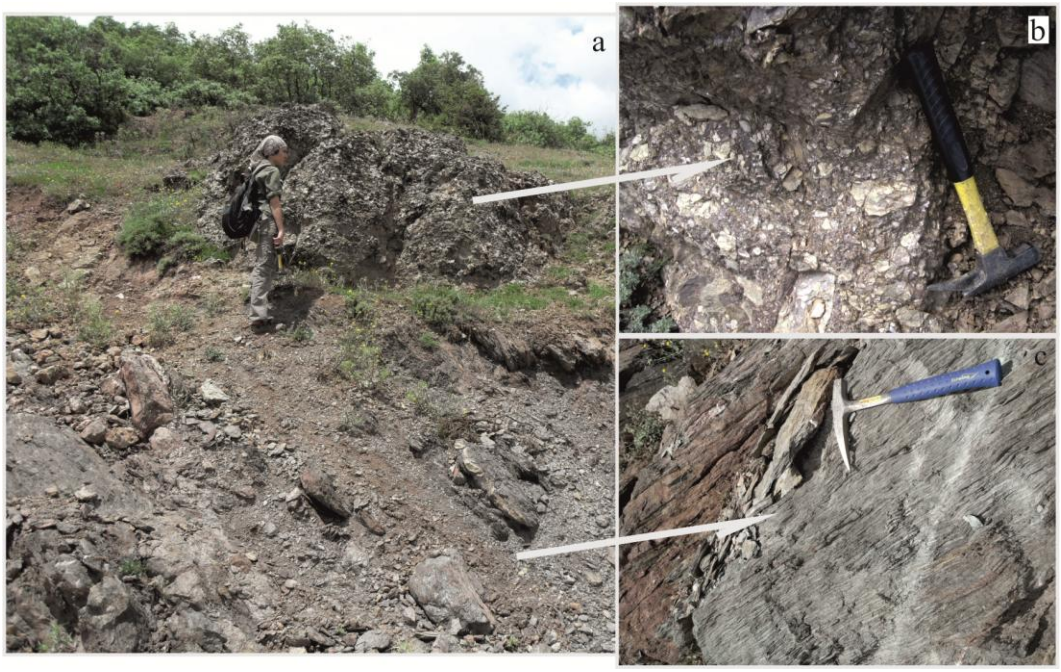
Şekil 2.5 : Tosya ve Osmancık civarında metamorfik temel birimler. a) Osmancık dolaylarında metakarbonat ve metabazitler, b) Osmancık, Kızılırmak Vadisi Meşeliçukur Sırtları civarında ileri derecede yapraklanmanın geliştiği sleytler c) Tosya dolaylarında metakarbonat arakatkılı fillatlar ve d) Tosya Akseki civarında deforme ve kink kıvrımlarının geliştiği fillat-şistler.

Osmancık yöresinde, Metmenli dere vadisi içerisinde Triyas yaşlı rekristalize kireçtaşı blokları kilometre büyüklüğüne ulaşır. İlksel olarak ekaylı olan rekristalize kireçtaşı ve sleyt-şist dokanakları Kuzey Anadolu Fayı'na bağlı yanal atımlı faylarla bozulmuşlardır. Osmancık yöresinde, Kızılırmak vadisi, Meşeliçukur Sırtları civarında metamorfik kayalarda metamorfizma derecesi düşüktür ve ilksel kayaların şeyl, silttaşı kökenleri tanınabilmektedir (Şekil 2.5b). Osmancık civarında metamorfik temel kayaları ve ÜKVT'na ait birimler Eosen yaşlı Örencik Formasyonu ve Beynamaz volkanikleri tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Kargı Kompleksi'nin Karakaya Birimleri için metamorfizma yaşı Permo-Triyas olarak kabul edilmekle birlikte, amfibolitlerden elde edilen tüm kaya K-Ar yaşları arasında Geç Triyas bulgusuna da rastlanılmaktadır (Okay vd., 2006).

Gümüşhacıköy ve Amasya Yöresi

Gümüşhacıköy'de inceleme alanının KD'sunda Kılıçaslan köyü civarında yaklaşık 1.5 km^2'lik alanda yüzlek veren bordomsu gri renkli, parlak yüzeyli, mükemmel yapraklanma gösteren fillat şist (Şekil 2.6c) ve bunlar içerisinde seyrek olarak gözlenen siyah renkli bantlı mermerler ile temsil olunan topluluk Tüysüz'ün (1996) tanımına göre Ovasaray Metamorfitleri'nin kısmen karşılığıdır.



Şekil 2.6 : Gümüşhacıköy Kılıçaslan yerleşimi civarında metamorfik temel kayalar a) temel birimler ve üzerleyen ÜKVT'nin epiklastik üyesine ait birimlerin genel görünümü, b) temel üzerine uyumsuz olarak başlayan epiklastik üyenin taban breşi, c) yeşil-bordo renkli, yapraklanmalı fillat ve şistler.

Birim ÜKVT ile uyumsuz olarak örtülmekte ve ayrıca yine bu birim ile tektonik dokanaklar sunmaktadır (Şekil 2.6). İki birim arasında stratigrafik ilişkinin korunduğu alanda (Gümüşhacıköy-Kılıçaslan civarı), ÜKVT epiklastik birimi, tabanda kırmızı renkli çamur taşından oluşan bir matriksle tutturulmuş köşeli elemanlı metamorfik kaya çakıllarından oluşan bir taban seviyesi ile karakterizedir (Şekil 2.6b). Yaklaşık 20 cm kalınlığında bir zon olarak gözlenen taban kırıntılıları üste doğru tedrici olarak kumtaşı ve lav bloklu, bolca volkanojenik elemanlı tipik epiklastik istife yerini bırakır.

Amasya Bölgesi'nde temel kayaları Tokat Grubu'na ait kuvars damarlı metapelitler ile yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş volkanik, volkanoklastik, piroklastik, karbonat, radyolaritler ve bunlara eşlik eden mafik intrüzyonlardan meydana gelen

iki farklı alt gruba ayrılmıştır (Rojay, 1995). Tüysüz (1996)'e göre Amasya civarında, bu ayırt a) Karasenir Formasyonu ve b) Karakaya Kompleksi şeklindedir. İlk kez Alp (1972) tarafından adlanmış olan Karasenir Formasyonu kireçtaşı mercekleri içeren zayıf metamorfik ancak oldukça deforme çakıltaşı, kumtaşı, şeyl gibi kırıntılılardan oluşmakta olup kireçtaşı merceklerinden elde edilen fosil bulguları birimin Orta Siluriyen yaşlı olduğunu göstermektedir. Aynı çalışmaya göre Karakaya Kompleksi, çeşitli derecelerde metamorfizmaya uğramış çökel, volkanikler ve çeşitli bloklardan oluşmaktadır ve Paleozoyik yaşlı metamorfik bir temel üzerinde gelişmiş Permiyen karbonat platformunun parçalanması ile Triyas'ta açılıp Liyas'tan önce kapanan bir okyanusal havzayı temsil etmektedir (Tüysüz, 1996).

Amasya civarında inceleme alanı güneyinde yüzlek veren metamorfik kayalara ilişkin gözlemler ise oldukça sınırlıdır. Genelde dağılgan halde bulunan sleyt ve fillat görünümlü metamorfik kayalar topoğrafik olarak düzlük alanları oluşturmaktadır. Bazı mostralarında yeşilimsi gri ya da bordomsu renkli oldukları ve ileri derecede yapraklanmış oldukları gözlenmiştir.

2.1.2 Üst Kretase Volkanotortul Topluluğu (ÜKVT)

Bu çalışmada Üst Kretase Volkanotortul Topluluğu (ÜKVT) adıyla tanımlanan birimler, batıda Kalecik'ten doğuda Amasya'ya kadar gözlendikleri kuşak üzerinde, farklı çalışmacılar tarafından pek çok farklı isimle tanımlanmışlardır. Birime verilen isimler Çizelge 2.2'de özetlenmeye çalışılmıştır.

ÜKVT genel olarak volkanik malzemelerden beslenmiş çökel bir istif içerisinde yanal ve düşey yönde geçişli halde bulunan piroklastikler ile bunlara eşlik eden lavlardan oluşur. Birim geniş dağılımı göz önünden bulundurulduğunda, oldukça farklı litolojik unsurlar içerir. Bunlar başlıca resifal kireçtaşı arakatkıları içeren fliş benzeri kumtaşı-silttaşı ardalanması, kötü boylanmış, lavlardan gereçler içeren tane ya da matriks destekli epiklastikler, az oranda tüf boyutlu piroklastikler ile tüm bunları kesen dayk ve stoklar halinde yerleşmiş volkanikler ve çökellerle arakatkılı halde bulunan lav seviyeleri olarak gözlenirler.

ÜKVT'nun dağılımı, litoloji değişkenliği ve bu çalışmanın ana konusu olması göz önünde bulundurularak herbir bölge için ayrı başlıklar altında tanıtılacaktır.

2.1.2.1 Amasya

Amasya Bölgesi'nde ÜKVT Alp (1972) tarafından Lokman Formasyonu, daha sonraki çalışmacılar tarafından Kışlacık, Karatepe, Geyiközü ve Fındıklı Formasyonları olarak tanımlanmıştır (Koçyiğit vd., 1988; Rojay, 1995). Amasya'da Boğazköy civarında kuzeyde Lapköyü ile güneyde Fındıklı yerleşimleri arasında yayılım göstermektedir.

Amasya Bölgesi'nde ÜKVT'na ilişkin haritalama çalışmalarında, bölgenin stratigrafisini ayrıntılı biçimde ortaya koyması nedeniyle Alp (1972)'in çalışması esas alınmıştır. Tüm tektonik faaliyetlere rağmen ÜKVT'nun iç yapısı bu alanda oldukça iyi korumuştur. Kuzeye doğru gençleşen birim tabanda fliş benzeri çökellerle başlar ve üste doğru epiklastik olarak tanımlanan farklı boylarda kısmen kötü boylanmış halde çoğunlukla andezitik lav çakılları ile bunları tutturan çamurtaşı-silttaşı-kumtaşı boyutlu bir matriksten ibaret olan çökeller halini alır. Epiklastik seviye içerisinde andezitik lav seviyeleri gözlenir.

ÜKVT çökel kayaları tanıtılırken kolaylık sağlaması amacıyla "fliş üyesi "ve lav çakıl-blokları ile bunları bağlayan kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı matriks bulunduran birimler ise "epiklastik üye" olarak adlanarak tanıtılacaktır. Amasya civarında fonolit ve tefritler ile lamprofirik dayklar tüm bu kırıntılı birimi keserek yerleşen dayk ve küçük stoklar halinde gözlenir. Haritalanan alanın en kuzeyinde lösitli kayalar epiklastik birim içerisindeki çakıllar da dahil olmak üzere gözlenmez ve lamprofirik kayalara trakitler eşlik eder.

Bölgede Kretase yaşlı çökeller içerisinde feldispatoidli volkaniklerin varlığı Blumenthal'in 1950 tarihli çalışmasından beri bilinmektedir. Lokman Formasyonu'nun Doğu Pontidler'deki devamı Everekhanları Formasyonu adıyla bilinmektedir.

Çizelge 2.2 : Kalecik ile Amasya ile sınırlanan hat boyunca ÜKVT'na ait birimlere önceki çalışmalarda verilen isimler (Fm: formasyonu).

<table>
<tr><td colspan="2">Bölge</td><td colspan="8">KALECİK</td><td colspan="2">TOSYA-OSMANCIK</td><td colspan="4">GÜMÜŞHACIKÖY-AMASYA</td></tr>
<tr><td colspan="2">Referans</td><td>Çapan ve Buket (1975)</td><td>Tüysüz vd. (1995)</td><td>Kaymakçı vd. (2009)</td><td>Dellaloğlu vd. (1992)</td><td colspan="2">Rojay ve Süzen (1997)</td><td>Akyürek vd. (1984)</td><td>Gedik ve Korkmaz (1984)</td><td>Tüysüz (1999)</td><td>Alp (1972)</td><td>Tüysüz (1996)</td><td>Rojay (1995)</td><td>Koçyiğit vd. (1988)</td></tr>
<tr><td>Seri</td><td>Kat</td><td colspan="8"></td><td colspan="2"></td><td colspan="4"></td></tr>
<tr><td rowspan="7">Üst Kretase</td><td>Maastrihtiyen</td><td>Sakızlık Frm</td><td rowspan="2">Yapraklı Frm</td><td rowspan="6">Bürtü Grubu (Badığın, Kavak, Malıboğazı, Yapraklı ve Yaylaçayı Formasyonları)</td><td rowspan="3">Yapraklı ve Malıboğazı Formasyonları</td><td rowspan="3">Rudistli Karbonatlar Kırmızı Kırıntılılar</td><td rowspan="7">Fliş</td><td rowspan="7">Kretase Ofiyolitik Melanji</td><td>Samanlık Frm</td><td>Yemişliçay Frm</td><td>Akveren Frm</td><td colspan="2" rowspan="2">Lokman Formasyonu</td><td>Kışlacık</td><td rowspan="2">Geyiközü Frm.</td></tr>
<tr><td>Kenanındere Frm</td><td>Ilıcapınar Frm</td><td rowspan="2">Gürsökü Frm</td><td>Karatepe</td></tr>
<tr><td>Kampaniyen</td><td>Bulduktepe Formasyonu</td><td rowspan="5">Yaylaçayı Formasyonu</td><td rowspan="3">Kılıçlar Grubu (Karadağ Frm Hisarköy Frm Cengizpınar Volkanit Üyesi)</td><td rowspan="2">Kapanboğazı Frm.</td><td rowspan="3">Yemişliçay Frm</td><td rowspan="3">Sarılar Frm</td><td rowspan="4">Amasya Frm.</td><td rowspan="4">Kuzey Anadolu Ofiyolitik Melanjı</td></tr>
<tr><td>Santoniyen</td><td rowspan="4">Aktepe ve Gökdere Fromasyonları</td><td rowspan="3">Yaylaçayı Formasyonu ve Kirazbaşı Karmaşığı</td><td rowspan="3">Kırmızı-yeşil Pelajik Çamurtaşları ve Sedimanter Melanj</td></tr>
<tr><td>Koniasiyen</td><td rowspan="3">Kapanboğazı Frm</td></tr>
<tr><td>Turoniyen</td></tr>
<tr><td>Senomaniyen</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td rowspan="2">Pelajik Karbonatlar</td><td rowspan="2">Karakaya Napı</td></tr>
<tr><td>Alt Kretase</td><td></td><td>Kızılırmak Ofiyoliti</td><td></td><td>Kösdağ Formasyonu ve Gölahlatçık Ofiyoliti</td><td>Platform Karbonatları</td><td>Eldivan Ofiyoliti</td><td colspan="2">Çağlayan Frm</td><td>Ferhatkaya Frm</td><td>Soğukçam
Bilecik Kireçtaşı</td><td>Platform Karbonatları</td></tr>
</table>

İstif altta Üst Kretase yaşlı kireçtaşları ile iç içe bulunan, üste doğru ise lösitli bazaltik volkaniklerin eşlik ettiği kırmızı renkli karasal kırıntılıların hakim olduğu sığ denizel-karasal bir birim olarak tanımlanmıştır (Bektaş ve Gedik, 1988).

Amasya dolaylarında önceki çalışmacılar tarafından birime yaş verisi sağlayan pek çok fosil derlenmiştir. Alp (1972) birimin mikro fosillerden ziyade makro fosillere göre yaşlandırır ve epiklastik birimlerle yanal girik halde bulunan ve *Actaeonella sp., Hippurites sp*. bulunduran seviyelerden dolayı birime Kampaniyen-Maastrihtiyen yaşını verir. Koçyiğit vd. (1988) ise birimi, Alt Kampaniyen-Maastrihtiyen olarak yaşlandırır.

Fliş Üyesi

Boğazköy güneyinde Geyiközü ve Fındıklı yerleşimleri arasında volkano-tortul istifin gözlenebilir en alt seviyesini oluşturan çökeller genel itibariyle sarımsı boz renkli ve ince tabakalı (1-3 cm) kumtaşı-şeyl ardalanması ile temsil edilmektedir. Üste doğru istifte yer yer bordo renkli, kompakt, çok ince tabakalı, kırılgan silttaşı ve marnlar gözlenir. Böyle zonlarda volkanik malzemenin artmasıyla birlikte andezitik bileşimli tüf/tüfitlere, volkanojenik kumtaşlarına ve epiklastik çökellere geçilmektedir. Çökel kayalarının alt kesimlerinde resifal kireçtaşları, istifte daha altta yer alan Jura-Kretase kireçtaşlarından çakıl, blok ve olistostromlar da gözlenmiştir. Fliş benzeri çökel kayalar Alp'in (1972) çalışmasına göre Amasya Formasyonu'na ait birimleri taban konglomerası ile başlayarak uyumsuz olarak üzerler. Ancak ne ilksel dokanak ilişkisi ne de bahsedilen taban kongomerası tarafımızdan gözlenememiştir. Haritalanan alanda ÜKVT Fliş Üyesi'nin temel kayalar ile tektonik dokanaklı olduğu görülür.

Fliş benzeri birimler üstte doğru volkanik gerecin artmasıyla, volkanojenik bir kumtaşı görünümü alır ve bu çalışmada epiklastik olarak tarif edilen birimlere geçer. Fliş türü çökeller ile epiklastik birimler yanal yönde geçişlidir ve ardalanır. Bunun sebebi, volkanik gerecin çökelme alanına ulaşmadığı dönemlerde, muhtemelen epiklastik birimlerin yerine silttaşı-kumtaşı seviyelerinin çökelmesidir.

Tepesidelik tepe ile Boğazköy'ü birleştiren KD-GB doğrultulu kesit boyunca bahsedilen ardalanmanın iki kez tekrarlandığı gözlenir. Buna göre en altta yer alan nadirden de olsa çakıltaşı cepleri içeren sittaşı-çamurtaşı-marn ardalanması şeklindeki istif, Bademli Deresi civarında kaba kumtaşı halini alır. 15 cm kalınlığındaki kaba kumtaşı seviyesi tabakalanmanın izlenmediği bol miktarda kötü

boylanmış andezitik lav çakılı içeren kırmızı çamur matriksli ve matriks ya da tane destekli olarak yanal yönde değişiklik gösteren epiklastik seviye ile devam eder. Yaklaşık 2 m kalınlığındaki bu seviyeden sonra 50 cm kalınlığında sarımsı-boz, dağılgan kaba kırıntılılar gözlenir ve istif önce bordo kompakt laminalı marn ve takip eden boz renkli silttaşı-kumtaşı ardalanması şeklini alır.

Alp (1972)'in çalışmasına göre, inceleme alanı dışında flişin doğu devamı niteliğindeki mostralarda *Ammonit* ve *İnoceramus* fosillerinin bulgusuna rastlanılmıştır.

Epiklastik Üyesi

Volkanojenik çökel ya da epiklastik tanımı normal sedimanter süreçlerle yani volkanizmadan bağımsız olan taşınma süreçleriyle çökelmiş olan kırıntılıları ifade etmektedir (Reading, 2002). Bu nedenle çoğunlukla volkanik malzemenin aşınıp, taşınıp depolanması sonucu meydana gelmiş olan çökeller ile temsil edilen Amasya ÜKVT birimleri epiklastik olarak tanımlanmıştır. Epiklastik kayalar Alp (1972) ve Tüysüz'ün (1996) çalışmalarında, genellikle andezit breşi, aglomera, yıkanmış tüf, piroklastik ve volkanik breş tanımlarıyla anılmıştır. Koçyiğit (1988)'in Fındıklı Formasyonu olarak tanımladığı bu birim aslında bu litolojilerin çoğunu bulundurmaktadır.

Epiklastik birimler Yeşilırmak vadisinin KD'sunda oldukça geniş bir alanda yayılım göstermesine rağmen tipik kesit güzergahları vadinin GB'sında ÜKVT Fliş Üyesi'nin yüzlek verdiği kesimlerde gözlenir. Epiklastik birim tane ya da matriks destekli, genelde orta-kötü boylanmalı, taneleri genellikle andezitik lavlardan derlenmiş, belirgin bir iç düzen sunmayan ve kılavuz olarak kullanılabilecek çökel seviyeler haricinde konumu belirgin olmayan olistostrom ya da moloz akıntısı görünümdedir.

Epiklastik birimin çakıl ve blokları genellikle altere yüzeylerinde pembemsi-gri ya da çoğunlukla yeşil, taze yüzeylerinde ise açık-gri renkli, iri feldispat kristalleri ile belirgin andezitik lavlardan oluşmaktadır. İyi-orta derecede yuvarlatılmış blokların büyüklüğü 40-50 cm'ye ulaşabilir ve genelde boylanmanın orta dereceli olduğu söylenebilir. Ziyaret köyü civarında, istifin orta kesimlerinde, 2-3 cm büyüklükte gri renkli andezitler ile 50 cm'ye ulaşan büyüklükteki bordomsu andezitik blokların bir arada görüldüğü oldukça kötü boylanmalı kesimlere de rastlanılmaktadır. Genelde monolitik olarak tanımlanabilecek epiklastik birimler, lösitli ve lamprofirik kayaların mostralarının gözlendiği yerlerde, bu türde çakıllar da içermektedir. Kuzeyde istifin

üstünü temsil eden kesimlerde ise tratik lav çakıllarının andezitler kadar olmasa da yaygınlaştığı görülür. Trakit çakılları açık gri renkli ve iri pembemsi alkali feldispatları ile kolay tanınırlar. Bu çakılların bazılarının makro örneklerinde amfibol ve biyotitler de tanınabilir. Andezitik çakıllardan farklı olarak diğer magmatik kayalardan derlenmiş olan blokların büyüklüklerinin 20 cm'yi geçmediği gözlenir.

Birimin matriksi genel olarak bordomsu kahve renkli silttaşı-kumtaşı boyutlu malzemeden oluşmaktadır. Ancak istifin görece altını temsil eden kesimlerde kırmızı-bordo renkli çamurtaşı-silttaşı görülür. Tane boyu açısıdan çamurtaşı-silttaşı olarak tanımlanan kesimlerde piroksen ve plajiyoklas kırıntıları göze çarpar ve bunlar muhtemelen önceki çalışmacıların piroklastik ya da kristalen tüf olarak tanımladıkları birimlerin eşdeğeridir. Bu noktalarda epiklastik birimin matriks destekli olduğu da gözlenir.

Birimin bloklu ve çakıllı kesimlerde derecelenmeye rastlanmaz. Buna rağmen blok akıntıları nadiren de olsa fliş ile ardalanır ve birimin konumuna ilişkin veri bu seviyelerden elde edilir. Bunlara ek olarak blok akıntıları içerisinde volkanojenik kaba kırıntılı seviyeler ve genelde blokların matriksini oluşturur halde gözlenen bordomsu renkli çamurtaşı-silttaşı boyutlu malzemeden oluşan çökel seviyelere rastlanır. Bu seviyeler yanal ve düşey yönde blok akıntıları ile giriktir ve muhtemelen blok getiriminin azaldığı dönemlerin ürünüdürler.

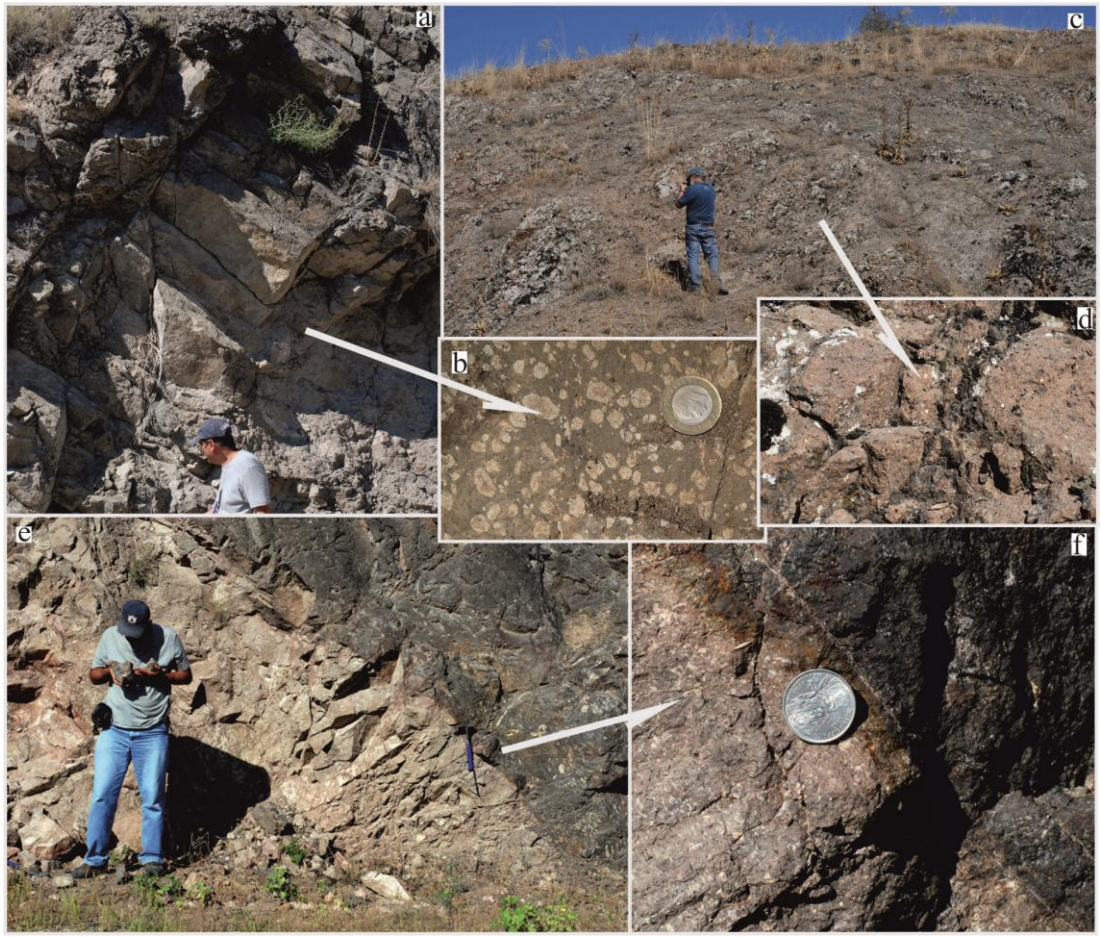
Volkanik Kayalar

Amasya civarında ÜKVT volkanik kayaları, lösitli ve lamprofirik kayalar ile ultrapotasik volkanizmanın en genç ürünleri olan trakitik kayalar ve istifin tabanından itibaren yaygın biçimde gözlenen andezitik kayaları kapsamaktadır ve ayrı başlıkları altında tanıtılacaktırlar.

Lösitli Kayalar

Amasya civarında lösitli kayaların mostralarına Boğazköy güneyinde Yeşilırmak vadisi boyunca stok ve lav seviyesi olarak rastlanır. Çalışma alanının batı sınırında Tüllüçal tepe kuzeyinde fliş benzeri çökeller içerisinde yaklaşık 10 m^2'lik stok, bu mostranın 1 km kadar KD'sunda 40 m^2'lik başka bir stok ile Üçarmut Tepe'nin 1 km GD'sunda 0.5 K m^2'lik stok olmak üzere 3 farklı lokasyonda mostralarına rastlanır. Bunlara ek olarak epiklastik birimler içerisinde gözlenen stoklara yakın alanlarda akıntı şeklinde de gözlenirler.

Fliş içerisine yerleşmiş olan lösitli kaya stoku, oldukça altere ve dağılgan halde gözlenir. Altere rengi sarımsı boz gridir ve çökel birime rengi itibariyle çok benzer, ancak laminalı görünüm sunan silttaşı-marn ardalanması halindeki çökeller içerisinde



Şekil 2.7 : Amasya civarı volkanik kayalarının genel görünümleri a) Soğuma kolonlarıyla tipik lösitli lav akıntısı b) aynı lav akıntısının el örneğinde görünümü, c) fonolitik stok içerisine yerleşmiş halde olan ancak sınırları belirlenemeyen lamprofirik sokulumun genel görünümü d) lamprofirik sokulumun yakından görünümü, e) trakitik dom ve içerisine yerleştiği epiklastik birimlerin genel görünümleri, f) trakitik sokulumun kenarı boyunca gelişmiş camsı dokulu hızlı soğuma zonu.

masif, homojen yapılı olması ve soğan kabuğu alterasyonu göstermesiyle dikkat çeker. Görece daha taze olan yüzeylerinde hamur açık gri renklidir ve damarlar halinde demirli alterasyon zonlarının geliştiği görünür. Lösitler hamur içerisinde seyrek açık pembe-beyazımsı ve mat taneler halindedir. Daha taze örneklerde ise hamur camsıdır ve içindeki lösitler de 1-2 cm irilikte pembe fenokristaller halinde oldukları izlenir.

Lösitli kayalar yukarıda değinilen diğer iki mostrasında ise epiklastik birimlerin içerisine sokulmuş halde gözlenir. Bunlar altere yüzeylerindeki kahve-gri renkleri ve iri, özşekilli, koyu pembe-turuncumsu renkli lösit fenokristalleri içermeleriyle tipiktirler. Lösitli kayalar eklem takımı, tabakalanma, soğuma kolonu ya da benzeri başka yapısal unsurlar sergilememektedir. Bazı kesimlerde lösitler gri, afirik bir hamur içinde bulunur ve bolluk derecelerine göre el örneklerinde "lösitit" olarak tanımlanabilir. Hemen tüm örneklerde kalsitle doldurulmuş vesiküller (amigdal) yaygın olarak gözlenir.

Lav akıntıları şeklinde gözlenen iki ayrı mostrada da lösitli kayalar, 1.5 m'yi geçmeyen seviyeler halindedir. Üçarmut Tepe civarındaki yol yarmasında birim soğuma sütunlu ve tabanda hızlı soğuma kenarı sergileyen bir lav akıntısı halindedir (Şekil 2.7a). Bu alanda kaya beyazımsı pembe, 1 cm büyüklüğe ulaşan idiyomorfik lösit fenokristal ve 0.1-0.5 mm büyüklükte mikrokristalleri bir arada bulunduran porfirik dokulu bir görünüm sergiler (Şekil 2.7b).

Lösitli kayalar, mineralojik ve petrografik özellikleri yukarıdakilerle eşdeğer olan çakıl ve bloklar şeklinde epiklastik birim içerisine de katılmışlardır.

Lamprofirik Kayalar

ÜKVT içinde lamprofirik kayalar tüm istifi kesen ve KB-GD ya da KD-GB konumlu dayklar halinde gözlenmektedir. İstifin en üstünde ise yatay konumlu bir daykın varlığı gözlenmiştir.

Boğazköy güneyinde haritalanabilir ölçekte 3 ayrı mostrası bulunan lamprofirik daykların genişliği 40 cm ile 2 metre aralığında değişir. Lamprofirler sahada turuncumsu açık kahve renkleri, dağılgan yapıları ve içerdikleri bol mika sebebiyle pırıltılı görünümleri ile tipiktir. Boğazköy güneyinde, haritalanan alanın en batısındaki lamprofirik daykın, güneyde epiklastik kayaları kestiği ve kuzey ucunda ise lösitli kaya stoku içerisine yerleşmiş olduğu gözlenir, ancak dokanakları belirgin değildir. Benzer olarak epiklastik kayalarla olan dokanak ilişkisi de çok net olarak takip edilememekte, lamprofirik kayalar, epiklastik birim içinde belli bir doğrultu boyunca öbekler halinde gözlenmektedir (Şekil 2.7 c-d).

El örneklerinde pembe renkli hamur içerisinde özşekilli kahve-bronz mikalar tanınır ve lamprofirik kayalar holokristalen porfirik dokuludurlar. Bazı mafik minerallerin kenarlarında opak zonlar görüldüğünden ve alterasyon durumlarından dolayı olivin

ile ilişkilendirilmiş, kayaların ilksel olarak olivin bulundurduğu düşünülmüştür. Lamprofirik kayalar, lösitli kayalardan farklı olarak lösit minerali bulundurmamaktadır. Epiklastik birimler içerisinde lamprofirik kayaların 10-15 cm'yi aşmayan büyüklükteki köşeli çakılları nadir de olsa gözlenir.

Yukarıda bahsedilenlerin dışında, Lapköyü civarında, ÜKVT istifinin gözlenen en üst kesimlerinde, epiklastik birim içerisinde, 40 cm genişliğinde yatay konumlu bir lamprofir daykının varlığına rastlanılmıştır. Lamprofir daykı, yol kesitinde gözlenebilmiştir. Ancak devamlılık sergilemediğinden trakit ile dokanak ilişkisi gözlenememiştir. Afirik ve siyahımsı kahve renkli olduğundan el örneğinde silttaşı benzeri bir görünüm sunan kaya, siyah renkli mika kümülatları sayesinde çökel bir kayadan ayırt edilir. Marn benzeri kırıklık ve buna bağlı olarak dağılganlık özellikleri gelişmiştir.

Trakitik Kayalar

Amasya yöresinde, Yeşilırmak vadisinin kuzeyinde iki adet trakitik kaya mostrasına rastlanmıştır. Bunlardan biri Kelışığın tepe civarında yaklaşık 5 m genişliğinde KB-GD konumlu bir dayk halinde, diğeri ise Lapköyü civarında bir dom olarak gözlenmektedir. Epiklastik birimler ile ilişkili olarak gözlenen trakitik kayalar pembe renkleri masif görünümleri ve ÜKVT içindeki diğer volkaniklerle karşılaştırıldığında daha masif görünümlü olmalarıyla kolaylıkla tanınır. 2 cm'ye ulaşan büyüklükte iri, özşekilli prizmatik alkali feldispat kristalleri yöre kayası dokanağına paralel olarak yönlenmiş halde bulunmaktadır. Gerek feno- gerekse de mikro-kristallerin dizilimleriyle belirginleşen trakitik doku kayanın tipik özelliklerindendir. Trakitik domun epiklastik birimle olan dokanağında hızlı soğuma sonucunda, koyu renkli ve kısmen afirik ya da mikro kristalli bir kenar zonunun geliştiği gözlenir. Bu zon dokanak boyunca süreklilik arz eder ancak genişliği 2-5 cm'yi geçmez (Şekil 2.7e-f).

Andezitik Kayalar

Andezitik kayalar, epiklastik birimler içerisinde yanal devamlılık göstermeyen ve kalınlıkları genelde 1m'yi aşmayan merceksi geometrili lav akıntıları şeklinde gözlenirler. Genellikle som görünümlü ve taze yüzeylerinde gri renklidirler. Alterasyon renkleri bordomsu kahve ya da yeşilimsi gri olabilmektedir. Boğazköy-Lapköyü arasındaki yol güzergahında otobreşik lavlar şeklinde de gözlenmektedir. El örneklerinde plajiyoklasların neden olduğu porfirik dokuları ile tipiktirler ve ileri derecede alterasyona uğramışlardır.

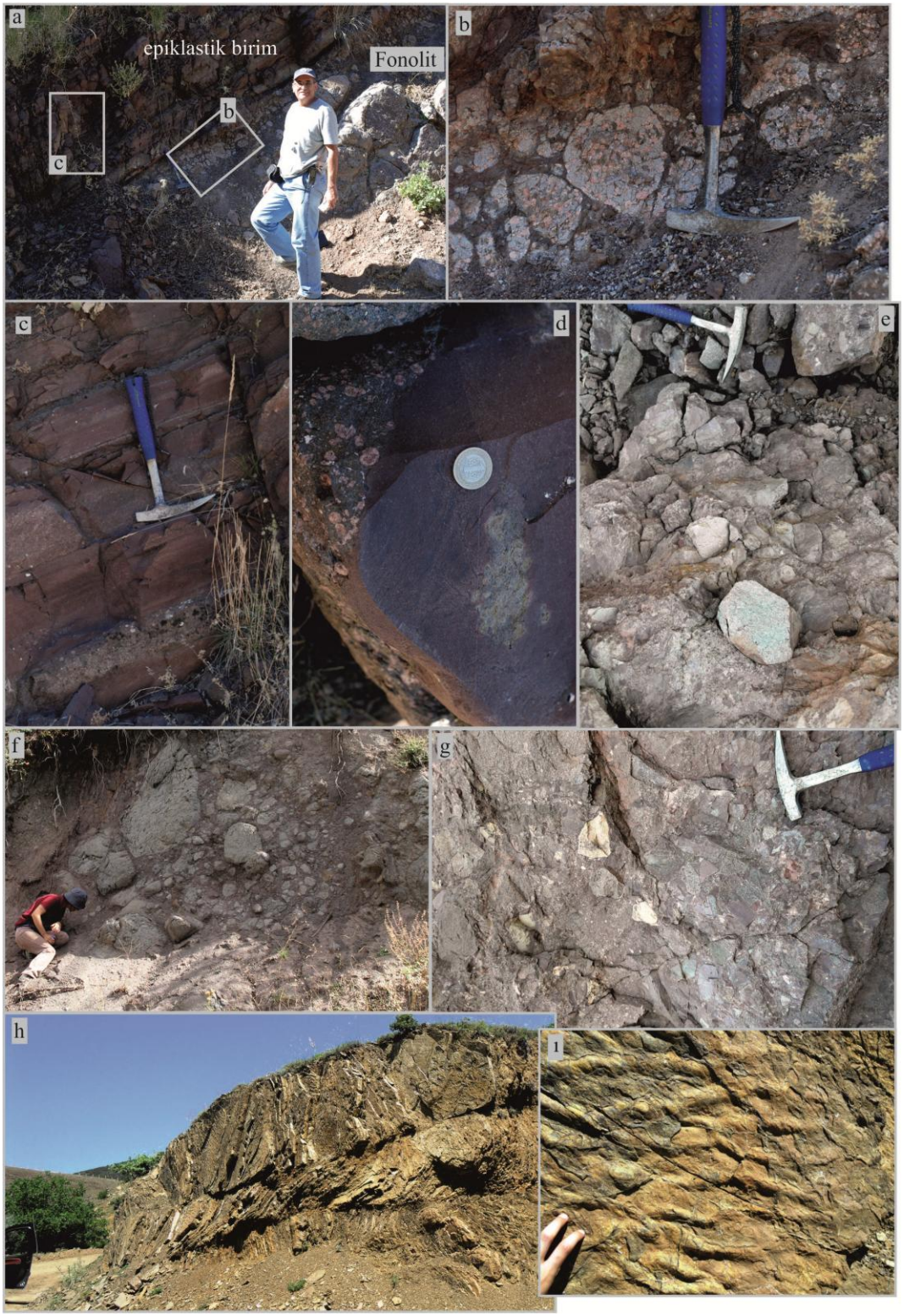
2.1.2.2 Gümüşhacıköy Yöresi

Gümüşhacıköy civarında ÜKVT Amasya civarındaki mostralarının litolojik unsurları ile benzerlik taşır ve bu nedenle Alp (1972)'in Lokman Formasyonu adlaması bu yöre için de geçerlidir. Bölgede tektonizmaya bağlı olarak istif, ilksel yapısal özelliklerini kaybetmiştir. Fliş ve epiklastik üyeleri arasındaki ilksel stratigrafik ilişki tektonik nitelik kazanmıştır. İstifsel bozulma (faylanma, kıvrım, ters dönme vb.) sebebiyle, istifin tabandan tavana değişimi izlenememektedir. Amasya bölgesi için ayrıntılı litolojik tanımlama yapıldığından bu bölgede birim kısaca tanıtılacak, farklılıklara değinilecektir.

Fliş Üyesi

Gümüşhacıköy civarında ÜKVT'na ait fliş türü çökel kayalar yaygın biçimde İmirler ve Karakaya köyleri civarında gözlenir. Genel itibariyle ince katmanlı (1-3 cm), nadiren kalın tabakalı (en fazla 20 cm'ye kadar), yer yer kaba kumtaşı-çakıltaşı mercekleri içeren sarımsı boz renkli, silttaşı, marn kiltaşı ardalanması halinde gözlenir. İmirler Baraj aksı civarında fliş üyesine ait birimler silttaşı-marn litolojisinden ibarettir, tektonizma etkisiyle düşey konumlanmış ve makaslanmış halde bulunmaktadır. Yer yer kaval yapılarının (flute cast) varlığı gözlenir (Şekil 2.8h-ı).

Nispeten açık renkli olan marn seviyeleri konkoidal kırılma yüzeyleri ile karakteristik olup, dağılgan halde ve bazı alanlarla fosil içeriklidirler. Sultançayırı civarında marn ve epiklastik kayalar yanal ve düşey girik ve ardalanmalı olarak bulunurlar. Gümüşhacıköy bölgesinde fliş üyesi, yaygın olarak blok görünümlü resifal kireçtaşları ve diğer bölgedekilerden farklı olarak, yaygın olmamakla birlikte, beyaz renkli ve kuvars kristalleri içeren tüf seviyeleri içermektedir.



Şekil 2.8 : Gümüşhacıköy civarı a) epiklastik üyeye ait çamurtaşı-silttaşı ardalanması ile lösitli kaya sokulumunun dokanağı, b) dokanağın yakından görünümü, c) çamurtaşı-silttaşı ardalanması, d) pişmiş halde gözlenen çamurtaşı, e) epiklastik birim içinde andezit çakılları, f) epiklastik birimin moloz çığı görünümlü kesimleri g) epiklastik birimin genel görünümü, h) fliş üyesi kumtaşlarında tabaka altı yapıları, ı) kaval yapılarının yakından görünümü.

Epiklastik Üyesi

Epiklastik kayalar Gümüşhacıköy bölgesinde tipik olarak bordo kırmızı çamur-silt-boyutlu matriks içerisinde kötü boylanmalı, köşeli-az yuvarlatılmış, gevşek tutturulmuş 1-15 cm arasında değişik boyutta andezitik-bazaltik lav çakıllarından derlenmiş bir çökel görünümündedir. Birim yanal ve düşey yönde belirgin fasiyes farklılıkları sunar. Tabakalanmanın belirsiz oluşu ve düzenli bir yapının bulunmaması sebepleriyle istifin kalınlığı bilinmemektedir. Birim Amasya civarında olduğu gibi monolitik olarak tanımlanabilir, ancak aynı şekilde lösitli kayaların mostralarının bulunduğu alanlarda bu kayalardan derlenmiş çakılları da barındırır. Yer yer ileri derecede porfirik dokuları ile tipik olan trakitik lavlara ait çakıllar ile, koyu renkli ve poroz yapıları ile karakteristik skorya parçaları da bulundururlar. İmirler Köyü, Apdal deresi vadisi içerisinde lösitli kayalara ait stokun, epiklastik birimle olan ilişkisi açık biçimde gözlenmektedir (Şekil 2.8a). Bu alanda epiklastik birim kırmızı renkli bir çamurtaşı-silttaşı görünümdedir ve lösitli kaya stoku ile dokanaklarında, 20 cm'lik bir zonda, yuvarlaklaşmış lösitli kaya parçaları içermektedir (Şekil 2.8b-c). Epiklastik kayalar bu zonda oldukça altere durumdadır ve lösitli kaya çakıllarının arasını dolduran kırmızı renkli bir toprak görünümdedir. Lösitli kaya çakıllarının üste doğru kaybolmasıyla istif kırmızı renkli çamurtaşı-silttaşı ardalanması halinde devam eder ve üste doğru çoğunlukla marn, silisli klastikler ve andezitik lav breşleri içeren bir birim halini alır (Şekil 2.8g). Daha üste doğru porfirik andezit çakılları epiklastik birim içerisinde baskın hale gelir (Şekil 2.8e) ve yer yer blok boyutuna ulaşarak birime bir moloz çığı görünümü kazandırır (Şekil 2.8f). Muhtemelen oldukça sığ derinliklere sokulmuş olan fonolit kütlesi, epiklastik birimin çökelimi sırasında havza tabanına kadar ulaşmış olmalıdır. Bu nedenle lösitli kayalar içerisinde, kompaklaşmış halde kırmızı renkli çamurtaşı-silttaşlarına rastlanılmaktadır. Böyle alanlarda lösitli kayaların lav akıntılarına özgü biçimde amigdalli dokuya sahip oldukları belirlenmiştir. Stokun yerleşimi esnasında havza tabanına ulaşan ve akışa geçen lösitli lavlar çökelleri de içine alarak yer yer pişirmişlerdir (Şekil 2.8d). Bu alandaki gözlemler lösitli volkanizmanın epiklastik birimin çökelmesi ile eş zamanlı olarak meydana geldiği konusunda önemli bir kanıt sunmaktadır.

Gümüşhacıköy bölgesi epiklastik birimlerinin en belirgin özelliği, ÜKVT'nun tabanını oluşturdukları alanlarda temel birimlerle olan ilksel stratigrafik ilişkilerinin

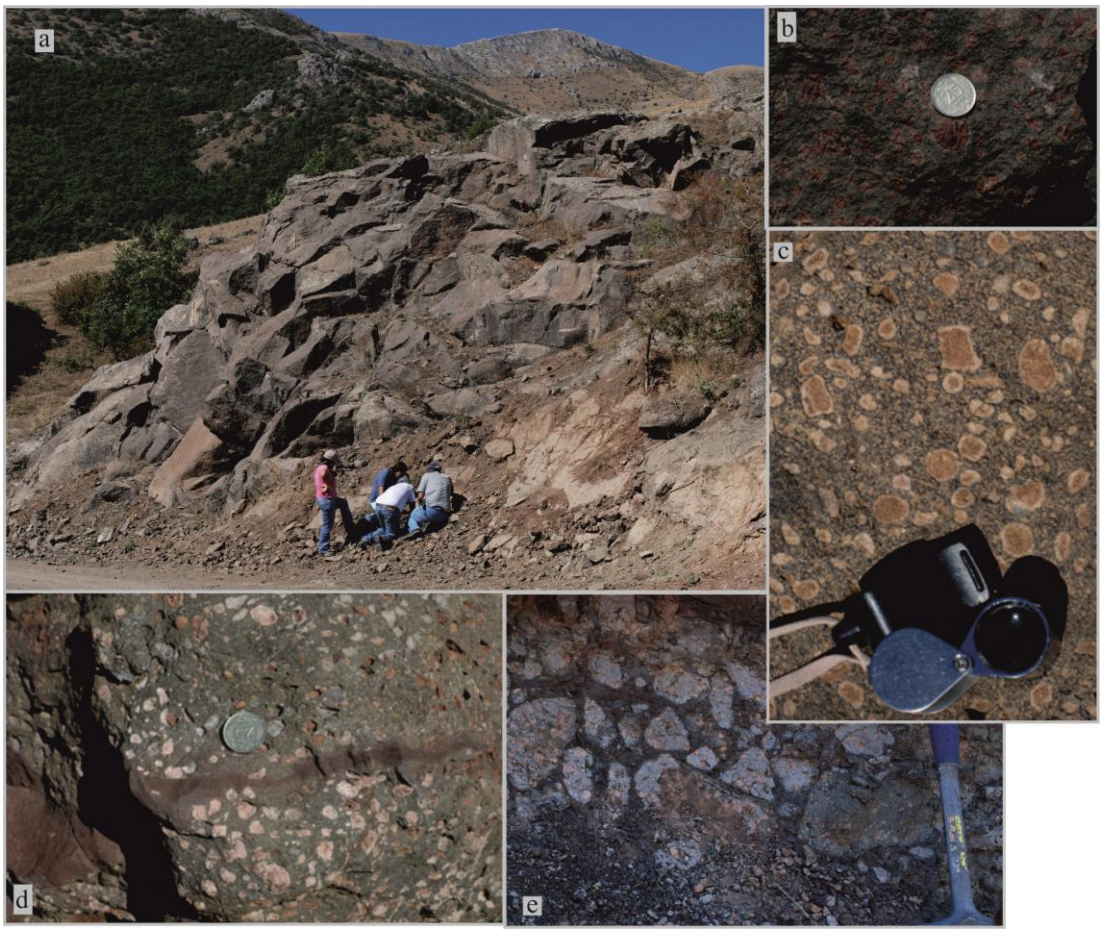
gözlenebilir halde olmasıdır. Epiklastik birimler Kılıçarslan köyü civarında metamorfik temel kayaları diskordan olarak örtmektedir (Şekil 2.6a). Bu noktada birim, kırmızı silttaşı boyutlu matriks içerisinde metamorfiklerden türeme üçgen formlu sleyt, fillat çakılları ile temsil olunan bir taban breşi görünümündedir (Şekil 2.6 b). Yaklaşık yarım metrelik bir zon halinde takip edilen taban breşi, üste doğru içerdiği çakılların andezitik lavlardan oluştuğu, tane destekli, tipik epiklastik üye görünümüne kavuşur.

Volkanik Üyeler

Bölgede başlıca lösitli kayalar ile andezitik volkanik kayaların mostraları gözlenmektedir.

Lösitli Kayalar

Mostra özellikleri ve diğer kayalarla olan stratigrafik ilişkilerine bağlı olarak Gümüşhacıköy yöresindeki lösitli kayaçların genellikle stok ve daha az oranda lav akıntıları ile sil ve dayklar halinde bulundukları anlaşılmıştır. Lav akıntıları ve sil'ler Gümüşhacıköy güneyinde Sultançayırı yaylası yolu boyunca gözlenir. Bunlar 50 cm ile 5 m arasında değişen kalınlıklar sunar. İmirler yakınlarında ise lösitli kayaların çökel ve epiklastik kayalar içine stoklar halinde yerleştiği gözlenir. Bu alanda hızlı soğuma çeperi ile zorlamalı yerleşme sonucu gelişmiş deforme bir sınır zonu belirlenmiştir. Stok şeklinde olan gövdeler masif ve homojendir (Şekil 2.9a). Yer yer küresel alterasyon sergiler. El örneklerinde yaklaşık 2 cm'ye ulaşan boyutlarda pembe renkli, özşekilli lösitler ve iri piroksen kristalleri ile belirginleşen porfirik dokuları tanıtmandır (Şekil 2.9b-d). Lösitli kayaçlar çökel dizinin bordo renkli kumtaşı ve silttaşları ile giriktir ve yer yer onları keserler. Bazı alanlarda, örneğin, İmirler köyü batısında aynı bordo çökeller bu kez lösitli magmatik kütleyi örtmektedir ve tortul kayaların en tabanında lösitli kayaların çakıllarına rastlanılmaktadır (Şekil 2.8 a ve 2.9 e). Ayrıca, volkano-tortul istifin içerisinde lösitli kayalara ait çeşitli büyüklükte çakıl ve blokların yer aldığı da gözlenmiştir. Tüm bu veriler birlikte değerlendirildiğinde, lösitik magmatik sokulumların çökel dizinin çökelimi ile eşyaşlı oldukları sonucuna varılmaktadır. Dokusal özellikler mostra bazında değişim gösterir. İkincil kalsit dolgularından kaynaklı amigdalli doku lav



Şekil 2.9 : Gümüşhacıköy civarı lösitli kayalarının mostra görünümleri a) Sallar civarında epiklastikler içerisine yerleşmiş olan lösitli sokulumun genel görünümü, b) nispeten taze mostralarda koyu kırmızı renkli lösitler, c) lösitlerin kenarlarında daha açık renkli olmasıyla tipik K-feldispat gelişimi, d) lösitli lavlarda porfirik ve amigdoloidal doku gelişimi, e) epiklastiklerle olan dokanaklarında, epiklastiklerin içerisinde lösitli kaya çakılları.

akıntıları için tipiktir (Şekil 2.9d). Epiklastik birimle olan dokanağa yakın kesimlerde seyrek lösitli, siyahımsı-gri, camsı matriksli olarak gözlenirken, kütlenin iç kesimlerinde lösitler bollaşır, irileşir, matriks azalır, yeşilimsi renkli özşekilli piroksenlerle birlikte porfirik dokulu ve neredeyse holokristalen bir doku tipi ortaya çıkar. Sallar civarındaki stokta pembe lösit kristallerinin etrafında daha açık renkli çeperlerin varlığı dikkat çekicidir (Şekil 2.9c). Bu durum lösitlerin içinde bulundukları ergiyik ile denge hallerinin bozulmasından kaynaklı olarak ortaya çıkmıştır. Nadir de olsa bazı alanlarda kayacın neredeyse tümüyle lösitlerden oluştuğu da gözlenir.

Andezitik Kayalar

Gümüşhacıköy bölgesinde andezitik kayalar Sultançayırı yaylası yolu üzerinde görülmektedir. Andezitler, epiklastik birim içerisinde yanal yönde devamlılık

sergilemeyen, en fazla yarım metre kalınlığında merceksi lav akıntıları şeklindedir. Bordo renkleri ve afirik dokuları ile tipiktirler. Ancak bazı kesimlerinde, seyrek halde killeşmiş playijoklas fenokristallerinin neden olduğu porfirik doku gelişimi gözlenir. Lav akıntılarının yanı sıra andezitler, daha yaygın biçimde epiklastik birimin çakıllarını oluşturur vaziyette gözlenirler. Çakılları oluşturan bordo renkli afirik andezitlere, el örneklerinde yeşilimsi açık renkli ve ileri derecede porfirik dokulu formda andezitlerin de eşlik ettiği gözlenmiştir (Şekil 2.8e).

2.1.2.3 Osmancık ve Tosya Yöresi

Amasya ve Gümüşhacıköy dolaylarında Lokman Formasyonu (Alp, 1972) olarak adlanmış olan ÜKVT, Osmancık ve Tosya dolaylarında Tüysüz (1985) tarafından Metmenli Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. İstif, tabanda rekristalize siyah renkli kireçtaşı ile başlayıp, üste doğru silttaşı-kumtaşı ve volkanik malzemeden derlenmiş çakıltaşı ve aglomera birimlerine doğru değişir ve en üst kesimleri bazaltik lavlarla temsil olunur (Tüysüz, 1985). ÜKVT'nin karakteristik kesitleri, Osmancık'ta Metmenli deresi içerisinde, Tosya dolaylarında ise Ekincik köyünün doğusunda ve güneyinde, Akseki köyünün kuzeyinde gözlenir. ÜKVT her iki alanda da temel kayalarla tektonik ilişkilidir. Ancak Tosya-Akseki kuzeyinde birimin Fliş Üyesi'nin temel üzerine, temelden derlenmiş taban konglomerası ile başladığı gözlenir. Fakat Osmancık'ta taban konglomerası ve önceki çalışmacılar tarafından tanımlanan rekristalize kireçtaşının bulunmayışı, dokanağın tektonik olduğunu düşündürmektedir. Bu durum muhtemelen birincil dokanağın, bölgesel tektonik hareketlerin etkisiyle faylanması nedeniyle gelişmiş olmalıdır. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun büyük etkisine rağmen istifin hem Osmancık'ta hem de Tosya'da iç yapısını koruduğu, her iki bölgede de görünür tabanında fliş üyesi ile temsil edilip üste doğru epiklastik kayalara değiştiği tespit edilmiştir. Örtü kayaları Osmancık ve Tosya bölgeleri için farklılık gösterir. Osmancık dolaylarında ÜKVT Eosen yaşlı olduğu önceki çalışmalardan bilinen Beynamaz volkanikleri ve Örencik Formasyonu'na ait çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Keskin vd., 2008). Tosya'da ise Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca, fay kontrollü gelişen havzalarda çökelmiş karasal kırıntılılar örtü kayaları oluşturmaktadır.

Fliş Üyesi

Bölgede yapılmış olan önceki çalışmalarda ÜKVT'nun fliş üyesi Yaylaçayı (Tüysüz vd., 1995) ya da Yemişliçay Formasyonu (Ketin ve Gümüş, 1963) isimleri ile

tanıtılmaktadır. Tosya civarında genel konumu itibariyle güneye eğimli halde Ekincik köyü doğusunda Cinnet sırtı civarında tipik kesiti gözlenir (Şekil 2.10 a). Sarımsı-boz renkli 2-3 cm tabakalı konkodidal kırınım gösteren marn ve 15-20 cm arasında değişen silttaşı, ince kumtaşı seviyeleri ile temsil olur (Şekil 2.10 b). Bazı seviyelerde marn, silttaşı, kumtaşı ardalanmasını takip eden, bol miktarda feldispat ve litik gereç içeren volkanojenik kaba kumtaşı seviyeleri tespit edilmiştir. Eşlik eden volkanizmadan kaynaklanan bu seviyeler Osmancık civarında fliş yerine epiklastik üye içerisinde gözlenmektedir. Osmancık'ta fliş üyesi Maksutlu köyü doğusunda sınırlı bir alanda yüzlek verir. Metmenli deresi kesitinde birim güneye eğimli olup, epiklastik kayaları üzerler ve genellikle 5-20 cm arasında tabakalı, bordomsu, boz renkli kumtaşı-silttaşı-marn ardalanması şeklinde gözlenirler (Şekil 2.10g).

Epiklastik Üyesi

ÜKVT'nun Epiklastik Üyesi Osmancık ve Tosya bölgelerinde Lokman Formasyonu'na ait birimlerle litolojik ve yapısal olarak birebir benzerlik sunmaktadır. Tekrardan kaçınmak amacıyla burada ayrıntılı olarak tanıtılmayacaktır. Tosya'da epiklastik birimin çakılları bazı seviyelerde andezitik türde kayalardan daha baskın olarak marn türü çökeller ve metamorfik kayalardan oluşmaktadır (Şekil 2.10c). Osmancık civarında epiklastik kayaların içinde trakitik ürünlere rastlanılmamasına rağmen Tosya'da daha yaygın oldukları tespit edilmiştir (Şekil 2.10f).

Tosya-Ekincik yol güzerhahında izlenen kesit boyunca, bir noktada epiklastik birimin tane destekli olduğu, tanelerin alışıldığın dışında andezit yerine lösitli kayalardan ve resifal kireçtaşlarının kırıntılarından oluştuğu ve bunları tutturan çimentonun karbonatlı bir kumtaşı olduğu gözlenmiştir (Şekil 2.10d ve f). Bu seviyeden sonra istif volkanik kayalar kısmında anlatılacağı üzere, sığ denizelden karasala değişim sergiler.



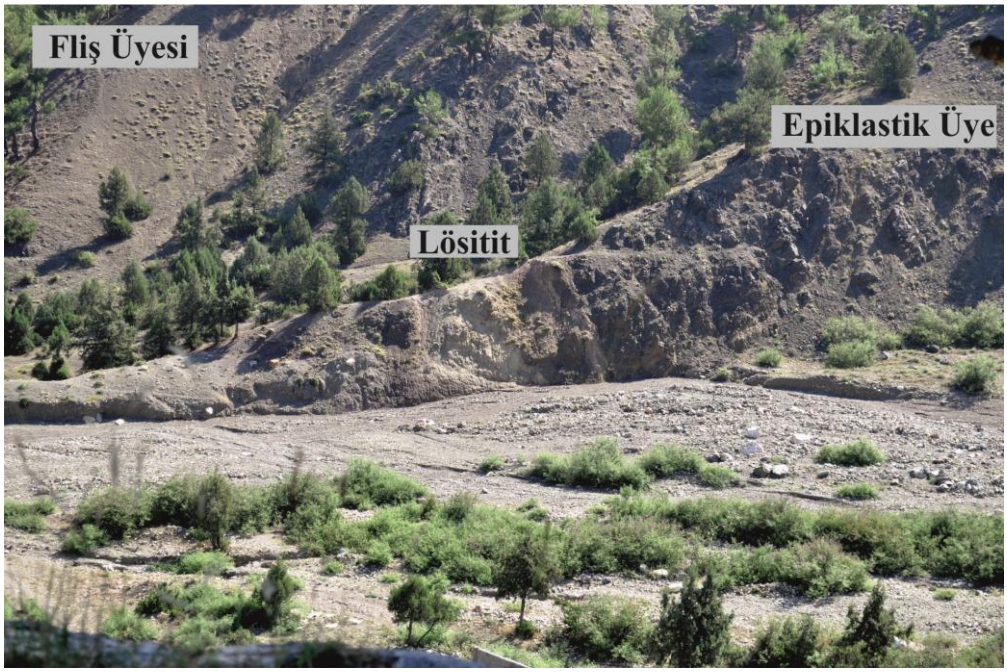
Şekil 2.10 : Tosya ve Osmancık dolaylarında ÜKVT'nun fliş ve epiklastik üyesine ait mostra fotoğrafları. a) Tosya Ekincik civarında fliş üyesinin genel görünümü, b) Tosya Kayser civarında marn tabakaları ile tipik fliş üyesinin genel görünümü, c) Tosya Akseki yerleşimi dolaylarında epiklastik birim, d) Kayser kesitinde, epiklastikler içerisinde lösitli lav ve fosilli karbonat çakılları ile bunları tutturan karbonatlı matriks litolojisinden oluşan cep, e) Karbonatlı matrikste çeşitli fosiller, f) Osmancık Metmenli deresi kesitinde epiklastik birimler içerisinde çeşitli büyüklükte andezit ve porfirik dokuları ile tipik trakitik lav çakılları, g) Aynı kesitte fliş üyesine ait tabakalı çökellerin genel görünümü.

Volkanik Üyeler

Tosya civarında lösitli, trakitik ve andezitik kayalar tanıtılacaktır.

Lösitli Kayalar

Lösitli kayaların mostraları, Osmancık'ta Metmenli dere vadisi içerisinde gözlenir. Osmancık civarında yaklaşık 0.5 Km^2 boyuta ulaşan stoklar ve epiklastik birimleri kesen dike yakın konumlanmış 5-6 m genişliğinde dayklar halinde bulunurlar. Gümüşhacıköy bölgesindeki lösitli kayalar ile mostra bazındaki yapısal özellikleri ve el örneklerindeki dokusal özellikleri bakımından benzerdirler. Stokların merkezine yakın bölgelerde lösit fenokristalleri 2-4 cm büyüklüğe ulaşır. Ayrıca bu kümülatlar piroksen ve tamamen opaklaşmış haldeki olivin kristallerini çevreler. Metmenli deresi vadisi kesitinde lösitli stok ve daykların GKTV içerisine sokulduğu belirlenmiştir (Şekil 2.11). Bu durum özellikle marn tabakaları ile temsil edilen kesimde pişme zonlarının gelişimine neden olmuştur, ayrıca bu bölgede epiklastikler içerisinde lösitli kayaların çakıllarına rastlanmaz. Bundan dolayı Osmancık civarında diğer bölgedekilere nazaran lösitli volkanizmanın ÜKVT birimlerinin çökeliminden sonra meydana geldiği söylenebilir. Kavşağınsırtı civarındaki lösitli kayalar lav akıntıları ile temsil olunurlar. Bu alanda aşırı altere, dağılgan, toprağımsı haldedirler ve bol miktarda kalsit amigdalleri içermektedirler.



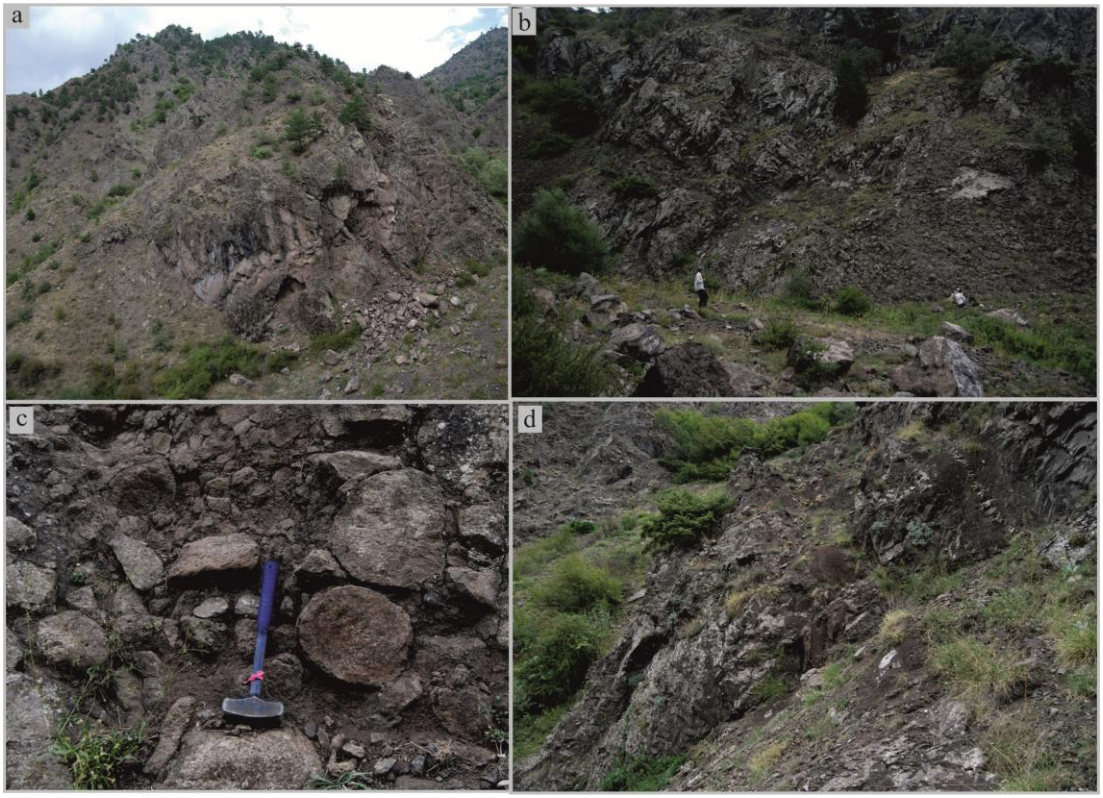
Şekil 2.11 : Metmenli deresinde ÜKVT birimleri ile epiklastik üyeyi kesen aşırı altere halde lösitit daykı.

Tosya civarında ise lösitli kayalar başlıca 3 ayrı yerde tipik yüzeylenmeler sunar. Kirenli mahallesi ile Aşağıberçin arasındaki yol yarmaları boyunca bloklu bir görünüm sergilemekte olan fasiyes, aslında lösitli kaya blok ve çakılları içeren epiklastik bir birimdir ve devamında yaklaşık 5 metre genişliğinde bir lösitli dayk izlenir. Bu kesit boyunca, lösitli lav seviyelerine de rastlamak mümkündür. Kesitin devamında epiklastikleri içerisinde, lösitli lav çakılları, bloklu bir lav akıntısını andırır biçimde yoğunlaşmaktadır. Damcuağız tepe kuzeyinde mostra epiklastikler içerisinde ancak onlarla tektonik dokanaklıdır. Mostralarında yapısal anlamda homojen bir yapı sergilerler ve çatlak sistemi, eklem ya da ilksel tabakalanma yapılarına rastlanmaz. Bu lokasyonda stok yerleşiminden çok çatlak erüpsiyonu ya da lav seviyesi olarak tanımlanabilirler.

Tosya bölgesinde lösitli kayalara ilişkin en önemli bulgu diğer alanlardan farklı olarak, Koz deresi vadisinde lösitli kaya stoku ile ilişkili piroklastiklerin varlığıdır (Şekil 2.12). Bu mostra, genellikle ÜKVT'nun çökelimi ile eş zamanlı olarak sığ denizel-denizel bir ortamda meydana geldiği açık olan ultrapotasik volkanizmanın, deniz seviyesi üzerinde de yer aldığının gözlendiği tek lokasyon olması açısından önem taşır. Yaklaşık 250 m çapında bir çıkış merkezi olarak tanımlanabilecek yapının merkezinde som, masif görünümlü lösitit/fonolitler bulunur (Şekil 2.12a). Vadinin GD'sunda, kaldera duvarları yer yer yuvarlak, kötü orta derecede kötü boylanmış, lösitli lav blok ve çakılları ile aralarını dolduran ve birime bordomsu rengini veren tüf türü piroklastiklerle tipik bir moloz çığı gözlenmektedir ve sıralanan unsurlardan dolayı kalderanın breşik çeperi olarak tanımlanmıştır (Şekil 2.12b-c). Bu alanda fonolit stoku volkanotortul dizinin fliş benzeri, epiklastik ve volkanoklastik kayalar içeren seviyeleri içerisine sokulmuştur. Ancak kenar zonlarda moloz çığı (debris avalanche) birimleri bordomsu renkli, 20-50 cm tabakalı tüf seviyeleri tarafından üzerlenir (Şekil 2.12d).

Trakitik Kayalar

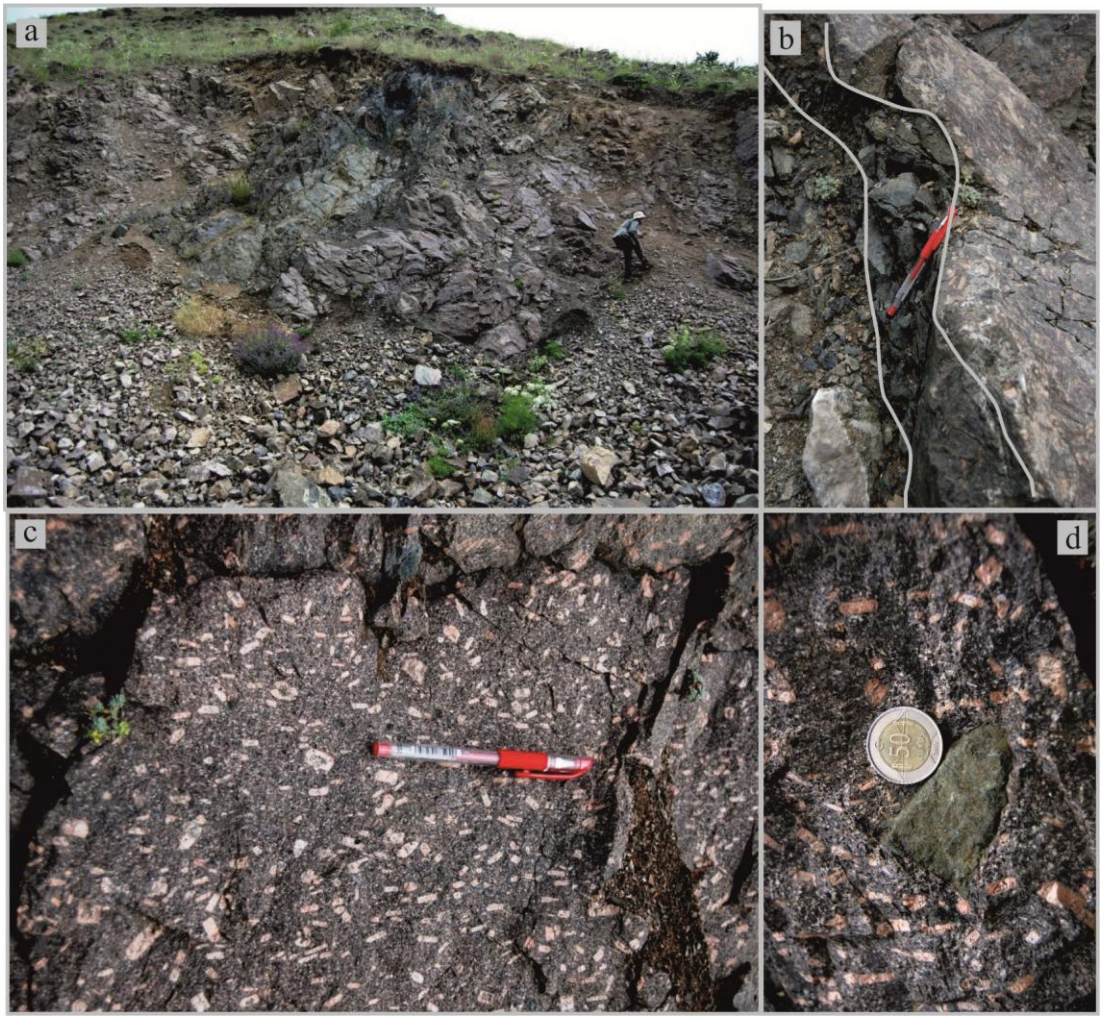
Geç Kretase ultrapotassik volkanizmasının en genç ürünleri olan trakitik kayaların mostraları en yaygın ve diğer birimlerle olan stratigrafik ilişkileri bakımından en açık biçimde Tosya civarında gözlenir. Akseki kuzeyinde, kuzeyden faylarla sınırlı olan KD-GB konumlu dayklar halinde; Gavurdağı-Aşağı Berçin hattında ise domlar şeklinde görülürler (Şekil 2.13a).



Şekil 2.12 : Tosya Koz deresi lösitit/tefrit stoku birimlerinin mostra görünümleri a) Stokun ve kaldera merkezindeki som lavların genel görünümü, b) Kaldera duvarının genel görünümü, c) moloz çığı birimleri, d) moloz çığı ve tabakalı bordo renkli piroklastik ardalanması.

Dokanak ilişkileri bu kayaların eski süreksizlikler boyunca yükselerek metamorfik temele ait kayaları ve ÜKVT Fliş Üyesi birimlerini kestiklerini ortaya koyar. Ekincik kesitinde flişi oluşturan kayaların tabakalanması ile uyumlu lav akıntıları ve/veya siller halinde bulundukları da gözlenir. Amasya Lapköyü civarında gözlendiği gibi camsı dokulu ani soğumaya bağlı kenar zonlarının oluşumu yaygındır (Şekil 2.13b). Trakitler el örneklerinde, feldispatlardan kaynaklı pembemsi görünümleri ve ileri derecede porfirik ve trakitik dokuları ile tipiktirler (Şekil 2.13c). İri kristalli olan kesimlerin makro örneklerinde plajiyoklas ve özşekilli amfiboller tanınır haldedir. Trakitik kayalar metamorfik temel kayalarına ait çeşitli büyüklükte (3-7 cm) ksenolitler de içermektedirler (Şekil 2.13d).

Osmancık yöresinde yaptığımız saha çalışmalarında da trakitik kayalara rastlanmıştır. Ancak bu kayalardan elde edilen $^{40}Ar/^{39}Ar$ analiz sonuçları, Osmancık yöresi trakitlerinin Alt Eosen yaşlı (54.4±0.05 my) olduklarını ortaya koymuştur. Dolayısıyla bu kayalar Orta Eosen yaşlı Beynamaz volkaniklerinin ürünleri olarak kabul edilmiş ve çalışma dışında tutulmuşlardır.



Şekil 2.13 : Tosya civarı trakitik kayalarının genel görünümleri a) Kayser kesitinde fliş türü kayalar içerisine yerleşmiş halde gözlenen dom, b) trakitik sokulumun afirik dokulu kenar zonu, c) trakitlerde tipik trakitik dokunun mostra ölçeğinde görünümü, d) trakitlerde sık sık rastlanan metamorfik temel birimlere ait ksenolitler.

Andezitik Kayalar

Andezitler, çalışma alanı içerisindeki diğer bölgelerde genellikle epiklastik kayalar içerisinde süreksiz lav seviyeleri ve epiklastik istif içerisinde çakıllar halinde bulunmaktadır. Ancak Tosya yöresi Cinnet sırtı civarında, ÜKVT'nun Fliş Üyesi'ne ait birimler içerisinde onlarla uyumlu, kalınlıkları yarım metreyi geçmeyen lav seviyeleri olarak da gözlenir. Altere yüzeylerinde kahvemsi-bordo renkli olan andezitik kayalar taze yüzeylerinde gri renklidir. Genellikle hemikristalen porfirik dokuludurlar ve büyüklüğü 1 mm'yi geçmeyen plajiyoklas taneleri kayanın fenokristallerini oluşturmaktadır. Buna karşın, bazı seviyelerde andezitik lavlar afirik dokulu da olabilmektedir. Genel olarak plajiyoklas dışındaki mineraller el örneklerinde tanımlanabilir değildir. Andezitik lav akıntılarının tabanlarında yer yer

volkanoklastik (otoklastik) breşler gelişmiştir. Bu durum birimden derlenmiş örneklerin petrografik incelemeleri ile doğrulanmıştır.

2.1.2.4 Kalecik Yöresi

Kalecik Ankara Melanjı'nın geniş ölçüde yayılım gösterdiği bir alandır. Ankara Melanjı, temel kayalar başlığı altında anlatıldığı üzere, gelişimini Geç Kretase boyunca sürdürdüğünden, ÜKVT birimleri ile stratigrafik ilişkileri ile litolojik farklılıklarını anlamak oldukça güçtür. Bu durum, birimlerin tanımlanması ve adlanmasında karışıklığa neden olduğundan Geç Kretase yaşlı birimler pek çok çalışmada farklı isimlerle anılmışlardır.



Şekil 2.14 : Gökçeviran Köyü yolunda ÜKVT Fliş üyesi içerisinde melanja ait merceksi serpantin bloku.

Kalecik yöresinde volkanotortul istife ait birimlerin melanjın bölgeye yerleşimiyle eş zamanlı olarak çökeldiğini kabul eden çalışmacılar çökel birimleri melanja dahil etmiştir (Çapan ve Buket, 1975). Akyürek vd. (1984) Hisarköy ve Karadağ Formasyonları adıyla tanımladıkları birimlerin, Eldivan Ofiyolit Kompleksi'nin bölgeye yerleşmesinden sonra açılan havzada çökeldiğini, bu nedenle volkanotortul istife ait birimlerin melanja ait birimleri uyumsuz olarak örttüğü fikrini savunmaktadır. Tilkiköy civarında topoğrafik olarak melanja ait birimlerin volkanotortul istife ait birimlerin üzerinde olduğu gözlenir. Aktepe köyü güneyinde Çataltepe civarında lösitli ve lamprofirik dayk karmaşığı olarak tanımlanabilecek

volkanotortul istife ait birimler ile melanja ait birimlerin yüksek açılı bir fayla yan yana geldikleri gözlenmiştir. Gökçeviran köyü dolaylarında ise fliş üyesi, Eldivan ofiyolitine ait yaklaşık 200 m uzunluğunda, 20 m genişliğinde merceksi geometrili serpantinit bloğu içermesi (Şekil 2.14), volkanotortul istifin melanjın yerleşimiyle eş zamanlı olarak çökeldiğine kanıt olabilir. Bu alanda fliş istifi düşey konumlu ve yaklaşık D-B uzanımlıdır. Gökçeviran Köyü girişinde flişin, oldukça deforme halde çört, serpantin blokları ve bunların arasını dolduran, yer yer yapraklanma kazanmış, tektonize halde kırmızı renkli çamurtaşı ile tarif edilebilecek yaklaşık 15 m'lik bir makaslama zonu ile birlikte melanja ait birimler tarafından üzerlendikleri gözlenir.

Çalışma alanının güneyinde Kanarkaç Tepe civarında epiklastik kayalar melanja ait yaklaşık 20 metre genişliğinde pembemsi renkli rekristalize kiraçtaşı bloku içermektedir. Bu durum volkanotortul istifin melanjdan malzeme almış olduğu ve (yaşıt olsa bile) onun üstünde depolandığı şeklinde yorumlanabilir. İlksel dokanaklar melanj gelişiminin sürmesi ve izleyen dönemdeki tektonik hareketlerin etkisiyle faylanmıştır.

Çapan ve Buket (1975), ultrapotasik kayaları içerisinde barındıran Bulduktepe Formasyonu'nu fosil bulgularına (*Globigerina sp., Globigerinella sp., Gümbellina sp.*) göre Kampaniyen olarak yaşlandırılmıştır. Bu yaş verisi Amasya bölgesinde Alp'in (1972), bulguları (*Hippurites sp., Biradiolites sp., Heliastraea lepida REUSS*) ile ve ayrıca bu çalışma kapsamında, Tosya ve Gümüşhacıköy bölgelerinden derlenen paleontolojik veri ile uyumludur.

Kalecik yöresinde de ÜKVT diğer alanlardaki kaya gruplarından oluşmaktadır.

Fliş Üyesi

Bu başlık altında tanıtılan birimler, Tüysüz vd. (1995)'nin Yaylaçayı Formasyonu olarak adlandırdıkları litolojilerin karşılığıdır. Kuzeyde Gökçeviran köyü civarında volkanojenik çakıltaşı-kumtaşı-silttaşı ardalanması, Malıboğazı ve Buğra köyleri civarında kötü boylanmalı ve tabakasız, volkanik gereç miktarının ve boyutlarının artması sonucu kaba kumtaşı-kaba çakıltaşı ve benzeri çökellerdir (Şekil 2.15e). Çakıl ve bloklar yaygınca 1-2 cm boyutlu kumtaşı, 5-10 cm ebatlı andezitik lavlar ile boyutları yer yer 1 metreye ulaşabilen monzonitik derinlik magma kayalarından oluşmaktadır. Çakılları tutturan çimento bazı alanlarda karbonatlıdır. Buğra köyü kuzeybatısı başta olmak üzere bazı lokasyonlarda, Amasya ve Gümüşhacıköy

bölgelerinde de olduğu gibi *Hippurites sp.* fosilleri içeren resifal kireçtaşlarının epiklastik kayalar içerisinde kafalar halinde yüzlek verdiği gözlenir (Şekil 2.15f). Epiklastik birim, lösitli kayaların mostralarının gözlendiği alanlarda, bu derlenmiş çakıllar içerebilir. Malıboğazı civarında epiklastik birimler yer yer lahar ya da moloz çığı (debris avalanche) birimlerini andırır biçimde, oldukça kötü boylanmalı, köşeli



Şekil 2.15 : Kalecik civarı ÜKVT çökel birimlerinin mostra görünümleri a) karbonatlı fliş ve tektonik dokanaklı oldukları Ankara Melanjı' na ait çört çamurtaşlarının genel görünümü, b) Kalsitürbiditlerin mostralarında genel görünümü c) Gökçeviran köyü yakınlarında tipik görünümü ile fliş üyesi d) Moloz çığı görünümlü epiklastik birimler, e) Kalecik civarı epiklastik birimlerinin genel görünümü, f) *Hippurites sp.* fosilleri ile tipik resifal kireçtaşı blokları.

taneler içeren, monolitik ve tüf boyutlu matriks ile tutturulmuş masif bir görünüm sergilerler (Şekil 2.15d).

Volkanik Kayalar

Kalecik civarında ÜKVT'na ait volkanik kayalar, lösitli ve lamprofirik kayaların mostralarında iç içe bir görünüm sergilemelerinden dolayı, lösitli ve lamprofirik kayalar tek bir başlık altında, monzonit/siyenitik ve andezitik kayalar ise ayrı başlıklar altında tanıtılacaktır.

Lösitli Kayalar ve Lamprofirler

Kalecik civarında lösitli kayalar ve lamprofirler, bu bölgeye has olarak, birbirini kesen ve/veya birbiri içine yerleşen dayk karmaşıkları halinde bulunurlar. Bunun dışında münferit dayklar ve az oranda lav akıntıları olarak da gözlenirler. Önce münferit dayk ve lav akıntıları sonra da dayk karmaşıkları tanıtılacaktır.

Kalecik bölgesinde lösitli ve lamprofirik kayalar lav akıntıları, münferit dayk, sil ve stoklar yaygın olarak mostra verir (Şekil 2.16a-e). Gökçeviran Köyü yolu üzeri ve Tilkiköy civarında hem lösitli hem de lamprofirik kayalara ait KD-GB gidişli dayklar gözlenir. Lamprofir dayklarının bazılarında 3 cm boyuta ulaşan özşekilli ve bordo renkli mikalar dikkati çekmektedir. Bu iri ve bordo renkli mikalara 0.5 cm büyüklüğüne ulaşabilen özşekilli ve koyu renkli piroksenler eşlik eder. Kayanın hamuru aşırı derecede altere ve bol kalsit dolguludur.

Kanarkaç tepe civarında kalsitürbidit seviyeleri içerisine sokulmuş lamprofir daykları çevre kayaçta pişme zonlarının gelişmesine sebep olmuştur. Bu mostralarında lamprofirler, dağılgan, toprağımsı görünümlüdür. Ancak buna rağmen iri mika fenokristalleri karakteristiktir (Şekil 2.16b-c). Münferit dayklar halinde izlenen lösitli kayalar yer yer küresel alterasyon sergiler ve bazı mostralarında neredeyse toprağımsı bir hal kazanmıştır.

Lösitli kayalar ve lamprofirik dayklar Buğra köyü güneyinden itibaren Kızılırmak vadisinin yaklaşık 5 km'lik bir bölümünde yaygındır ve iç içe geçmiş kompozit dayklar (dayk karmaşıkları; composite dikes, Judd, 1983) halindedirler (Şekil 2.17 a). Burada kompozit dayk/dayk karmaşığı terimi Judd (1983) tarafından tanımlandığı "*dayk karmaşıkları mineralojik ya da kimyasal bileşim açısından farklı, en az iki çeşit ve birbirine paralel halde konumlanmış sokulumları ifade eder*" anlamıyla kullanılmaktadır.



Şekil 2.16 : Lösitli ve lamprofirik kayalara ait münferit dayk ve stokların mostra görünümleri, a) Gökçeviran Köyü girişinde lösitli ve lamprofirik kayalardan oluşan stok, b) Kanarkaç tepe civarında karbonatlı çökelleri (kalsitürbidit) kesen lamprofir dayk silleri c) aynı lokasyonda karbonatlı çökel kayalarda (çk) lamprofir sil (ls) ve dayklarının (ld) neden olduğu pişme zonları, d) Gökçeviran civarında dik konumlu lösitli dayk, e) aynı lokasyonda epiklastik kayalar (ek) içerisinde lamprofirik sil.

Kalecik ve yöresinde lösitli ve lamprofirik kayalardan oluşan ve nadir de olsa trakitik türde kayaların da eşlik ettiği daykların varlığı önceki çalışmalardan da bilinmektedir

(Çapan ve Buket, 1974; Varol, 2013). Ancak, daykların aralarındaki ilişkiler ve kompozit dayk nitelikleri ilk kez bu çalışmada tarif edilmektedir.

Buğra köyü batısında İncirlik burnu civarında seyrek lamprofir ve lösitli kaya daykları mostra verir. Bunlar epiklastik birim içerisine sokulmuşlardır. Ancak bu alandan güneye doğru daykların sıklaşarak birim içerisinde baskın hale geldiği ve biraz daha güneyde artık ana kayanın görünmez olduğu tespit edilmiştir. Bu alanda birim artık, konumları bölgesel stres tarafından kontrol edilen, birbirine paralel biçimde takrarlanan ve birbirini kesen bir dayk topluluğu/kümesi halini alır. (Şekil 2.17b ve e). Daykların genişlikleri 0.75-1.20 m arasında değişir. Kızılırmak vadisi boyunca yarmalarda (özellikle trenyolu yarması ve HES inşaatı sırasında açılan taze yarmalar) açık ve net olarak izlenebilen kompozit dayklar, yüzeysel alterasyonun ileri derecede olması sebebiyle, tepelerde ve sırtlarda toprak örtüsü nedeniyle takip edilmediğinden yanal uzanımları belirgin değildir. Fakat vadinin batı ve doğusunda, Aktepe ile Karacaalan yaylası civarında da benzer yapıların gözlenmesi nedeniyle daykların 1-1.5 km kadar sürekli olabilecekleri düşünülmektedir.

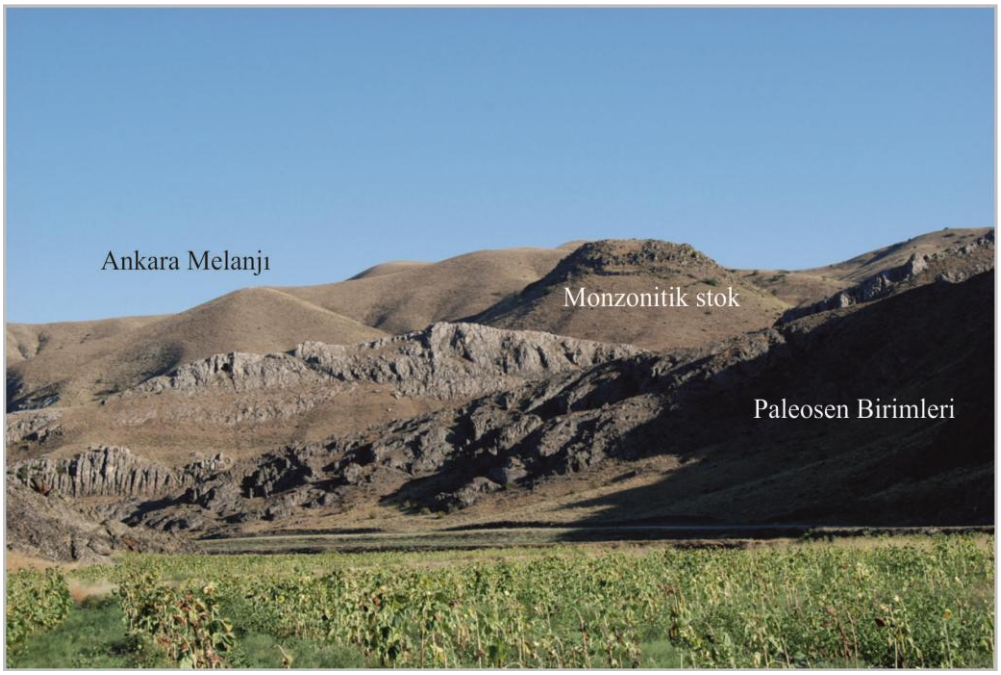
Dayk karmaşıkları, lösitli ve lamprofirik volkanizmanın eş zamanlı olarak geliştiğinin en güçlü kanıtlarını sunmaktadır. Lösitli dayklardan lamprofirik dayklara değişimin geçişli olduğu mostra ölçeğinde gözlenebilmektedir (Şekil 2.17d). Petrografik incelemeler, makroskobik gözlemleri desteklemektedir. Lösit ve klinopiroksenlerden meydana gelen lösitli kayalar ile flogopit ve klinopiroksenlerden oluşan lamprofirik kayaların oluşturduğu uç üyeler arasında, daykların sınırında, her iki uç üyeden mineralleri de barındıran bir geçiş zonu tanımlanmaktadır (bkz. Bölüm 3.2.1) Bu geçiş zonları nispeten ince kristalli olup klinopiroksenle birlikte hem lösit hem de flogopitik mikayı birlikte bulundurur. Bu durum her iki uç üyenin daykları arasındaki dokanağın sıcak olduğunun önemli bir kanıtıdır. Bununla birlikte bazı daykların sınırlarında afirik, ince taneli ya da camsı dokuyla tipik olan kenar zonlarının geliştiği de gözlenmektedir (Şekil 2.17c). Bu iki gözlemden yola çıkarak lamprofirik ve lösitli volkanizmanın eş zamanlı olarak geliştiği ve en az iki evrede gerçekleştiği söylenebilir.



Şekil 2.17 : Dayk karmaşıklarını oluşturan lösitli ve lamprofirik kayaların arazide görünümleri, a) Buğra civarında Kızılırmak vadisi doğu kanadında dayk karmaşığının genel görünümü, b) vadinin doğusunda birbirine paralel konumlanmış lösitli ve lamprofirik dayklar (ED1950_UTM 36N: 547808/4446392), c) hızlı soğumaya bağlı afirik kenar zonunun geliştiği dokanak, d) lösitli (solda) ve lamprofirik (sağda) dayklar arasında tedrici geçiş, e) paralel konumlanmış daykları kesen lamprofirik daykların genel görünümleri.

Monzonit-siyenitik Kayalar

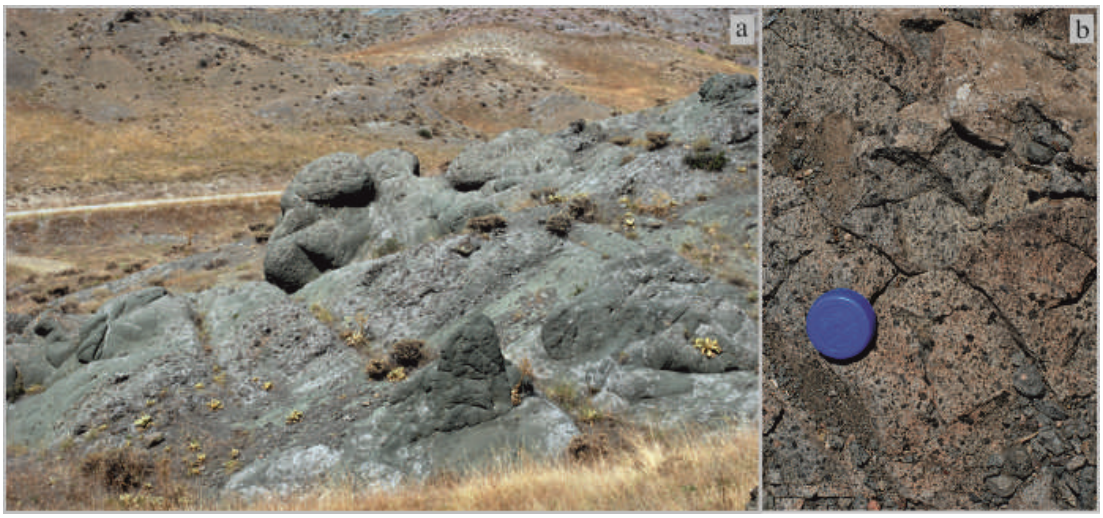
Kalecik'te trakitik kayalar aslında Tilkiköy batısı ve Kanarkaç tepe güneyinde iki lokasyonda küçük stoklar ve yarı derinlik/derinlik kayaları halinde gözlenir. Bu nedenle trakit yerine monzonit-siyenit tanımlaması daha uygundur. Tilkiköy civarındaki yuvarlağa yakın, konik şekilli stok bir dom görünümü sunar (Şekil 2.18). Kanarkaç tepe civarında ise morfolojik olarak çevre epiklastik birimlerden farklılık göstermezler, hatta bu birimlerle olan stratigrafik ilişkileri belirgin değildir. Toprak örtüsü ile kaplanmış olmasına rağmen eliptik şekilleri nedeniyle, ÜKVT içerisine sokulmuş oldukları tahmin edilmektedir. Oldukça altere, toprağımsı ve dağılgan haldedirler. Genellikle feldispatlardan kaynaklı pembemsi renklidirler. Her iki alanda da kayalarda holokristalen granüler doku tipiktir. Kahverengi mika, yarı özşekilli piroksen ve mafik fazları çevreler halde gözlenen feldispatlardan kaynaklı poikilitik doku makro örneklerin ayırtman özelliğidir.



Şekil 2.18 : Kalecik civarında monzonitik stokun genel görünümü.

Andezitik Kayalar

Kalecik bölgesinde iki çeşit andezitik lav türü tanımlanmıştır: piroksenli andezitler ve andezitler. Piroksenli andezitler, ÜKVT'nun hem fliş hem de epiklastik üyesine ait birimler içerisinde yanal yönde devamlılığı olmayan merceğimsi lav akıntıları ya da çapı 2 metreyi geçmeyen stok benzeri mostralar sunarlar. 1-1.5 cm büyüklüğünde iri ve özşekilli prizmatik siyah renkli piroksen fenokristalleri ve tamamen altere haldeki, yeşilimsi hamuru ile karakteristiktir.



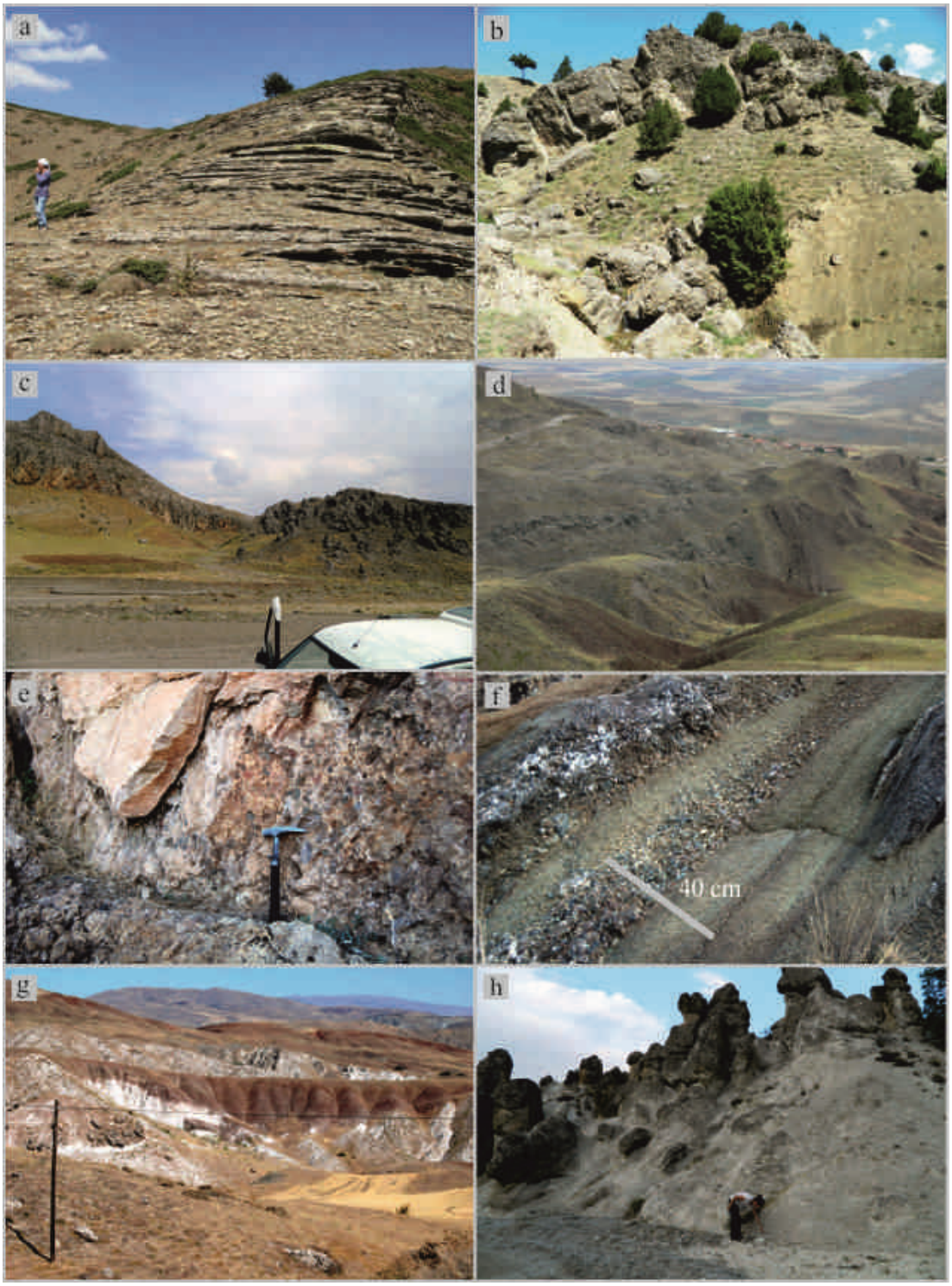
Şekil 2.19 : Piroksenli andezitik kayalar a) mostralarında genel görünümleri, b) el örneklerine tipik görünümleri.

Andezitler ise aynen diğer bölgelerde gözlendiği gibi epiklastik üyenin ana bileşenini oluşturan bordo ya da yeşil renkleriyle tipik klastlar ya da bu birimler içerisinde yanal devamlılığı olmayan akıntılar halinde gözlenirler.

2.1.3 Örtü Birimleri

ÜKVT'na örtü vazifesi gören daha genç birimlere ilişkin ayrıntılı çalışma yapılmamıştır. İnceleme alanının genişliği göz önüne alındığında Kalecik'ten Amasya'ya kadar, yüzlek veren Paleosen ve daha genç yaşlı birimler pek çok çalışmaya konu olmuştur. Tez konusuyla doğrudan ilişkili olmadığından her bir alanda ÜKVT'yla stratigrafik olarak ilişkili halde bulunan daha genç birimlere kısaca değinilecektir.

Amasya civarında Geç Kretase sonrasında, Eosen yaşlı, karasal Çeltek ve Çekerek Formasyonları (Atalay, 2001) ve bunların çökelimine eşlik eden Alabedir volkanizması birimleri (Tüysüz, 1992) ile Lütesiyen yaşlı Hamamözü volkanikleri (Keskin vd., 2008) görülmektedir. Gümüşhacıköy civarında da Çeltek Formasyonu'na ait sarımsı boz renkleri ile tipik kumtaşı-silttaşı ardalanması şeklinde gözlenen birimler, bir taban konglomerası ile başlayarak, ÜKVT birimlerini açısal uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 2.20 a). İstifin üstüne doğru yoğun biçimde Eosen volkanizması ürünleri gözlenmektedir. ÜKVT ile Orta Eosen birimleri arasındaki açısal uyumsuzluğun en belirgin biçimde gözlendiği bir diğer alan Osmancık civarıdır. Burada da sığ denizel bir ortamda çökelmiş olan Örencik Formasyonu (Tüysüz, 1985) ÜKVT birimlerini açısal uyumsuzlukla örtmekte ve Hamamözü



Şekil 2.20 : Çalışma alanı dahilinde ÜKVT'nun doğrudan ilişkili olduğu örtü birimlerinin arazi görünümleri, a) Gümüşhacıköy civarından Çeltek Formasyonu' na ait çökeller, b) Osmancık civarından Beynamaz Volkanikleri, c) Kalecik Malıboğazı Formasyonu' nun genel görünümü, d) Gökçeviran civarında Malıboğazı Formasyonu ve ÜKVT birimleri arasındaki açısal uyumsuzluk, e) Malıboğazı Formasyonu'na ait karbonat çimentolu konglomera, f) aynı birime ait karasal çökeller, g) Ankara Melanjı ve ÜKVT birimlerini örten Miyosen riyolitik volkanizmasına ait tüfler, h) Buğra doğusunda Miyosen riyolitik volkanizmasına ait birimler.

volkaniklerinin eşleniği olan Beynamaz volkanikleri (Tüysüz, 1985) tarafından uyumlu olarak örtülmektedir (Şekil 2.20b). Tosya civarında geniş alanlarda yüzlek veren örtü birimleri diğer bölgedekilerden farklı olarak genellikle Kuzey Anadolu Fayı boyunca gelişmiş havzalardaki karasal kırıntılılar olarak tarif edilmektedir. Öztürk (1979) tarafından Çerkeş Formasyonu olarak adlanan birim kırmızı, kahve renkli, yer yer sarımsı ve gri çakıl, kum, siltli-killi ve karbonatlı çökel ardalanmasından oluşmaktadır ve Neojen yaşlıdır.

Kalecik civarında ise örtü birimleri diğer bölgedekilerden farklı olarak en tabanda Paleosen yaşlıdır. Hakyemez vd. (1986) tarafından Dizilitaşlar Formasyonu, Kazancı ve Varol (1990) tarafından Malıboğazı Formasyonu olarak adlandırılan Paleosen yaşlı birimler resif katkılı yelpaze deltası kompleksi olarak tanımlanmış ve içerdiği fosillere dayanarak Paleosen olarak yaşlandırılmıştır. Birim yanal ve düşey yönde belirgin litolojik farklılıklar sunar. Malıboğazı istikametine doğru kalın bir kireçtaşı istifine dönüşür. Malıboğazı'nda kiraçtaşlarının çökelme alanına ulaşan çakılların istifin üstüne doğru artmasıyla birim karbonat çimentolu bir konglomera görüntüsüne kavuşur (Şekil 2.20e). Üstte doğru karbonat yerini kaba kumtaşından oluşan bir çimentoya bırakır (Şekil 2.20f). Birime ait litolojiler Norman (1972) tarafından ayrıntılı olarak tanıtılmaktadır. Malıboğazı Formasyonu'nun Gökçeviran dolaylarında volkanotortul istif ile arasındaki ilişkinin açısal bir diskordans olduğu açıkça görülmektedir (Şekil 2.20d).

Kalecik yöresi Karacaalan yayla yolunda ve Gökkis tepe güneyinde Aktepe deresi içerisinde yaygın olarak riyolitik volkanizma ürünleri gözlenir. Çapan ve Buket (1975) tarafından Kabaktepe Formasyonu olarak adı verilen birim camsı bir hamur içerisindeki seyrek, özşekilsiz kuvars fenokristalleri ile biyotit içeren, altere durumda ve bazı alanlarda soğuma kolonlarının geliştiği sarımsı bej renkli riyolitik lavlar ve bu lavlara ait tüfler ile karakterizedir. Karalar yerleşimi civarında riyolitik volkanizma ürünlerinin volkanotortul birimleri kestiği ve diğer taraftan da riyolitik lavlar ile ilişkili tüflerin kendinden daha yaşlı, farklı kaya birimlerini uyumsuzlukla örttüğü açıkça görülmektedir (Şekil 2.20 g-h). Birimin yaşı Ketin (1961) tarafından Miyosen olarak belirlenmiştir. Pliyosen yaşlı alüvyon yelpazesi ve akarsu çökellerinden oluşan Kağnıtepe Formasyonu (Akyürek vd., 1984), Kalecik civarında güncel alüvyonlarla birlikte en genç örtü kayalarını oluşturmaktadır.

2.2 Mineralojik ve Petrografik Özellikler

ÜKVT içerisinde gözlenen lösitli, lamprofirik ve trakitik bileşimde, volkanik ve yarı derinlik kayaları ile eşlik eden andezitik türde volkanik kayaları en iyi temsil eden yaklaşık 260 örneğin ince kesitleri, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İnce Kesit Hazırlama Laboratuvarları'nda hazırlanmıştır. Mineralojik ve petrografik özellikler, okuyucuya kolaylık olması amacıyla her bir kaya grubu için ayrı başlıklar altında tanıtılacaktır. Tanıtımda kayaların genel özellikleri, mineralojik bileşimleri (mineral toplulukları kastedilmektedir), önemli mineral bileşenlerinin ayrı ayrı tanıtımları ile dokusal özellikler ve kaya adlamaları ayrı başlıklar altında verilmişlerdir.

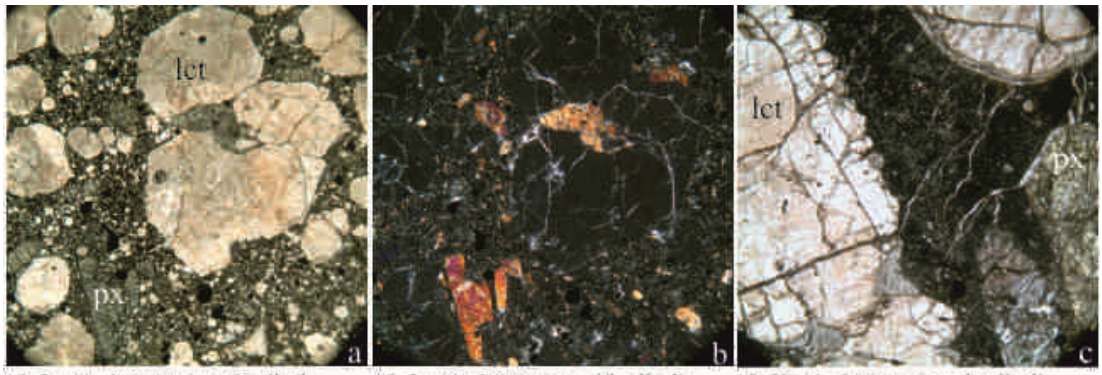
Çalışma alanları bazında herbir kaya grubuna ait örneklerin genel mineralojik, petrografik ve dokusal özellikleri topluca Çizelge 2.3'te özetlenmiştir.

2.2.1 Lösitli Kayalar

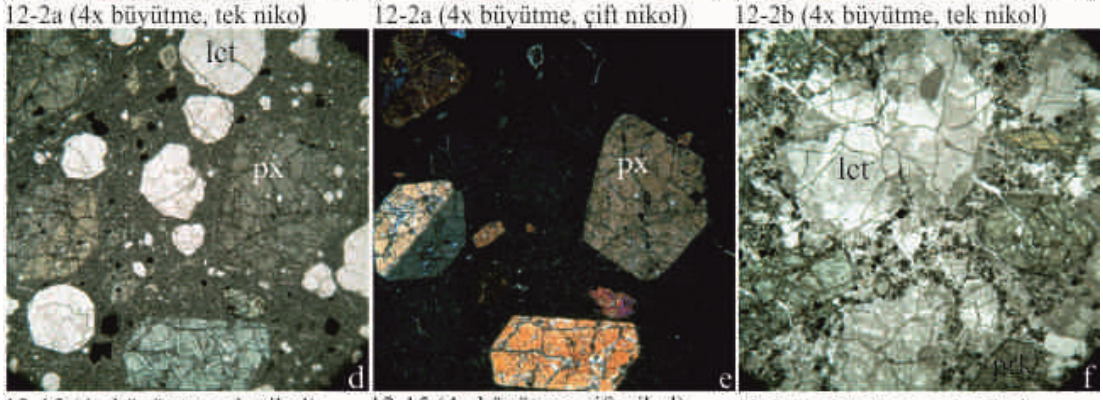
Lösit içeren tefrit, fonolit, lösitit ve bazanit türü kayalar, çalışma alanına ait tüm bölgelerde ortak olarak görülmektedir ve mineralojik bileşim ya da dokusal özellikleri açısından coğrafi dağılımlarına göre bir farklılık göstermemektedirler. Bu gruba ait kayalar, lösitle birlikte feldispat mineralleri bulundurup bulundurmamalarına göre iki gruba ayrılmışlardır: *a) feldispat içerenler, b) feldispat içermeyenler*.

2.2.1.1 Mineralojik Bileşim

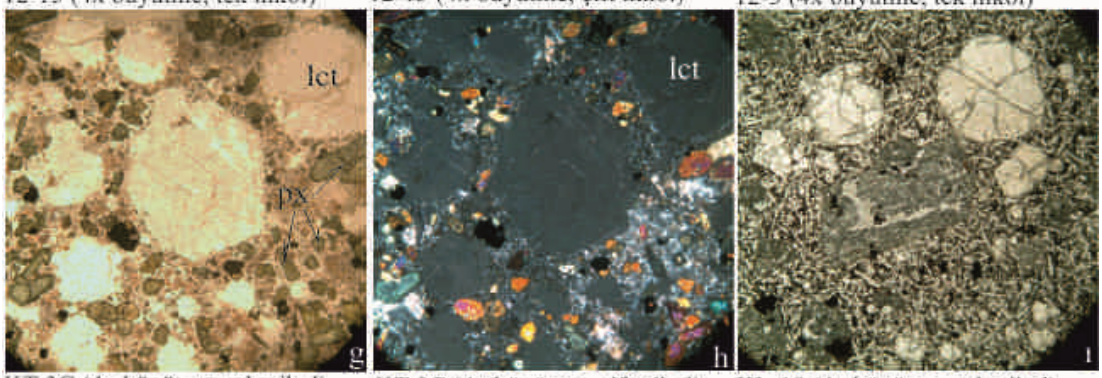
Bu grup kayaların genel mineralojik bileşimleri *klinopiroksen + lösit ± olivin ± alkali feldispat ± plajiyoklas + aksesuar mineraller (genellikle apatit) + opak mineraller* olarak belirlenmiştir. İkincil olarak analsim, iddingsit, serpantinit, kalsit, serisit, kil mineralleri, pirit ve opak mineraller yaygındır.



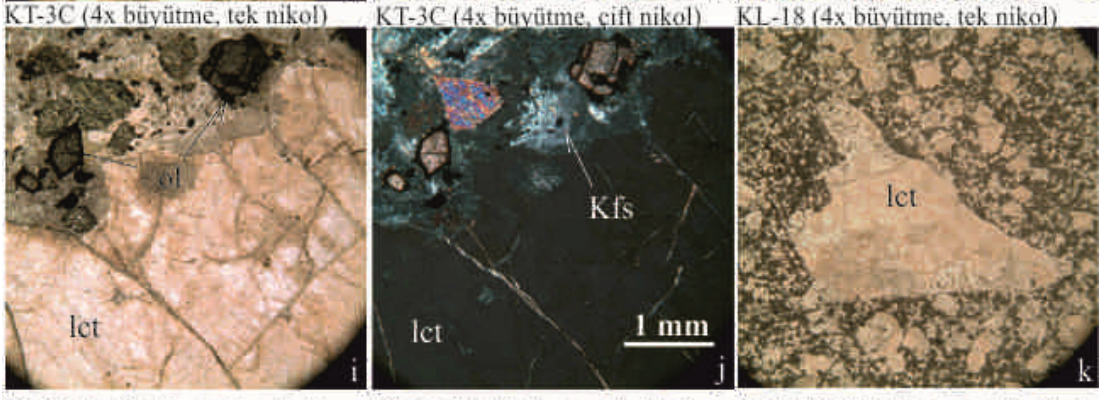
12-2a (4x büyütme, tek nikol) 12-2a (4x büyütme, çift nikol) 12-2b (4x büyütme, tek nikol)



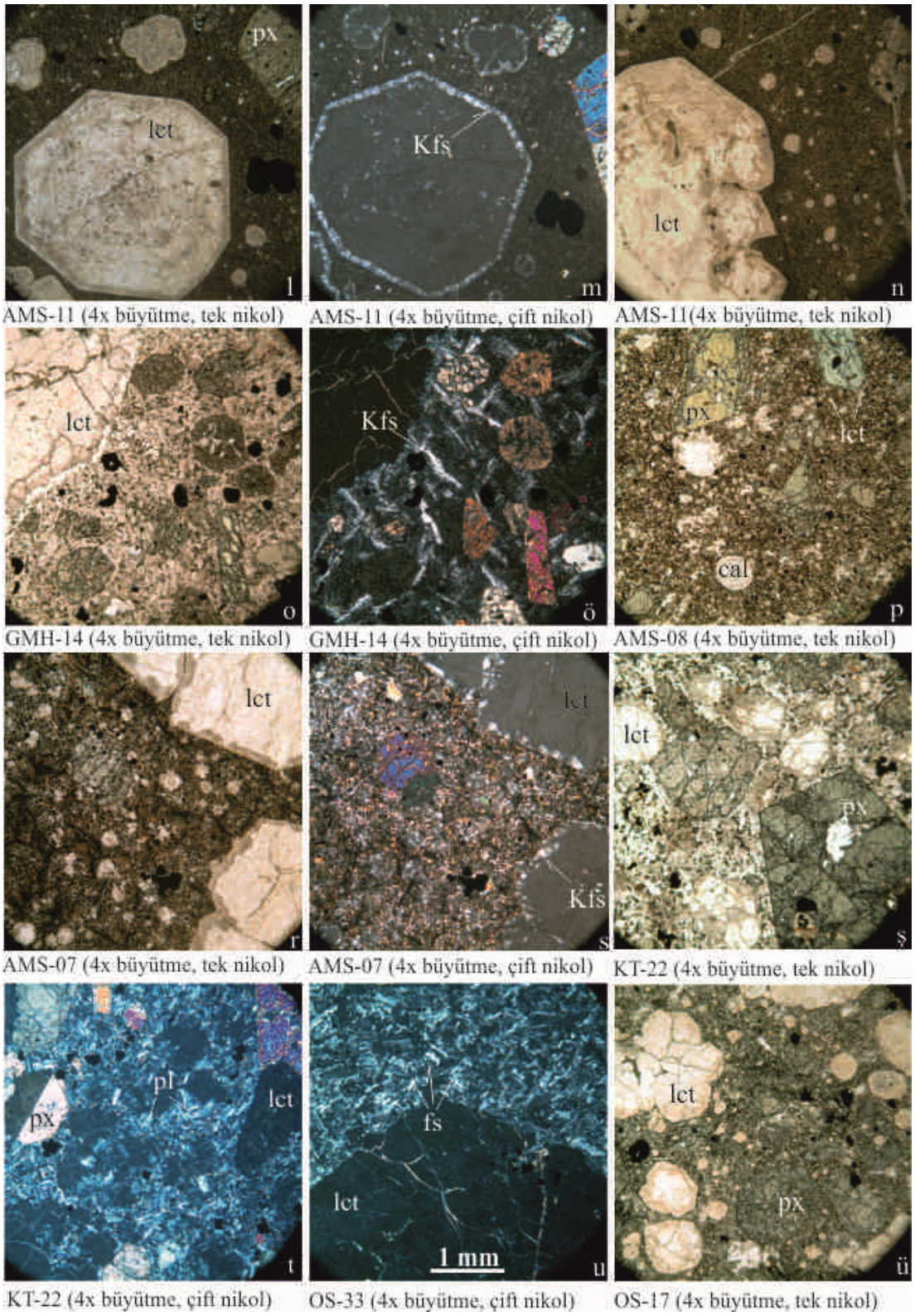
12-15 (4x büyütme, tek nikol) 12-15 (4x büyütme, çift nikol) 12-3 (4x büyütme, tek nikol)



KT-3C (4x büyütme, tek nikol) KT-3C (4x büyütme, çift nikol) KL-18 (4x büyütme, tek nikol)



KT-27 (4x büyütme, tek nikol) KT-27 (4x büyütme, çift nikol) GMH-09 (4x büyütme, çift nikol)



Şekil 2.21 : Lösitli kayaların ince kesit görünümleri (Açıklamalar için metne bakınız, lct: lösit, px: piroksen, Kfs: K-feldispat, pl: plajiyoklas, fs: feldispat)

Feldispatlar

Feldispat içeren lösitli kayalarda feldispatlar hamurda mikrofenokristal ya da mikrolit olarak bulunurlar. Ayrıca lösitlerin kenarlarında, dengesiz kristallenme

olaylarını düşündürecek şekilde, zarflar halinde gözlenirler (Şekil 2.21h-j, m, ö, t, u). Bazı örneklerde alkali feldispat ve plajiyoklas birlikte bulunurken, bazılarında yalnızca alkali feldispat gözlenir. Kalecik civarındaki bir örnekte ve Gümüşhacıköy'de birkaç örnekte mikrofenokristal ya da fenokristal haldeki plajiyoklas bulunmuştur. Ancak bunlar prizmatik dış formları korumuş kil ve serisite dönüşmüş psödomorflar halinde izlenirler.

Lösit

Lösitler genelde 1-3 cm büyüklükte iri ve idiyomorfik fenokristaller halinde gözlenirler ancak feldispatların eşlik ettiği örneklerde yarı özşekilli, yuvarlaklaşmış olarak bulunurlar. Mikrofenokristalleri genelde yuvarlaklaşmış haldedir (Şekil 2.21a ve p). El örneklerinde koyu pembe, turuncumsu renkli olarak gözlenen lösitler, tek nikolde beyaz renklidirler, alterasyona bağlı sarımsı kahve renkler görülür (Şekil 2.21a, c ve f). Özellikle Osmancık ve Gümüşhacıköy Bölgeleri'nden derlenen örneklerde lösitlerin bol miktarda opak mineral kapanımı içerdiği tespit edilmiştir. Yaygın olarak çatlaklar gelişmiştir. Çift nikolde tipik olarak izotrop davranış sergilerler. Bazıları kızıl-kahve tonlu zonlar ve dalgalı sönme gösterir ancak bunlar da dahil olmak üzere tüm fenokristal ve mikrofenokristallerin analsime dönüştükleri tespit edilmiş, taze lösit mineralleri yalnızca Kalecik bölgesine ait bir örnekte klinopiroksen kristali (EMPA ile) analiz edilirken tespit edilmiştir. Amasya civarında camsı hamur içinde bulunan mükemmel özşekilli lösitlerin kenarlarında, hamurla reaksiyon sonucu gelişmiş ve ışınsal olarak büyümüş alkali feldispattan oluşan zonlar bulunmaktadır (Şekil 2.21l ve m). Benzer reaksiyon dokuları Gümüşhacıköy'de feldispat içeren örneklerin bazılarında da görülür. Bu örneklerde lösitler öz şekilli formlarını kaybetmişlerdir ve merkezlerinde de ışınsal sferülitik feldispat büyümeleri gelişmiştir (Şekil 2.21i ve j).

Klinopiroksen

Klinopiroksenler optik özellikleri açısından iki farklı şekilde gözlenirler: *a) idiyomorfik, koyu yeşil renkli, dilinimleri belirsiz, rölyefleri görece yüksek olan ve yüksek girişim renkleri gösteren, zonlu yapılı, basit ikizli mikro/fenokristaller* (Şekil 2.21g-ı ve t) ile *b) idiyomorfik-hipidiyomorfik, dilinimli, çatlaklı, soluk yeşil-bej renkli, korozyona uğramış, tipik girişim renkleri ve kumsaati zonlanması, penetratif ikizlenme gösteren, mikro/fenokristaller* (Şekil 2.21d, e ve o-p). Bahsedilen ikinci tür piroksenlerde kapanım halinde cam ve opak mineral yaygındır. Amasya yöresinden derlenen örneklerde piroksen fenokristalleri azdır. Ancak, yaygın olarak örneklerin

hamurunda mikrokristaller halinde gözlenirler. Gümüşhacıköy ve Osmancık'tan derlenen örneklerde klinopiroksenlerin 1 cm'ye ulaşan büyüklüklere ulaştıkları ve bunlara mikrofenokristallerin de eşlik ettikleri tespit edilmiştir.

Çizelge 2.3 : Bölgelere göre ÜKVT volkanik kayalarının mineralojik, petrografik ve dokusal özellikleri (F/T/B: Fonolit - Tefrit - Bazanit, LK: Lamprofirik Kayalar, TK: Trakitik Kayalar, AK: Andezitik Kayalar, lc:lösit, cpx: klinopiroksen, Kfs: K-feldspat, pl: plajiyoklas, ol: olivin, op: opak mineraller, mca: mika, am: amfibol, ap: apatit, ttn: titanit, anl: analsim, ser: serisit, id: iddingsit, zep: zeolit, cly: kil mineralleri, sp: serpantin, chl: klorit, cal: kalsit).

Bölge	Kalecik				Tosya			Osmancık	
Kaya Türü	F/T/B	LK	TK	AK	F/T/B	TK	AK	F/T/B	AK
Birincil Mineraller	lct+cpx± Kfs±pl±ol+ op	cpx+mca± lct±plg± KF±am+op	mca+Kfs+ pl+cpx+ ap+op	cpx+pl+ op	lct+cpx± Kfs±pl±ol+ op	am+Kfs+ pl±cpx+ ap+ttn+ op	cpx+pl+ op	lct+cpx+ ol±Kfs±pl+ op	cpx+pl+ op
İkincil Mineraller	anl, ser, id, zeo, cly	cal, chl, zeo, anl, ser,cly	ser, cly, cal	cal, ser, op cly, zeo	anl, cal, chl, cly	chl, ser, cly, cal	cal, cly, ser	anl, srp,id ser, cal	cal, ser, cly, op
Dokusal Özellikler	hemikristalin, porfirik, holokristalin, intersertal,	hmk., hlk. por., mikalarda opaklaşma korozyon dokuları	hipidiyomorfik, holokristalin, granüler, poikilitik	hemikristalin, porfirik, intersertal, subofitik	hemikristalen, porfirik, intersertal, intergranüler, hamurda sferülitik Kfs	hemikristalin, porfirik, trakitik	hemikristalin porfirik, pilotaksitik, intersertal	hemikristalin porfirik, poikilitik, lösitlerde kümülatlaşma, hamurda sferülitik Kfs	hemikristalin porfirik, pilotaksitik, intersertal

Bölge	Gümüşhacıköy		Amasya			
Kaya Türü	F/T/B	AK	F/T/B	LK	TK	AK
Birincil Mineraller	lct+cpx+ ol±Kfs±pl+ op	cpx+pl+ op	lct+cpx± ol±Kfs±pl+ op	cpx+mca± Kfs±am+ ±ap+op	am+Kfs+ pl±cpx± mca+ap+ ttn+op	cpx+pl+ op
İkincil Mineraller	anl, srp, id ser, cal	cal, cly, ser	anl, ser, cal zeo	cal, op, chl, ser, cly	chl, ser, cly, cal	cal, cly, ser, op
Dokusal Özellikler	hemikristalin porfirik, poikilitik, lösitlerde kümülatlaşma, hamurda sferülitik Kfs	hemikristalin porfirik, pilotaksitik, intersertal	yarı camsı hamur, hamurda ışınsal opak mineraller, hamurda sferülitik Kfs	holokristalen porfirik, hipidiyomorfik intergranüler, glemoroporfirik	hemikristalin porfirik, trakitik, camsı, mikrolitik	hemikristalin porfirik, pilotaksitik, intersertal

Olivin

Piroksen ve lösitler içinde kapanım halinde gözlenen bazı psödomorfik kristaller, Osmancık'tan derlenen örneklerdeki iri ve tamamen opaklaşmış özşekilli fenokristaller petrografik analizlerde olivin olarak değerlendirilmişlerdir. Bunlar neredeyse tümüyle serpantin, klorit ve opak minerallere dönüşmüşlerdir (Şekil 2.21i-

j). Petrografik incelemelerde olivin olduğundan şüphelenilen çok sayıdaki altere olivin tanesinin ilksel olivin nitelikleri EMPA çalışmaları ile teyit edilememiştir.

Apatit

Lösitli kayalarda lösit ve klinopiroksenler içinde kapantı halde gözlenen apatitler, yüksek rölyefleri, prizmatik özşekilleri, tek nikolde renksiz, çift nikolde ise düşük girişim renkleri ile tipiktir. Osmancık tefri-fonolitlerinde 0.3 mm büyüklüğünde hamurda serbest halde bulunan kristalleri gözlenmiştir.

2.2.1.2 Dokusal Özellikler ve Adlama

Gümüşhacıköy yöresinde yaygın olarak gözlendiği gibi hamurun feldispatlardan oluştuğu ve idiyomorfik lösit fenokristalerinin 2 cm büyüklüğe ulaştığı örnekler genelde holokristalen ve ileri derecede porfiriktir. Amasya' daki gibi ışınsal büyümüş opak mineraller ile bunların arasını dolduran piroksen mikrolitleri ve cam bulunduranlar ise hemikristalen porfirik, bazı örneklerde yarı-camsıdır (Şekil 2.21l-n, r ve s). Hamurun alkali fedispatlardan oluştuğu örneklerde dengesizlik sonucu lösitlerin kenarlarında sferülitik ya da ışınsal alkali feldispat gelişmi ve Osmancık ile Kalecik'teki örneklerde gözlendiği gibi lösitlerin birikmesinden kaynaklanan kümülat dokusu yaygındır (Şekil 2.21i, j, l, m, r, s, ve ü). Gümüşhacıköy ve Osmancık'tan derlenen bazı örneklerde hamuru oluşturan feldispat mikrolitlerinde yönlenmeye bağlı olarak trakitik doku oluşmuştur (Şekil 2.1 t ve u). Az sayıda amigdoloidal dokulu örnek gözlenir (Şekil 2.21p). Lösitli kayalar arasında *Feldispat içermeyenler* yarı camsı hamur içinde lösit fenokristalleri ile birlikte az miktarda piroksen mikrofenokristalleri, ya da Osmancık' taki gibi hamurda lösit, piroksen mikrokristalleri ile birlikte opak mineraller bulunduranlar lösitit olarak (Le Maitre, 2002) adlandırılmışlardır. *Feldispat içerenler* ise alkali feldispattan oluşan hamur içerisinde lösit, piroksen ve olivin ***(<%10)*** bulunduranlar, içerdikleri hamurun oranına bağlı olarak fonolitik lösitit/lösit fonolit ve fonolit olarak tanımlanırken plajiyoklas fenokristalleri içerenler tefritik fonolit olarak tanımlanmışlardır (Le Maitre, 2002).

2.2.2 Lamprofirik Kayalar

Lamprofirik kayalar, Amasya ve Kalecik'te bulunur ve hem mineralojik hem de dokusal olarak çeşitlilik sergilerler. Mineralojik bileşim açısından açık renkli minerallerine göre *a) fedispat içerenler, b) feldispat içermeyenler* olarak ya da mafik

minerallerine göre *a) amfibol içerenler, b) amfibol içermeyenler* olmak üzere gruplandırılabilirler. Kalecik, Buğra Köyü civarında fonolit/tefritlerle iç içe dayklar şeklinde gözlenen mostralarında lamprofirlerin, diğer tüm lamprofirlerden farklı olarak, lösitli kayalarla sınırlarına yakın alanlarda lösit bulundurdukları tespit edilmiştir.

Lamprofirler mafik olarak klinopiroksen ve mika fazlarını birlikte bulundururlar. Lösitli kayalarda olduğu gibi tüm lamprofir örneklerinde en yaygın gözlenen mafik mineral piroksenlerdir ve taze olivin bulgusuna rastlanılmamıştır. Örneklerde alterasyona bağlı ikincil kalsit, zeolit ve kil mineralleri yaygındır.

2.2.2.1 Mineralojik Bileşim

Genel mineralojik bileşimleri k*linopiroksen + mika ± feldispat ± olivin ± amfibol ± lösit + opak mineraller* şeklindedir. İkincil kalsit, kil mineralleri, serisit, zeolit ve opak mineral oluşumları yaygındır.

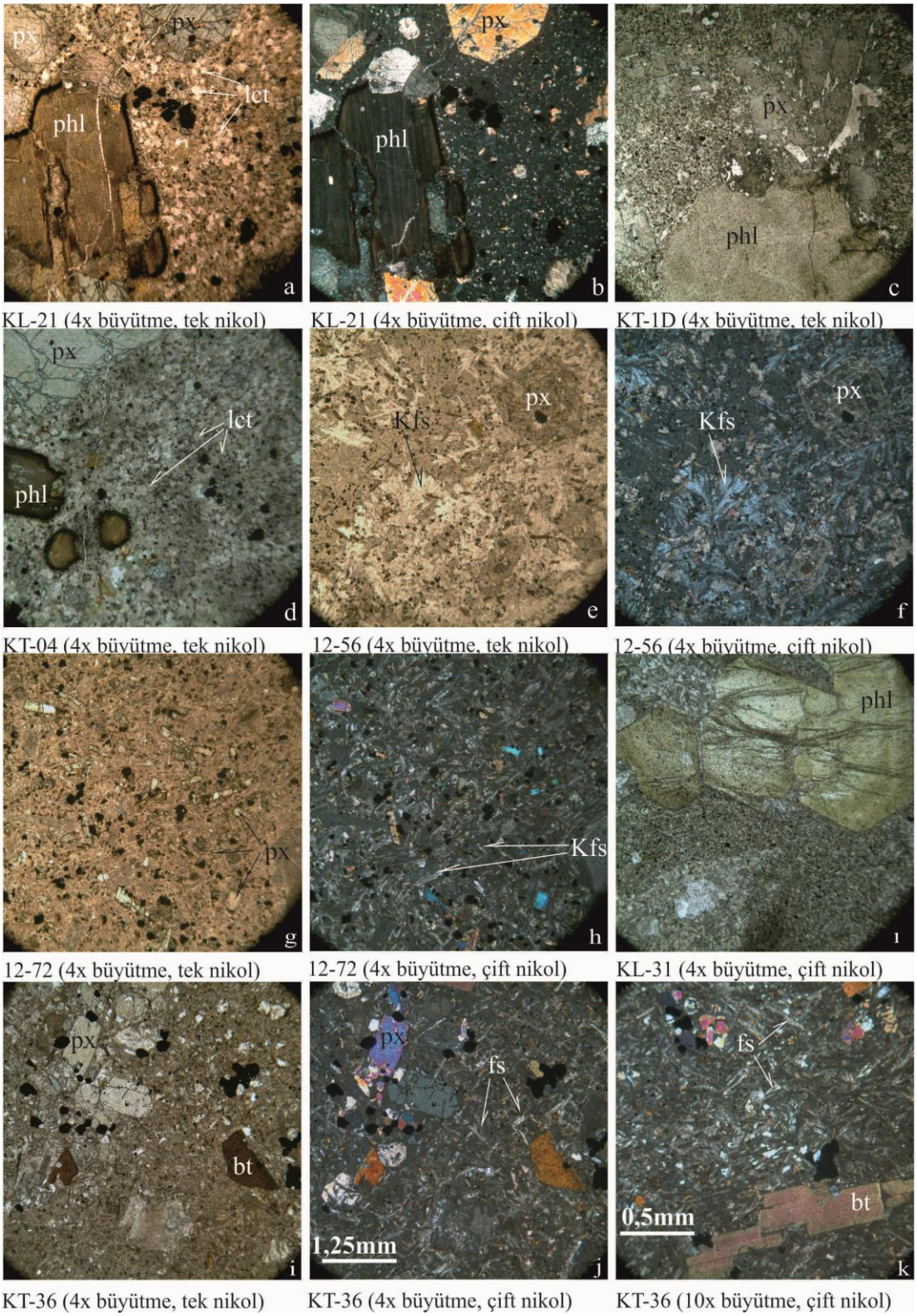
Feldispatlar

Feldispat içeren lamprofirler Amasya ve Kalecik'in Buğra kesimine özgüdür (Şekil 22.2d-h ve i-k). Kalecik Gökçeviran civarında ise lamprofirlerde feldispatlara rastlanmaz (Şekil 2.22a-c, ı). Amasya'daki örneklerde alkali feldispatlar çubuksu, alterasyondan kaynaklanan biçimde sarımsı renkli çift nikolde basit ikizli ve düşük çift kırınım renkleriyle tipiktirler. Bu kaya grubunda alkali feldspatlar genel olarak, diğer minerallerin arasını dolduran bir hamur oluştururlar ve el örneklerinde kayanın pembemsi renkli görünümüne neden olurlar (Şekil 2.22i). Amasya Bölgesi'nde plajiyoklas nadiren gözlenir ve altere killeşmiş mikrofenokristaller halindedir. Kalecik civarında da feldispatlar Amasya'da bahsedilen örnekler ile benzer mineralojik özellikler sergiler, ancak aşırı altere durumdadırlar ve alterasyon biçimleri ile polisentetik ikizlenme özelliklerinin kısmen korunmuş olması sayesinde tanınmaktadırlar. Bazılarında magmatik korozyon izleri gözlenir.

Lösit

Lamprofirik kayalarda lösitler Buğra köyü dolaylarındaki mostralarda fenokristal ve mikrokristal olarak gözlenebilmektedir. Bu mostralarda, lamprofir dayklarının merkezine doğru lösitlerin boyutlarının da miktarlarının da azalarak tükendiği gözlenmiştir. Lösitler tamamen altere haldedirler ve kenarlarında dengesizlik dokularının geliştiği, çoğunlukla formlarını kaybederek yuvarlaklaştıkları

gözlenmiştir (Şekil 2.22a-b). Flogopit ve piroksen feno/mikrokristallerini çevreleyen hamurun lösitten oluştuğu bazı örneklere de rastlanmıştır.



Şekil 2.22 : Lamprofirik kayaların ince kesit görünümleri (Açıklamalar metin içerisinde verilmiştir (phl: flogopit, px: piroksen, lct: lösit, Kfs: K-feldspat, fs: feldspat, bt: biyotit).

Mikalar

Lamprofirik kayaçların el örneklerinde tanımlanmasını sağlayan mineral fazı olan mikalar çeşitli formlarda gözlenirler. 3-5 cm büyüklüğe ulaşan, bazı örneklerde kümülatlaştıklarından nödüller şeklinde gözlenen siyahımsı kahve renkli olanlar ya da Amasya'da gözlendiği gibi kayaya pırıltılı bir görünüm kazandıran kızıl-kahve kıymıklar şeklinde bulunabilirler (Şekil 2.22a-d ve i-k).

Tek yönde mükemmel dilinim, güçlü pleokroizma, sönüm durumunda sergilenen kuşgözü dokusu ve paralel sönme özellikleri, her iki tip mika türü için de tipiktir. Kalecik civarında gözlenen lamprofirik örneklerde mikaların formlarını kaybettikleri kenarlarında opak kuşakların geliştiği ve korozyon dokularının oluştuğu gözlenir (Şekil 2.2d). Amasya'ya ait örneklerde mikrolitler ve az sayıda iri prizmatik fenokristallerde korozyon ya da alterasyon etkisi gözlenmemektedir (Şekil 2.22i-k).

Klinopiroksenler

Amasya ve Kalecik'teki lamprofirlerde gözlenen piroksenler iri fenokristaller ya da hamur içinde mikrokristaller olarak bulunurlar (Şekil 2.22d ve g). Optik özellikleri açısından benzerlik sergilerler ve farklı piroksen fazları birarada gözlenmez. İri piroksen kristallerinin kenarlarında magmatik korozyon dokuları ile mineralin dış çeperine yakın düzenlenmiş cam kapantıları yaygındır. Zonlanma, piroksenlerin yaygın özelliğidir. Kalecik civarına ait örneklerde iri fenokristallerde basit ve lamelli ikizlenmeye eşlik eden zonlanma olağandır (Şekil 2.22b).

Amfiboller

Lamprofirik kayalarda amfibol minerallerine sadece Kalecik yöresinden derlenmiş olan numunelerde rastlanılmıştır. Bunlar, hamurda kalık halde bulunan, tamamen opaklaşmış, dış formlarını kısmen korumuş mikrofenokristal ya da piroksenlerin etrafında opak kuşaklar şeklinde gözlenen formlardadır. Alkali feldispatik hamur içinde saçılmış olup bu hamurla denge durumunda olmayan taneler halinde görülürler.

2.2.2.2 Dokusal Özellikler ve Adlama

Amasya lamprofirlerinde holokristalen porfirik, intergranüler doku, Kalecik lamprofirlerinde hemikristalen ya da holokristalen, porfirik, mikrolitik, intersertal doku gelişimi gözlenir. Lösitli lamprofirlerde, mikaların daykların yerleşim yönüne paralel dizilmesinden kaynaklı yönlü doku gelişmiştir. Hamurun lösitten oluştuğu

örneklerde poikilitik doku (Şekil 2.22a-b), feldispat kristallerinden oluştuğu örneklerde ise trakitik doku gözlenir (Şekil 2.22k). Ayrıca feldispatların hamur içeriside ışınsal büyümelerine bağlı olarak dengesizlik dokuları gözlenir (Şekil 2.22f). Mikaların kenarlarında opaklaşmaya bağlı olarak korona dokusu gelişimi Kalecik lamprofirlerinde yaygındır (Şekil 2.22d). Bazı örnekler oldukça ince taneli mikro/fenokristaller içermektedirler (Şekil 2.22a-c ve ı). Amasya'ya ait lamprofirler alkali feldispattan oluşan bir hamur içerisinde mafik mineral olarak mika ve piroksen bulundurduklarından *minet,* Kalecik'e ait örneklerin bazıları fenokristal halde plajiyoklas bulundurduklarından *kersantit* olarak tanımlanmıştır (Le Maitre, 2002). Opaklaşmış olan amfibollerin mikalardan fazla olduğu örneklerde alkali feldispatların plajiyoklastan fazla bulunması nedeniyle bazı lamprofirler *vojesit* olarak tanımlanabilir (Le Maitre, 2002).

2.2.3 Trakitik Kayalar

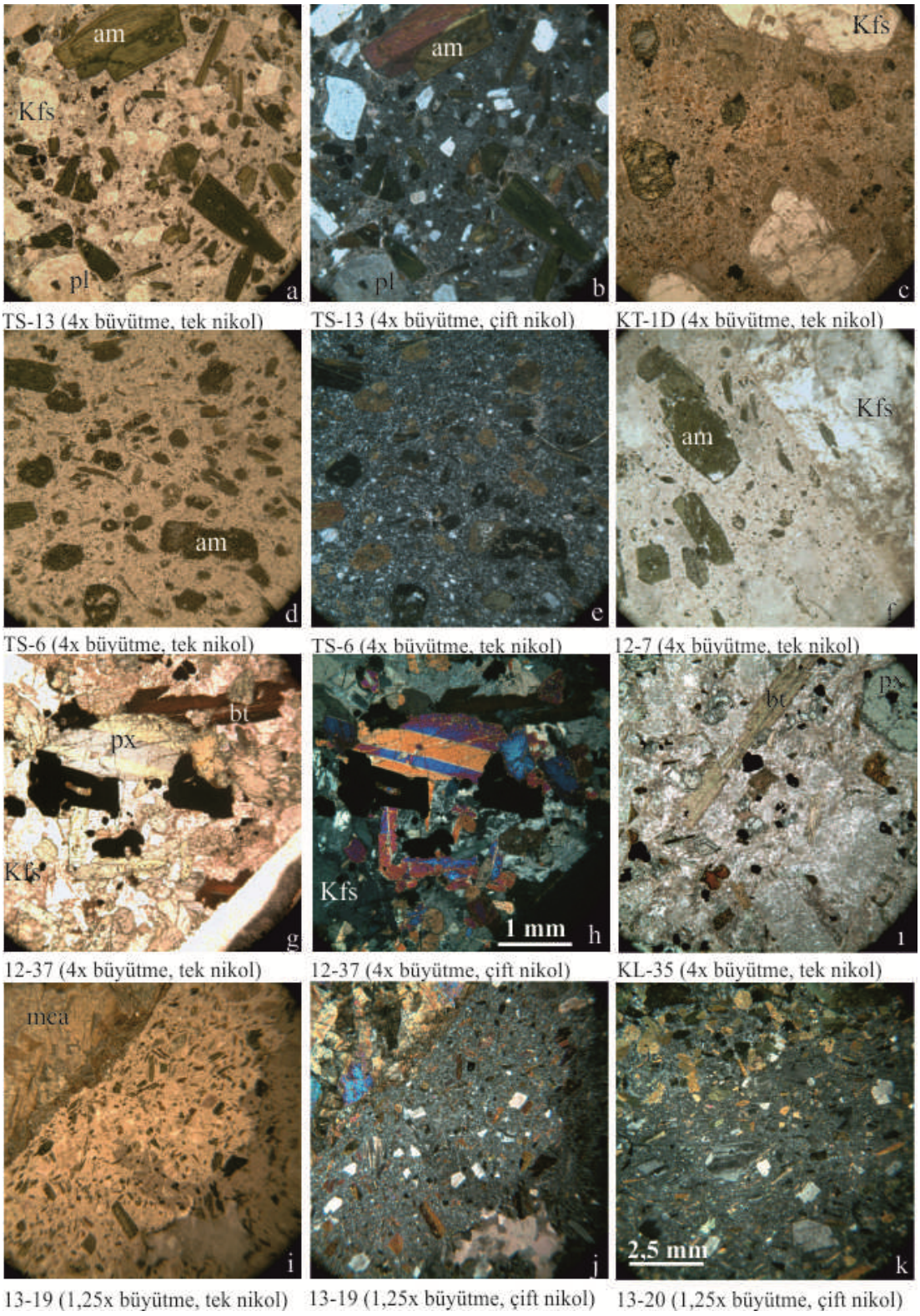
ÜKVT içinde yaygın mostraları Tosya ve Amasya'da gözlenen trakitik kayalar mafik mineral bileşimleri açısından iki gruba ayrılırlar: *a) amfibol, mika ve az piroksenli olanlar ve b) mika ve piroksen* içerenler. Kalecik yöresinde seyrek bir iki lokasyonda gözlenen monzosiyenitik kayalar da bileşimsel olarak bu gruba dahil edilmişlerdir. Bunlar da mineralojik bakımdan mika ve piroksenli olan gruba benzerler.

2.2.3.1 Mineralojik Bileşim

Bu gruba ait kayaların genel mineralojik bileşimi: alkali feldispat + plajiyoklas + amfibol ± mika ± klinopiroksen ± kuvars + apatit + sfen + opak mineraller'dir. İkincil olarak kalsit, serisit, klorit, kil mineralleri yaygındır.

Feldispatlar

Trakitlerde alkali feldispat ve plajiyoklas birlikte bulunmaktadır ve modal bolluk bakımından eşit miktarlıdılar. Bu nedenle trakilatit ve monzosiyenit/diyorit tanımları bu kayalar için daha uygundur. Feldispatlar iri fenokristaller halinde veya yüzey kayalarında, mikrolitler olarak gözlenirler (Şekil 2.23a-ı). Porfirlerde ise hamurun neredeyse tamamını oluşturmaktadırlar (Şekil 2.23c). Killeşme ve özellikle plajioklaslarda serisitleşme yaygın olarak gözlenmektedir. Yüzey kayalarında feldispatlar özşekilsiz ve iri fenokristallerden kopmuş parçalar gibi görünmektedir ve magmatik korozyon gelişmiştir. Trakitlerin Tosya ve Amasya Lapköyü civarında



Şekil 2.23 : Trakitik kayaların ince kesit görünümleri. Açıklamalar metin içerisinde verilmiştir (am: amfibol, Kfs: K-feldspat, px: piroksen, mca: mika).

gözlenen mostlarında ise 1-2 cm büyüklükte mükemmel özşekilli prizmatik K-feldspatlar tipiktir. Plajiyoklaslarda zonlanma ve polisentetik ikizlenme, alkali

feldispatlarda ise basit ikizlenme tipiktir. Pertitleşme gözlenebilir ve bazı iri sanidin kristalleri içerisinde amfibol kapantıları yaygındır (Şekil 2.23f).

Amfibol

Trakitik türde yüzey ve derinlik kayalarının en bol miktarda bulundukları mafik mineraller amfibollerdir. Damar ve yüzey kayalarında iri fenokristaller halinde bulunan amfiboller optik özellikleri açısından hornblend olarak tanımlanmıştır. Bileşimsel zonlanma nedeniyle özellikle bu grubun yüzey eşleniği olan trakilatitlerde horblend kristallerinin çeperleri soluk yeşil, merkezleri ise daha koyu yeşil renklidir. Hazırlanan kesitlerin çoğunda mükemmel özşekilli olarak gözlenen hornblendlerde magmatik korozyon gelişimi ve basit ikizlenme yaygındır (Şekil 2.23f). Amfibollerin çeperlerinde nadiren opak zarfların geliştiği de görülmektedir. Horblendler bol miktarda apatit ve feldispat kapantısı içerirler. Ayrıca, plajiyoklaslar içerisinde kapantı halinde bulunurlar. Amfibollerde alterasyon sonucu kalsitleşme yaygın olarak gözlenir.

Klinopiroksen

Trakitik bileşimli kayalarda amfibollere oranla çok daha az miktarda gözlenen piroksenler yaklaşık 1 mm büyüklüğe ulaşan, oldukça altere fenokristaller halinde ya da hamur içerisinde mikrofenokristaller halinde bulunur. Bu gruba ait derinlik kayalarında piroksen iri ve ikizli kristaller halinde olup biyotitlere eşlik etmektedir (Şekil 2.23g-ı) Prizmatik kesitlerde dilinimlere dik olarak gelişmiş çatlaklar gözlenir (Şekil 2.23c). Bu çatlaklar boyunca opaklaşma ve kloritleşme yaygındır ve ayrıca bol miktarda opak mineral kapanımı bulundururlar. Çatlaklar boyunca kalsit minerallerinin geliştiği de gözlenir.

Mika

Amasya civarında trakitlerde amfibollere bol miktarda mika eşlik ederken Tosya trakitlerin biyotit miktarı % 5'i geçmemektedir. Felsik minerallerin sınırları boyunca kıymıklar halinde gözlenen mikaların doğal renkleri ve kuvvetli pleokroizma özellikleri karakteristiktir. Ancak bu grubun derinlik eşleniklerinde yarıözşekilli-özeşekilli fenokristaller halinde bulunmaktadırlar (Şekil 2.23g-ı).

Kuvars

Tosya yöresinde, metamorfik temel kayalarını intrüzif ilişki ile kesen trakitik porfirler ile metamorfik kayaların sınırlarına yakın alanlardan derlenen örneklerde az miktarda kuvarsa rastlanır. Kuvarslar ya özşekilsiz-yuvarlatılmış taneler halinde ya da metamorfik kayalardakine benzer şekilde dalgalı yanıp sönme gösteren taneler

(kırıntılar) halinde görülmektedir ve kenarlarında magmatik korozyon yaygındır. Ancak kesitlerin bazı yerlerinde feldispatlarla birlikte iç içe görünüm sunarlar. Kuvarsların genel görünümleri magmadan kristallenmediklerine, çevre kayalardan özümsenerek ergiyik içinde işlendiklerine işaret etmektedir.

Apatit

Monzodiyoritik bileşimli kayalarda gözlenen apatitler, özellikle trakit porfir türü kayalarda boldur. Bu kayalarda genellikle 1 mm büyüklüğe ulaşan boyuttaki kristaller olarak ya da feldispatlar içerisinde kapantı halinde mikrokristaller olarak gözlenmektedir. Apatitler tek nikolde yüksek rölyefli ve renksizdirler. Çift nikolde gri girişim rengi gösterirler (I. dizi) ve paralel sönmelidirler.

Sfen

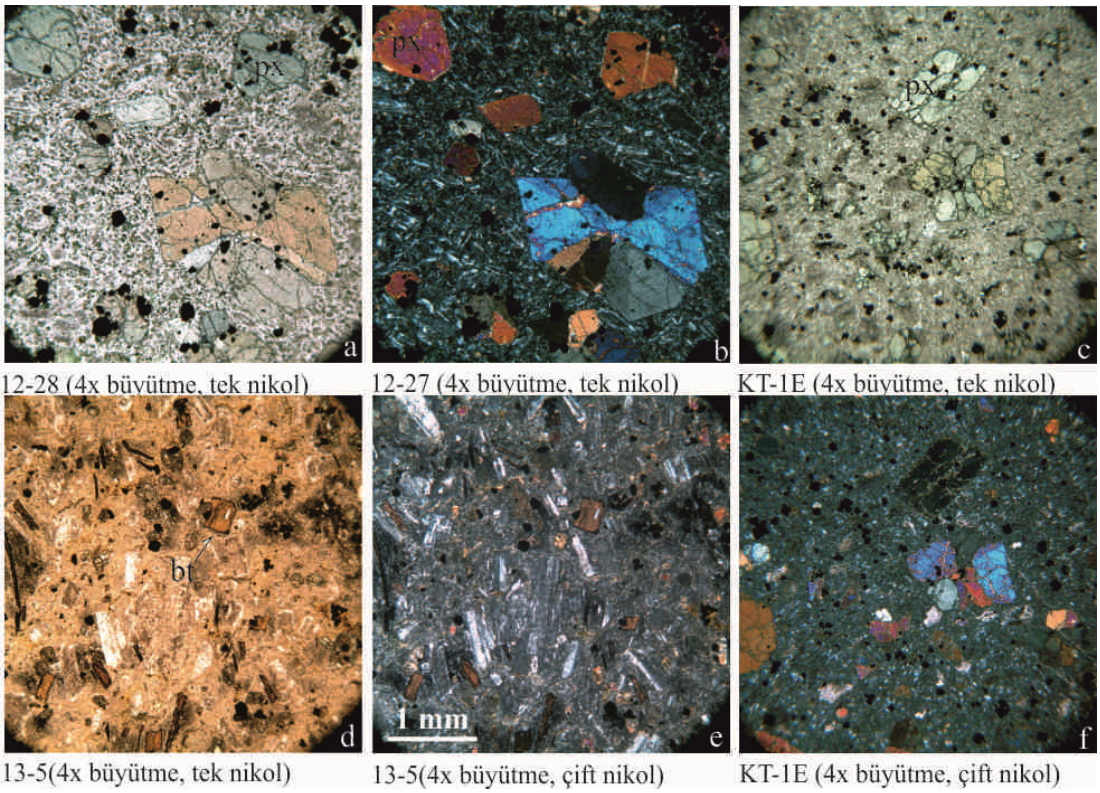
Bu gruba ait kayalarda gözlenen diğer aksesuar mineral olan sfen, kama şekilli ve prizmatik kristaller halinde ya da özşekilsiz taneler halinde gözlenir. Sarımsı-bej renkli ve yüksek rölyeflidirler. Çift nikolde bazal kesitlerinde basit ikizlenme gösterirler.

2.2.3.2 Dokusal Özellikler ve Adlama

Grubun derinlik kayaları holokristalen porfirik, hipidiyomorfik dokuludur (Şekil 2.23g-ı). Piroksen ve feldispatların bir arada kümelenmesi sonucu bazı örneklerde kümülofirik dokunun geliştiği gözlenir. Ayrıca kümülat dokusu, mika birikmesine bağlı olarak da gelişmiş olabilir (Şekil 2.23i, j). Tosya civarındaki bazı örnekler iri alkali feldispat ve içindeki amfibol kristalleri ile belirgin poikilitik dokulu, 5-10 cm boyutlu siyenit anklavları içerdikleri tespit edilmiştir (Şekil 2.23k). Trakitler genel olarak idiyomorfik-hipidiyomorfik, hemikristalen porfirik dokuludurlar (Şekil 2.23 a-f). Pilotaksitik ve trakitik dokulu örneklere de rastlanır (Şekil 2.23c-e). Yarı derinlik ve yüzey kayalarında ortak olarak pertitik ve anti-pertitik dokular belirlenmiştir. Kuvars içeren örnekler, ince kesitlerin bütününde homojen bir doku göstermemektedir. Kesitlerin bazı kesimlerinde feldispatlar ve kuvars mineralleri arasında granofirik doku benzeri reaksiyon dokularının geliştiği gözlenmektedir. Alkali feldispatın plajiyoklasa göre fazla olduğu yüzey kayaları ***trakit*** ve alkali feldispatlarla plajiyoklasların eşit miktarda olduğu örnekler ***trakilatit*** olarak adlanmıştır. Amasya civarındakiler genelde trakilatitik bileşimdedir. Kalecik'te gözlenen derinlik kayaları ***monzosiyenit***, Tosya civarındaki trakitler içinde anklav olarak gözlenen poikilitik dokulu olanlar ise ***siyenit*** olarak adlanmıştır.

2.2.4 Andezitik Kayalar

Bu tez çalışmasının yürütüldüğü tüm bölgelerde gözlenen andezitik türde volkanik kayalardan temsilci örnekler derlenmiş ve petrografik olarak incelenmişlerdir. Mineralojik olarak farklılık göstermemelerine rağmen dokusal farklılıklar sunarlar.



Şekil 2.24 : Andezitik kayaların ince kesit görünümleri, açıklamalar metin içerisinde verilmektedir (px: piroksen, bt: biyotit).

2.2.4.1 Mineralojik Bileşim

Başlıca klinopiroksen+plajiyoklas±mika±olivin+opak mineraller ile ikincil olarak kalsit, zeolit ve kil mineralleri içerirler. Klinopiroksenler genelde özşekilli iri fenokristaller halindedirler, kum saati ikizlenmesi ve basit ikizlenme ya da zonlanma yaygındır (Şekil 2.24a-c ve f). Bazı örneklerde mikrofenokristal halde bulunan klinopiroksenlerin magmatik korozyona uğradıkları gözlenir. Çatlaklar boyunca kloritleşme yaygındır. Feldispatlar genelde plajiyoklas bileşimindedir. Plajiyoklaslarda zonlanma ve polisentetik ikizlenme tipiktir. Altere halde, prizmatik mikrofenokristal ya da hamur içerisinde mikrolitler olarak gözlenirler. Bununla birlikte büyük kristallerden mekanik ayrılma sonucu oluşmuş gibi görününen üçgen ya da çok kenarlı, taze halde, polisentetik ikizli ya da periklin ikizlenmesine benzer ikizlenmeler gösteren formlarda olanlarına da rastlanır. Mika mineralleri Kalecik

civarında birkaç örnekte gözlenmiştir ve kesitteki bollukları %1 civarındadır. Neredeyse tamamen opaklaşmış halde gözlenen mika mikrofenokristalleri prizmatik formludurlar ve taze olarak korundukları kısımlarda girişim renkleri açısından flogopitik mikalarla benzeşmektedirler (Şekil 2.24d-e). Bunun dışındaki örneklerde bazal kesitlerinde altıgen özşekilli formda ve biyotit benzeridirler. Olivin olduğu düşünülen mineraller kenarları ve çatlakları boyunca opaklaşmıştırlar ve tamamen karbonatlaşmış halde gözlenirler. Bu minerallere de az sayıdaki örnekte ve tek tük rastlanılmıştır.

2.2.4.2 Dokusal Özellikler ve Adlama

Andezitik kayalardan derlenen tüm örnekler hemikristalen dokuludur. Gümüşhacıköy civarında afirik dokulu andezitik kayalar yaygınken, Kalecik ve Osmancık civarındaki örneklerde, 1-2 cm büyüklükte klinopiroksenler ile bunların arasını dolduran plajiyoklas mikrolitlerinden oluşan hamur nedeniyle ileri derece porfirik doku gelişimi gözlenir (Şekil 2.24a-b). Hamurda mikrofenokristal halde klinopiroksen bulunduran örneklerin bazılarında subofitik doku gelişimi vardır. Genelde hamurun altere halde plajiyoklas mikrolitleri ile mikrofenokristallerinden oluştuğu gözlenir. Az sayıda örnekte mikrolitlerin arasını kristallenmemiş malzeme oluşturur. Bu kayalar genel olarak ***andezit*** adıyla tanımlanmıştır ancak iri ve bol miktarda piroksen içerenler ***piroksen andezit***, kalık halde olivin bulunduranlar ise ***bazaltik andezit,*** mika bulunduranlardan az sayıdaki örnek ise ***trakiandezit*** olarak tanımlanmıştır.

2.2.5 Ksenolitler

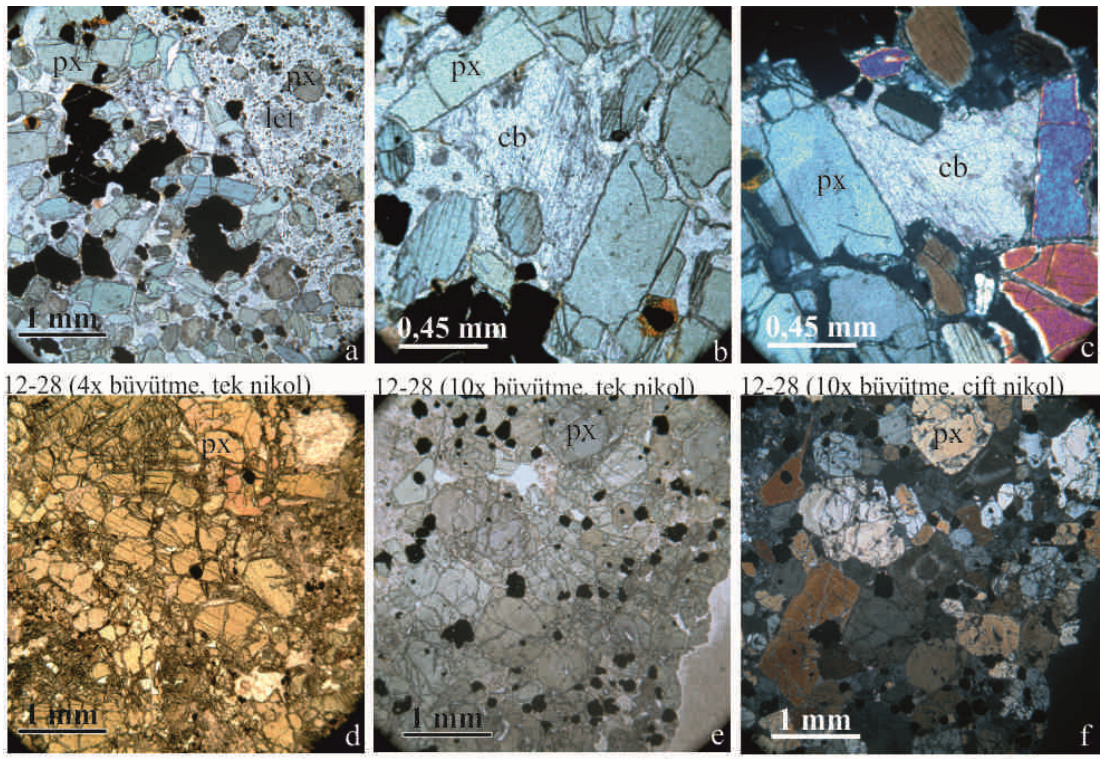
Kalecik yöresinde, Buğra Köyü civarında lamprofirler ve lösitli kayalar içinde büyüklükleri nadiren 15-20 cm'ye ulaşan ksenolitler örneklenmiştir. Bunlar el örneklerinde yeşilimsi siyah renkli ve parlak, prizmatik özşekilli minerallerden oluşmaktadır.

2.2.5.1 Mineralojik Bileşim

Petrografik incelemeler sonucunda *klinopiroksen + krom-spinel + mika + karbonat mineralleri* içerdikleri saptanmıştır.

Nodüllerde gözlenen piroksenler genel de en fazla 1 mm'ye ulaşan özşekilli kristaller olarak gözlenirler (Şekil 2.25a-f). Basit ikizlenmenin yaygın olarak görüldüğü

piroksenler, genelde düşük girişim renkleri sunarlar (Şekil 2.25f). Ksenolitlerin bir diğer önemli mafik fazı olan mika mineralleri piroksenlerin arasında, genelde özşekilli/yarıözşekilli formda küçük kristaller halinde gözlenir. Bronz renkleri ve güçlü pleokroizma özellikleri ile tipiktir. Ksenolitler içerisinde piroksenden sonra en yaygın biçimde gözlenen opak mineraller genelde özşekilsiz formlardadır. Opak minerallerin kenarlarında dengesizlik dokuları gelişmiştir (Şekil 2.25a). Tek nikolde kızıl-turuncu rengi ile belirgin olan opak minerallerin kenarlarında ya da piroksenler içerisinde kapantı olarak gözlenen yüksek rölyefli mineraller ise spineldir. Ksenolit/nodüllerin mikroskobik incelemelerinde göze çarpan bir diğer özellik bunların ilksel karbonat (kalsit) mineralleri içeriyor olmalarıdır (Şekil 2.25b-c). Piroksen lataları tarafından çevrelenmiş halde bulunan karbonat minerallerinin dokusal özellikleri bunların ikincil olmadığına işaret etmektedir.



Şekil 2.25 : Ksenolitlerin ince kesit görünümleri, açıklamalar metin içerisinde verilmektedir (px: piroksen, cb: karbonat mineralleri).

2.2.5.2 Dokusal Özellikler ve Adlama

Holokristalen granüler, idiyomorfik ve kümülat dokulu nodüller ***klinopiroksenit*** olarak tayin edilmişlerdir.

2.3 Mineral Kimyası Çalışmaları

Mineral kimyası çalışmaları, ÜKVT volkanik kayalarının mineral parajenezlerinin belirlenmesinin yanında, kayaların kökensel ortaklık ve geçmişlerine ilişkin bilgi edinmek amaçlarına da hizmet etmektedir. Bu nedenle, ÜKVT ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayalarının ana kaya jeokimya bulguları değerlendirildikten sonra, tüm kaya gruplarının ortak mafik fazı olan klinopiroksenlerdeki olası kimyasal benzerlik ve farklılıkların belirlenmesi hedeflenmiştir.

Mineral kimyası çalışmaları, başta klinopiroksenler olmak üzere, mika, amfibol, lösit ve feldispat minerallerinin Elektron Mikroprob Analizleri (EMPA) ile major ve minor element içerikleri ve LA-ICP-MS analizleriyle de iz element içeriklerinin belirlenmesi aşamalarını kapsamaktadır. Analiz sonuçları, kaya grupları için ayrı başlıklar altında tanıtılmaktadır. Her bir kaya grubunda öne çıkan mineraller için metin içerisinde temsilci analiz sonuçları verilmekte ve mineral sınıflama diyagramları kullanılmaktadır. Stratigrafi bölümünde değinilen Buğra köyü civarındaki dayk karmaşıklarından yapılmış olan analizler özel bir öneme sahip oldukları için bu bölümün sonunda ayrı bir başlık altında anlatılmaktadır.

2.3.1 Major ve Minör Element Analizleri

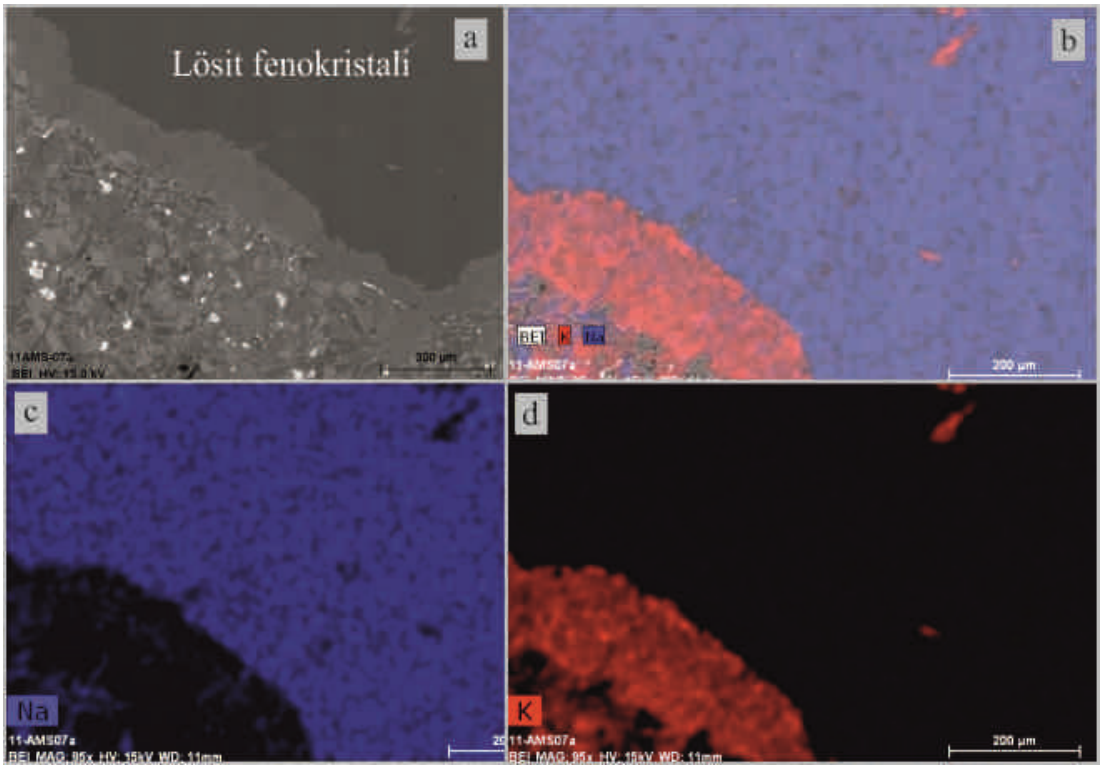
EMPA Analiz sonuçlarının hesaplanarak değerlendirilmesinde yapısal formülü $XYSi_2O_6$ olan klinopiroksen grubu mineraller için Morimoto vd. (1988)'nin kabulleri kullanılarak hesaplamalar 6 oksijene göre yapılmıştır. 23 katyon temeline göre hesaplanan amfibol grubu minerallerin tanımlanması için Leake vd. (1997)'nin çalışması esas alınmış, amfibollerin türleri belirlenerek, bazı sonuçlar uygun diyagramlarda gösterilmiştir. Mika grubuna ait mineraller, Deer vd. (1992)'nin önermiş oldukları yöntemle 8 katyon esasına göre hesaplanarak tanımlanmıştır. Lösitler için Prelevic vd. (2004) ile Conticelli vd. (1997)'nin çalışmalarındaki analizler referans alınarak, feldispat grubu mineraller ise Parsons (2010)'ın çalışmasına bağlı kalınarak sınıflanmıştır.

2.3.1.1 Lösitli Kayalar

Lösitli kayalarda fenokristal olarak lösit, klinopiroksen ve mikrokristal olarak klinopiroksen ile hamurda gözlenen feldispatlar analiz edilmiştir.

Lösit

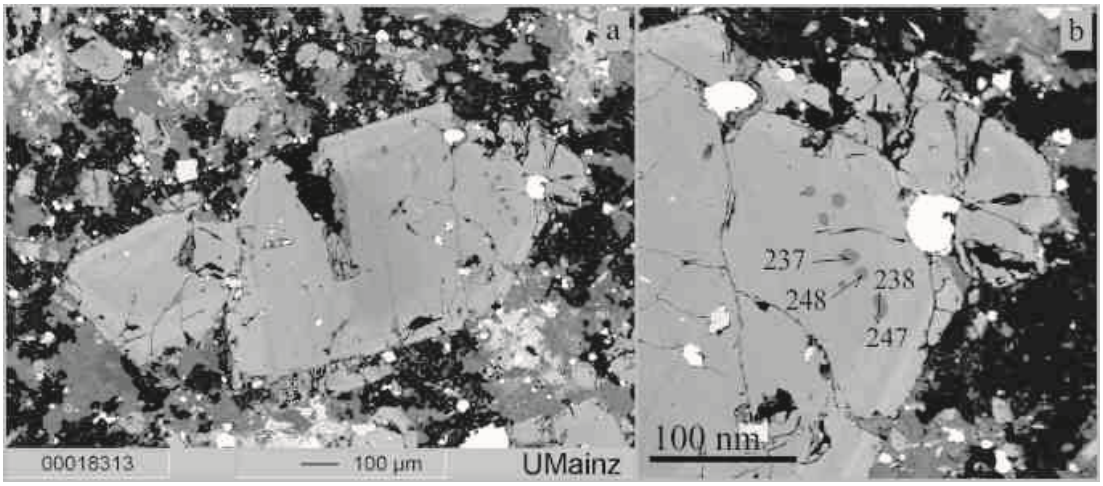
Tüm bölgelerden derlenmiş fonolit, bazanit, tefrit türü kayalarda fenokristal ya da mikrokristal olarak el örneklerinde ve ince kesitlerinde lösit oldukları belirlenen mineraller analiz edilmiş ancak kimyasal olarak lösit bulgusuna rastlanılmamıştır. Minerallerin merkezlerinde ya da kenarlarında % K_2O miktarı 0.1 değerinin çok altında olduğu, % Na_2O içeriklerinin ise yüksek olduğu gözlenmiştir. Bu durum lösit olduğu düşünülen minerallerin analsim olduğunu ortaya çıkarmıştır.



Şekil 2.26 : 11-AMS-07 nolu örnekte kenarlarında hamurda bulunan K-feldispatlardan kaynaklı reaksiyon dokularının geliştiği lösit fenokristallerinden üretilen element haritaları, a) analizin yapıldığı lösit fenokristali, b) lösit fenokristalinde K (kırmızı) ve Na (mavi) elementlerinin dağılımı, c) kristalde sodyumun dağılımı ve d) potasyumun dağılımı.

Örneklerde analsimle birlikte lösit bulunma olasılığı nedeniyle, optik özellikleri açısından ayırt edilemeyen bu minerallerin XRD çalışmalarıyla ayırt edilmesi yoluna başvurulmuştur. Ancak numunelerden ayrılan ve öğütülen lösit separatları üzerinde yapılan XRD çalışmalarında birbiri ile üstelenen lösit ve analsim pikleri elde edilmiş, mineral(ler)in lösit mi yoksa analsim mi oldukları noktası açık kalmıştır. Bu nedenle hızlı şekilde elementer haritalar üretilerek lösit mineralleri saptanmaya çalışılmıştır. Amasya civarından derlenmiş olan 11-AMS-07 nolu örnekte seçilmiş lösit kristallerine ait element haritaları yalnızca lösit minerallerinin kenar zonlarında K_2O

içeriğinin yüksek olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 2.26). Bu örnekte hamur, K-feldispat bileşiminde kriptokristalen malzemeden oluşmaktadır. Bu nedenle lösitler, kenarları ve yer yer çatlakları boyunca dengelerini koruyamayarak K-Feldispat minerallerine dönüşmüştür. İnce kesitlerde (Şekil 2.21l-m, r-s) ve bazı makro örneklerde lösitlerin kenarlarını çevreleyen daha açık renkli kuşaklar, potasyumca zengin bileşimden kaynaklanır. Bu durumda lösitlerin analizlerinden elde edilen yüksek potasyum değerlerinin kaynağının, hamurda bulunan K-Feldispat olduğu ortadadır.



Şekil 2.27 : 12-76 numaralı örneğe ait geri saçınımlı elektron (BSE) fotoğrafı a) klinopiroksen fenokristali, b) fenokristalde taze lösit kapanımları ve analiz noktaları.

Analsimlerin birincil mi yoksa ikincil proseslerin ürünü mü olduklarının anlaşılması amacıyla, ayrılan numuneler üzerinde $\delta^{18}O_{smow}$ izotop analizleri yapılmıştır. %11.3-14.4 arasında değişim gösteren yüksek $\delta^{18}O_{smow}$ izotop içerikleri analsimlerin, ikincil proseslerle lösitten dönüşerek oluştuğunu ortaya koymaktadır.

Analsimleşmenin ikincil proseslerle meydana geldiğinin saptanması üzerine iri mineraller içerisinde kapantı halde korunmuş lösit minerallerinin bulunabileceği düşünülmüş ve nitekim Kalecik yöresine ait bir örnekte diyopsit fenokristalleri içerisinde kapantı halde korunmuş taze lösit minerallerının varlığını ortaya konmuştur (Şekil 2.27). Analiz sonuçları ve hesaplamalar $KAlSi_2O_6$ kapalı formülüyle tanımlanan lösit minerallerine ait literatürden bilinen örneklerle karşılaştırılmış ve sonuçların uyumlu olduğu belirlenmiştir (Örn., Prelevic vd., 2004; Conticelli vd., 1997, Çizelge 2.3).

Çizelge 2.4 : Taze lösitlerin analiz sonuçları ve hesaplamaları.

Örnek	12_76							
No:	237	240	241	242	243	244	248	249
SiO_2	54.50	54.12	53.99	53.67	54.83	51.22	54.49	54.07
Al_2O_3	22.26	22.24	21.99	21.41	22.22	17.33	22.17	21.93
MgO	0.01	0.06	0.01	0.03	0.02	3.42	0.03	0.02
FeO	0.61	0.81	0.74	0.74	0.70	3.22	0.82	0.70
MnO	0.00	0.02	0.00	0.07	0.00	0.07	0.00	0.04
CaO	0.10	0.23	0.10	0.19	0.12	7.82	0.14	0.08
K_2O	19.96	19.53	20.09	19.47	19.80	13.31	19.71	19.98
Na_2O	0.26	0.26	0.28	0.32	0.26	0.29	0.25	0.03
TiO_2	0.00	0.06	0.04	0.02	0.03	0.33	0.04	0.00
Cr_2O_3	0.03	0.02	0.00	0.00	0.05	0.01	0.03	0.00
Total	97.73	97.35	97.24	95.92	98.06	97.05	97.70	96.88
Si	2.02	4.02	4.03	4.05	4.05	3.88	4.04	4.04
Al	0.97	0.97	0.97	0.95	0.97	0.77	0.97	0.97
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00
Fe	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.10	0.03	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.32	0.01	0.00
K	0.94	0.93	0.96	0.94	0.93	0.64	0.93	0.95
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00
Ti	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

Klinopiroksen

Lösitli kayalarda klinopiroksen analizleri Kalecik civarından 2, Osmancık'tan 3, Gümüşhacıköy'den 2 ve Amasya'dan 1 örnek üzerinde yapılmıştır. Özellikle Kalecik ve Gümüşhacıköy'den seçilmiş birer örnek üzerinde özşekilli, yarı özşekilli, yamalı ya da basit zonlanmalı fenokristal ve mikrofenokristalleri ayrıntılı olarak inceleme fırsatı olmuş, diğer örneklerde ise kabaca tür tayinine gidilmiştir.

Analizler, farklı fiziksel özellikler sergilemelerine rağmen klinopiroksenlerin kimyasal açıdan benzer olduğunu ortaya koyar. Merkezden kenara yapılan ölçümlerde Mg elementinde azalma ile Fe ve Mn elementlerinde belirgin bir artış gözlenir. Fe ve Mg elementleri baz alındığında, normal zonlanma gösteren fenokristaller kadar ters zonlanma gösteren mikrokristaller de gözlenir. Si ve Ca açık ve koyu zonlara göre bileşimsel salınımlar göstermektedir. Ti ve Al analiz sonuçları, bu iki elementin, piroksenlerin kristallenme süreçlerinde neredeyse birebir aynı davrandığını ortaya koymaktadır.

Lösitli kayalardan analiz edilen piroksenlerin magnezyum numaraları (Mg#) 0.40-0.89 arasında değişmektedir. Kalecik yöresinden alınan 12-76 nolu örnek üzerinde yapılan analizlerde iri ve yamalı zonlanma gösteren, özşekilli ancak kenarları boyunca dengesizlik dokuları gelişmiş olan fenokristallerin; normal zonlanma

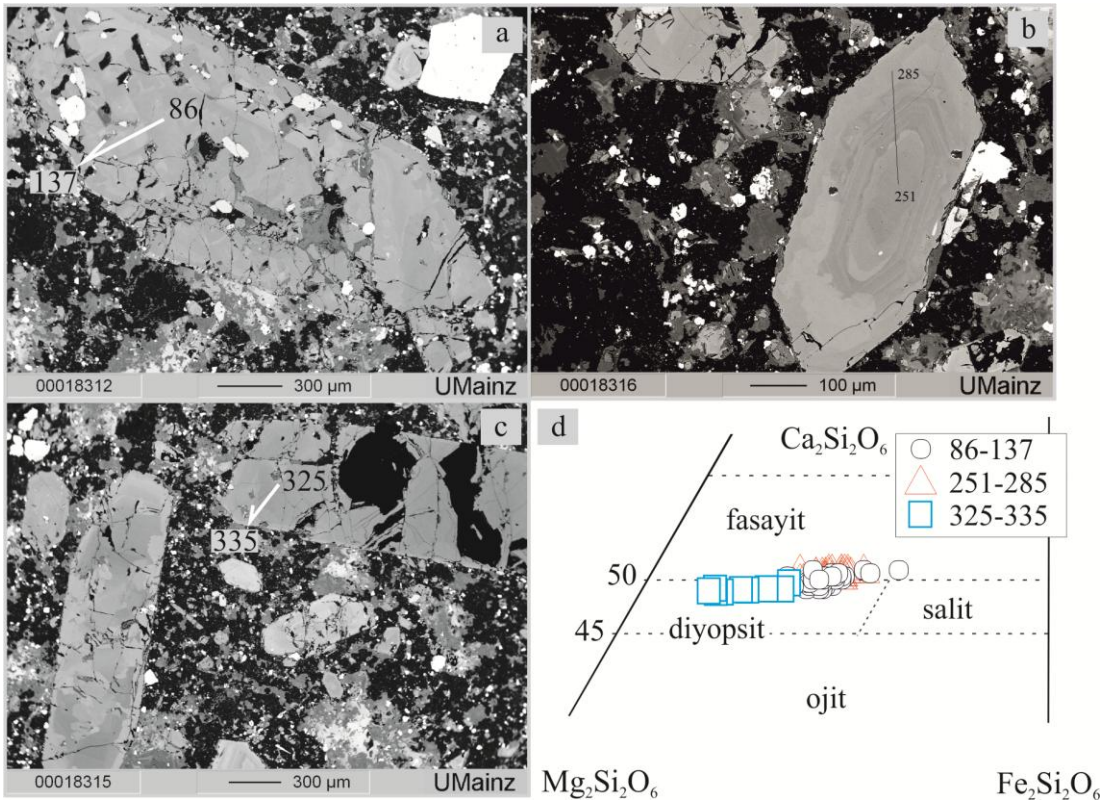
gösteren mikrofenokristallere göre ortalama Mg numaralarının daha büyük olduğu gözlenir (fenokristaller için ortalama değerler: 0.77-0.83; mikrofenokristaller: 0.70-0.71). En yüksek Mg# değerlerine sahip olan klinopiroksenler özellikle Gümüşhacıköy ve Osmancık'tan derlenmiş örneklerde gözlenmiştir. Bunların bol çatlaklı, kapantılı, sınırları ve çatlakları boyunca korozyona uğratılmış,bazılarının lösitler tarafından çevrelenmiş ve formlarını tamamen kaybetmiş halde bulundukları gözlenir. Bu klinopiroksenlere genellikle ince kesitlerde dış formlarını koruyan iddingsitleşmiş olivin psödomorfları eşlik etmektedir. Buna karşın düşük Mg# değerine sahip klinopiroksenler koyu yeşil renkli olup, özşekilli formları ile tipiktirler. Bunlar görece genç radyometrik yaş bulgularının elde edildiği lamprofirik kayalara özgüdür.

12_76 numaralı örnekte belirli bir doğrultu boyunca analiz edilen tek bir klinopiroksen fenokristalinde (Şekil 2.28'deki 86-137 hattı), merkezden çekirdeğe doğru Ca ve Mg elementlerinin Fe'e oranla artması sonucunda, bileşimin diyopsitten salit-fasayite değiştiği gözlenir. Belirtilen hat boyunca yapılan analizlerin temsilci olanları Çizelge 2.4'te verilmektedir. Mikrokristaller, mikrofenokristal ve fenokristaller fasayitik diyopsitten salitik fasayite değişir. Aynı örnekte temsilci fenokristal ve mikrofenokristallerin analiz sonuçları piroksen sınıflama üçgeninde gösterilmiştir (Şekil 2.28a-d). Lösitli kayalardan analiz edilen diğer klinopiroksenler için de durum benzerdir.

Lösitli kayalardan yapılan piroksen analiz sonuçları Al_{tot} (a.f.u)'ya karşılık Ti_{tot} (a.f.u) diyagramında lamproit türü kayalarla yüksek potasyumlu kayalar arasında geçiş türü olarak tanımlanan kayalara özgü klinopiroksenlerle benzeşirler (Şekil 3.4).

Çizelge 2.5 : Kalecik civarında temsilci klinopiroksen kristallerinin EMPA analiz sonuçları ve hesaplamalar.

Bölge	Kalecik																							
Örnek	12--76																							
Nokta	86	88	90	92	94	96	98	100	102	104	106	108	110	112	114	116	118	120	122	124	126	133	135
SiO_2	47.32	48.15	48.44	48.65	49.35	49.33	45.22	46.43	45.95	47.46	46.29	44.20	46.42	47.38	47.25	47.61	48.39	46.79	46.83	47.61	47.34	48.87	42.81
TiO_2	0.98	0.85	0.71	0.69	0.74	0.64	1.25	1.08	1.01	0.86	0.96	1.55	1.17	0.92	0.91	0.92	0.72	0.94	0.87	0.82	0.81	0.64	1.75
Al_2O_3	4.85	4.24	3.77	3.86	3.69	3.71	6.83	6.14	6.26	5.18	5.86	7.71	6.18	5.54	5.33	5.29	4.57	5.65	5.63	5.18	5.43	4.14	8.43
Cr_2O_3	0.06	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.06	0.03	0.07	0.00	0.00	0.03	0.08	0.03	0.01	0.07	0.04	0.05	0.01	0.05	0.03	0.04	0.03
FeO	9.93	9.46	8.91	8.88	8.15	7.69	10.01	9.80	9.85	9.06	9.23	10.62	9.74	9.29	9.26	8.80	8.16	9.08	9.17	8.72	9.03	7.69	12.24
MnO	0.23	0.23	0.20	0.23	0.23	0.20	0.15	0.21	0.18	0.21	0.25	0.20	0.23	0.22	0.19	0.20	0.13	0.17	0.18	0.25	0.15	0.15	0.25
MgO	12.20	12.57	12.74	12.80	13.41	13.78	11.51	11.83	11.55	12.73	11.76	10.73	11.59	12.28	12.52	12.63	13.34	12.19	12.14	12.57	12.39	13.69	9.73
CaO	24.22	24.21	24.50	24.41	24.49	24.66	24.18	24.26	24.21	24.72	24.31	24.15	24.46	24.41	24.23	24.50	24.58	24.53	24.35	24.35	24.42	24.94	23.97
Na_2O	0.29	0.26	0.30	0.28	0.26	0.26	0.24	0.22	0.32	0.25	0.30	0.26	0.26	0.22	0.21	0.29	0.22	0.25	0.25	0.27	0.27	0.13	0.30
K_2O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
NiO	0.05	0.00	0.07	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03	0.05	0.04	0.00	0.05	0.00
Total	100.15	99.99	99.65	99.82	100.36	100.28	99.44	100.03	99.41	100.47	98.98	99.47	100.17	100.31	99.96	100.35	100.14	99.68	99.48	99.86	99.87	100.35	99.51
Si	1.801	1.827	1.842	1.844	1.853	1.850	1.736	1.768	1.762	1.793	1.778	1.705	1.766	1.793	1.794	1.797	1.822	1.783	1.788	1.805	1.797	1.834	1.667
Ti	0.028	0.024	0.020	0.020	0.021	0.018	0.036	0.031	0.029	0.024	0.028	0.045	0.034	0.026	0.026	0.026	0.020	0.027	0.025	0.023	0.023	0.018	0.051
Al	0.217	0.190	0.169	0.172	0.163	0.164	0.309	0.275	0.283	0.231	0.265	0.350	0.277	0.247	0.238	0.235	0.203	0.254	0.253	0.231	0.243	0.183	0.387
Cr	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001
Fe	0.316	0.300	0.283	0.281	0.256	0.241	0.321	0.312	0.316	0.286	0.296	0.342	0.310	0.294	0.294	0.278	0.257	0.289	0.293	0.276	0.287	0.241	0.398
Mn	0.008	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.005	0.007	0.006	0.007	0.008	0.007	0.007	0.007	0.006	0.006	0.004	0.006	0.006	0.008	0.005	0.005	0.008
Mg	0.692	0.711	0.722	0.723	0.751	0.770	0.659	0.671	0.660	0.717	0.673	0.617	0.657	0.693	0.709	0.711	0.749	0.692	0.691	0.710	0.701	0.766	0.565
Ca	0.987	0.984	0.998	0.991	0.985	0.991	0.995	0.989	0.995	1.000	1.000	0.998	0.997	0.989	0.985	0.991	0.992	1.001	0.996	0.989	0.993	1.003	1.000
Na	0.022	0.019	0.022	0.020	0.019	0.019	0.018	0.016	0.024	0.018	0.022	0.020	0.019	0.016	0.016	0.021	0.016	0.018	0.018	0.019	0.020	0.009	0.023
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg#	0.687	0.703	0.718	0.720	0.746	0.762	0.672	0.683	0.676	0.715	0.694	0.643	0.680	0.702	0.707	0.719	0.745	0.705	0.702	0.720	0.710	0.760	0.586
Wo (Ca)	0.495	0.493	0.498	0.497	0.495	0.495	0.504	0.502	0.505	0.499	0.508	0.510	0.508	0.501	0.496	0.501	0.496	0.505	0.503	0.501	0.501	0.499	0.509
En (Mg)	0.347	0.356	0.360	0.362	0.377	0.385	0.334	0.340	0.335	0.358	0.342	0.315	0.335	0.351	0.356	0.359	0.375	0.349	0.349	0.360	0.354	0.381	0.288
Fs (Fe)	0.158	0.150	0.141	0.141	0.128	0.120	0.163	0.158	0.160	0.143	0.150	0.175	0.158	0.149	0.148	0.140	0.129	0.146	0.148	0.140	0.145	0.120	0.203



Şekil 2.28 : Lösitli kayalarda analiz edilmiş çeşitli klinopiroksen fenokristal ve mikrofenokristallerinin BSE görünümleri ve analiz noktaları, a) fenokristaller ve analiz noktaları, b) mikrokristal ve analiz noktaları, c) mikrofenokristaller ve analiz noktaları, d) piroksen sınıflama üçgeninde görünümleri (Morimoto, 1988).

Feldispatlar

Lösitli kayalardan analiz edilen feldispatlar genelde hamurda özşekilsiz ve boşlukları doldurur halde gözlenmektedir. Bununla birlikte Kalecik'ten alınan bir numunede altere ve killeşmiş halde bulunan ve prizmatik formları sebebiyle plajiyoklasa benzetilen mikrofenokristaller de analiz edilmiştir. Analiz sonuçlarıyla gözlemler desteklenmiştir (11-KT-04A nolu örnek, Çizelge 2.5). Plajiyoklaslar $An_{(50-70)}$ bileşimindedir. Gümüşhacıköy, Amasya, Osmancık ve Tosya'dan derlenen bazı örneklerde özşekilsiz olan ve lösitlerin kenarlarında reaksiyon dokularının gelişmesine neden olan feldispatların ise K-Feldispat olduğu ortaya konmuştur (Şekil 2.26b).

Çizelge 2.6 : ÜKVT'nun lösitli, lamprofirik ve trakitik kayalarına ait feldispatların analiz ve hesaplama sonuçları.

Bölge	Amasya			Kalecik						Tosya	
Örnek	11-KT-36D			11-KL-25		12_76		11-KT-04A		11-TS-06	
Kaya Türü	Lamprofir					Fonolit		Tefritik Fonolit		Trakit	
Nokta	292	293	213	46	47	285	291	-	-	53	40
SiO_2	61.38	61.17	65.63	64.44	64.23	59.67	61.01	38.22	38.32	61.93	65.71
TiO_2	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	0.19	0.00	0.02	-0.05	-0.03	0.06
Al_2O_3	19.41	19.48	19.23	17.58	18.01	17.88	19.62	30.42	29.70	19.72	21.25
Cr_2O_3	0.01	0.03	0.00	0.02	0.02	0.03	0.08				
FeO	0.10	0.21	0.24	0.16	0.11	1.01	0.20	0.03	0.20	0.07	0.99
MnO	0.01	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.16	0.04	0.04	-0.16
MgO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.02	-0.01	-0.09
CaO	0.09	0.19	0.28	0.05	0.05	0.03	0.05	11.58	11.69	0.02	0.81
Na_2O	0.23	0.28	6.46	0.52	0.48	1.33	0.18	4.21	4.02	0.53	10.59
K_2O	14.72	14.97	6.60	15.79	15.80	11.98	14.55	0.04	0.00	15.47	0.11
NiO	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	96.00	96.33	98.71	98.64	98.72	92.13	95.68	84.68	83.90	97.73	99.27
%Na	0.02	2.69	58.96	5.00	4.36	14.40	1.86	39.62	38.33	4.98	95.31
%Ca	0.01	1.05	1.41	0.00	0.26	0.17	0.28	60.15	61.67	0.10	4.04
%K	0.97	96.26	39.63	95.00	95.38	85.43	97.86	0.22	0.00	94.92	0.64

2.3.1.2 Lamprofirik Kayalar

Lamprofirik kayalarda analiz edilen mineraller başlıca klinopiroksen ve mika grubu minerallerdir. Ayrıca Amasya yöresi örneklerde hamuru oluşturan feldispatlardan da analizler yapılmıştır.

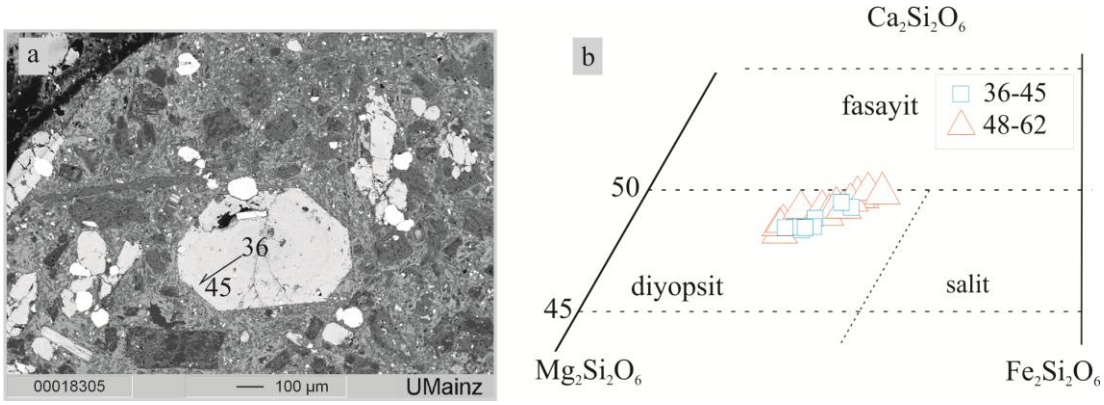
Klinopiroksen

Lamprofirik kayalarda klinopiroksen analizleri Kalecik Bölgesi'ne ait 2, Amasya civarına ait 5 farklı örnek üzerinde yapılmış, daha sonra Kalecik ve Amasya' dan belirlenmiş olan birer örnekten seçilen mineraller belirli doğrultular boyunca ölçülerek ayrıntılı analiz edilmiştir. Lösitli kayalardaki klinopiroksenlerde olduğu gibi, lamprofirik kayaların klinopiroksenlerinde de fiziksel özelliklere ya da lokasyona bağlı olarak bileşimde sistematik bir çeşitlilik ya da değişiklik gözlenmemektedir. Tek bir kristalde merkezden kenara doğru yapılan analizler bileşimin diyopsit-salit arasında değiştiğini göstermiştir (Şekil 2.29). Amasya'ya ait bazı örneklerde ise bileşim ojit-salit arasında değişir. Hem bileşimsel özellikleri açısından hem de zonlu olan kristallerde merkezden kenara yapılan ölçümlerde gözlenen, elementer değişiklikler açısından lösitli kayalardaki piroksenlerle benzerdirler. Lamprofirik kayalara ait klinopiroksenlerin Mg# değerleri 0.67-0.88 aralığındadır.

Çizelge 2.7 : Kalecik ve Amasya lamprofirlerinden temsilci klinopiroksen analiz ve hesaplama sonuçları.

Bölge	Kalecik						Amasya						
Örnek	11-KL-25						11-AMS-06						
Nokta	36	40	45	48	55	62	-	-	-	-	-	-	-
SiO_2	48.71	49.43	47.84	51.45	47.74	44.07	51.44	48.27	52.75	50.00	50.41	47.59	51.93
TiO_2	1.02	0.83	0.77	0.43	1.06	1.00	0.38	0.98	0.25	0.59	0.56	1.08	0.36
Al_2O_3	4.67	4.01	4.75	1.95	5.55	6.26	2.37	5.16	1.45	4.40	3.83	5.70	1.81
Cr_2O_3	0.04	0.04	0.01	0.00	0.11	0.04	0.46	0.27	0.49	0.24	0.24	0.11	-0.03
FeO	8.00	7.55	8.76	6.85	9.19	9.39	5.06	7.63	4.09	7.44	6.75	7.97	4.42
MnO	0.21	0.25	0.35	0.24	0.29	0.31	0.25	0.21	0.21	0.26	0.21	0.36	0.05
MgO	13.74	14.03	12.26	15.32	11.94	10.87	16.38	13.94	17.35	14.63	15.46	13.27	17.10
CaO	22.54	22.49	22.79	23.35	23.32	22.34	23.27	22.80	23.54	21.99	22.72	22.69	23.27
Na_2O	0.47	0.49	0.51	0.25	0.53	0.66	0.23	0.36	0.26	0.57	0.42	0.39	0.24
K_2O	0.04	0.00	0.06	0.00	0.03	0.06	-0.05	-0.05	-0.01	0.06	-0.05	-0.08	-0.05
NiO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05							
Total	99.44	99.11	98.10	99.87	99.77	95.04	99.80	99.58	100.39	100.19	100.55	99.07	99.10
Si	1.835	1.862	1.839	1.917	1.827	1.767	1.903	1.815	1.930	1.859	1.863	1.803	1.924
Ti	0.029	0.024	0.022	0.012	0.032	0.030	0.011	0.028	0.007	0.017	0.015	0.031	0.010
Al	0.207	0.178	0.215	0.086	0.221	0.296	0.103	0.229	0.063	0.193	0.167	0.255	0.079
Cr	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.014	0.008	0.014	0.007	0.007	0.003	-0.001
Fe	0.252	0.238	0.282	0.213	0.261	0.315	0.157	0.240	0.125	0.231	0.209	0.252	0.137
Mn	0.007	0.008	0.011	0.007	0.012	0.010	0.008	0.007	0.007	0.008	0.007	0.012	0.002
Mg	0.772	0.788	0.703	0.851	0.721	0.650	0.904	0.782	0.946	0.811	0.852	0.749	0.944
Ca	0.910	0.908	0.938	0.932	0.934	0.959	0.922	0.918	0.923	0.876	0.900	0.921	0.924
Na	0.034	0.035	0.038	0.018	0.038	0.051	0.016	0.026	0.018	0.041	0.030	0.028	0.017
K	0.002	0.000	0.003	0.000	0.001	0.003	-0.002	-0.002	-0.001	0.003	-0.002	-0.004	-0.002
Mg#	0.75	0.77	0.71	0.80	0.73	0.67	0.85	0.77	0.88	0.78	0.80	0.75	0.87
Wo (Ca)	0.47	0.47	0.49	0.47	0.49	0.50	0.47	0.47	0.46	0.46	0.46	0.48	0.46
En (Mg)	0.40	0.41	0.37	0.43	0.38	0.34	0.46	0.40	0.47	0.42	0.43	0.39	0.47
Fs (Fe)	0.13	0.12	0.15	0.11	0.14	0.16	0.08	0.12	0.06	0.12	0.11	0.13	0.07

Al $_{tot}$ (a.f.u)'ya karşılık Ti $_{tot}$ (a.f.u) diyagramında piroksenler, lamproit türü kayalarla yüksek potasyumlu kayalar arasında geçiş türü kayaların klinopiroksenleri ile benzeşirler (Şekil 3.4). Amasya ve Kalecik lamprofirlerinden birer örneğe ait temsilci analiz ve hesaplama sonuçları Çizelge 2.6'da görülmektedir.

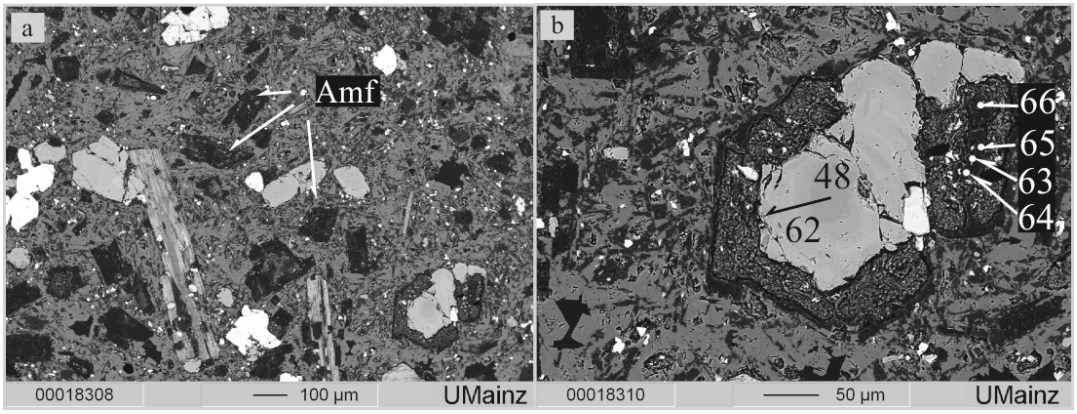


Şekil 2.29 : Lamprofirik kayalarda analiz edilmiş bir örnekte klinopiroksenlerin BSE görünümü ve Morimoto (1988) sınıflama diyagramı, a) homojen ve özşekilli mikrofenokristal ve analiz noktaları b) klinopiroksenler diyopsit-fasayit bileşimdedir.

Amfibol

Lamprofir türü kayalarda amfibol minerallerin varlığı Kalecik civarına ait bir örnekte tespit edilmiştir. 11-KL-25 numaralı örnekte, diğer bir sulu faz olan flogopitik mikaların kaya içerisinde diğer mineraller ile denge halinde bulunmasına rağmen, amfibollerin tamamen opak minerallerle yer değiştirdikleri gözlenir (Şekil 2.30a). Bundan dolayı sınırlı sayıda analiz yapılabilmiştir (Çizelge 2.8).

Diyopsitleri kuşatmış halde bulunan opak zarflar içerisinde korunmuş bir amfibolden (Şekil 2.30b), 4 noktada gerçekleştirilen analizler, bunların edenit türde olduklarını ortaya koymuştur. Analiz edilen tüm noktalar gözetildiğinde potasik edenit ile titanlı alümino-potasik edenit arasında değişimler söz konusudur.



Şekil 2.30 : Lamprofirik kayalara ait BSE görüntüleri a) işaret edilen mineraller opaklaşmış amfibollerdir, b) opaklaşmış amfibollerle (63-66 noktaları analiz edilmiştir) kuşatılmış diyopsitik klinopiroksen (48-62 hattı boyunca analiz edilmiştir), hamurda açık renkli kısımlar, K-feldispat bileşimindedir.

Mika

Mika mineralleri lamprofirik seride diyopsitle birlikte gözlenen en önemli mafik mineral grubunu oluşturur. Lamprofirik seri örnekleri açısından özellikle önem taşıyan mika grubu mineralleri, a) kapantı içermeyen merkezden kenara doğru bileşimsel farklılık göstermeyen, homojen fenokristaller, b) homojen görünümlü olmayan hamur içerisinde mikrokristaller, c) klinopiroksenlerde kapantı, olarak bulunanlar ve d) dengesiz halde bulunan ksenokristaller olarak görülmektedir (Şekil 2.31).

Amasya ve Kalecik yöresi örneklerinin mikaları üzerinde yapılan temsilci analizlere ilişkin sonuçlar ve hesaplamalar Çizelge 2.9'da verilmiştir. Hesaplamalar sonucunda,

Kalecik yöresi lamprofirik kayalarının mikalarının flogopit ve az oranda biyotit, Amasya yöresi mikalarının da biyotit oldukları saptanmıştır (Şekil 2.32).

Çizelge 2.8 : Lamprofirlerde kısmen opaklaşmış halde gözlenen amfibollerin analiz sonuçları ve uç üye hesaplamaları.

Bölge	Kalecik			
Örnek	11-KL-25			
Nokta	63	64	65	66
SiO_2	47.92	46.70	49.19	45.17
Al_2O_3	26.39	26.89	25.98	27.16
MgO	0.01	0.03	0.19	0.33
FeO	0.44	0.56	0.47	0.64
MnO	0.04	0.03	0.01	0.03
CaO	5.86	6.10	5.98	7.11
K_2O	0.00	0.01	0.04	0.03
Na_2O	8.14	7.98	7.61	7.10
TiO_2	0.00	0.04	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.04	0.00	0.00
Total	88.81	88.4	89.48	87.57
Si	8.637	6.793	6.524	7.363
Al^{iv}	0.000	1.207	1.476	0.637
Al^{vi}	2.854	0.888	1.334	2.389
Ti	0.002	0.196	0.262	0.306
Cr	0.002	-0.014	0.009	0.008
Fe^{3+}	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{2+}	0.013	0.948	0.375	0.077
Mn	0.000	0.123	0.098	0.023
Mg	0.000	2.360	2.095	0.099
Ni	0.000	0.000	0.000	0.006
Ca	0.007	1.992	2.126	2.363
Na	0.124	0.657	0.542	0.611
K	2.711	0.296	0.470	0.478

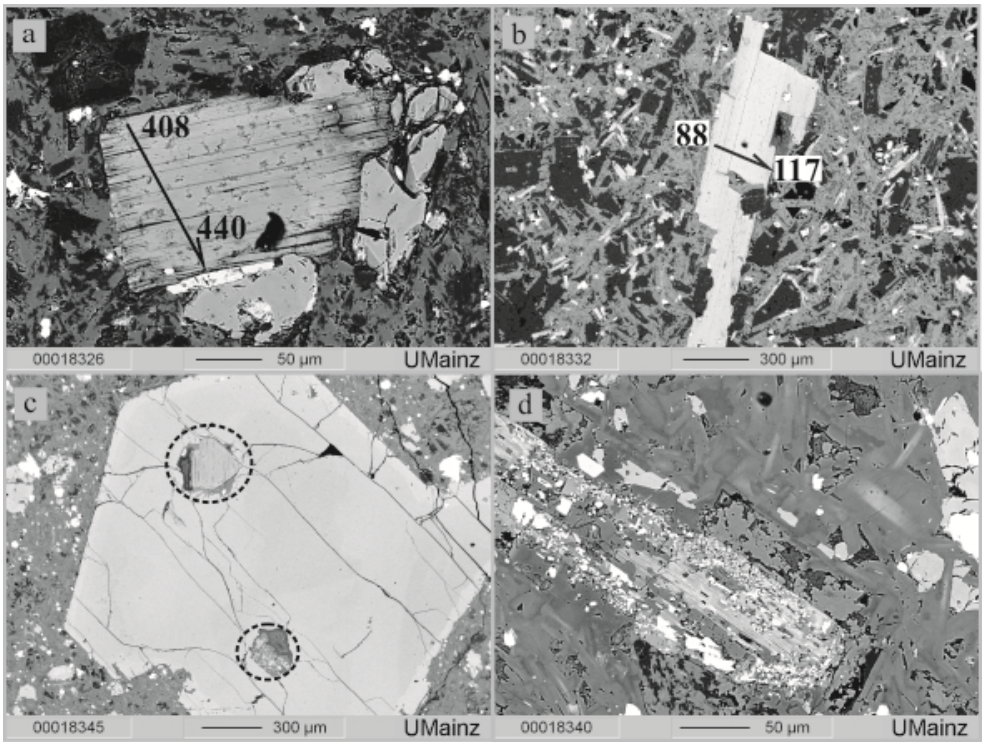
Amasya yöresi lamprofirik kayalarından analiz edilen biyotit mineralleri için Mg numaraları 0.44-0.71 arasında değişir. Kalecik bölgesi lamprofirlerindeki mikalarda bu değer (Mg#) 0.66-0.73 aralığındadır.

Kalecik civarına ait bir örnekte diyopsit fenokristalleri içinde kapantı halinde gözlenen flogopitlerin ve ksenokristal olarak gözlenenlerin Mg# değerleri (0.86-0.88), fenokristal, mikrofenokristal ve mikrokristallerden daha yüksektir.

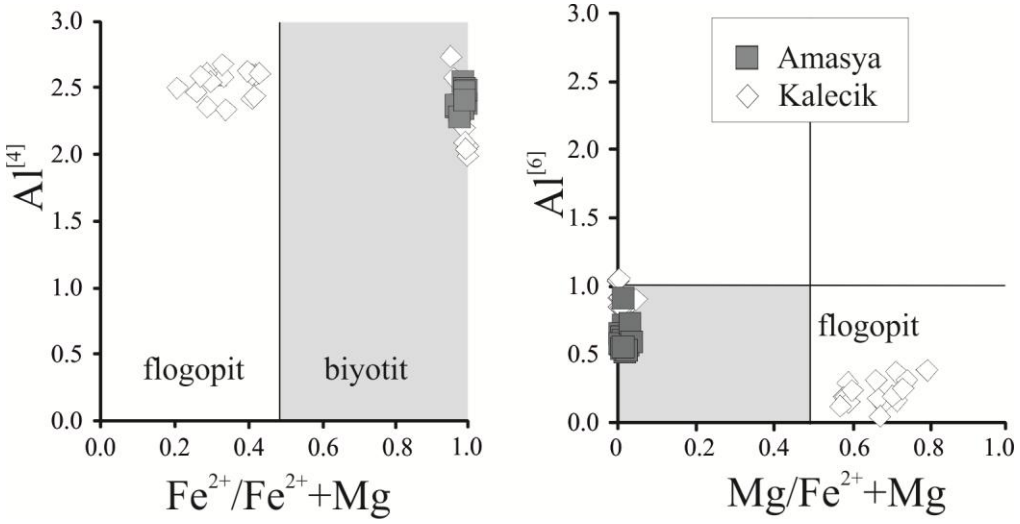
Feldispatlar

Amasya civarındaki lamprofirik kayalardan birinde prizmatik formu ve alterasyon şekli ile plajiyoklas olduğu tahmin edilen fenokristal haldeki feldispatlar ile Kalecik ve Amasya'dan derlenmiş birer örnekten de matriksi oluşturan feldispatlar analiz edilmiştir (Şekil 2.30). Analiz sonuçları fenokristal haldeki feldispatların $An_{(50-70)}$ bileşiminde plajiyoklas; matriksi oluşturan fedispatların ise genelde K-Feldispat

bileşiminde olduğu ortaya koymuştur (Çizelge 2.6). Bu durum feldispatların lösitli kayalardaki durumu ile uyumludur.



Şekil 2.31 : Lamprofirik kayalardaki mikaların BSE görüntüleri, a) Kalecik lamprofirlerinden özşekilli mika fenokristali üzerinde analiz edilen hat, b) Amasya örneklerinden temsilci mika fenokristali üzerinde analiz edilen hat, c) Klinopiroksenler içinde mika kapantısı, d) Amasya örneklerinde dengezislik dokularıyla tipik mika ksenokristali.



Şekil 2.32 : Amasya ve Kalecik yöresi lamprofirik kayalarının mikalarının $Al^{[4]}$ a karşı $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ ile $Al^{[6]}$ a karşı $Mg/Fe^{2+}+Mg$ diyagramlarında sınıflanması (Rieder vd., 1998; Guidotti, 1984).

Çizelge 2.9 : Kalecik ve Amasya yöreleri lamprofirik kayalarındaki temsilci mika analizleri ve uç üye hesaplamaları.

Bölge	Kalecik										Amasya											
Örnek	11-KL-25										11-KT-36D											
Nokta	408	412	416	420	424	428	432	434	437	440	88	92	95	96	100	101	102	106	110	113	115	117
SiO_2	35.43	36.08	33.63	37.85	35.98	36.40	36.27	33.97	36.29	34.33	35.72	36.27	36.06	35.99	34.99	36.68	35.98	36.09	36.56	35.96	36.37	46.39
TiO_2	4.74	4.82	3.90	4.70	4.59	4.62	4.61	4.00	4.49	4.54	5.46	5.15	4.45	6.11	5.81	4.12	5.18	5.82	5.47	4.78	4.02	2.63
Al_2O_3	14.89	15.10	13.88	14.41	14.95	14.43	14.56	13.74	14.26	16.04	15.16	15.27	15.09	15.23	14.03	15.32	15.50	14.82	14.95	15.25	15.17	16.55
FeO	13.13	12.99	14.29	13.14	13.49	12.91	13.17	14.72	13.09	13.68	13.19	12.91	12.87	12.64	13.07	12.94	13.17	12.47	12.79	13.14	12.88	10.56
MnO	0.21	0.19	0.41	0.14	0.20	0.23	0.23	0.30	0.15	0.30	0.25	0.22	0.15	0.19	0.19	0.12	0.19	0.16	0.21	0.21	0.14	0.22
MgO	16.59	16.54	18.54	17.98	17.07	17.05	17.05	19.81	16.78	17.32	16.33	16.57	15.88	15.91	15.29	16.26	15.91	16.10	16.69	16.55	16.65	9.26
CaO	0.04	0.21	0.15	0.09	0.10	0.09	0.23	0.15	0.12	0.35	0.07	0.10	0.04	0.02	0.15	0.08	0.06	0.04	0.07	0.16	0.11	0.25
Na_2O	0.54	0.59	0.56	0.58	0.65	0.85	0.57	0.64	0.72	0.61	0.53	0.54	0.57	0.59	0.51	0.51	0.57	0.59	0.51	0.51	0.55	1.42
K_2O	8.21	8.37	5.78	8.19	8.13	8.72	8.29	6.29	8.57	6.72	8.42	8.32	8.57	8.69	8.35	8.59	8.57	8.33	8.56	7.94	8.33	8.76
Cr_2O_3	0.06	0.03	0.02	0.02	0.04	0.05	0.07	0.15	0.06	0.02	0.03	0.03	0.03	0.07	0.01	0.06	0.03	0.01	0.03	0.09	0.05	0.03
BaO	1.66	1.07	0.51	0.78	0.60	0.61	0.56	0.46	0.75	0.93	1.15	1.08	0.83	1.37	1.06	1.09	1.07	1.15	1.07	0.89	0.57	0.29
Cl	0.09	0.07	0.31	0.08	0.15	0.19	0.09	0.14	0.18	0.14	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02
F	0.71	0.64	0.61	0.53	0.49	0.47	0.54	0.56	0.59	0.59	0.37	0.37	0.19	0.33	0.16	0.38	0.19	0.32	0.28	0.44	0.35	0.35
Total	96.30	96.71	92.58	98.48	96.44	96.60	96.24	94.93	96.05	95.57	96.70	96.88	94.76	97.18	93.65	96.19	96.47	95.93	97.22	95.95	95.23	96.73
Si	5.23	5.27	5.11	5.40	5.27	5.33	5.32	5.07	5.34	5.07	5.25	5.30	5.39	5.26	5.33	5.39	5.30	5.32	5.33	5.29	5.38	6.49
Ti	0.53	0.53	0.45	0.50	0.51	0.51	0.51	0.45	0.50	0.50	0.60	0.57	0.50	0.67	0.67	0.46	0.57	0.65	0.60	0.53	0.45	0.28
Al	2.59	2.60	2.49	2.42	2.58	2.49	2.52	2.42	2.47	2.79	2.63	2.63	2.66	2.63	2.52	2.65	2.69	2.58	2.57	2.64	2.64	2.73
Fe	1.62	1.59	1.82	1.57	1.65	1.58	1.61	1.84	1.61	1.69	1.62	1.58	1.61	1.55	1.67	1.59	1.62	1.54	1.56	1.62	1.59	1.23
Mn	0.03	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03
Mg	3.65	3.60	4.20	3.83	3.73	3.72	3.73	4.40	3.68	3.81	3.58	3.61	3.54	3.47	3.47	3.56	3.50	3.54	3.63	3.63	3.67	1.93
Ca	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02	0.06	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04
Na	0.15	0.17	0.16	0.16	0.18	0.24	0.16	0.19	0.21	0.18	0.15	0.15	0.16	0.17	0.15	0.15	0.16	0.17	0.14	0.14	0.16	0.38
K	1.55	1.56	1.12	1.49	1.52	1.63	1.55	1.20	1.61	1.26	1.58	1.55	1.63	1.62	1.62	1.61	1.61	1.57	1.59	1.49	1.57	1.56
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Ba	0.10	0.06	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.07	0.06	0.05	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.03	0.02
Cl	0.02	0.02	0.08	0.02	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
F	0.33	0.30	0.29	0.24	0.23	0.22	0.25	0.26	0.27	0.27	0.17	0.17	0.09	0.15	0.07	0.18	0.09	0.15	0.13	0.21	0.17	0.16
Total	15.80	15.76	15.84	15.71	15.78	15.85	15.77	15.96	15.83	15.76	15.70	15.67	15.68	15.64	15.63	15.70	15.66	15.61	15.65	15.67	15.71	14.85
Mg#	69.26	69.42	69.82	70.93	69.29	70.19	69.77	70.58	69.56	69.30	68.82	69.59	68.75	69.17	67.59	69.14	68.29	69.71	69.94	69.19	69.74	60.99

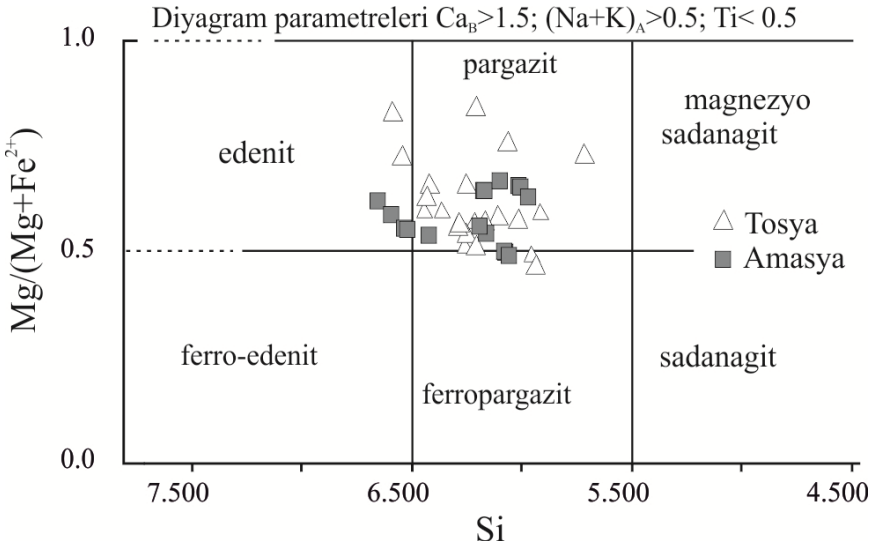
2.3.1.3 Trakitik Kayalar

Trakitik kayalardan Amasya ve Tosya civarından derlenmiş olan örneklerde amfibol mineraleri ile buna eşlik eden klinopiroksen, mika ve feldispatlar analiz edilmiştir.

Amfiboller

Tosya ve Amasya yörelerine ait birer örnekten analiz edilen amfiboller kalsik amfibol grubuna ait pargasit, edenit ya da ferropargasit bileşimindedirler (Çizelge 2.9; Şekil 2.33).

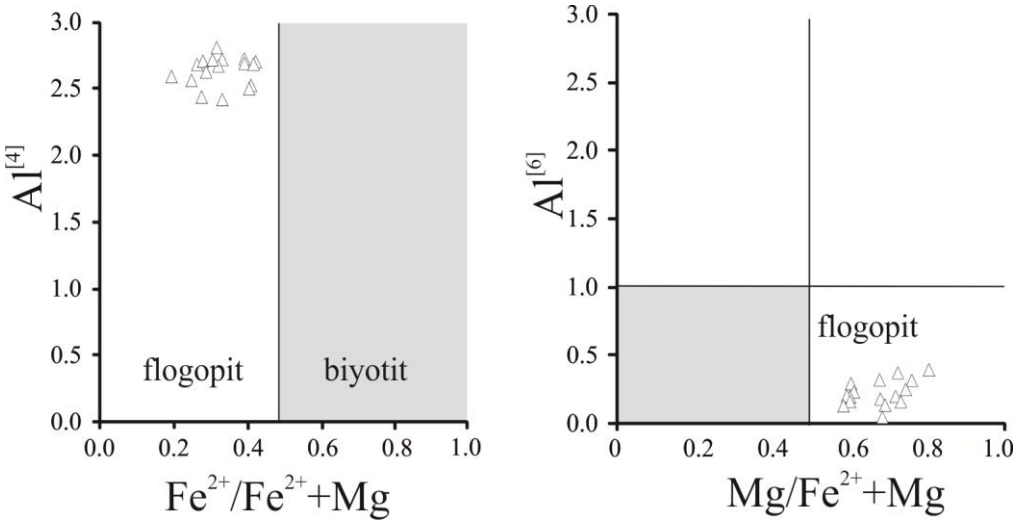
Amfibollerde koyu yeşil-açık yeşil olarak tekrarlanan zonlanma oldukça yaygındır. Mg# değerleri, koyu renkli olan kesimlerde genelde yüksek, açık renkli zonlarda ise düşüktür. Özellikle Amasya civarından derlenen örneklerde merkezleri soluk yeşil olan amfibollerin kenarları daha koyu yeşil renklidir ve merkezden kenara Mg# değerleri artış eğilimdedir. Temsilci analiz sonuçları Çizelge 2.9'da verilmiştir.



Şekil 2.33 : Tosya (üçgen semboller) ve Amasya (kare semboller) trakitik kayalarından analiz edilmiş amfibollerin sınıflanması (Leake, 1997).

Mika

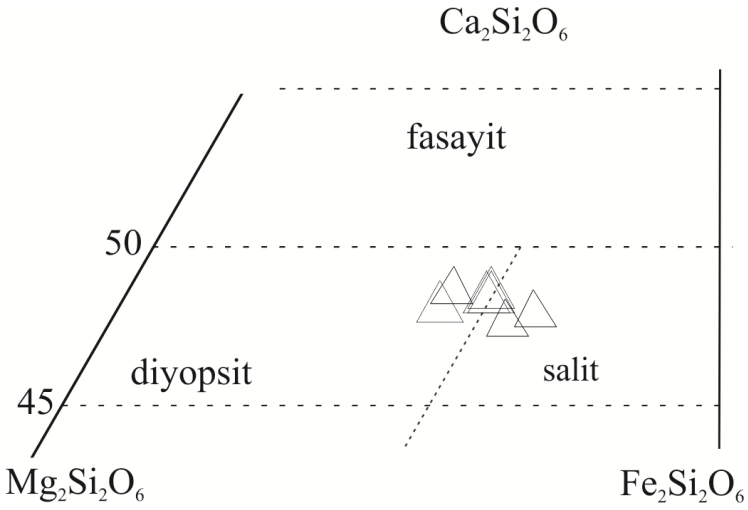
Amasya civarındaki trakitik türde kayalara ait sınırlı sayıda örnekten mika analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçları mika sınıflama diyagramlarında gösterilmektedir. Analiz edilen mikalar, lamprofirik kayalardaki mikalar ile benzerdir ve flogopitik türdedir (Şekil 2.34).



Şekil 2.34 : Amasya civarı trakitlerinde analiz edilen mikaların $Al^{[4]}$ a karşı $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ ile $Al^{[6]}$ a karşı $Mg/Fe^{2+}+Mg$ diyagramlarında sınıflanması (Rieder vd., 1998; Guidotti, 1984).

Klinopiroksen

Trakitik kayaların mikrokristal halindeki piroksenlerinden az sayıda analiz yapılmıştır. Analiz sonuçları bunların daha çok salit bileşiminde olduğunu gösterir (Şekil 2.35). Ayrıca diğer kaya türleri ile karşılaştırıldığında trakitlere ait piroksenlerin Ti içerikleri ve Mg# değerleri (0.58-0.63) düşüktür (Çizelge 2.10).



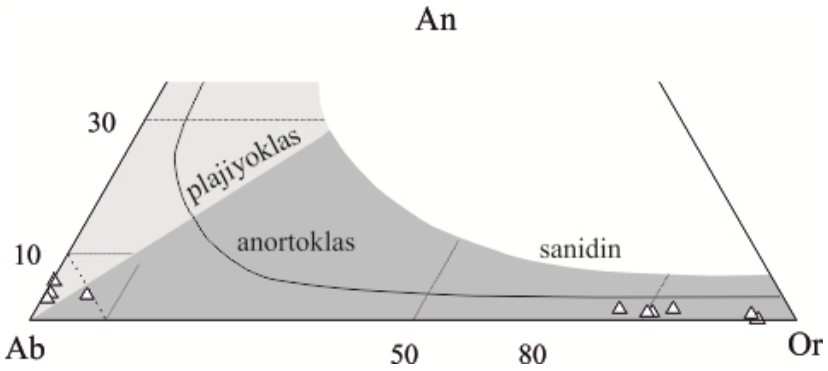
Şekil 2.35 : Trakitik kayaları temsil eden 11-TS-13 nolu örneğin klinopiroksenlerinin sınıflama diyagramında gösterimi (Morimoto, 1988).

Çizelge 2.10 : Amasya ve Tosya trakitik kayalarının amfibollerine ait analiz sonuçları ve uç üye hesaplamaları.

Bölge	Amasya												Tosya					
Mineral	Amfibol 1				Amfibol 2			Amfibol 3					Amfibol 1				Amfibol 2	
Konum	Merkez			Kenar	Merkez		Kenar	Merkez				Kenar	Merkez			Kenar	Merkez	Kenar
SiO_2	40.85	40.13	40.41	39.74	39.36	39.18	39.82	40.14	40.23	38.60	40.91	41.70	38.14	38.62	41.22	40.79	39.07	38.91
TiO_2	2.11	2.11	2.16	2.13	2.22	2.40	2.34	2.12	2.06	2.13	2.26	2.52	2.04	2.13	1.61	1.65	2.23	2.25
Al_2O_3	13.66	12.65	13.50	12.90	12.89	12.34	11.80	12.49	12.28	13.13	12.43	12.64	13.94	13.47	11.82	12.14	13.38	13.27
FeO	13.89	12.07	15.73	13.70	14.76	15.21	15.97	15.30	11.87	14.00	11.54	14.65	18.47	18.36	16.79	15.83	15.52	16.48
MnO	0.22	0.17	0.37	0.21	0.21	0.46	0.56	0.34	0.14	0.20	0.05	0.37	0.32	0.67	0.51	0.47	-0.11	0.31
MgO	11.45	13.89	10.87	12.26	11.42	10.95	11.21	11.53	13.41	11.40	13.72	11.40	8.55	8.22	10.41	10.29	10.41	10.22
CaO	11.58	11.48	11.45	11.32	11.57	11.49	11.39	11.41	11.38	11.50	11.57	11.67	11.60	11.57	11.49	11.87	11.74	11.75
Na_2O	2.04	2.04	2.06	2.11	2.04	2.02	2.03	1.99	1.93	2.01	2.07	2.07	1.63	1.65	1.79	1.66	1.56	1.80
K_2O	1.25	1.36	1.26	1.13	1.20	1.33	1.40	1.29	1.25	1.15	1.41	1.19	2.15	1.97	1.67	1.72	2.01	1.96
F	-0.33	-0.29	-0.19	-0.27	-0.24	-0.26	-0.33	0.55	-0.30	-0.32	-0.18	-0.33	-1.33	-1.33	-1.23	-1.54	-1.25	-1.32
Cl	0.01	0.00	-0.01	0.01	0.03	0.04	0.03	0.05	0.00	0.02	0.01	0.02	0.17	0.12	0.11	0.13	0.12	0.13
Cr_2O_3	-0.17	-0.02	-0.11	-0.18	0.64	0.00	0.02	-0.07	0.08	0.00	0.09	-0.02	0.06	0.05	-0.05	0.03	-0.03	-0.05
Toplam	96.54	95.61	97.49	95.05	96.11	95.15	96.23	97.13	94.33	93.81	95.89	97.88	95.74	95.48	96.15	95.04	94.66	95.70
Si	6.09	5.96	6.00	6.52	6.07	5.99	6.42	6.05	6.06	6.51	6.18	6.16	5.86	6.27	5.97	5.90	5.98	5.86
Al^{iv}	1.91	2.04	2.00	1.48	1.93	2.01	1.58	1.95	1.94	1.49	1.82	1.84	2.14	1.73	2.03	2.10	2.02	2.14
Al^{vi}	0.48	0.17	0.37	0.54	0.68	0.22	0.39	0.65	0.24	0.52	0.84	0.36	0.38	0.20	0.55	0.32	0.40	0.30
Ti	0.24	0.24	0.24	0.19	0.24	0.28	0.19	0.24	0.23	0.19	0.25	0.28	0.24	0.18	0.24	0.25	0.26	0.26
Cr	-0.02	0.00	-0.01	-0.01	0.01	0.00	-0.01	0.01	0.01	-0.01	0.01	0.00	0.01	-0.01	0.01	0.01	0.00	-0.01
Fe^{3+}	0.45	0.90	0.69	0.00	0.00	0.61	0.17	0.00	0.76	0.00	0.00	0.42	0.55	0.63	0.17	0.62	0.40	0.53
Fe^{2+}	1.28	0.60	1.26	1.82	1.96	1.34	1.92	2.03	0.74	1.86	1.56	1.39	1.82	1.71	2.03	1.40	1.59	1.56
Mn	0.03	0.02	0.05	0.12	0.09	0.06	0.12	0.09	0.02	0.12	0.09	0.05	0.04	0.11	0.09	0.06	-0.01	0.04
Mg	2.54	3.07	2.41	2.27	1.95	2.50	2.23	1.94	3.01	2.26	1.99	2.51	1.96	2.18	1.92	2.34	2.38	2.32
Ca	1.85	1.83	1.82	1.91	1.98	1.88	1.88	1.97	1.84	1.91	2.01	1.85	1.91	1.84	1.95	1.89	1.93	1.92
Na	0.59	0.59	0.59	0.63	0.50	0.60	0.62	0.50	0.56	0.63	0.51	0.59	0.49	0.61	0.50	0.49	0.46	0.53
K	0.24	0.26	0.24	0.28	0.44	0.26	0.28	0.44	0.24	0.28	0.45	0.22	0.42	0.27	0.43	0.38	0.39	0.38
F	-0.16	-0.13	-0.09	-0.13	-0.12	-0.13	-0.16	0.27	-0.14	-0.16	-0.09	-0.16	-0.64	-0.64	-0.61	-0.74	-0.61	-0.64
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
OH*	2.15	2.13	2.09	2.13	2.11	2.12	2.16	1.71	2.14	2.16	2.09	2.15	2.60	2.61	2.58	2.71	2.58	2.60
Toplam	17.68	17.67	17.65	17.75	17.85	17.74	17.78	17.87	17.64	17.76	17.71	17.66	17.82	17.72	17.87	17.77	17.78	17.83
Mg#	0.67	0.84	0.66	0.55	0.50	0.65	0.54	0.49	0.80	0.55	0.56	0.64	0.52	0.56	0.49	0.63	0.60	0.60

Feldispatlar

Amasya civarına ait trakit ve trakilatitik kayaların fenokristal haldeki feldispatlarından yapılan analizler, kayalarda albit bileşimde plajiyoklas (An_{0-10}) ile birlikte sanidinin varlığını da ortaya koymuştur (Şekil 2.35 ve Bkz. Çizelge 2.5).



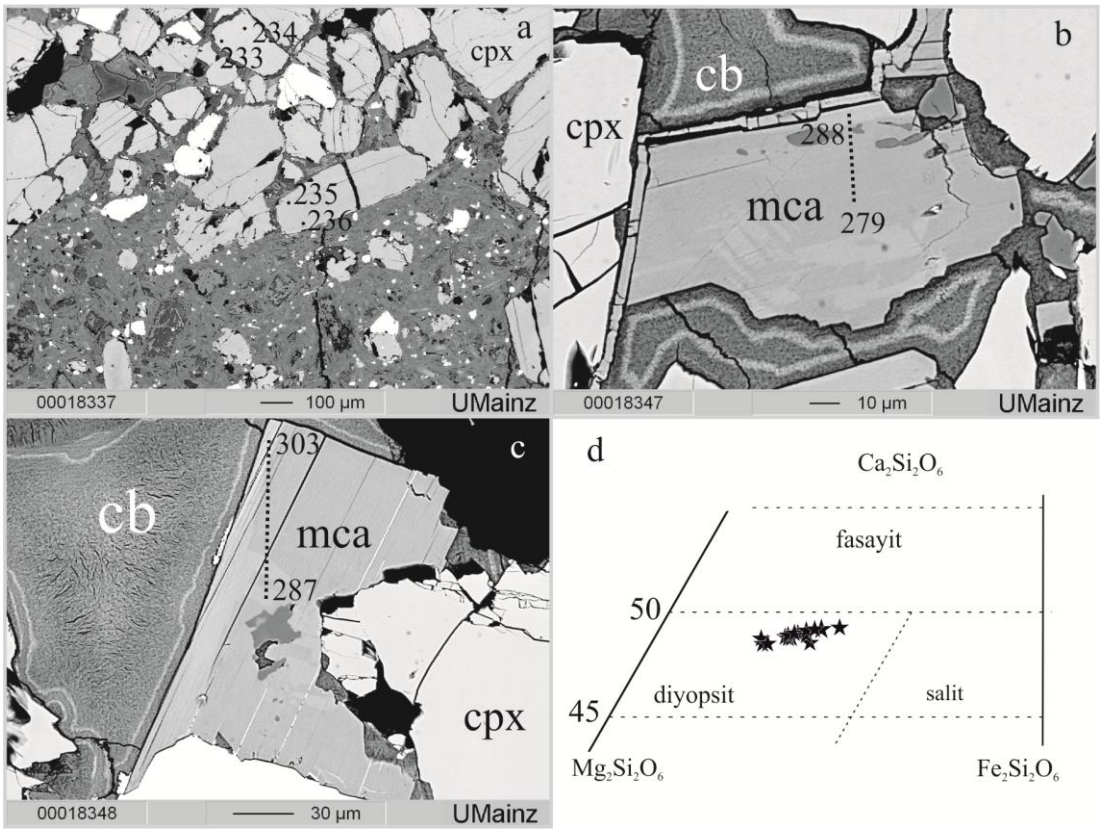
Şekil 2.36 : Trakitik kayalara ait feldispatların Anortit-Albit-Ortoz sınıflama diyagramında gösterimi (Parsons, 2010).

Çizelge 2.11 : Tosya civarı 11-TS-13 nolu trakit örneğinde klinopiroksenlere ait analizler ile uç üye hesaplamalarına ait sonuçları.

Bölge	Tosya									
Örnek	11-TS-13									
Nokta	Cpx 1				Cpx 2			Cpx 3		
SiO_2	51.50	51.31	33.25	51.28	51.84	50.43	48.71	51.84	50.43	48.71
TiO_2	0.25	0.22	0.16	0.14	0.09	0.44	0.14	0.09	0.44	0.14
Al_2O_3	2.03	1.86	1.65	1.68	1.68	2.70	1.77	1.68	2.70	1.77
Cr_2O_3	0.04	0.03	0.08	0.30	0.21	0.03	-0.21	0.21	0.03	-0.21
FeO	11.91	11.96	10.66	11.85	12.77	10.59	12.51	12.77	10.59	12.51
MnO	0.91	0.65	0.86	0.68	0.98	0.63	0.75	0.98	0.63	0.75
MgO	11.53	11.44	12.81	11.66	11.32	12.19	9.92	11.32	12.19	9.92
CaO	22.69	22.42	22.68	22.58	21.39	22.78	20.02	21.39	22.78	20.02
Na_2O	1.02	0.93	0.72	0.89	1.48	0.78	1.41	1.48	0.78	1.41
K_2O	-0.10	-0.06	-0.05	-0.11	-0.13	-0.10	-0.08	-0.13	-0.10	-0.08
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.78	100.76	82.81	100.95	101.62	100.47	94.94	101.62	100.47	94.94
Si	1.929	1.939	1.616	1.936	1.948	1.903	1.959	1.948	1.903	1.959
Ti	0.007	0.006	0.006	0.004	0.003	0.013	0.004	0.003	0.013	0.004
Al	0.090	0.083	0.095	0.075	0.074	0.120	0.084	0.074	0.120	0.084
Cr	0.001	0.001	0.003	0.009	0.006	0.001	-0.007	0.006	0.001	-0.007
Fe	0.373	0.378	0.433	0.374	0.401	0.334	0.421	0.401	0.334	0.421
Mn	0.029	0.021	0.035	0.022	0.031	0.020	0.026	0.031	0.020	0.026
Mg	0.644	0.645	0.928	0.656	0.634	0.686	0.595	0.634	0.686	0.595
Ca	0.911	0.908	1.181	0.913	0.861	0.921	0.863	0.861	0.921	0.863
Na	0.074	0.068	0.068	0.065	0.108	0.057	0.110	0.108	0.057	0.110
K	-0.005	-0.003	-0.003	-0.005	-0.006	-0.005	-0.004	-0.006	-0.005	-0.004
Mg#	0.633	0.630	0.682	0.637	0.612	0.672	0.586	0.612	0.672	0.586
Wo (Ca)	0.472	0.470	0.464	0.470	0.454	0.474	0.459	0.454	0.474	0.459
En (Mg)	0.334	0.334	0.365	0.338	0.334	0.353	0.317	0.334	0.353	0.317
Fs (Fe)	0.194	0.196	0.170	0.192	0.212	0.172	0.224	0.212	0.172	0.224

2.3.1.4 Ksenolitler

Kalecik civarından derlenen klinopiroksenit ksenolitlerinden (Şekil 2.37a) klinopiroksen (Şekil 2.37b) ve mika (Şekil 2.37c) minerallari üzerinde yapılan analizler, bunların diyopsitik piroksen ve flogopitik mika olduklarını ortaya koymuştur. Yani hem klinopiroksenler hem de mikalar, ksenolitlerin içerisinde yer aldığı lösitli ve lamprofirik kayalara ait klinopiroksen ve mikalarla aynı türdedir. Ancak hesaplanan Mg# değerleri, ana kayaçlara ait flogopit ve diyopsitlere göre Mg# değerlerinin yüksek olduğunu ortaya koyar. Flogopitlerin Mg# değerleri, 0.86-0.88 arasında değişirken, diyopsitlerin Mg# değerleri 0.72-0.87 aralığındadır. Ksenolitlerden yapılan klinopiroksen ve mika mineral analizleri Çizelge 2.12'de birlikte verilmektedir.



Şekil 2.37 : Lösitli ve lamprofirik kayalar içerisinde gözlenen ksenolitlere ait BSE görüntüleri ve klinopiroksenlerin sınıflanması a) Lösitli kaya içerisinde klinopiroksen ve kristallerin arasını dolduran kalsit ile tipik olan ksenolite ait BSE görüntüsü, b) Klinopiroksen kristallerinin ve kristal aralarını dolduran kalsitin yakından görünümü, c) ksenolitlerde flogopitik mika ve diyopsitlerin birlikte görünümü d) klinopiroksenlerin piroksen sınıflama üçgeninde gösterimi (Morimoto, 1988).

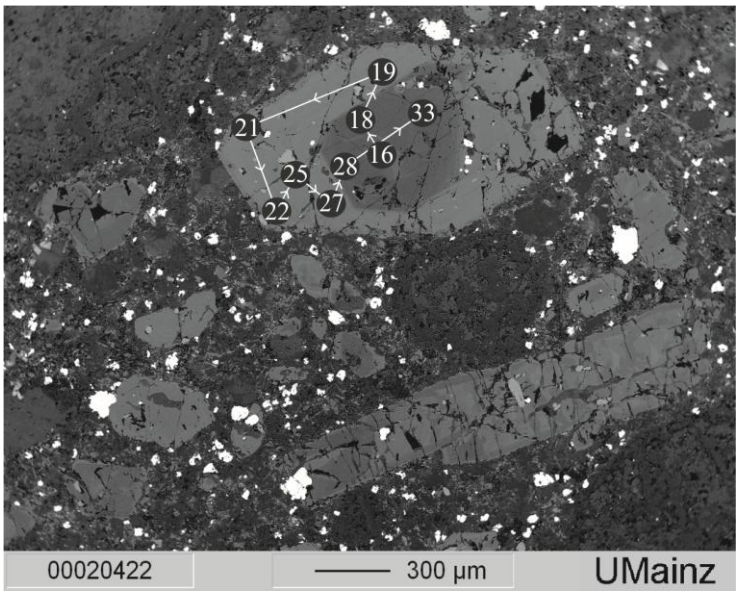
Çizelge 2.12 : Ksenolitlere ait klinopiroksen ve mika analiz sonuçları ile uç üye hesaplamaları.

Bölge	Kalecik								
Örnek	12_28								
Mineral	Mika					Klinopiroksen			
Nokta	289	294	300	302		233	234	235	236
SiO_2	43.89	39.37	39.24	35.59		49.93	50.09	50.14	50.31
TiO_2	1.14	1.63	1.72	1.41		0.46	0.45	0.45	0.41
Al_2O_3	15.06	11.94	12.06	11.31		3.21	3.19	3.09	3.20
FeO	5.41	5.85	6.22	6.22		6.67	6.58	7.12	6.97
MnO	0.03	0.12	0.06	0.08		0.17	0.20	0.26	0.19
MgO	17.31	22.94	22.59	19.37		14.35	14.40	14.21	14.25
CaO	1.17	0.00	0.03	0.06		23.11	22.88	23.50	23.43
Na_2O	2.23	0.81	0.88	0.89		0.29	0.34	0.32	0.33
K_2O	7.29	8.61	8.59	7.85		0.03	0.02	0.01	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.07		0.06	0.00	0.05	0.05
BaO	0.27	0.35	0.32	0.31		-	-	-	-
Cl	0.03	0.08	0.06	0.08		-	-	-	-
F	3.94	4.64	4.91	3.79		-	-	-	-
Total	97.76	96.33	96.68	87.04		98.48	98.37	99.23	99.27
Si	5.777	5.323	5.282	5.374		1.891	1.896	1.888	1.891
Ti	0.112	0.166	0.174	0.160		0.013	0.013	0.013	0.012
Al	2.336	1.903	1.913	2.012		0.143	0.142	0.137	0.142
Fe	0.595	0.661	0.700	0.785		0.211	0.208	0.224	0.219
Mn	0.004	0.014	0.007	0.010		0.006	0.006	0.008	0.006
Mg	3.397	4.624	4.533	4.360		0.810	0.813	0.798	0.799
Ca	0.164	0.000	0.004	0.010		0.937	0.928	0.948	0.944
Na	0.569	0.212	0.230	0.261		0.022	0.025	0.023	0.024
K	1.224	1.485	1.475	1.512		0.001	0.001	0.001	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.009		0.002	0.000	0.001	0.002
Ba	0.014	0.018	0.017	0.018	Wo	0.479	0.476	0.481	0.481
Cl	0.006	0.018	0.013	0.020	En	0.414	0.417	0.405	0.407
F	1.640	1.984	2.090	1.810	Fs	0.108	0.107	0.114	0.112
Total	15.839	16.408	16.440	16.342		-	-	-	-
Mg#	0.85	0.87	0.87	0.85		0.79	0.80	0.78	0.78

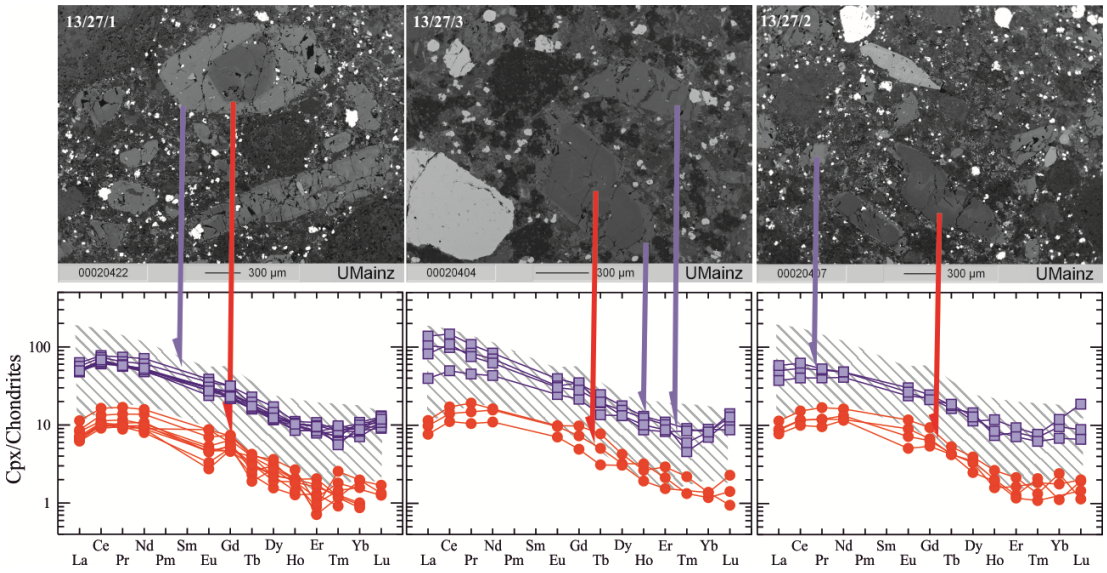
2.3.2 İz Element Analizleri

Mineraller üzerinde iz elementlerin belirlenmesine yönelik analizlerde amaç, major ve minör elementler bakımından kaya gruplarına bağlı olarak farklılık göstermeyen klinopiroksenlerde olası değişiklikleri saptamaktır. Özellikle lösitli ve lamprofirik kayaçlarda ortak mafik mineral olan klinopiroksen ergiyikten ilk kristallenen faz olduğundan ve diğer minerallere kıyasla alterasyon süreçlerinden etkilenmediğinden, kayaları oluşturan ergiyiklerin bileşimleri hakkında veri sunması açısından önem taşır.

Bu amaç doğrultusunda Kalecik civarındaki dayk karmaşıklarını oluşturan minet ve fonolit ile bunların arasındaki geçişi temsil eden ve jeokimyasal açıdan büyük benzerlik sunan toplamda üç örneğin, klinopiroksenleri ayrıntılı olarak incelenmiştir.



Şekil 2.38 : 13/27/1 numaralı minet örneğine ait BSE görüntüsünde klinopiroksenlerde yüksek ve düşük Mg#'lu kesimler ile iz element içeriklerinin ölçüldüğü bazı noktalar.



Şekil 2.39 : Minet (13/27/1), fonolit (13/27/3) ve geçiş (13/27/2) kayalarında BSE görünümleri ile klinopiroksenlerin yüksek ve düşük Mg#' lu kesimlerinin iz element içeriklerinin kondrite normalize çoklu element diyagramlarında görünümü. Normalizasyon değerleri Sun ve McDonough, (1989)'dan, herbir diyagramda taralı alanla temsil edilen lamproitlere ait klinopiroksenlerin verisi ise Prelevic vd. (2012)'den alınmıştır.

Mineral kimyası çalışmalarında bahsi geçen kayaların klinopiroksen popülasyonlarının aynı olduğu ancak klinopiroksen kristallerinde bileşimsel farklılık gösteren kısımların olduğu belirlenmişti. Bu bağlamda iki farklı bileşim tanımlanmıştır: BSE görüntülerinde koyu renkle belirgin olan yüksek Mg#, CaO ve düşük Al_2O_3 ile tipik kesimler (kısaca yüksek Mg#'lu bileşim) ile açık renkli, düşük

Mg#, CaO ve yüksek Al_2O_3 ile tipik olan (kısaca düşük Mg#'lu bileşim) kesimler (Şekil 2.38). Sonuçlar yüksek Mg#'lu ve düşük Mg#'lu bileşimlerin iz elementleri farklı oranlarda içerdiğini ortaya koymuştur. Farklılığı gözlemleyebilmek için kondrite normalize çoklu element diyagramları hazırlanmıştır.

Şekil 2.39'da minet (13/27/1), geçiş (13/27/2) ve fonolit (13/27/3) kayalarına ait BSE görüntüleri üzerinde, klinopiroksenlerin yüksek ve düşük Mg#'lu kesimlerinde analiz edilmiş her bir noktanın kondrite normalize çoklu element diyagramlarındaki desenleri görülmektedir. Her üç kaya örneğine ait klinopiroksenlerin yüksek ve düşük Mg#'lu kesimlerinin desenlerin aynı olduğu görülmektedir. Bununla birlikte düşük Mg#'lu bileşimin, kondritik bileşime göre zenginleşmesinin, yüksek Mg#'lu bileşime oranla, 9-10 kat daha fazla olduğu ancak bu katsayı her bir element için eşit olduğundan desenlerin birbiriyle paralel olduğu gözlenir. Bu nedenle düşük ve yüksek Mg#'lu bileşimlerin iz element içeriklerindeki farklılaşmanın fraksiyonlaşmaya bağlı olarak geliştiği ileri sürülebilir. Klinopiroksenlere ait iz element verileri ilerleyen bölümlerde yeniden ele alınacaktır.

Çizelge 2.13'de BSE görüntüsü üzerinde işaretlenmiş noktalara (Şekil 2.38) ait analiz sonuçları verilmiştir.

Çizelge 2.13 : Bazı iz elementlerin Şekil 2.38'de işaretli noktalar için değerleri.

Nokta	Sc	Ti	Cr	Co	Ni	Sr	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th
16	118.43	1458.69	193.55	40.7	69.82	178.35	2.41	5.93	1.95	6.88	1.106	4.8	1.35	0.311	1.32	0.147	0.71	0.114	0.34	0.031	0.162	0.028	0.309	0.02	0.055
17	100.48	1252.2	233.39	38.16	68.52	169.22	2	5.12	1.66	5.79	0.945	4.13	1.39	0.159	0.99	0.086	0.396	0.072	0.217	0.0233	0.192	0.036	0.307	0.04	0.035
18	106.18	1321.08	230.32	39.26	72.05	192.41	2.12	4.54	1.71	6.54	0.948	4.19	1.28	0.506	1.21	0.097	0.76	0.117	0.118	0.029	0.33	0.043	0.209	0.0242	0.025
19	117.67	7340.41	9.94	56.73	21.74	542.34	16.33	214.49	14.88	47.21	7.03	33.16	8.93	2.24	6.46	0.855	4.34	0.629	1.78	0.219	1.52	0.332	8.13	0.189	0.567
20	89.26	6587.05	3.46	54.05	11.93	637.09	13.82	195.17	11.75	37.05	5.43	23.43	7.12	1.75	5.43	0.67	3.38	0.574	1.37	0.235	1.77	0.295	7.26	0.105	0.19
21	72.93	6422.61	6.38	59.49	14.33	615.97	13.94	184.81	11.51	37.56	5.49	23.49	6.32	1.71	4.45	0.599	3.45	0.556	1.4	0.181	1.2	0.263	7.2	0.094	0.333
22	78.32	6529.04	6.48	53.83	13.11	593.89	13.89	190.97	11.3	39.59	5.48	24.44	5.75	1.76	4.48	0.62	3.26	0.485	1.39	0.179	1.84	0.324	7.41	0.109	0.21
23	78.7	6359.3	3.41	53.75	13.13	589.33	13.33	187.65	11.45	39.65	5.39	23.35	5.46	1.38	4.7	0.598	2.95	0.556	1.3	0.209	1.41	0.27	6.78	0.089	0.29
24	84.31	6321.29	3.7	56.07	14.22	583.4	13.3	183.04	12.18	40.86	5.33	22.4	5.8	1.62	5.46	0.62	3.02	0.481	1.39	0.153	1.44	0.23	6.6	0.136	0.42
25	117.56	6813.36	10.15	58.92	22.15	513.32	15.1	194.64	13.39	44.72	6.14	28.34	7.6	2.04	6.49	0.685	3.36	0.599	1.56	0.142	1.62	0.237	6.31	0.148	0.453
26	82.34	6524.44	6.5	54.24	16.15	604.67	14.1	189.2	11.49	39.73	5.62	23.64	6.61	1.77	4.75	0.734	3.69	0.589	1.63	0.213	1.7	0.273	7.63	0.098	0.268
27	57.01	6252.65	2.23	51.67	15.03	621.56	14.54	187.72	11.72	41.75	5.48	24.77	5.91	1.58	4.7	0.65	3.12	0.58	1.58	0.249	1.48	0.301	6.85	0.105	0.442
28	133.56	1402.75	756.14	33.6	66.77	169.37	2.98	8.74	2.05	8.17	1.312	6.4	1.62	0.407	1.52	0.158	0.83	0.105	0.265	0.029	0.171	0.034	0.469	0.019	0.036
29	104.65	1275.47	202.45	36.4	66.73	180.29	2	4.8	1.63	5.99	1.002	5.05	1.16	0.264	1.11	0.119	0.58	0.113	0.12	0.036	0.141	0.042	0.289	0.019	0.034
30	100.98	1198.22	177.12	35.4	61.02	167.03	1.89	6.25	1.56	6.48	0.838	4.46	0.96	0.292	0.94	0.116	0.569	0.114	0.284	0.03	0.148	0.041	0.308	0.029	0.039
31	94.37	1150.88	168.56	34.67	62.31	161.78	1.77	3.83	1.47	5.56	0.905	3.73	1.09	0.192	1.04	0.119	0.487	0.106	0.194	0.046	0.176	0.032	0.135	0.041	0.046
32	97.68	1190.29	187.25	33.65	65.25	172.67	1.91	4.28	1.5	6.06	0.922	4.16	1.23	0.271	0.96	0.147	0.56	0.081	0.139	0.031	0.194	0.026	0.197	0.026	0.043
33	100.69	1226.64	441.07	35.41	68.39	171.94	1.98	4.17	1.65	6.23	0.925	4.58	1.24	0.262	1.1	0.071	0.69	0.102	0.147	0.065	0.336	0.034	0.3	0.054	0.021

2.4 Jeokimya Bulguları

Magmatik ve volkanik kayaların sınıflandırılmasında en yaygın biçimde SiO_2'ye karşılık toplam K_2O+Na_2O diyagramı (TAS: *Total Alkali versus Silica*; Le Maitre, 2002) kullanılmaktadır. Ultrapotasik ve yüksek potasyumlu kayalar TAS diyagramında alkali/subalkali ayırt çizgisi üzerinde kalan ve tefrit/bazanit, fonolit/tefrit, trakit/trakiandezit, trakibazalt türde kayaları temsil eden alanlara izdüşmektedir. Ancak ultrapotasik ve yüksek potasyumlu kayaların sınıflanmasında bu diyagram, başta bu kayaların karmaşık olarak tanımlanabilecek olan mineral parajenezleri ve yüksek potasyum içeriklerinden kaynaklı olarak yetersiz kalmaktadır (Conticelli vd., 2013). Kabaca K_2O içeriği ve K_2O/Na_2O oranı yüksek olan kayalar potasik, ultrapotasik ya da yüksek potasyumlu olarak tanımlanmaktadır. Ancak çeşitli yazarlar tarafından ultrapotasik ve yüksek potasyumlu kayaların sınıflanmasına ilişkin farklı kriterler kullanılmaktadır. Bu nedenle, ÜKVT kayalarının sınıflandırılmasından önce yüksek potasyumlu ve/veya ultrapotasik kayaların sınıflandırılmalarını konu alan ve günümüzde yaygın olarak kullanılan bazı çalışmalara değinilmesi gerekliliği vardır.

Potasik, Yüksek Potasyumlu, Ultra Potasik Kaya sınıflamaları

Foley vd. (1987)'nin çalışmasına göre, potasyumca zengin olan kayalar eğer, % $K_2O>3$, $K_2O/Na_2O>3$, yüksek Mg# değerleri (100*Mg/(Mg+Fe)) ve 3'ten büyük % MgO içeriği gibi şartları sağlıyorsa ultrapotasik olarak tanımlanmalıdırlar. Ancak plajiyoklasın kristallendiği, evrimleşmiş ergiyiklerde K_2O/Na_2O değerinin yüksek olması ya da minet gibi bazı lamprofirler ile kimberlitlerin bu şartları sağlamaması gibi nedenlerle ultrapotasik olmayan kayaların ultrapotasik, ultrapotasik olanların ise düşük potasyumlu olarak tanımlanması sonuçları ortaya çıkabilmektedir (Wilson, 1989).

Foley vd. (1987) ultrapotasik kayaları, ana element oksit içerikleri bakımından üç alt grupta sınıflamaktadır: 1- lamproitler, 2- kıtasal rift alanlarına özgü ultrapotasik kayalar, 3- aktif orojenik alanlardaki ultrapotasik kayalar. Bu sınıflama Shama (1974)'nın çalışmasıyla kısmen örtüşmekte ve tektonik ortama yaklaşım imkanı sunmaktadır.

Rock (1987) ise lamprofirleri, lamproit ile kimberlitleri içeren ve tüm diğer kaya gruplarına göre Na-K-Ti zengin amfibol ve piroksenler ile foid türü mineralleri en bol miktarda bulunduran alkali nitelikli bir üst grup olarak tanımlamaktadır. Rock (1987), 1- kalkalkalin lamprofirler, 2- alkalin lamprofirler, 3-ultramafik lamprofirler, 4- lamproitler ve 5- kimberlitler olarak sınıfladığı lamprofir ailesinin birbirinden çok farklı

jeokimyasal özellikler sunduğunu vurgular ve sınıflamada jeokimya ile birlikte mineral parajenezlerini kullanır.

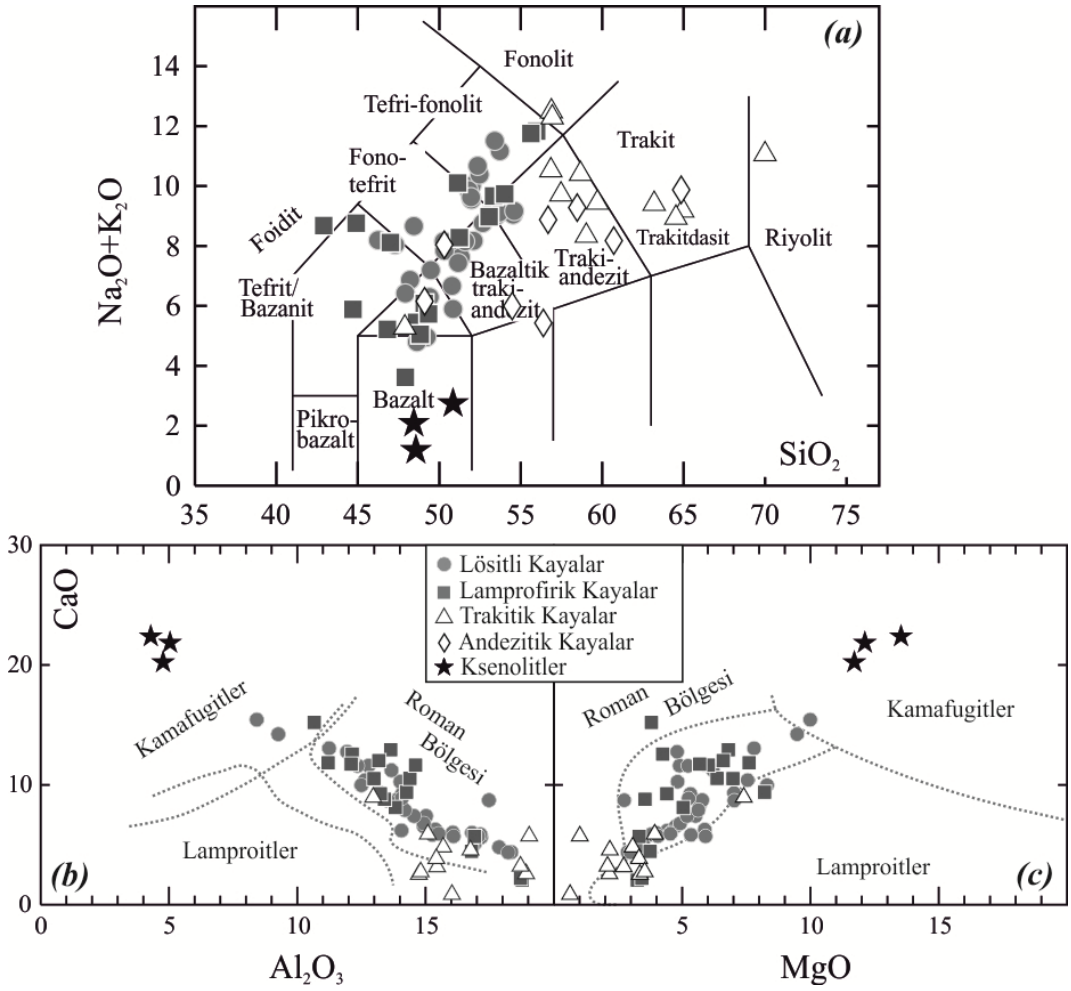
Mitchell ve Bergman (1991), potasik kayaları, potasik ve ultrapotasik olarak iki grup altında inceler ve bir kayanın potasik olarak adlanmasında Le Bas (1986)'ın tanımına bağlı olarak $K_2O/Na_2O>1$ ve $Na_2O<K_2O$ şartlarının yeterli olduğunu kabul eder. Bu çalışmaya göre potasik kayalar: 1- lamproitler, 2- Roman Bölgesi lösititleri, 3- ultrapotasik lösititler, 4- kalsilit içeren lavlar, 5- potasik lamprofirler, 6- kimberlit ve mikalı kimberlitler, 7- şoşonitik kayalar ve 8- potasik derinlik kayaları olarak sınıflanır ve sınıflamada modal mineral bollukları esas alınır.

Bergman (1987)'a göre ise $K_2O/Na_2O>3$ olan bütün kayalar ultrapotasik olarak tanımlanmalıdır ve bazı lamproitlerin afirik olması ya da camsı hamur içermeleri nedenleriyle sınıflamada mineralojik bileşim tek başına yetersizdir. $K_2O/Al_2O_3>0.8$ (molar), $K_2O/Na_2O>4$ (molar), Mg#>70 şartını sağlayan kayaları jeokimyasal açıdan lamproit olarak adlandırarak, kayanın ilksel plajiyoklas, melilit, montisellit, kalsilit, nefelin, sodalit gibi sodik fazlardan biri ya da birkaçını birlikte bulundurması durumunda lamproit tanımının dışında kalacağını vurgular.

Potasik kayaların tanımlanmasında sistematik bir sınıflama benimsenemediğinden, son yıllarda yapılan yayınlarda, bu kayaların klinopiroksen ve mika minerallerinin ana element oksit bileşimlerine göre sınıflandığı görülmektedir. Mika mineralleri için Al_2O_3'e karşılık TiO_2, klinopiroksen mineralleri için ise Al (a.p.u)'a karşılık Ti (a.p.u) diyagramlarında (Mitchell vd., 1987; Perini ve Conticelli, 2002), ultrapotasik/potasik, kayalara özgü mineral alanları oluşturularak, sınıflama yoluna gidilmektedir.

Yukarıda kısaca değinildiği üzere, ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayaların sınıflanmasında maalesef görüşbirliği bulunmamakta ve bilinen yöntemler bu kayaların sınıflanması ve tanımlanmasında yetersiz kalmaktadır. Bundan dolayı, bu çalışmaya konu olan kayalar başta alışılmadık mineral bileşimleri ile Foley vd. (1987)'nin tanımının gereğini yerine getiriyor olmalarından dolayı ultrapotasik olarak tanımlanmıştır. ÜKVT ultrapotasik kayaları, genelgeçer kullanımından dolayı TAS (*toplam alkalilere karşı silika*, Le Bas vd., 1986) diyagramına izdüşürülmüştür. Ancak, özellikle lamprofirik kayaların uçucu bileşen bakımından zengin olması, lösitli kayalarda ise analsimleşmeye bağlı olarak gelişen potasyum göçü ve sodyum kazanımı süreçleri ve tüm kayaları etkilemiş olan alterasyon süreçlerinin etkileri bir arada

değerlendirildiğinde TAS diyagramında yapılan sınıflamanın sadece fikir verme amaçlı olduğunu belirtmek gerekir. Önemli bir diğer husus da örneklerin TAS diyagramında, hesaplanmış susuz değerlerine (water-free) göre değil, ham veriye göre sınıflanmış olduğudur. Aksi halde % SiO_2 değerleri yükseleceğinden, silika-doyumsuz olan örnekler, gerçeği yansıtmayacak biçimde silika doyumlu olarak tanımlanmış olurlar (Rock vd., 1991). Le Maitre (2002)'de vurgulandığı üzere TAS diyagramında trakibazalt, bazaltik trakiandezit ve trakiandezit alanlarına izdüşmesine rağmen, "Na_2O-2≤K_2O" şartını sağlayacak derecede potasyumca zengin sağladıklarından, trakibazalt, şoşonit ve latit olarak tanımlanmıştır. ÜKVT ultrapotasik kayaları birkaç örnek dışında çoğunlukla bu şartı yerine getirmektedir.



Şekil 2.40 : ÜKVT'na ait örneklerin jeokimyasal sınıflama diyagramlarında gösterimi a) TAS (LeBas vd., 1986), b) Al_2O_3'e karşılık CaO ve c) MgO'ya karşılık CaO diyagramları (Foley vd., 1987).

ÜKVT istifi içerisindeki volkanik, yarı derinlik kayaları ve tümler derinlik kayaları sırasıyla kaya gruplarına göre tanıtılacak, ancak tüm kaya grupları sınıflama

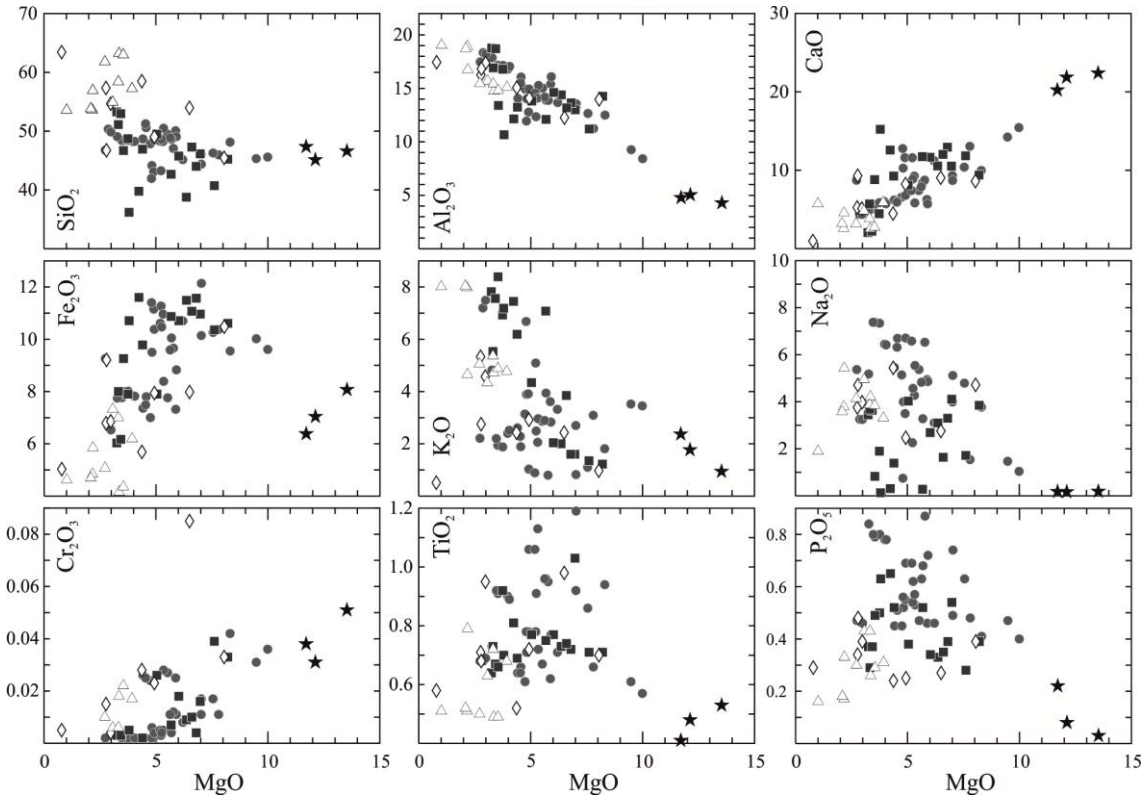
diyagramlarında birlikte gösterileceklerdir. Tanıtımlarda değinilen CIPW normları Irvine ve Baragar (1971) çalışması esas alınarak *Igpet Manual Programı*'nda hesaplanmıştır. ÜKVT ultrapotasik kayalarından derlenen klinopiroksenit ksenolitlerinden ve ÜKVT'nun Sinop dolaylarındaki eşleniği olan Hamsaros volkaniklerine ait ultrapotasik kayalardan temsilci birer örnek çoklu element değişim diyagramında mukayese amaçlı gösterilmiştir. ÜKVT ultrapotasik kayalarının ana element ve CIPW bileşimleri Çizelge 2.14'te, tüm örneklere ait jeokimyasal analiz sonuçları ise EK-B'de verilmektedir.

2.4.1 Lösitli Kayalar

Petrografik özellikleri ve mineralojik bileşimlerine göre lösitit, fonolitik lösitit/lösit fonolit ve tefritik fonolit olarak tanımlanmış olan lösit içeren kayalar TAS diyagramında Gümüşhacıköy Bölgesi'ne ait bazı örnekler dışında alkali alana izdüşerler ve çoğunlukla trakibazalt, bazaltik trakiandezit alanları ile tefrit bazanit ve fonotefrit alanlarında bulunurlar. Bununla birlikte, örnekler yüksek potasyum değerlerine sahip olduklarından "Na_2O-2≤K_2O" şartını sağlarlar. Bu durumda trakibazalt, bazaltik trakiandezit ve trakiandezit alanlarına izdüşenleri potasik trakibazalt, şoşonit ve latit olarak adlandırılmıştır (Le Maitre, 2002). Na_2O-2≥K_2O örneklerde ise bu durum analsimleşmeye bağlı olarak geliştiğinden sodik kayalara özgü (havayit, mugarit ve benmorit) adlama benimsenmemiştir. Ayrıca modal olivin bollukları % 10'un altında olduğundan tefrit/bazanit alanına izdüşen örnekler tefrit olarak tanımlanmıştır. Kalecik ve Amasya civarına ait örneklerden bazılarının ise tefrifonolit alanında kümelendiği gözlenir.

Lösitli kayaların sulu bazdaki % SiO_2 içerikleri 44.15-51.13 (ort. 48.38) aralığında değişmektedir. Al_2O_3 (%12.5-18.34, ort: 15.34) ve CaO değerleri (ort. %7.2) özellikle Roman Bölgesine'ne ait diğer ultrapotasik ve yüksek potasyumlu kayalara oranla oldukça yüksektir (Şekil 2.40). Lösitli kayaların % MgO değerleri 2.74 ile 9.99 aralığında değişir (bkz. Şekil 2.41. Ancak, K_2O/Na_2O değerlerinin (0.12-2.3) bazı örneklerde, ultrapotasik kayaların tanımına uymayacak biçimde düşük olduğu belirlenmiştir. Bu durum lösitlerde analsime dönüşüm sonucu gelişmiş olmalıdır. İz element içerikleri açısından değerlendirildiğinde Sr ve Ba değerleri (394-1472.6, ort: 926.8 ppm ve 1345-3304, ort: 2099) lamproitler için bilinen ortalama değerlere yakın, ancak Roman Bölgesi ultrapotasik kayalarına oranla yüksektir (Mitchell ve Bergman,

1991; bkz. Şekil 2.42). Diğer bazı önemli iz element içerikleri şöyledir; Ni: 1-56 ppm, Co: 17-42 ppm, Zr: 70-170 ppm (Bkz. Şekil 2.42).



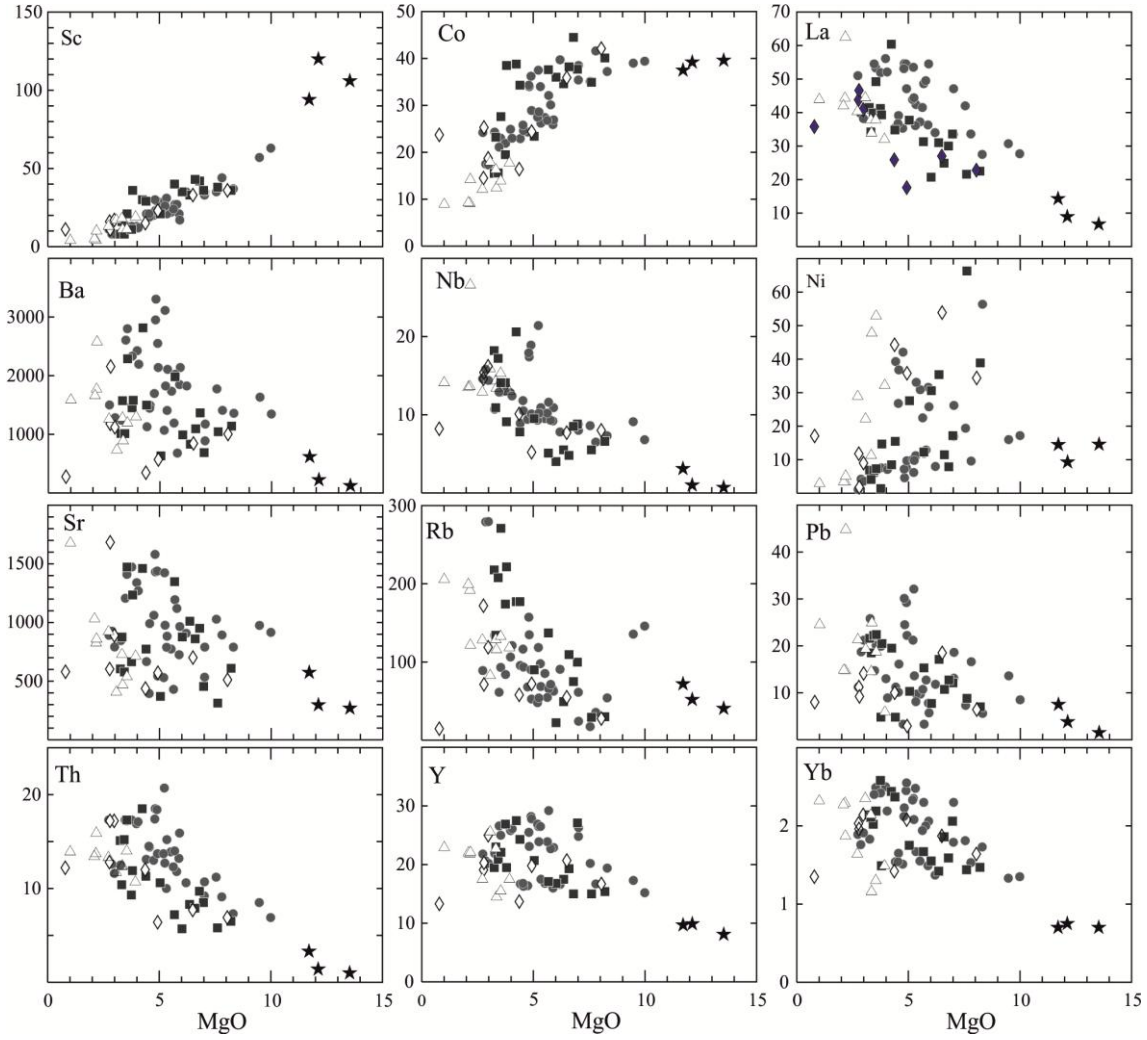
Şekil 2.41 : ÜKVT lösitli, lamprofirik, trakitik ve andezitik kayaları ile ksenolitlerin % MgO'ya karşılık ana element değişim diyagramları.

N-MORB ve Kondrite normalize çoklu element diyagramlarında LIL (geniş iyon yarı çaplı) elementler ile LRE (hafif nadir toprak) elementlerce zenginleşme belirgindir. N-MORB'a normalize diyagramlarda HFS (yüksek çekim alanlı) elementler bakımından fakirleşme ile Nb ve Ti elementlerindeki negatif anomaliler dikkat çeker. (Şekil 2.43a-b).

2.4.2 Lamprofirik Kayalar

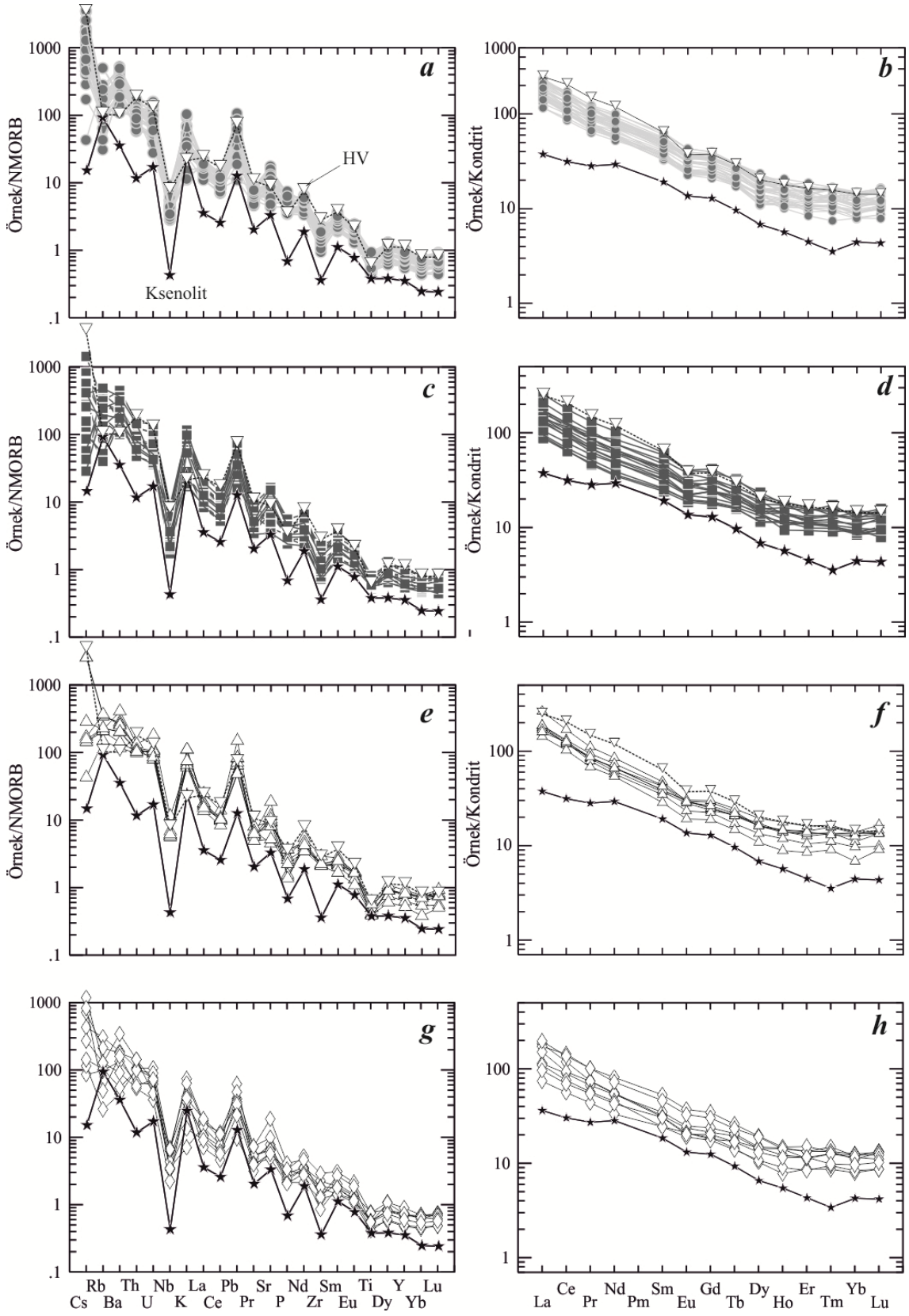
Petrografik özellikleri ve mineralojik bileşimlerine bağlı olarak minet, kersantit, vojesit olarak tanımlanmış olan lamprofirik kayalar TAS diyagramında lösitli kayalarla benzer olarak tefrit/bazanit, trakibazalt, fonotefrit, tefrifonolit alanlarında kümelenirler ve silise karşı potasyum oksit değerleri bakımından şoşonitik ve yüksek potasyumlu karakter segilerler (Şekil 2.40a). Bundan dolayı lösitli kayalarda olduğu gibi, potasik trakibazalt, şoşonit, latit olarak tanımlanmaları gerekir. CIPW hesaplamalarına göre olivin içeriği %10'un altında kaldığından tefrit/bazanit alanındaki örnekler tefrit olarak adlandırılmıştır. Foidit alanında gözlenen SiO_2 içeriği bakımından en fakir olan örnek

ise, petrografik incelemelerinde lösit bulgusuna rastlanılmamasına rağmen, yüksek potasyum içeriğinden dolayı lösitit olarak tanımlanmıştır. Lamprofirik kayaların % SiO_2 içerikleri 36.2-53.27 (ort. 45.82) aralığında, % MgO değerleri ise 3.25-8.21 arasında değişmektedir (Şekil 2.41). Al_2O_3 (% 10.66-18.72, ort: 14.29) içerikleri lösitli kayalara göre ortalama olarak daha düşük olmakla birlikte bazı örneklerde %18 değerinin üstündedir ve CaO değerleri (ort. %7.2) lösitli kayalara oranla oldukça yüksektir (%2.04-15.21) ve bu element-oksit içerikleri bakımından Roman Bölgesi potasik kayaları ile benzerdirler (Şekil 2.40 ve 2.41).



Şekil 2.42 : ÜKVT lösitli, lamprofirik, trakitik ve andezitik kayaları ile ksenolitlerin % MgO' ya karşılık çeşitli iz element değişim diyagramları.

Lösitli kayalarda olduğu gibi, lamprofirik kayalarda da K_2O/Na_2O oranları (0.31-55.3, ort: 6.88) ve % K_2O değerleri (1.22-8.39) ultrapotasik kayalar için beklenen değerlerin altındadır.



Şekil 2.43 : ÜKVT magmatik kayalarının çoklu element değişim diyagramları. a-b) lösitli kayalar, c-d) lamprofirler, e-f) trakitler, g-h) andezitler. Normalizasyon değerleri Sun ve McDonough (1989)'nun çalışmasında alınmıştır. Karşılaştırma amaçlı olarak ksenolitlere ve Hamsaros volkaniklerine (Asan vd., 2014) ait birer örnek diyagramlarda gösterilmektedir.

K_2O/Na_2O oranları 55.3 ve 24.03 gibi uç değerlere ulaştığı örnekler Kalecik civarındaki lamprofirik dayklarının çeperlerinden derlenmiş olan afirik dokulu örneklerdir, petrografik incelemelerinde tanımlanabilir büyüklükte kristal gözlenmediğinden, mineralojik bileşimleri saptanamamıştır. Lamprofirik kayalarda, Co: 16-45, Ni: 1-66 ppm ve Zr: 53-172 ppm arasında değişim gösterir. N-MORB ve Kondrite normalize çoklu element diyagramlarında lösitli kayalarla benzer desenler oluştururlar (Şekil 2.43c-d).

2.4.3 Trakitik Kayalar

Tosya ve Amasya bölgelerinde yaygın olarak gözlenen trakitik lav ve yarı derinlik kayaları genel olarak silise doyumludur ve Tosya civarında metamorfik temel kayalar içerisine sokulmuş halde bulunanların kuvars normatif (%0.1-12.3) oldukları belirlenmiştir (Çizelge 2.14). Bu örneklerde metamorfiklerden kaynaklı kuvars ksenokristallerine rastlanır. Trakitik kayalar TAS diyagramında trakibazalt, trakiandezit, fonolit ve trakidasit alanlarına izdüşerler (Şekil 2.40a). MgO ve CaO değerleri (sırasıyla %0.63-3.93 ve %0.84-5.88) lösitli ve lamprofirik kayalarınkinden düşüktür ancak Al_2O_3 (%14.81-19.04) ve iz element içerikleri (Sr: 440-1678 ppm, Ba: 380-2577 ppm, Ni: 3-53 ppm, Co: 2-40, Zr: 130-215; Şekil 2.42) ile birlikte N-MORB ve Kondrite normalize çoklu element diyagramlarında oluşturdukları desenler bakımından benzerlik sunarlar (Şekil 2.43e-f).

2.4.4 Andezitik Kayalar

ÜKVT'na ait andezitik türde kayalardan yapılan analizler, bu kayaların da bir örnek dışında alkali özellik sergilediklerini ortaya koymuştur (Şekil 2.40a). Andezitler de trakitlere benzer biçimde trakibazalt, bazaltik trakiandezit ve bazaltik andezit, trakiandezit, trakit bileşimli kayaları temsil eden alanlara izdüşerler. Andezitik kayaların MgO (%0.79-8.6), CaO (%0.96-9.03) ve Al_2O_3 (%12.26-17.44) değerlerinin geniş bir aralıkta değişim gösterdiği gözlenir (Şekil 2.41). Co (15-42 ppm), Ni (1.8-54ppm), Zr (63-214 ppm), Sr (437-1684 ppm) ve Ba (345-2155 ppm) değerleri açısından da durum aynıdır (Şekil 2.42). N-MORB ve Kondrite normalize örümcek diyagramlarda HFS elementlere oranla LIL elementlerce zenginleşme ÜKVT'nun diğer magmatik kayalarında olduğu gibi tipiktir (Şekil 2.43g-h).

2.4.5 Ksenolitler

Ksenolitler TAS diyagramında bazalt alanında kümelenirler ve tüm analiz edilen kaya grupları arasında en yüksek % MgO değerleri (11.71-13.53) ile temsil edilirler (Şekil 2.40a). SiO_2 (%41.12-47.37) ile CaO (%20.22-22.30) değerleri ÜKVT'nun ultrapotasik kayalarına oranla daha yüksek olmakla birlikte Al_2O_3 içerikleri (% 4.29-5.04) oldukça düşüktür (Şekil 2.41). Ksenolitlerin Ni (9.3-14.6 ppm) ve Co (37.5-39.2 ppm) değerleri ilksel ergiyikleri temsil edecek biçimde yüksek iken, Zr (26.6-37.7 ppm), Sr (269-574 ppm), ve Ba (124-618) değerleri düşüktür (Çizelge 2.13). Çoklu element değişim diyagramlarında ksenolitlerin diğer örneklerle benzer izler oluşturdukları ancak en az evrimleşmiş örnekleri temsil ettikleri görülmektedir (Şekil 2.42 ve 2.43g-h).

Çizelge 2.14 : Tüm kaya ana element analizi sonuçlarından temsilci olanları ile susuz ana element bileşimlerine ait CIPW normatif mineral bileşimi hesaplamaları (Irvine ve Baragar, 1971).

Kaya Türü		Lösitli Kayalar																				
Bölge		Gümüşhacıköy									Kalecik							Osmancik				
Örnek No	KT-26A	KT-31	KT-28B	KT-27	KT-24B	GMH-09	KT-29	GMH-14	KT-25	GMH-08	KL-18	KT-03A	12_52	12_70	13_31	13_24	13_23H	OS-37	OS-36	OS-16	KT-21	OS-34
SiO_2	48.40	50.06	48.68	49.48	47.85	48.20	50.50	50.60	48.45	48.25	46.77	48.43	45.15	44.15	45.96	45.32	45.59	48.49	49.05	48.29	51.25	48.63
TiO_2	0.91	0.62	0.64	0.67	0.61	0.90	0.72	0.66	0.92	0.89	0.68	0.92	0.71	0.71	0.66	0.61	0.57	1.06	0.77	1.06	0.64	0.96
Al_2O_3	17.16	15.38	14.06	15.02	14.93	16.81	15.27	16.06	17.14	17.05	17.47	16.91	13.67	14.02	11.24	9.26	8.42	14.93	16.09	14.55	15.51	13.88
Fe_2O_3	8.00	7.32	7.36	7.76	7.00	7.84	8.39	7.80	8.01	7.82	9.26	7.76	10.70	9.50	10.38	10.02	9.61	10.38	8.83	10.61	7.49	10.05
MnO	0.15	0.13	0.10	0.14	0.12	0.15	0.15	0.23	0.16	0.15	0.25	0.13	0.18	0.21	0.18	0.17	0.17	0.15	0.24	0.15	0.11	0.26
MgO	3.54	5.88	4.42	5.52	4.75	3.98	5.34	4.56	3.76	4.05	2.74	3.47	6.20	4.82	7.80	9.48	9.99	4.92	5.91	5.19	4.54	5.69
CaO	5.61	6.26	6.19	7.40	6.54	5.99	5.82	6.02	5.86	5.72	8.72	5.07	11.21	10.26	13.05	14.22	15.43	6.78	5.71	7.40	5.92	8.38
Na_2O	7.38	4.94	5.46	5.37	5.14	6.45	5.54	6.70	7.34	6.42	5.37	7.38	3.11	4.00	1.54	1.47	1.04	6.71	4.86	6.58	6.32	3.28
K_2O	1.94	3.61	2.61	2.86	3.14	2.40	2.96	1.89	1.88	2.52	2.21	2.20	3.32	3.89	3.09	3.52	3.45	1.03	2.83	0.89	2.28	3.94
Cr_2O_3	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00
P_2O_5	0.79	0.46	0.45	0.47	0.45	0.78	0.53	0.51	0.80	0.78	0.47	0.80	0.46	0.52	0.48	0.47	0.40	0.69	0.72	0.69	0.51	0.68
LOI	5.50	4.80	9.60	4.80	8.90	5.90	4.20	4.50	5.00	5.80	5.60	6.30	4.80	7.20	5.10	4.90	4.80	4.40	4.40	4.20	5.00	3.60
Total	99.32	99.52	99.63	99.52	99.51	99.37	99.47	99.56	99.37	99.42	99.55	99.36	99.48	99.24	99.48	99.43	99.49	99.50	99.43	99.62	99.64	99.40
CIPW																						
Kuvars	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ortoz	11.465	21.334	15.424	16.902	18.556	14.183	17.493	11.169	11.110	14.892	13.060	13.001	19.620	22.989	18.261	19.187	13.540	6.087	16.724	5.260	13.474	23.284
Albit	36.353	27.809	34.358	27.881	27.052	33.452	34.848	39.174	35.870	33.392	25.653	36.723	8.424	5.488	9.410	0.000	0.000	40.635	34.519	39.314	39.833	22.761
Anortit	7.965	9.129	6.146	8.431	8.391	9.826	8.055	8.164	8.268	10.261	17.036	6.515	13.534	8.810	14.630	8.272	8.117	7.576	13.729	7.536	7.217	11.513
Lösit	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.267	5.370	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Nefelin	14.136	7.580	6.416	9.512	8.907	11.445	6.517	9.491	14.215	11.340	10.719	13.936	9.693	15.363	1.962	6.738	4.767	8.745	3.578	8.865	7.392	2.705
Diyopsit	9.437	13.445	15.401	18.234	15.148	9.534	12.015	13.212	10.120	8.180	14.722	8.341	29.040	25.898	35.326	44.949	50.207	14.360	6.347	16.785	13.250	18.132
Vollastonit	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.191	0.000	0.000	1.575	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Hipersten	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Olivin	3.113	5.896	2.712	3.711	3.370	3.850	5.417	3.667	3.275	4.412	0.000	3.347	1.388	0.000	2.139	1.945	1.127	3.923	8.254	3.606	3.620	4.041
İlmenit	0.321	0.278	0.214	0.299	0.257	0.321	0.321	0.492	0.342	0.321	0.535	0.278	0.385	0.449	0.385	0.364	0.364	0.321	0.513	0.321	0.235	0.556
Hematit	8.000	7.320	7.360	7.760	7.000	7.840	8.390	7.800	8.010	7.820	9.260	7.760	10.700	9.500	10.380	10.020	9.610	10.380	8.830	10.610	7.490	10.050
Sfen	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Perovskit	1.262	0.806	0.898	0.872	0.809	1.245	0.938	0.683	1.260	1.228	0.679	1.317	0.864	0.806	0.779	0.713	0.645	1.517	0.851	1.517	0.879	1.136
Rutil	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Apatit	1.871	1.090	1.066	1.113	1.066	1.848	1.255	1.208	1.895	1.848	1.113	1.895	1.090	1.232	1.137	1.113	0.947	1.634	1.705	1.634	1.208	1.611

Çizelge 2.14 (devam): Tüm kaya ana element analizi sonuçları ile CIPW normatif mineral bileşimleri.

Kaya Türü	Lösitli Kayalar										Geçiş Kayaları*			Lamprofir							
Bölge	Osmancık		Amasya				Tosya				Kalecik			Amasya					Kalecik		
Örnek No	OS-42	OS-12	AMS-07	AMS-11	AMS-32	KT-34A	12_2a	12_3	12_2b	13_15	27_3P	27_1L	27_2T	AMS-14	AMS-30	KT-36D	KT-33A	AMS-29	KL-21	KL-25	KL-32
SiO_2	46.28	48.12	49.06	50.35	49.87	46.03	47.07	48.87	48.60	44.38	43.10	41.95	43.26	49.49	53.27	52.96	46.13	48.71	45.22	51.12	40.73
TiO_2	0.86	0.94	0.73	0.68	0.69	0.92	0.95	0.96	0.91	1.19	0.78	0.78	0.78	0.77	0.64	0.67	1.03	0.92	0.71	0.73	0.71
Al_2O_3	12.65	12.50	17.87	18.34	18.22	13.21	13.87	14.19	14.07	13.54	12.78	11.94	12.35	13.82	18.77	18.70	12.99	16.79	14.26	16.91	11.20
Fe_2O_3	10.26	9.55	7.75	6.67	6.53	10.14	9.66	9.59	10.47	12.14	11.15	11.40	11.27	7.90	6.03	6.17	10.96	7.90	10.61	8.00	10.36
MnO	0.17	0.17	0.17	0.16	0.15	0.19	0.22	0.19	0.19	0.18	0.22	0.23	0.23	0.15	0.13	0.13	0.20	0.27	0.19	0.16	0.21
MgO	7.55	8.31	3.27	2.87	2.99	7.02	5.78	5.63	5.25	7.03	4.90	4.80	5.23	5.04	3.25	3.43	6.98	3.75	8.21	3.32	7.61
CaO	10.39	9.97	4.79	4.38	4.37	9.33	8.73	7.89	8.87	8.68	11.60	12.76	11.59	8.11	2.04	2.20	10.52	4.45	9.38	5.69	11.83
Na_2O	4.79	3.77	5.18	3.26	3.25	3.99	6.53	4.83	4.57	5.12	3.50	0.75	2.26	4.03	3.44	3.63	4.11	1.90	3.85	3.68	1.72
K_2O	1.10	1.81	4.82	7.20	7.49	2.70	0.80	2.89	2.49	0.82	3.91	6.68	5.09	4.34	7.82	7.56	1.60	6.93	1.22	5.53	1.35
Cr_2O_3	0.02	0.04	<0.002	<0.002	<0.002	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	<0.002	0.03	<0.002	0.04
P_2O_5	0.63	0.41	0.84	0.47	0.46	0.49	0.87	0.63	0.62	0.74	0.55	0.56	0.54	0.38	0.37	0.37	0.54	0.50	0.39	0.29	0.28
LOI	4.70	3.90	5.10	5.20	5.60	5.60	5.10	3.90	3.40	5.70	6.80	7.40	6.60	5.70	3.90	3.80	4.60	7.50	5.50	4.10	13.60
Total	99.44	99.53	99.59	99.61	99.61	99.62	99.58	99.61	99.49	99.52	99.32	99.25	99.24	99.71	99.67	99.67	99.63	99.60	99.57	99.57	99.62
CIPW																					
Kuvars	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ortoz	6.501	10.697	28.485	42.550	44.264	15.956	4.728	17.079	14.715	4.846	23.107	8.145	23.115	25.648	46.214	44.677	9.456	40.954	7.210	32.681	7.978
Albit	25.072	26.402	25.317	15.986	12.673	18.481	32.679	27.984	28.372	29.586	2.505	0.000	0.000	19.690	23.832	23.482	23.247	16.077	24.723	24.003	14.477
Anortit	9.766	11.839	11.272	14.143	13.004	10.160	6.171	8.502	10.523	11.541	7.612	9.483	8.520	6.801	7.703	8.497	12.270	16.816	18.025	13.289	18.852
Lösit	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	24.568	5.462	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Nefelin	8.375	2.979	10.030	6.284	8.032	8.278	12.230	6.981	5.579	7.442	14.687	3.438	10.360	7.807	2.859	3.919	6.247	0.000	4.255	3.866	0.042
Diyopsit	27.504	25.171	3.992	2.160	3.001	23.715	22.581	18.624	21.022	18.096	26.327	25.790	28.101	22.462	0.000	0.000	26.146	0.000	18.864	8.664	28.302
Vollastonit	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	4.454	6.353	3.146	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Hipersten	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.159	0.000	0.000	0.000
Olivin	4.243	6.328	4.411	4.308	4.244	4.549	2.753	3.777	2.335	6.392	0.000	0.000	0.000	1.500	5.673	5.987	3.690	5.033	8.202	2.980	4.089
İlmenit	0.364	0.364	0.364	0.342	0.321	0.406	0.471	0.406	0.406	0.385	0.471	0.492	0.492	0.321	0.278	0.278	0.428	0.578	0.406	0.342	0.449
Hematit	10.260	9.550	7.750	6.670	6.530	10.140	9.660	9.590	10.470	12.140	11.150	11.400	11.270	7.900	6.030	6.170	10.960	7.900	10.610	8.000	10.360
Sfen	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.405	0.000	0.000	0.000
Perovskit	1.138	1.275	0.917	0.851	0.887	1.202	1.196	1.270	1.185	1.681	0.906	0.887	0.887	1.023	0.000	0.000	1.370	0.000	0.845	0.936	0.806
Rutil	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.494	0.524	0.000	0.044	0.000	0.000	0.000
Apatit	1.492	0.971	1.990	1.113	1.090	1.161	2.061	1.492	1.469	1.753	1.303	1.326	1.279	0.900	0.876	0.876	1.279	1.184	0.924	0.687	0.663

*Geçiş kayaları, Kalecik'ten örneklenmiş kompozit daykı ifade etmektedir. Buna göre 27_3P, fonolitik kesimi; 27_1L, lamprofirik kesimi ve 27_2T ise bunların arasındaki geçiş zonunu temsil eder (Bkz Bölüm 3.2.1).

Çizelge 2.14 (devam): Tüm kaya ana element analizi sonuçları ile CIPW normatif mineral bileşimleri.

Kaya Türü	Lamprofir								Andezit								Trakit					
Bölge	Kalecik								Amasya			Gumushacikoy		Osmancık	Kalecik		Amasya			Tosya		
Örnek No	KT-01B	12_82	12_85	12_83	12_56	12_75	12_37	13_30	AMS-25	AMS-21	13_05	GMH-06	GMH2-09	OS-29	KT-3G	KT-04D	AMS-01	AMS-28	AMS-19	TS-13	TS-21	12_07
SiO_2	45.77	36.20	39.78	46.69	46.93	44.01	47.30	42.66	57.34	53.96	54.66	63.44	49.03	58.49	46.74	45.46	53.59	53.81	53.57	56.90	54.92	61.79
TiO_2	0.77	0.70	0.81	0.66	0.69	0.72	0.74	0.75	0.71	0.98	0.95	0.58	0.72	0.52	0.68	0.70	0.51	0.52	0.51	0.79	0.63	0.50
Al_2O_3	14.61	10.66	12.14	13.40	13.24	13.64	13.18	12.10	16.26	12.26	17.37	17.44	14.08	15.06	16.84	13.97	18.92	18.70	19.04	16.75	15.69	15.45
Fe_2O_3	10.71	10.71	11.60	9.26	9.78	11.57	11.07	10.87	6.79	7.98	6.86	5.03	7.94	5.69	9.21	10.48	4.84	4.69	4.62	5.85	7.33	5.07
MnO	0.20	0.20	0.21	0.17	0.18	0.20	0.20	0.17	0.11	0.16	0.17	0.07	0.14	0.10	0.26	0.18	0.17	0.17	0.14	0.13	0.15	0.11
MgO	6.02	3.80	4.24	3.55	4.40	6.80	6.60	5.68	2.77	6.50	2.98	0.79	4.93	4.37	2.79	8.05	2.16	2.09	1.01	2.18	3.07	2.72
CaO	11.64	15.21	12.56	8.79	9.25	12.93	12.02	11.73	5.24	9.03	5.10	0.96	8.22	4.46	9.29	8.60	2.57	3.20	5.72	4.55	4.79	3.14
Na_2O	2.69	0.13	0.31	0.83	1.39	3.30	1.64	0.28	3.76	2.76	3.98	9.14	2.47	5.44	4.71	4.72	3.79	3.58	1.90	5.43	4.95	4.14
K_2O	2.04	7.19	7.45	8.39	6.19	1.60	3.85	7.08	5.33	2.43	4.57	0.51	2.92	2.43	2.75	0.97	7.97	8.03	8.01	4.65	4.33	5.05
Cr_2O_3	0.02	0.01	<0.002	<0.002	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.09	0.00	0.01	0.02	0.03	<0.002	0.03	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.01	0.01
P_2O_5	0.34	0.63	0.65	0.49	0.52	0.39	0.35	0.52	0.34	0.27	0.39	0.29	0.25	0.24	0.48	0.39	0.17	0.18	0.16	0.33	0.43	0.30
LOI	4.80	14.10	9.50	7.10	7.00	4.30	2.60	7.60	1.00	3.20	2.60	1.50	9.00	2.90	5.60	6.00	4.90	4.60	4.90	1.90	3.40	1.40
Total	99.60	99.51	99.30	99.37	99.57	99.50	99.57	99.40	99.67	99.63	99.61	99.79	99.72	99.77	99.37	99.60	99.58	99.59	99.53	99.48	99.73	99.64
CIPW																						
Kuvars	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.269	6.623	1.200	5.908	3.643	4.542	0.000	0.000	0.000	0.000	0.185	0.000	0.000	9.516
Ortoz	12.056	0.000	0.000	38.296	36.581	9.456	22.752	8.467	31.499	14.361	27.007	3.014	17.256	14.361	16.252	5.732	47.100	47.455	47.337	27.480	25.589	29.844
Albit	18.627	0.000	0.000	0.000	6.100	11.158	10.056	0.000	31.816	23.354	33.678	77.340	20.900	46.032	22.552	27.585	20.394	19.581	16.077	44.171	41.886	35.032
Anortit	21.765	7.267	9.730	8.057	11.605	17.679	17.230	10.848	11.747	13.886	16.032	2.868	18.707	9.496	16.685	14.066	11.073	11.238	19.766	7.596	7.803	8.658
Lösit	0.000	51.082	34.523	8.850	0.000	0.000	0.000	26.169	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Nefelin	2.240	0.596	1.421	3.805	3.067	9.083	2.070	1.284	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	9.373	6.693	6.325	5.803	0.000	0.962	0.000	0.000
Diyopsit	24.803	0.000	22.781	19.074	22.722	32.845	29.830	30.518	7.774	20.520	3.175	0.000	14.386	7.506	14.991	18.930	0.000	1.804	4.934	8.235	8.987	2.841
Vollastonit	0.000	0.000	5.732	2.594	0.000	0.000	0.000	1.167	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.364	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Hipersten	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.296	6.677	5.951	1.968	5.611	7.405	0.000	0.000	0.000	0.000	0.228	0.000	0.000	5.458
Olivin	2.450	6.633	0.000	0.000	0.299	1.199	1.829	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	7.901	3.770	3.062	0.000	1.130	2.439	0.000
İlmenit	0.428	0.428	0.449	0.364	0.385	0.428	0.428	0.364	0.235	0.342	0.364	0.150	0.299	0.214	0.556	0.385	0.364	0.364	0.299	0.278	0.321	0.235
Hematit	10.710	10.710	11.600	9.260	9.780	11.570	11.070	10.870	6.790	7.980	6.860	5.030	7.940	5.690	9.210	10.480	4.840	4.690	4.620	5.850	7.330	5.070
Sfen	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.439	1.964	1.862	0.000	1.381	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.865	0.000	0.511	0.923
Perovskit	0.928	0.808	0.977	0.798	0.830	0.842	0.877	0.951	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.659	0.847	0.277	0.559	0.000	1.096	0.430	0.000
Rutil	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.501	0.000	0.000	0.000	0.000	0.156	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Apatit	0.805	1.492	1.540	1.161	1.232	0.924	0.829	1.232	0.805	0.640	0.924	0.687	0.592	0.568	1.137	0.924	0.403	0.426	0.379	0.782	1.018	0.711

Çizelge 2.14 (devam): Tüm kaya ana element analizi sonuçları ile CIPW normatif mineral bileşimleri.

Kaya Türü	Trakit			Ksenolit		
Bölge	Tosya			Kalecik		
Örnek No	12_20	TS-06	12_13	13_26	13_25	13_23X
SiO_2	57.23	58.39	62.98	45.12	46.61	47.37
TiO_2	0.68	0.72	0.49	0.48	0.53	0.41
Al_2O_3	15.09	15.42	14.81	5.04	4.29	4.77
Fe_2O_3	6.19	6.99	4.35	7.04	8.07	6.38
MnO	0.17	0.15	0.10	0.14	0.13	0.13
MgO	3.93	3.32	3.54	12.12	13.53	11.71
CaO	5.88	3.83	2.73	21.85	22.39	20.22
Na_2O	3.31	3.87	3.84	0.17	0.19	0.18
K_2O	4.77	5.36	4.88	1.77	0.94	2.37
Cr_2O_3	0.02	0.01	0.02	0.03	0.05	0.04
P_2O_5	0.31	0.43	0.29	0.08	0.03	0.22
LOI	2.00	1.20	1.60	5.80	2.90	5.80
Total	99.63	99.64	99.68	99.70	99.68	99.62
CIPW						
Kuvars	5.359	5.003	12.282	0.000	0.000	0.000
Ortoz	28.189	31.676	28.839	0.000	0.000	5.726
Albit	28.008	32.747	32.493	0.000	0.000	0.000
Anortit	12.228	8.872	8.760	7.761	8.076	5.207
Lösit	0.000	0.000	0.000	70.670	74.504	6.492
Nefelin	0.000	0.000	0.000	0.779	0.871	0.825
Diyopsit	10.287	4.203	1.226	0.000	0.000	62.917
Vollastonit	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	4.977
Hipersten	5.020	6.321	8.249	0.000	0.000	0.000
Olivin	0.000	0.000	0.000	21.155	23.616	0.000
İlmenit	0.364	0.321	0.214	0.299	0.278	0.278
Hematit	6.190	6.990	4.350	7.040	8.070	6.380
Sfen	1.199	1.353	0.927	0.000	0.000	0.000
Perovskit	0.000	0.000	0.000	0.549	0.653	0.449
Rutil	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Apatit	0.734	1.018	0.687	0.189	0.071	0.521

2.5 İzotop Bulguları

Bu bölüm başlığı altında tez çalışması kapsamında yapılmış olan Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$), Nd ($^{144}Nd/^{143}Nd$), Pb (^{207}Pb, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{208}Pb) ve $\delta^{18}O$ izotopları analizlerine ait sonuçlar kısaca anlatılacaktır. Sonuçlar EK B'de verilmiştir.

2.5.1 Sr-Nd İzotop Analizleri

Çalışma kapsamında tüm as alanlardan derlenmiş 11 adet lösitli kaya numunesinden elde edilen sonuçlar, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ değerlerinin 0.704668-0.705636 ve $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ değerlerinin 0.512577-0.512650 aralığında değiştiğini göstermektedir. Amasya ve Kalecik bölgelerine ait 5 adet lamprofirik kayaya ait $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ değerleri 0.704493-0.705785 ve $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ değerleri 0.512535-0.512680 arasında değişmektedir. Tosya ve Amasya'ya ait 3 adet trakitik türde kayaya ait sonuçlar ise $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ için 0.704769-0.706090 ve $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ 0.512577-0.512700 aralığındadır. Bu sonuçlara göre, ÜKVT'na ait lösitli, lamprofirik ve trakitik türde kayalar üzerinde yapılan izotop analizleri farklı kaya türlerinin izotop bileşimlerinin benzer olduğunu ortaya koymuştur.

Analiz sonuçları $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$-$^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ diyagramında karşılaştırma amaçlı olarak çeşitli referanslarla birlikte değerlendirilmiştir. Örnekler, tüketilmiş ya da OIB benzeri nispeten zenginleşmiş manto kaynak alanlarından türemiş örneklerle benzerdir. Kaya türlerine ya da coğrafi dağılıma bağlı olarak sistematik bir dağılım ya da korelasyon gözlenmemiştir. Ancak her kaya grubundan örnekleri kapsayan iki farklı grubun varlığı da göze çarpmaktadır (Şekil 3.5).

2.5.2 Kurşun İzotop Analizleri

$^{87}Sr/^{86}Sr$ ve $^{143}Nd/^{144}Nd$ analizlerinin gerçekleştirildiği bazı örnekler üzerinde ve ayrıca bir andezit örneği üzerinde kurşun izotop analizleri yapılmıştır. Lösitli kayalarda Pb izotop oranları, $^{206/204}Pb$: 18.86-19.42, $^{207/204}Pb$: 15.59-15.66, $^{208/204}Pb$: 38.87-39.47; lamprofirik kayalarda $^{206/204}Pb$: 18.86-19.42, $^{207/204}Pb$: 15.62-15.81, $^{208/204}Pb$: 39.05-39.65; trakitik türde kayalarda ise $^{206/204}Pb$: 18.70-19.03, $^{207/204}Pb$: 15.54-15.60, $^{208/204}Pb$: 38.76-38.87 değerleri arasında değişim göstermektedir. Andezitik tek bir numuneden $^{206/204}Pb$ için 19.59, $^{207/204}Pb$ için 15.82 ve $^{208/204}Pb$ içinse 39.67 sonuçları elde edilmiştir.

Sonuçlar literatürden bilinen örneklerle karşılaştırılmıştır. $^{206/204}$Pb'a karşılık $^{207/204}$Pb diyagramında, örneklerin, NHRL (North Hemisphere Reference Line: Kuzey Yarımküre Referans Çizgisi) çevresinde, MORB-OIB ve üst kabuk değerleri arasında saçıldığı gözlenir (Şekil 3.15).

2.5.3 Oksijen İzotop Analizleri

Oksijen izotop değerleri ($\delta^{18}O_{smow}$), çeşitli alterasyon süreçlerine bağlı olarak kayacın ilksel bileşimini yansıtmayacak biçimde değişirler. Ancak mineral bazında yapılan $\delta^{18}O_{smow}$ analizlerinde alterasyon süreçlerinin etkisi, tüm kayada yapılanlara oranla gözardı edilebilecek derece önemsizdir. Bundan dolayı $\delta^{18}O_{smow}$ analizleri ÜKVT ultrapotasik kayalarında başta klinopiroksen olmak üzere, mika ve lösit mineralleri üzerinde yapılmıştır.

Lösitlerde $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin birincil mineraller için öngörülen değerlerin çok üzerinde çıkması nedeniyle (11.3-13.9‰) analizlere devam edilmeyerek, XRD ve mineral kimyası bulgularıyla birlikte lösitlerin analsim olduğu sonucuna varılmıştır (Çizelge 2.13).

Kalecik, Osmancık ve Tosya bölgelerine ait lösitli ve lamprofirik kayalardan örneklenen klinopiroksenlerde $\delta^{18}O_{smow}$ değerleri 2.4 ile 3.0‰ arasında değişirken, Amasya ve Gümüşhacıköy bölgelerindeki lamprofir ve lösitli kayalara ait klinopiroksenlerde $\delta^{18}O_{smow}$ değerleri 4.3 ile 5.5‰ arasındadır. Bu değerler ortalama 5.6‰ olarak kabul edilen normal manto değerlerinin üzerinde çıkması beklenen ultrapotasik kayalardaki klinopiroksenler için tanımlanan değerlerin (5.5-9‰) çok altındadır (Barnekov, 2000; Dallai vd., 2004; Eiler vd., 2005).

Mika minerallerinin de benzer şekilde Kalecik bölgesine ait lamprofirlerde düşük (5.0 ve 6.5‰), Amasya bölgesine ait lamprofirlerde ise yüksek (7.7 ve 7.8‰) olduğu gözlenir. Kalecik bölgesine ait örnekler de yine klinopiroksenlerde olduğu gibi literatürden bilinen değerlerin altındadır (Barnekov, 2000). Klinopiroksen ve mikalarda gözlenen anormal $\delta^{18}O_{smow}$ değerleri Bölüm 3.3'te tartışılmaktadır.

2.6 Jeokronoloji Bulguları

Çalışma kapsamında elde edilen jeokronolojik bulgular Çizelge 2.14'te, bulgulara ilişkin diyagramlar ise EK-C'de verilmektedir. Analizler Amasya Bölgesi'nden 1

trakit ve iki lamprofir örneği üzerinde gerçekleştirilmiş, trakitik örnekte sanidin ve tüm kaya, lamprofirlerde ise flogopitik türde mika mineralleri yaşlandırılmışlardır. Tosya bölgesine ait trakitik kayalardan derlenen iki temsilci örnekten hornblend türü amfibollerden ölçüm yapılmıştır. Kalecik bölgesinde ise yalnızca lamprofirik türde 4 adet örnekten tüm kaya ve flogopit mineralleri analiz edilmiştir.

Lösitli kayalardan yaş bulgusu ileri derecede analsimleşme nedeniyle lösit türü minerallerde ölçülebilecek miktarda potasyum bulunmadığından yapılamamıştır. Ancak Amasya civarındaki bir örnekten seçilmiş ve hamurla reaksiyon sonucunda kenarları boyunca sferülitik, radyal K-feldispat halkaları gelişmiş analsimlerden yaş bulgusu elde edilmiştir. Örneğe ait mineral kimyası amaçlı hazırlanmış ince kesittin BSE görüntüsü üzerinden hazırlanmış K ve Na element haritaları, potasyumun tanenin yalnızca kenarlarında bulunduğunu açık biçimde ortaya koymaktadır (Şekil 2.26a-d). Potasyum miktarının düşüklüğüne bağlı olarak elde edilen yaş verisinde (75.6±3.7 my) hata payı yüksektir. Buna rağmen bu bulgu diğer bulgularla uyuşmakta olduğundan kullanılabilir nitelikte olduğu düşünülmektedir.

Jeokronolojik tayinlere ilişkin analiz sonuçları ve grafikler Ek C'de verilmektedir. Elde edilen sonuçlar ÜKVT ultrapotasik volkanizmasının Kampaniyen'de gerçekleştiğini ortaya koymaktadır. Kalecik bölgesine ait KL-25 ve KL-31 numaralı örneklerde plato yaşları sırasıyla 84.3±0.5 ile 82.8±0.2 olarak tespit edilmiştir. Ancak MSWD değerlerinin yüksek olması nedeniyle bu iki örnek için TGA yaşları önerilmektedir. Tüm veriler bir arada değerlendirildiğinde analitik verinin stratigrafik gözlemleri desteklediği görülmektedir: lamprofirler ÜKVT ultrapotasik magmatizmasının en yaşlı (79.4±3.7 My ile 75.7±0.8 My aralığında), trakitler (74.7±0.1 My ile 70.1±1.3 My aralığında) ise en genç ürünleridir.

Asan vd. (2014)'nin güncel çalışmasında, iki farklı şoşonitik karakterde kayaya ait, flogopitik mikalardan elde edilen $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş bulguları, 82.08±1.13 ve 81.37±0.81 My olarak değerlendirilmiştir. Bu veri Hamsaros volkaniklerinin, şoşonitik serisinin ve dolayısıyla eş yaşlı olduğu düşünülen ultrapotasik volkanizmanın yaşının kuzeyde ÜKVT ultrapotasik volkanizmasına göre biraz daha erken meydana geldiğini vurgulaması açısından önem taşımaktadır.

Çizelge 2.15 : ÜKVT kayalarına ait $^{40}Ar/^{39}Ar$ radyometrik yaş analizlerinin sonuçları.

Bölge	Amasya			
Örnek	AMS-01		AMS-14	AMS-30
Kaya Türü	Trakit		Minet	
Kaya/Mineral	K-Feldspat	Tüm Kaya	Flogopit	
TGA	74.4±1.3	70.1±1.3	77.5±0.2	76.9±0.8
TFSG	74.4±1.3		78±0.5	76.7±0.1
Plato Yaşı	75.8±0.1	Yok	77.4±0.2	76.8±0.2
MSWD	0.72		0.7	0.74

Bölge	Kalecik			
Örnek	KL-21	KL-25	KL-31	KL-32
Kaya Türü	Minet			
Kaya/Mineral	Tüm Kaya	Flogopit		
TGA	78.1±1.4	78.7±7	79.4±3.7	75.7±0.8
TFSG		75.6±0.5	75.9±0.6	75.7±0.3
Plato Yaşı	Yok	84.3±0.5	82.8±0.2	75.6±0.1
MSWD		2.3	1.5	0.47

Bölge	Tosya	
Örnek	TS-13	TS-21
Kaya Türü	Trakit	
Kaya/Mineral	Hornblend	
TGA	73.8±0.7	73.6±0.8
TFSG	73.9±0.9	73.6±0.2
Plato Yaşı	74.7±0.1	73.6±0.2
MSWD	0.63	1.4

3. VERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Bu başlık altında ÜKVT ultrapotasik kayalarına ait tüm bulgular birlikte değerlendirilmekte ve tartışılmaktadır.

3.1 Alterasyon Süreçleri

ÜKVT ultrapotasik kayaları üzerinde yürütülen mineralojik, petrografik, jeokimyasal çalışmalar ile izotop analizleri bu kayaların değişken oranlarda alterasyonlardan etkilenmiş olduklarını ortaya koymuştur. Alterasyon olayları sonucunda kayalarda ikincil mineral oluşumları meydana gelmiştir. İkincil mineraller, ilksel mineralojik bileşime bağlı olarak kaya türlerine göre değişkenlik sergilerler. Örneğin, lösitli kayalarda analsimleşme ve bu kayaların olivinli olanlarında iddingsitleşme tipik alterasyon süreçleridir. Bununla birlikte feldispat içeren tüm kaya gruplarında serisitleşme ve karbonatlaşma yaygındır. Osmancık bölgesine ait lösitli kayalarda, hamurda hematit-pirit oluşumu, Kalecik bölgesi lamprofirlerinde, piroksenler ve matrikste karbonatlaşma, trakitlerin amfibollerinde kloritleşme ve opaklaşmalar diğer alterasyon türlerine örnek gösterilebilir.

Alterasyon olayları kayaçlarda ilksel bileşimin değişmesine neden olabilirler. Ancak bu durum, dönüşen ilksel minerallerin kayaçtaki yüzde bolluğuna bağlı olarak önemli ya da ihmal edilebilir boyutlarda olabilir. ÜKVT lösitli kayalarında en önemli alterasyon süreci olan lösitlerin analsimleşmesi, ilksel lösit kristallerinin tümüyle psödomorfik analsimlere dönüşümünü ifade etmektedir.

Ultrapotasik kayaçlarda analsimin kökeni, yani magmadan kristallenmiş birincil bir faz mı olduğu yoksa alterasyondan kaynaklı ikincil bir mineral mi olduğu halen devam etmekte olan bir tartışmanın konusudur (Nakamura ve Yoder, 1974; Karlsson ve Clayton, 1991). Alterasyon süreçleri sonucunda lösitten analsime dönüşüm yaygın olduğundan dünya genelinde Tersiyer'den daha yaşlı lavlarda taze lösit bulgusu yoktur (Gupta ve Yagi, 1980). Pekçok araştırma, lösit–analsim dönüşümünün çeşitli ortamlarda ve yeterli miktarda Na içeren suların etkisiyle düşük sıcaklıklarda dahi oluşabileceğini ortaya koymuştur (Deer vd., 1963; Bragg vd., 1965; Gupta ve Fyfe 1975; Pearce, 1970).

Nakamura ve Yoder (1974) başta olmak üzere bir grup araştırıcı magmadan kristallenmenin 650^{o}C ve 5 Kbar'dan yüksek sıcaklık ve basınç koşulları ile sulu bir kaynağı gerekli kılan sınırlı koşullar sebebiyle, ayrıca Tersiyer'den daha yaşlı kayaların altere durumda olması ve analsime eşlik etmesi gereken sulu minerallerin kayaların parajenezinde bulunmaması gibi sonuçlar nedeniyle, analsim mineralinin bazaltik kayalarda lösitten dönüşmüş olan ikincil bir mineral olarak kabul edilmesi gerektiğini savunmaktadırlar. Buna karşı analsimin ilksel bir mineral olarak magmadan kristallendiğini savunan çalışmalar da mevcuttur. Genel anlamda bazaltik kayalarda, özşekilli analsim kristallerinin varlığı, kayaların içerdiği diğer mineral fazlarında önemli alterasyonların gelişmemiş olması, analsime eşlik eden ve sulu bir kaynağın işaretçisi olan amfibol gibi minerallerin varlığı ile deneysel çalışmalar sonucu ergiyiklerden analsim kristallendirmenin mümkün olması gibi sonuçlar, analsimin bazaltlarda ilksel bir mineral olarak bulunabileceğini göstermektedir (Woolley ve Symes, 1976; Karlsonn ve Clayton, 1991; Pearce, 1993; Luhr ve Kyser, 1989).

Kalecik bölgesine ait bir örnekte klinopiroksen içinde kapanım halde gözlenen lösit dışında, ÜKVT'na ait hiçbir kaya grubunda, fenokristal, mikrofenokristal yada mikrokristal olarak taze lösit bulgusu yoktur (Şekil 2.27). Üstelik bu durum örneklerin mostranın kenarlarından ya da ortasından derlenmiş olması ya da var olan bir çatlak veya alterasyon zonundan uzak olması gibi durumlardan bağımsızdır. Mineral kimyası çalışmaları da bu gözlemi denetlemektedir. Lösit olduğu düşünülen kristallerden nokta bazında yapılan çok sayıda EMP analizinde potasyum içeriklerinin %1'in altında olduğu ortaya çıkmıştır. Bu kristallerden element haritaları hazırlanmış ve kristallerin bazılarının kenarları hariç potasyum içermedikleri tespit edilmiştir (Şekil 2.26). Bu tür lösit separatları üzerinde yapılan XRD analizleri, ışınsal büyümüş reaksiyon halkalarının K-feldispat ile temsil edildiğini ortaya koymuştur. Analsimlerin kenarları boyunca gelişmiş olan K-feldispat bileşimindeki reaksiyon halkaları, genellikle K-feldispatın hamur fazında yaygın olduğu örneklerde gözlenmektedir.

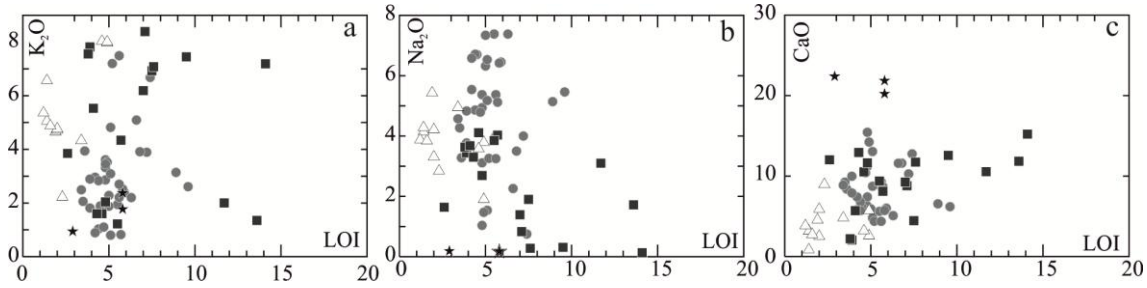
ÜKVT lösitli kayalarında, mineral kimyası çalışmalarında ölçülen tüm lösitlerin düşük potasyum içerikleri nedeni ile analsim olduğu sonucuna varılmıştır. Bu durum analsimlerin ÜKVT kayalarında magmatik olabileceği ihtimalini kuvvetlendirmektedir. Ancak örneklerin LOI değerlerinin yüksek oluşu ve magmatik analsime eşlik etmesi beklenen sulu mineral fazlarının görülmeyişi magmatik analsim ihtimaline tezat oluşturmaktadır. Bu nedenle örneklerin bazılarından analsimler ayrılmış ve bunlar

üzerinde oksijen izotop analizleri yapılmıştır. Ölçülen $\delta^{18}O_{SMOW}$ değerleri 11.3-14.4% arasında değişmektedir ve magmatik feldispatlarla benzer biçimde, ilksel analsimler için ($\delta^{18}O_{SMOW}$: 6-8%) beklenen değerlerden daha yüksektir (Luhr ve Kyser, 1989). Kapanım halde taze lösitlerin bulgusu ve ayrılmış fenokristaller ile mikrofenokristallerde $\delta^{18}O_{SMOW}$ değerlerinin yüksek olması, ÜKVT kayalarında analsimlerin, ilksel lösitlerin dönüşmesi sonucunda oluşmuş ikincil mineraller olduklarının en önemli kanıtıdır.

Lösit mineralinin ÜKVT kayalarındaki yüzde bolluğu dikkate alındığında, lösit analsim dönüşümünün kayaların kimyasında önemli bir etkisi olacağı açıktır. Lösit $KAlSi_2O_6$ formülüyle tanımlanan bir feldispatoid mineralidir ve genel itibarıyla %21.5 K_2O, %23.5 Al_2O_3 ile %55 SiO_2 içerir. Potasyum ile Na arasında yer değiştirme ise oldukça sınırlı oranda meydana gelir (Klein vd., 1993). Analsim ise $NaAlSi_2O_6H_2O$ formülüyle tanımlanan bir zeolit minerali olup bileşimi fazla değişkenlik göstermez. Genellikle %14.1 Na_2O, %23.2 Al_2O_3, %54.5 SiO_2 ve %8.2 oranında H_2O içerir (Klein vd., 1993). Analsim kristal kafesindeki Na az miktarda Ca ve K ile yer değiştirebilir ancak lösitlerde olduğu gibi katyonlar arası yer değiştirme ihmal edilebilir orandadır. Bu durumda lösitten analsim dönüşümü, kristalden K göçü ve potasyum yerine Na'un kafese yerleşimi süreçlerine neden olur. Kristal bazında meydana gelen bu K-Na değişimi, kayaç ölçeğinde de aynen meydana gelir. Dolayısıyla, lösit–analsim dönüşümünün gerçekleştiği kayalarda (eğer potasyum yıkanıp sistemden uzaklaştırıldıysa) önemli mertebede K kaybı ve buna koşut olarak Na kazanımının olacağı da açıktır. ÜKVT kayalarında analsimleşme meteorik suların etkisiyle meydana gelmiş olabilir. Bu derecede yoğun bir dönüşüm, modal mineralojik bileşimleri bakımından lösit zengin olan kayaların, ultrapotasik tanımının gereğini karşılayamayacak derecede potasyum (%0.82-7.49) açısından fakir ve sodyum açısından zengin olmasını açıklamaktadır. Analsimleşme, mineralojik olarak ultrapotasik bileşimli kayalarla benzer olmalarına rağmen, kimyasal özellikleri bakımından değerlendirildiklerinde kayaların, ultrapotasik sınıflamasının dışında kalmasına neden olmaktadır. Analsimleşmenin kaya sınıflamasında sebep verdiği çeşitli zorluklar pekçok çalışmada anılmış (Parker, 1978; Gupta ve Yagi, 1980; Sgarbi vd., 2000; Prelevic, 2004; Conticelli vd., 2010) olup daha ayrıntılı bilgi için okuyucunun bu referanslara başvurması önerilir.

Örneklerde gözlenen Na_2O ve K_2O arasındaki negatif eşleşme, başta analsimleşme olmak üzere alterasyon süreçlerinin sonucunda meydana gelmiştir (Şekil 3.1a-b). Bu süreçler Prelevic vd. (2004) analsimleşmenin etkisine ilişkin olarak öne sürdüğü gibi, ÜKVT lösitli kayalarında Cs, Ba, Rb gibi iz elementlerde zenginleşmeye sebep olmuştur. Prelevic vd. (2004) ayrıca analsimleşmenin $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop değerlerinde artışa neden olduğunu savunmaktadırlar.

Lamprofirik türdeki (K_2O: %1.22-8.39) çoğunlukla lösit bulundurmayan kayaçlarda ise alkali değişimini kontrol eden başlıca etken, ikincil karbonat minerallerinin oluşumu ve amfibollerin opak minerallere dönüşümüdür. Bu durum, kayaçların ateşte kayıp değerleri (LOI) ile % CaO değerleri arasındaki pozitif eşleşme (korelasyon) ile belirgindir (Şekil 3.1c).



Şekil 3.1 : Birden ÜKVT lösitli, lamprofirik, trakitik örnekleri ile ksenolitlerinin ateşte kayıp değerlerine (LOI) karşılık çeşitli element oksit değerlerinin değişimi (Açıklamalar metin içerisinde verilmektedir).

Alkali değişimleri ve LIL elementlerce zenginleşme olayları kenara bırakıldığında, tüm alterasyon olaylarına rağmen ÜKVT kayalarının HFS element içerikleri, bu magmatizmanın kaynak alanı ve kaynak alanın kısmi ergime ürünlerinin kristallenme süreçlerine ilişkin önem arz eden, kaliteli bilgiyi yeter derecede karşılamaktadır.

3.2 Magma Farklılaşma Süreçleri

Bu başlık altında ÜKVT ultrapotasik kayalarında lösitli, lamprofirik ve trakitik litolojilerin gelişimini sağlayan süreçler ele alınacaktır.

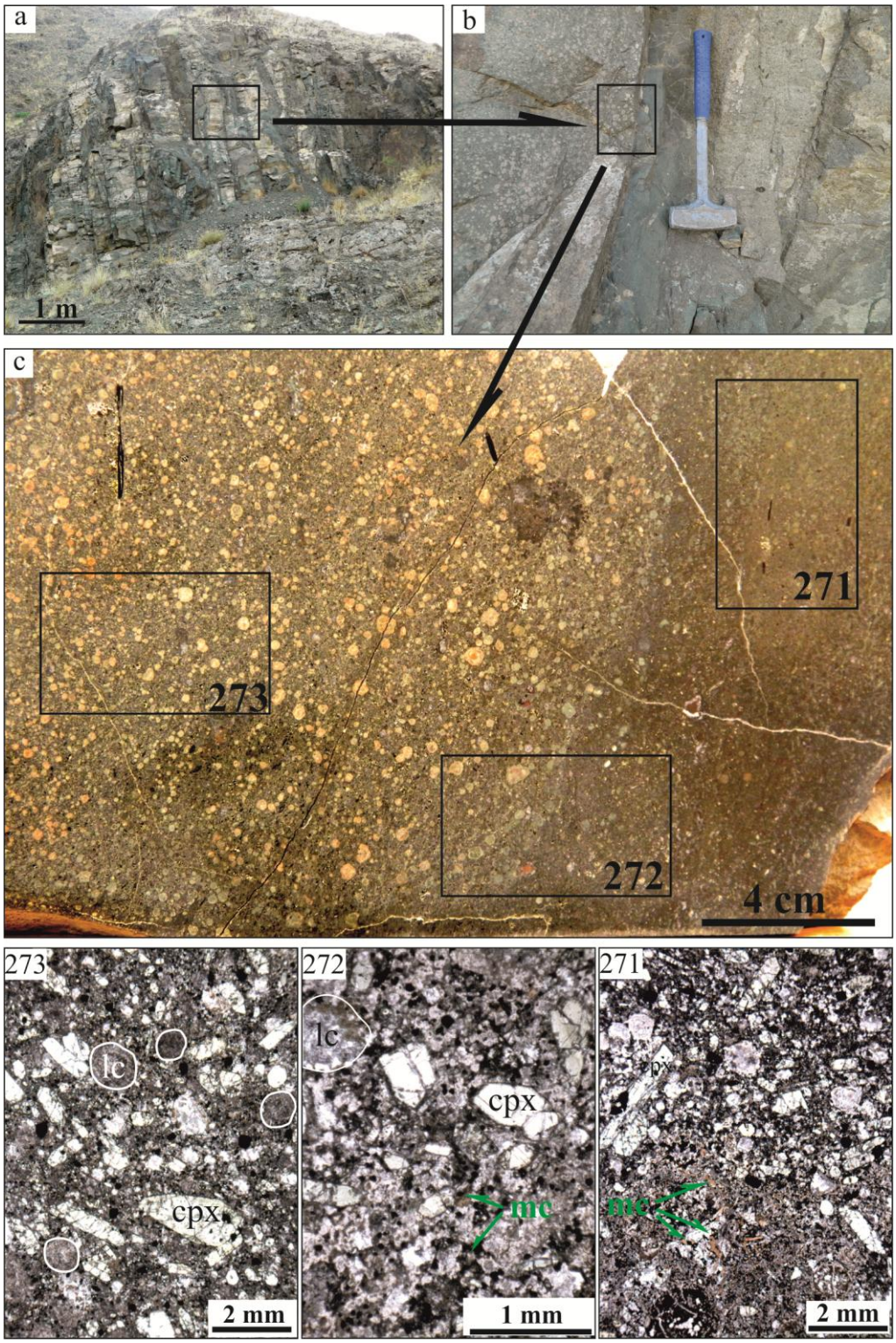
3.2.1 Heteromorfizma

Heteromorfizma terimi neredeyse aynı kimyasal bileşime sahip ancak farklı mineral toplulukları kristallendirmiş petrolojik süreçleri tanımlamaktadır (Bates ve Jackson, 1980). Ultrapotasik magmalar, başta yüzeylenme hızlarındaki değişikliklerden kaynaklı uçucu bileşen içeriklerinin farklılaşması ve bu esnada gerçekleşen kristallenme/katılaşma süreçlerinden dolayı denge haline ulaşamamış reaksiyon ürünleriyle temsil edilebilirler (Laughlin vd., 1986; Yoder, 1986). Bu durum aynı bileşimli magma(lar)dan farklı mineral toplulukları gelişimine neden olur. Bu nedenle "*Heteromorfizma*" prosesi neredeyse aynı kimyasal bileşimde fakat tamamen farklı mineral parajenezleri ile temsil edilen kaya topluluklarının gelişimine sebep olmaktadır.

Heteromorfizma prosesi sırasında meydana gelen reaksiyonlar (*Heteromorfik reaksiyonlar*) sonucunda mineralojik ve petrolojik çeşitliliklerin ortaya çıkması farklı sınıflama şekillerinin doğmasına ve dolayısıyla ultrapotasik kayaçların sınıflanmasında karmaşaya neden olmuştur. Bu durum pek çok çalışmada vurgulanmıştır (Gupta ve Yagi, 1980; Foley, 1987; Rock, 1987; Mitchell ve Bergman, 1991).

Ultrapotasik kayalarda yersel olan, yani mostra ölçeğinde gözlenmiş pekçok heteromorfik reaksiyon tanımlanmıştır (Rock, 1991). Bu durumun en bilinen örneği Wyoming, Leucite Hill'de tespit edilen, santimetre ölçeğinde tekrarlanan *lösit-flogopit lamproit* ve *sanidin-flogopit lamproit* litolojilerinden meydana gelen lav akma birimidir (Carmichael, 1967; Kuehner vd., 1981; Gunter vd., 1990). Her iki litolojinin kimyasal bileşimi, su içerikleri dışında tamamen aynıdır (Kuehner vd., 1981; Gunter vd., 1990).

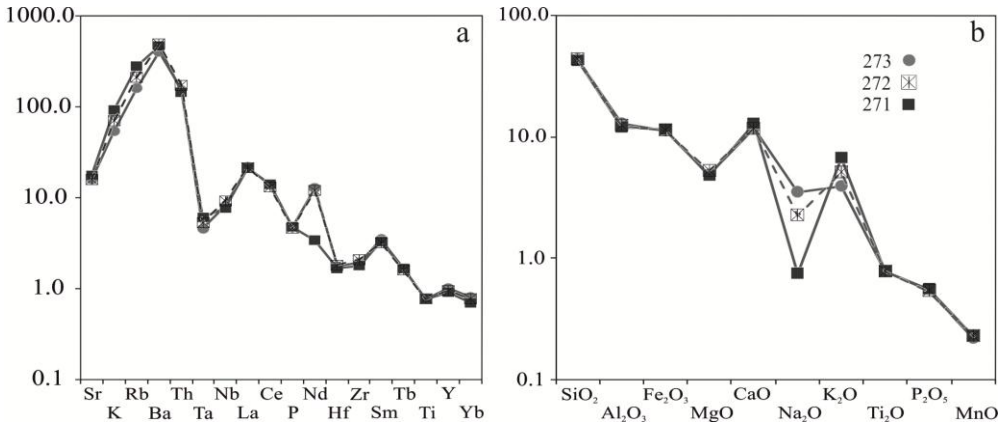
ÜKVT'na ait ultrapotasik kayaları da yukarıda tanımlanan duruma uygun olarak, tamamen benzer ana ve iz element içeriklerine rağmen (Şekil 2.39), farklı mineralojik ve petrografik özellikler sergilemektedir. Kimyasal bileşimlerine göre gruplanamayan ÜKVT ultrapotasik magmatik kayaları, lösit ve flogopit mineralleri



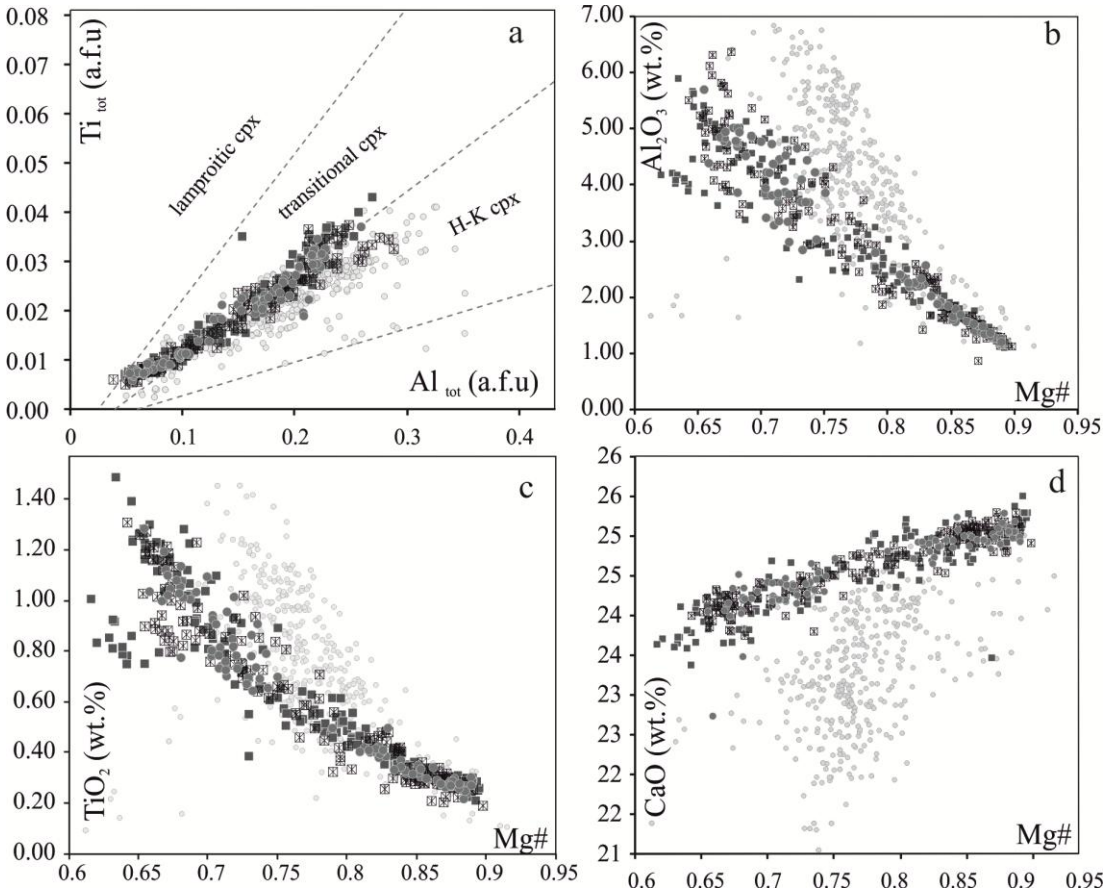
Şekil 3.2 : Kalecik Bölgesi dayk karmaşıklarında heteromorfik reaksiyon bulgusuna ilişkin mostra, el örneği ve ince kesit ölçeğinde fotoğraflar: a) dayk karmaşıklarının mostra bazında genel görünümleri, b) lösitli ve lamprofirik daykların sınırı, c) lösitli (273), lamprofirik (271) ve geçiş (272) litolojilerinin el örneğinde genel görünümleri ile litolojik üyeleri temsil eden kesimlerden hazırlanmış ince kesitlerin 4x büyütmede tek nikol görünümleri (cpx: klinopiroksen, lc: lösit, mc: mika).

barındırmaları esas alınarak lösitli ve lamprofirik ultrapotasik kayalar olarak tanımlanmışlardır. Ritman'ın (1973) "farklı fiziksel koşullar altında kristallendiklerinden farklı mineral parajenezlerinin geliştiği aynı magmanın ürünleri, birbirinin heteromorfiğidir" tanımından yola çıkılarak ÜKVT'nun lösitli ve lamprofirik kayalarının heteromorfizma ürünleri oldukları sonucuna varılmıştır.

ÜKVT ultrapotasik kayaları için Heteromorfizma'nın en önemli kanıtı, Kalecik bölgesindeki dayk karmaşıklarında gözlenir (Şekil 3.2a, b). Burada, lamprofirik ve lösitli kayaların oluşturduğu dayk karmaşıklarının pek çoğunda, iki litolojinin arasında keskin sınırlar olmaması, aksine çökel kayalarda gözlendiği gibi geçişlerin varlığı, kanıtlardan biridir. Bu alanda lösitli kayalar *lösit + klinopiroksen ± K-feldispat* ve lamprofirik kayalar da *flogopit + klinopiroksen ± K-feldispat* mineralojik bileşimleri ile temsil edilirler. Mostra bazında birbirleriyle keskin sınırlar sunmayan dayklar incelendiğinde şu durum görülmektedir; Lösitli kaya daykının merkezinden kenarına doğru, lösit boyutları incelmekte ve bolluğu da giderek azalmaktadır. Bununla paralel olarak, ince taneli (~0.5 mm) flogopit türü mikalar bileşime girmektedir. Lamprofirik kaya daykının sınırlarından itibaren ise lösit tümüyle kaybolmakta ve flogopit kristallerinin boyutları da giderek irileşmektedir (Şekil 3.2c). Mostra bazında, makro örneklerde gözlenebilen bu durum, mostradan alınmış irice örneklerin parlatılmış dilimlerinde ve her bir zondan hazırlanmış ince kesitlerde de açık ve net bir şekilde izlenir.



Şekil 3.3 : Dayk karmaşıklarından derlenmiş lösitli (273), lamprofirik uç üyeler ile (271) aralarındaki geçişi temsil eden 272 numaralı örneğe ait toplam kaya analiz sonuçlarının karşılaştırılması. a) toplam kaya iz element içeriklerinin, b) toplam kaya ana element oksit içeriklerinin karşılaştırılması.



Şekil 3.4 : Dayk karmaşıklarına ait üç litolojik üyenin klinopiroksenleri üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası analizlerinin sonuçları, klinopiroksenlerde bileşimsel farklılık olmadığını ortaya çıkarmıştır. Gri noktalar GKTV'ye ait münferit dayk, stok ve lavlardan derlenmiş ultrapotasik kaya örneklerinde analiz edilmiş klinopiroksenlere aittir. a) Al tot (a.f.u)-Ti tot (a.f.u) diyagramında klinopiroksenler, potasyum içerikleri bakımında geçiş kayaları olarak tanımlanan bileşime ve yüksek potasyumlu bileşime sahip ergiyiyiklerden kristallenmiş klinopiroksenlerle benzerdirler (Perini ve Conticelli, 2002) b) Mg#'a karşılık $\%Al_2O_3$ diyagramı, c) Mg#'a karşılık $\%TiO_2$ diyagramı, d) Mg#'a karşılık CaO diyagramı.

Yukarıda özellikleri verilen daykların merkez litolojilerini temsil eden lösitli ve lamprofirik uç üyeler ile sınırı temsil eden geçiş zonundan (ince kesitlerin alındığı kesimler üzerinde) toplam kaya ana ve iz element analizleri yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar çoklu element değişim diyagramları şeklinde birlikte gösterilmiştir (Şekil 3.3). Bu diyagramlara göre geniş iyon yarıçaplı elementlerde çok az, Nd elementi ise daha bariz olmak üzere gözlenen farklılıklar dışında üç litolojik unsurun da benzer izler oluşturdukları gözlenir. Ana element oksit içerikleri baz alındığında ise yalnızca K_2O ve Na_2O farklılığı tespit edilmiştir. 271 nolu lamprofirik uç üye analsimleşmiş lösit içermediğinden diğer iki litolojiye oranla Na_2O bakımından fakirdir (Şekil 3.3b). Lantanid grubuna dahil bir element olan Nd, lamproitik ergiyiklerde

hesaplanmış deneysel sonuçlara göre flogopit ile oldukça uyumsuz davranmaktadır (<0.0002; Schmidt vd., 1999). Dolayısıyla 271 nolu örnekte Nd'nin daha az zenginleşmiş olması muhtemelen flogopitten kaynaklanmaktadır. Bunun yanında Nd elementinin, bazik ergiyiklerde magnetite katılımının çok yüksektir. Dolayısıyla Nd elementinde gözlenen farklılık, iki uç üyenin farklı magnetit içeriklerine de atfedilebilir.

Tüm bunlara ek olarak lösitli ve lamprofirik kayaların birbirlerinin heteromorfikleri olduğu hipotezinin, kayalardaki alterasyonun etkisi nedeniyle ortaya çıkmış bir yanılsama olabileceği ihtimali üzerine, üç litolojik unsur için ortak mafik faz olan klinopiroksen mineralleri üzerinde ayrıntılı mineral kimyası analizleri yapılarak olası kökensel farklılıkların tespiti yoluna gidilmiştir. Dayk karmaşıklarına ait klinopiroksenler litolojik üyelere bağlı olarak herhangi bir kimyasal değişiklik göstermemektedir ve Al tot (a.f.u)-Ti tot (a.f.u) diyagramında, ÜKVT ultrapotasik kayalarından analiz edilmiş tüm diğer münferit dayk, stok ve lav akıntılarından analiz edilmiş klinopiroksenler de aynı alana izdüşerler (Şekil 3.4a). Buna rağmen Mg# değerlerine karşılık hazırlanan çeşitli element oksit diyagramlarında, dayk karmaşıklarına ait klinopiroksenlerin farklı trendler sergiledikleri görülür (Şekil 3.4b, c, d). Aynı örneklerde mineral kimyası yanında iz element analizleri de yapılmış, klinopiroksenlerin iz elementleri açısından da herhangi bir farklılık sergilemedikleri ortaya konmuştur. İz element içeriklerine ait sonuçlar "*Mineral Kimyası*" bölümünde ayrıntılı olarak tanıtılmıştı (Bkz. Şekil 2.7). Bu durum kompozit daykların gelişimleri sürecinde ultrapotasik ergiyiklerin farklı kristallenme süreçlerinden geçtiğine güçlü bir kanıt oluşturmaktadır.

Yukarıdaki paragraflarda anlatıldığı üzere, lamprofirik kayalarda lösit bulunmaması, buna rağmen flogopitin ortaya çıkması, kristallenmeye bağlı katılaşma sürecinde uçucu bileşen içeriğinde meydana gelen değişiklik tarafından kontrol ediliyor olmalıdır. Uçucu bileşen içeriği farklılığının mineral bileşiminde yaratacağı değişiklikler Barton ve Hamilton'un (1979) deneysel çalışmaları ile ortaya konan aşağıdaki reaksiyon ile özetlenebilir:

$$3 \text{ olivin} + 3 \text{ lösit} + 2\ H_2O = 2 \text{ flogopit} + \text{K-feldispat}$$

Buna göre yüksek su içeriği söz konusu olduğunda, kristallenmiş olan ve kristallenmeye devam eden lösit ve olivin, flogopit ve K-feldispat oluşturmak üzere

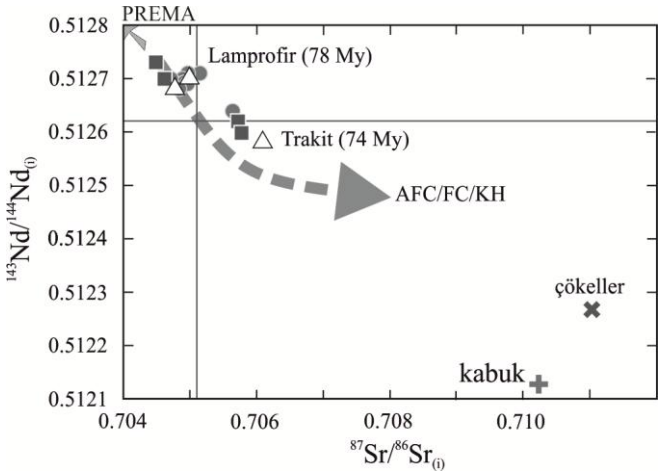
duraylılıklarını kaybedecektir. Bu reaksiyonun ÜKVT lösitli ve lamprofirik kayalarının oluşumunu denetlemiş olabileceğine ilişkin önemli bir kanıt, kayaların dokusal özellikleri üzerindeki gözlemlere dayanmaktadır. Lösitli kayalara ait örneklerin pek çoğundan hamurun son evrede kristallenmiş/kristallenememiş olan K-feldispattan oluştuğu gözlenir. Reaksiyon denge haline ulaşmadan sonlandığından ve tersinir olabildiğinden dolayı K-feldispat hem lösitli hem de lamprofirik litolojilerde gözlenebilmektedir. Fakat yine de uçucular açısından daha zengin olan lamprofirlerde, K-Feldispatların flogopit ile birlikte kristallendikleri, özellikle bazı lösit kristallerinin kenarları boyunca reaksiyon halkalarının (Şekil 2.26) ortaya çıkmış olması nedeniyle daha makuldur.

3.2.2 Fraksiyonel Kristallenme ve Asimilasyon Süreçleri

Fraksiyonel kristallenme (FC) ve eşlik eden asimilasyon (AFC), yakınlaşan levha sınırlarına özgü ultrapotasik magmaların farklılaşmasında etkin olabilen süreçlerdir (örn., Hildreth ve Moorbath, 1988). Eşkökenli kayalarda, SiO_2 zenginleşmesi, MgO tüketilmesi ile Sr-Nd-Pb izotoplarında saptanan çeşitlilikler, magmanın katılaşması esnasında AFC işlemlerinin etkili olduğunun kanıtı olarak yorumlanmaktadır (Wilson, 1989 ve oradaki referanslar).

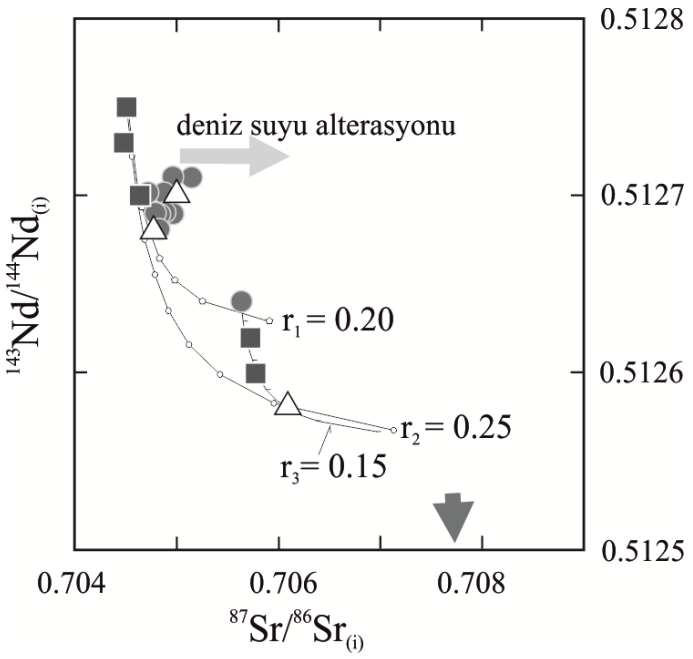
Tüm kaya ana ve iz element içerikleri bakımından benzer özellikler taşıyan ÜKVT'na ait lösitli ve lamprofirik kayaların farklılaşmasında yukarıdaki paragraflarda açıklandığı üzere heteromorfik süreçler etkendir. Ancak MgO ve SiO_2 değerleri esas alındığında, ÜKVT içindeki lösitli kayalar, lamprofirler ve trakitler arasında en evrimleşmiş olan ergiyiklerin trakitik seri ile temsil edildiği anlaşılmaktadır. Bu evrimleşmiş trakitlerin gelişiminde FC/AFC süreçleri etkin olmuş olmalıdır. Bu varsayımı bölgesel jeolojik gözlemler destekler niteliktedir. Trakitik kayaların yüzlek verdiği Amasya ve Tosya bölgelerinde, ÜKVT'na temel vazifesi üstlenen birimler, sedimenter melanj ve çoğunlukla metamorfiklerden oluşmaktadır. Özellikle Tosya civarında trakitik kayalar metamorfik birimleri keserek içlerine yerleşirler ve bu mostralardan örneklenen numunelerden yapılan analizler, trakitlerin kuvars-normatif bileşimli olduğunu gösterir. Kalecik'te ise lösitli ve lamprofirik kayaların birincil dokanak ilişkisi sergiledikleri alanlarda onlara temel vazifesi üstlenen birimler Ankara Ofiyolitik Melanjı'na aittir ve kristallenme süreçine eşlik ederek asimilasyona neden olabilecek kıtasal malzeme gözlenmemektedir. Bölgesel jeoloji

kaynaklı bu çıkarım, kayaların izotop analiz sonuçlarına ilişkin bulgular ile de desteklenmektedir. Amasya ve Tosya yöresi ultrapotasik kayaları, diğer bölgelerdekilerden farklı olarak daha yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ ve daha düşük $^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ değerleri ile temsil edilirler (Şekil 3.5).



Şekil 3.5 : ÜKVT lösitli, lamprofirik ve trakititk kayalarının $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ ve $^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ değişim diyagramı. 78 My yaşlı lamprofir (11-KT-01B; Kalecik yöresi) en primitif, en genç 74 My yaşlı trakit (11-TS-13; Tosya yöresi) ise en evrimleşmiş örneği temsil etmektedir. Kesikli çizgi ile gösterilen ok, ilksel bileşimden itibaren muhtemel fraksiyonel kristallenme (FC) ile eşlik eden kabuk katkısı (AFC) süreçleri ile ergiyik bileşiminin değişmini ifade etmektedir (KH: kaynak heterojenliği, PREMA [primitif manto]: Rollison, 1993; ortalama çökel bileşimi: Ben Othman vd., 1989; ortalama Orta Pontid kabuk bileşimi: Nzegge vd., 2006).

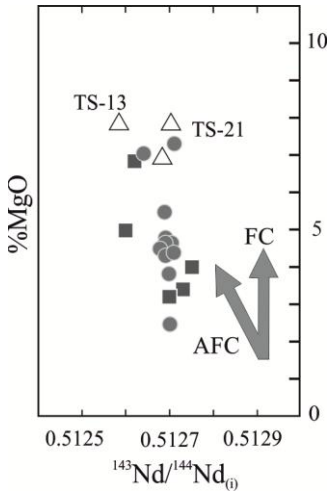
ÜKVT ultrapotasik kayalarının sergiledikleri izotop çeşitliliklerinin ortaya çıkmasında ve en evrimleşmiş ergiyiklerden oluştukları düşünülen trakitik kayalarının gelişiminde fraksiyonel kristallenmeye eşlik eden asimilasyon olaylarının etkin olup olmadığının test edilmesi amacıyla petrolojik modellemelere başvurulmuştur. Kalecik bölgesine ait en primitif örnek (11-KT-01B), farklılaşma süreçlerinden en az etkilenmiş olduğundan, ilksel ultrapotasik ergiyikleri temsil edeceği düşünülerek başlangıç bileşimi olarak kabul edilmiştir. DePaolo (1981)'nun AFC eşitliği kullanılarak yapılan hesaplamalarda, ilksel ergiyik bileşiminden itibaren farklı mineral parajenezlerinin kristallenmesi ve eşlik eden asimilasyon süreçlerinde ergiyik bileşiminin hipotetik değişimi saptanmıştır. Hesaplamalarda, kristallendiği varsayılan her bir mineral için uygun olan katılım katsayıları (Kd), GERM veritabanından seçilmiş ve kirletici olarak Orta Pontid temel kayaları seçilmiştir (Nzegge vd., 2006; örnek no: DLG-84). Model değişkenleri, ilgili şekil altyazılarında verilmektedir.



Şekil 3.6 : $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ ve $^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ diyagramında, ÜKVT örneklerinin AFC modellemeleri. Kirletici katkısı r ile gösterilmiştir. Kristallenme %100'de sonlanmaktadır. Kristallanmesi mümkün mineraller için katılım katsayıları GERM veritabanından alınmıştır. r_1 için D_S=1.53 ile D_{Nd}=0.039, trakit bileşimine uygun mineral parajenezlerinin kurgulandığı r_2 ve r_3 için ise D_{Sr}=1.6 ve D_{Nd}=0.37 değerlerinde tercih edilerek hipotetik ergiyik bileşimi eğrileri hesaplanmıştır (asimilant değerleri: C_{Sr}= 140.8 ve C_{Nd}= 17.4; Nzegge vd., 2006).

AFC modellemelerinden elde edilen sonuçlar, en az %15-20'lik kirletici katkısı ile ÜKVT ultrapotasik kayalarının $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ ve $^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ izotoplarındaki değişimlerin açıklanabileceğini ortaya koyar (Şekil 3.6). Yani, bu izotoplar açısından ilksel olarak tanımlanan örnekten itibaren, en evrimleşmiş olan örneklerin izotop değerlerini kristallenmeye eşlik eden kabuk katkısı ile elde etmek mümkün görünmektedir. Ancak $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$-$^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ diyagramında gözlenen iki grup da lösitli, lamprofirik ve trakitik kayaların hepsini birlikte bulundurduğundan, yani ergiyiğin izotopik zenginleşmesi, kristallendirdiği litolojilerden farklı olduğundan ve modelde kullanılan kirletici oranının yüksek olmasından dolayı, AFC ilksel pirimitif ultrapotasik ergiyiklerden itibaren trakitik kayaların oluşumuna neden olan bir süreç olarak tanımlanamaz. Ancak, Amasya'ya ait en primitif, nefelin normatif lösitit örneğinden itibaren en evrimleşmiş, kuvars normatif trakit örneğine doğru örnekler muhtemel bir eğilim çizgisi boyunca dizilmektedir. Bununla birlikte, %MgO'e karşılık $^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ diyagramında örneklerin, hem FC hem de AFC süreçlerini temsil eden eğilim çizgilerine uygun dağıldığı gözlenir (Şekil 3.7). Fraksiyonel

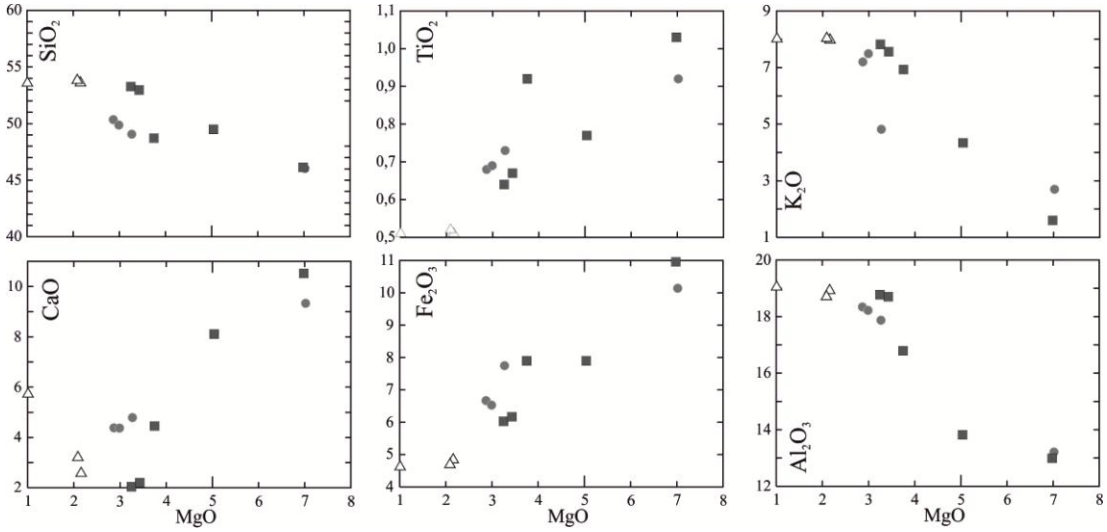
kristallenme süreçlerinde artan ana/iz element değerleri karşısında izotop değerlerinin sabit kalması beklendiğinden, %MgO'e karşılık $^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ diyagramında, 11-TS-13 örneğinden dolayı ortaya çıkan pozitif trend, bu örneğin AFC ile gelişimini açıklar. Ancak 11-TS-21 nolu MgO açısından en fakir örnek ise en primitif lösitit örneği ile aynı $^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ değerine sahip olduğundan, bu trakitik örneğin gelişiminde AFC süreçlerinin etkin olmadığı, FC süreçlerinin farklılaşmayı sağladığı şeklinde yorumlanmalıdır.



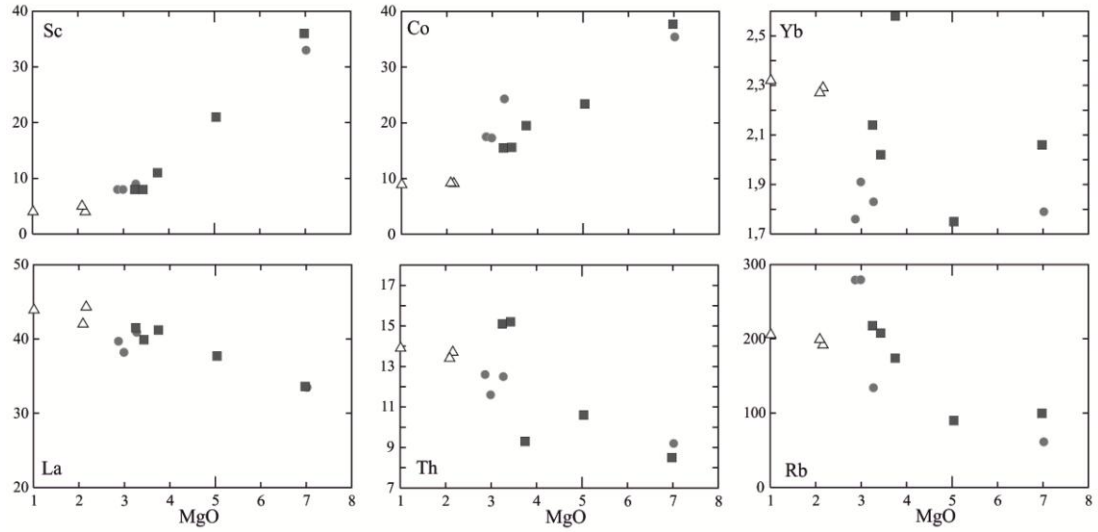
Şekil 3.7 : ÜKVT ultrapotasik örneklerinin % MgO'e karşılık $^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ değişim diyagramları. Ergiyik bileşiminin bu element oksit ve izotop seçkisinde FC ve AFC süreçlerine bağlı ile olası değişimi oklarla gösterilmiştir.

Kristallenme süreçlerinin anlaşılabilmesi adına, ikinci adım, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$-$^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ izotopları açısından evrimleşmiş olan gruba ait örneklerin kristallenme süreçlerinin modellenmesidir. Bu grup Amasya ve Tosya'ya ait lösitli, lamprofirik ve trakitik kayaları içermektedir. İzotop analizi yapılan örnek sayısının kısıtlı olması, farklılaşma süreçlerinin eksik yorumlanmasına yol açabilir. Bundan dolayı ana-iz element değişim diyagramlarından elde edilen bulgular doğrultusunda, iz element modellemesi yoluna başvurulmuştur. Örneğin Amasya bölgesi için hazırlanan %MgO'e karşılık ana ve iz element değişim diyagramlarında, trakitler belirgin biçimde kristallenmenin son evre ürünlerini temsil eder (Şekil 3.8 ve Şekil 3.9).

Modelleme sonuçları Amasya Bölgesi'ne ait ilksel ergiyikleri temsil eden 11-KT-33A numaralı örnekten itibaren çeşitli oranlarda klinopiroksen, lösit, flogopit, K-feldispat, plajiyoklas bulunduran kayaların kristallenmeye eşlik eden en fazla % 5'lik kabuk katkısı ile oluşabileceğini ortaya koyar (Şekil 3.10).



Şekil 3.8 : Amasya Bölgesi ÜKVT ultrapotasik kayalarında % MgO'e karşılık çeşitli element-oksit değişim diyagramları.

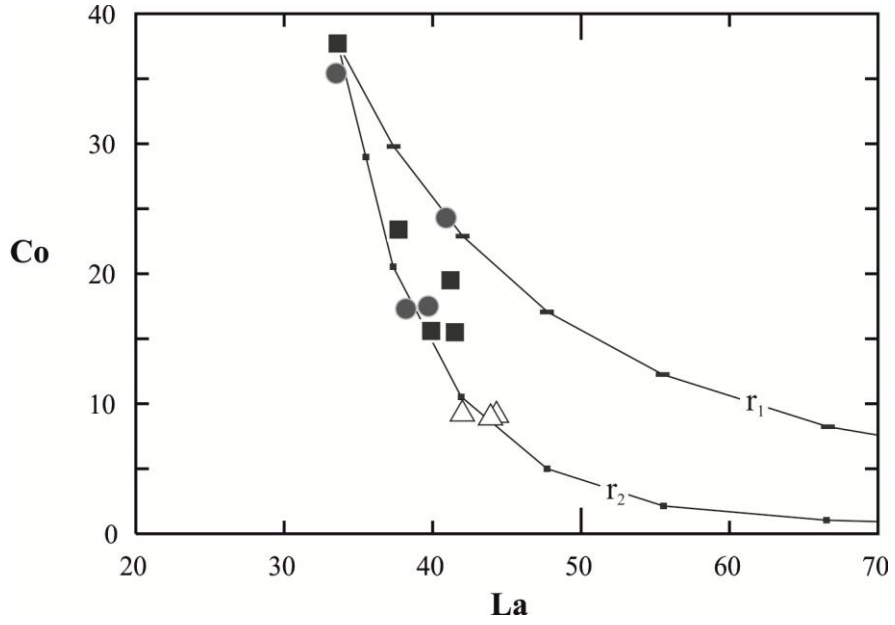


Şekil 3.9 : Amasya Bölgesi ÜKVT ultrapotasik kayalarında % MgO' a karşılık çeşitli element-oksit değişim diyagramları.

Tüm modelleme çalışmalarından ortaya çıkan veri ve sonuçlar özetlenecek olursa:

1. $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$-$^{144}Nd/^{143}Nd_{(i)}$ izotopik çeşitliliği FC ya da AFC süreçlerinden kaynaklanmamakta ve ultrapotasik kayaların kaynak alan özelliğini yansıtmaktadır.

2. Amasya Bölgesi esas alınarak üretilen modeller, trakitlerin ultrapotasik ergiyiklerin kristallenmesi sürecine eşlik eden en fazla %5'lik kabuk katkısı ile oluşabileceğini ortaya koymaktadır.



Şekil 3.10 : Amasya Bölgesi ÜKVT ultrapotasik kayalarında La-Co AFC modellemesi. r_1 ergiyik bileşimi için D_{Co} = 3.22 ile D_{La} = 0.020 değerleri, $cpx_{0.35}$ + $lc_{0.55}$ + $ph_{0.10}$ mineral bileşiminin kristallenme şartlarına göre hesaplanmıştır. r_2 ergiyik bileşimini temsil eden eğri ise $cpx_{0.25}$ + $am_{0.05}$ + $ph_{0.25}$ + $kf_{0.4}$+ $plg_{0.05}$ parejenezinin kristallendiği varsayılarak oluşturulmuştur (D_{Co} = 6.83 ve D_{La} = 0.022). Tüm mineraller için katılım katsayıları GERM veritabanından derlenmiştir ve r_1 ve r_2 için Orta Pontid temel kayalarının katkısı %1 olarak seçilmiştir (C_{Co}= 3.3 ve C_{La}= 51; Nzegge vd., 2006). Başlangıç bileşimi olarak seçilen 11-KT-33A nolu örnek için La = 33.6 ppm ve Co = 37.3 ppm' dir.

3.3 Oksijen İzotop Bulgularının Değerlendirilmesi

ÜKVT lösitli ve lamprofirik kayalarından ayrılmış klinopiroksenler üzerinde yapılan analizler, klinopiroksenlerin $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin 2.4-5‰ arasında olduğunu ortaya koymuştur (bkz. Ek 2). Roman Bölgesi başta olmak üzere çeşitli bölgelerden derlenmiş ultrapotasik kayalara ait klinopiroksenler için $\delta^{18}O_{smow}$ izotop değerleri (5.5-9.4‰) normal manto değerlerine (5.6‰) göre daha yüksek olduğundan (Barnekov, 2000; Dallai vd., 2004; Eiler vd., 2005), bu çalışmadan elde edilen $\delta^{18}O_{smow}$ izotop bulgularının beklenmedik derecede düşük olduğu açıktır. Lamprofirik kayalarda klinopiroksenlere eşlik eden flogopitlerin ise klinopiroksenlerden daha yüksek ancak yine literatürden bilinenden çok daha düşük değerlerle temsil edildiği saptanmıştır. Barnekov'un (2000) Roman Bölgesi ultrapotasik kayalarını konu alan doktora çalışmasında flogopitik türde mikaların $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin 5-7‰ aralığında olduğu belirtilmektedir.

ÜKVT ultrapotasik kayalarında klinopiroksen ve mikaların yanında petrografik incelemeler ile lösit olduğu düşünülen fakat sonrasında EMPA çalışmalarıyla analsim olduğu belirlenen minerallerde de $\delta^{18}O_{smow}$ analizleri yapılmıştır (Bkz. Bölüm 3.1). Luhr ve Kyser (1989)'in magmatik analsim mineralleri için önerdiği değerler $\delta^{18}O_{smow}$: 6-8‰ civarındadır. Bundan dolayı analizlerden elde edilen yüksek $\delta^{18}O_{smow}$ (11.3-14.4‰) değerlerinin, literatürden bilindiği üzere lösit-analsim dönüşümüne bağlı olarak ortaya çıktığı sonucuna varılmıştır (Karlsson ve Clayton, 1991; Prelevic vd., 2004).

ÜKVT ultrapotasik kayalarına ait klinopiroksenlerde gözlendiği gibi düşük $\delta^{18}O_{smow}$ izotop değerleri ile temsil edilen olivin ve klinopiroksen bulguları nadir olmakla birlikte, dünya genelinde, çeşitli tektonik ortamlarda meydana gelen volkanizma ürünlerinde benzer değerler saptanmıştır. Manto sorgucu (plume) etkisiyle oluşan İzlanda ve Hawaii lavları ile Nikaragua yay volkanikleri bunlara örnek gösterilebilir (Bindemen vd., 2008; Gregory ve Taylor, 1981; Eiler vd., 2005). Literatürde, manto değerlerinden daha düşük $\delta^{18}O$ değerlerinin ortaya çıkmasına üç farklı sürecin neden olabileceği vurgulamaktadır: 1) hidrotermal alterasyon ve/veya meteorik suların etkisi (yüksek sıcaklık), 2) aşırı düşük $\delta^{18}O$ değerlerine sahip litosferik bir gerecin asimilasyonu 3) dalan levha (slab) kaynaklı akışkan ve ergiyiklerinin katılımı/metasomatizma (Eiler vd., 1996; Lassiter ve Hauri, 1998; Gregory ve Taylor, 1981).

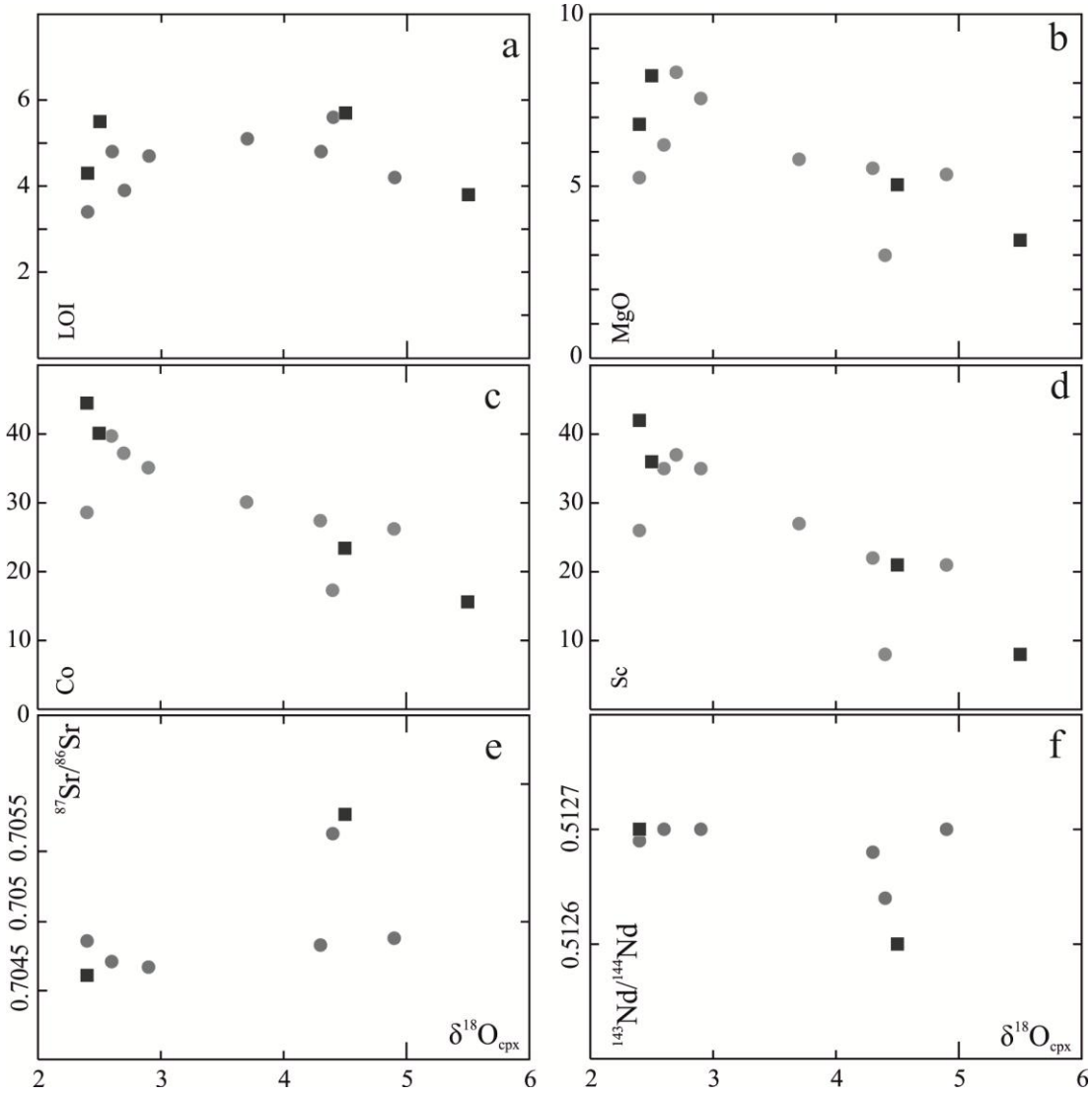
Aşağıdaki paragraflarda ÜKVT kayalarına ait klinopiroksenlerde aşırı düşük$\delta^{18}O_{smow}$ izotop değerlerinin ortaya çıkışında bahsedilen süreçlerin etkisi sırasıyla tartışılacaktır.

Hidrotermal alterasyon ve meteorik suların etkisi genelde $\delta^{18}O_{smow}$ izotop değerlerinin düşmesine neden olmaktadır (Bindeman, 2008; Gregory ve Taylor, 1981). ÜKVT'nun sığ denizel bir istif olması ve yaşı göz önünde bulundurulduğunda, ultrapotasik kayaların maruz kalmış olabilecekleri alterasyon süreçlerinin yoğunluk ve çeşitliliği ihtimalleri dahilinde, minerallerde $\delta^{18}O_{smow}$ izotop değerlerinin düşük olması muhtemeldir. Önceki çalışmalar düşük sıcaklık hidrotermal akışkanlarının $\delta^{18}O$ tüketimine neden olduğunu ortaya koymuştur. Bu durumun en önemli kanıtı okyanusal kabuğa ait farklı litolojilerden elde edilen veridir. Buna göre üst okyanusal kabuğu temsil eden yastık yapılı bazaltlar genellikle 9.2-12.6‰ aralığında değişen $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerine sahipken, yüksek sıcaklık hidrotermal akışkanlarına maruz

kalan okyanusal orta ve alt kabuğu oluşturan gabroyik kayalarda bu değerler 3.5 $‰_o$'e kadar düşmektedir (Muehlenbachs ve Clayton, 1972; Gray et al., 1976; James, 1981; Lassiter ve Hauri, 1998). ÜKVT lösitli kayalarında, lösitlerin tümden analsimleşmesi ve özellikle Osmancık civarındaki mostralarında lösitli kayaların bol miktarda pirit ve hematit türü ikincil mineraller bulunduruyor olması alterasyon süreçlerinin direk kanıtıdır. Ancak burada önemli olan nokta alterasyon süreçlerinin ikincil analsimlerde $\delta^{18}O$ tüketimine değil, aksine $\delta^{18}O$ zenginleşmesine neden olduğudur. Lösitli kayalarda ayrılmış kristaller üzerinde yapılan analizler, analsimlerin $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin 11.3-13.9$‰_o$ olduğunu ortaya koymuş, bu durum analsimlerin ikincil olduğunun en önemli kanıtı olarak yorumlanmıştı (Bkz. Bölüm 3.1). Ancak analsimlerde $\delta^{18}O_{smow}$ zenginleşmesiyle birlikte klinopiroksenlerde $\delta^{18}O$ tüketilmesine neden olacak bir alterasyon süreci mümkün görünmemektedir. Üstelik piroksen alterasyona dirençli bir mineraldir (Gregory ve Taylor, 1981) ve hem petrografik incelemeler hem de EMPA sırasında klinopiroksenlerde herhangi bir alterasyon sürecinin etkin olduğuna dair bulgu elde edilmemiştir. Bunun yanında tüm kaya LOI ile $\delta^{18}O_{cpx}$ (Şekil 3.11 a) değerleri birlikte değerlendirildiğinde herhangi bir korelasyon gözlenmemekte, ancak en yüksek %MgO, Co ve Sc (ppm) değerlerine sahip örneklerin aynı zamanda en düşük $\delta^{18}O_{cpx}$ değerleri ile temsil edildiği gözlenmektedir (Şekil 3.11b-d). Tüm bu nedenlerden dolayı klinopiroksen ve mikalarda gözlenen düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin alterasyondan kaynaklandığı hipotezi geçersiz kabul edilmiştir.

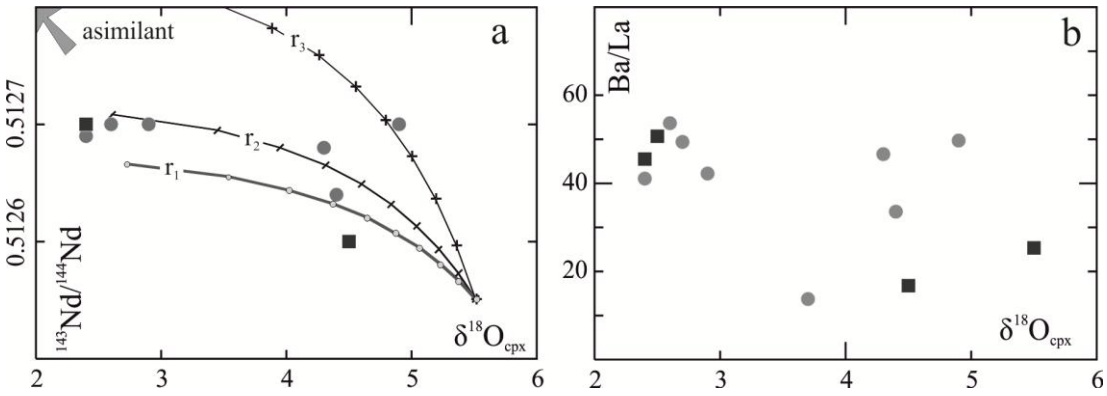
Düşük $\delta^{18}O_{smow}$ ortaya çıkmasına neden olabilecek bir diğer süreç de düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerleriyle temsil edilen gerecin asimilasyonudur. Önceki çalışmacılar sözkonusu düşük değerlerin ortaya çıkması için $\delta^{18}O_{smow}$ bakımından aşırı düşük değerlere sahip bir kaynağın en az %10'luk katkısının gerekliliğini vurgulamaktadır (Taylor, 1980; James, 1981). ÜKVT'na temel vazifesi üstlenen birimlerin Ankara Melanjı ile temsil edildiği Kalecik civarında hem klinopiroksenler hem de mikalar en düşük $\delta^{18}O$ değerlerine sahiptir. Bu gözlem ultrapotasik ergiyiklerin, Ankara Melanjı'na ait olan ve aşırı düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerine sahip olması mümkün olan okyanusal kabuğa ait malzemeyi asimile etmiş olabileceği gerçeğini desteklemektedir. Ayrıca $\delta^{18}O_{cpx}$ ve %MgO, Co ve Sc (ppm) diyagramlarında ortaya çıkan negatif eğilim çizgileri, aşırı düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin ortaya çıkısında kristallenme süreçlerinin etkin olabileceğini düşündürmektedir (Şekil 3.11b-d).

Düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin kıtasal malzemenin asimilasyonu sonucunda ortaya çıktığı hipotezinin sınamak amacıyla $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ ve $\delta^{18}O_{cpx}$ modelleme çalışmaları yapılmıştır. Hatırlatmak gerekir ki, klinopiroksenler ÜKVT ultrapotasik kayalarının en primitif mineralleridir ve ultrapotasik ergiyiklerden ilk önce kristallenen fazı oluştururlar. Genellikle olivin ve piroksenler yüksek sıcaklık fazları olduklarından $\delta^{18}O_{smow}$'in bu mineraller ile ergiyik fazdaki dağılımı eşit kabul edilir ve olivin ile piroksenlerin $\delta^{18}O$ değerleri, kristallendikleri ergiyiklerin $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerini yansıtır (James, 1981). Bundan dolayı tüm kaya $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ ile $\delta^{18}O_{cpx}$ değerleri birlikte kullanılabilir.



Şekil 3.11 : ÜKVT ultrapotasik kayalarında ayrılmış klinopiroksenlerden ölçülen $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin, çeşitli tüm kaya major, iz element ve izotopları ile değişimi. Ayrıntılar metin içerisinde verilmiştir.

Bu modele göre Amasya civarındaki ultrapotasik kayalardan derlenmiş klinopiroksenler manto değerleriyle benzer olduğundan başlangıç bileşimini yansıtıyor olarak kabul edilmiştir. Asimilant olarak Eiler vd. (2005)'nin verisi kullanılmış ve kristallendiği varsayılan mineral toplulukları için sentetik toplam katılım katsayıları (D) tercih edilmiştir. Modellemeye ilişkin parametreler şekil altında verilmektedir. Modelleme sonuçlarına göre ilksel ultrapotasik ergiyiklerin kristallenmeleri sürecinde eşlik eden %4 ile %10 arasında litosferik malzeme asimilasyonu sonucunda, $\delta^{18}O_{cpx}$'ye karşılık $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ diyagramında ÜKVT örneklerinin dağılımlarına uygun eğilim çizgileri oluşturmak mümkün olmuştur. Ancak burada önemli olan nokta $\delta^{18}O_{smow}$ değerleri bakımından manto ile eş değerlere sahip olan ilksel ultrapotasik ergiyiklerin, kirleticiye oranla daha yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ ve düşük $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ değerleriyle temsil edilmesinin gerekliliğidir. Ancak böyle bir kaynak alanın varlığı gerçekçi görünmemektedir.



Şekil 3.12 : a) $\delta^{18}O_{cpx}$ ile $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ modellemesi. Modellemede kullanılan asimilant değerleri Eiler vd. (2005)'ten seçilmiş (C_{Nd}:40.5 ppm, $E_{143Nd/144Nd}$:0.5131 ve C_O:0), başlangıç bileşimine (C_{Nd}^o:5 ppm, $E_{143Nd/144Nd}^o$:0.51255 ve C_O^o:5.5) ait veriler Amasya bölgesi lamprofirik örneklerine ait analiz sonuçlarından derlenmiştir. r_1 eğrisi için r (asimilant katkısı)=%4 ve D_{Nd}=0.05, D_O = 1. r_2 eğrisi için r=%5 ve D_{Nd}=0.05, D_O=1. r_3 eğrisi için r=%10 ve D_{Nd} =0.25, D_O=0.75 b) ÜKVT ultrapotasik kayalarında ayrılmış klinopiroksenlerden ölçülen $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin, tüm kaya Ba/La değişimleri.

ÜKVT ultrapotasik kayalarında özellikle klinopiroksenlerde saptanan aşırı düşük $\delta^{18}O$ değerlerinin ortaya çıkışında, alterasyon ve asimilasyon süreçleriyle karşılaştırıldığında dalan levhadan kaynaklı aşırı düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerine sahip akışkanlardan kaynaklı metasomatizma sürecinin etkin olduğu hipotezi geçerlilik kazanmaktadır. Lassiter ve Hauri (1998)'nin çalışmasına göre kaynak alana dalan levha ile taşınan ve oksijen izotopları açısından heterojen olan okyanusal çökeller ve

kabuk, hem yüksek hem de düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerleriyle temsil edilen ergiyiklerin oluşmasına neden olabilmektedir. ÜKVT özelinde akışkanların etkisini test etmek amacıyla tüm kaya Ba/La oranları ile $\delta^{18}O_{cpx}$ değerleri karşılaştırılmıştır (Şekil 3.12b). Baryum akışkan fazda bulunmayı tercih eden ve La ile karşılaştırıldığında daha mobil bir element olduğundan, Ba/La değerleri, özellikle yay volkanizması ürünlerinde kaynak alana ergiyiklerin mi yoksa akışkanların mı etkisinin daha baskın olduğuna yaklaşımda bulunmak amacıyla kullanılmaktadır. Şekil 3.12b'de açık biçimde ortaya konduğu üzere, en yüksek %MgO, Co, Sc ve $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ ve aynı zamanda en düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerine sahip klinopiroksenleri bulunduran örnekler aynı zamanda en yüksek Ba/La değerleriyle temsil edilmektedir. Bundan dolayı düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerine sahip alt okyanusal kabuk kaynaklı akışkanların, ÜKVT kayalarında gözlenen aşırı düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin kaynağı olduğu iddia edilebilir.

3.4 Kaynak Alan Litolojisine İlişkin Bulgular

Son yıllarda mantonun kimyasal ve yapısal anlamda homojen olduğunu kabul eden tekdüze yaklaşım terkedilmektedir. Stracke vd. (2005), Anderson (2006) ve Helffrich (2006)'in çalışmaları başta olmak üzere, reolojik özelliklerini de ele alarak, mantonun ölçekten bağımsız olan bileşimsel farklılıklar (heterojeniteler) sergilediğini savunan pek çok çalışma mevcuttur. Heterojenlik, geniş kapsamlı bir kavram olduğundan, kullanımından evvel neyi kastettiği tanımlanmalıdır. Bu çalışmada ÜKVT ultrapotasik kayaları için önerilen heterojen kaynak alanı, aktif dalma-batma nedeniyle çeşitli bileşenler tarafından metasomatizmaya uğratılan ancak halihazırda manto alanı için alışıldık olmayan sulu mineral fazları barındıran bir kaynağı tanımlamaktadır. Bu başlık altında ÜKVT ultrapotasik kayalarının kaynak alanı tarif edilerek, bu alana etkiyen bileşenlerin neler olabileceği tartışılacaktır.

ÜKVT'na ait ultrapotasik kayalarının jeokimyasal açıdan öne çıkan en önemli özelliği %8.5'e kadar ulaşan yüksek potasyum içerikleridir. Hatırlatmak gerekir ki ÜKVT lösitli kayalarında ultrapotasik tanımını karşılamayacak derecede düşük olan $\%K_2O$ Bölüm 3.1'de tartışıldığı üzere, analsimleşmeden kaynaklanmakta ve ikincil analsim kristallerini bulunduran örneklerde sodyumca zengin herhangi başka bir mineral fazının bulunmaması, tüm kaya % Na_2O içeriğinin, orjinal $\%K_2O$ içeriği olarak kabul edilebileceği anlamına gelmektedir. Literatürden bilinen

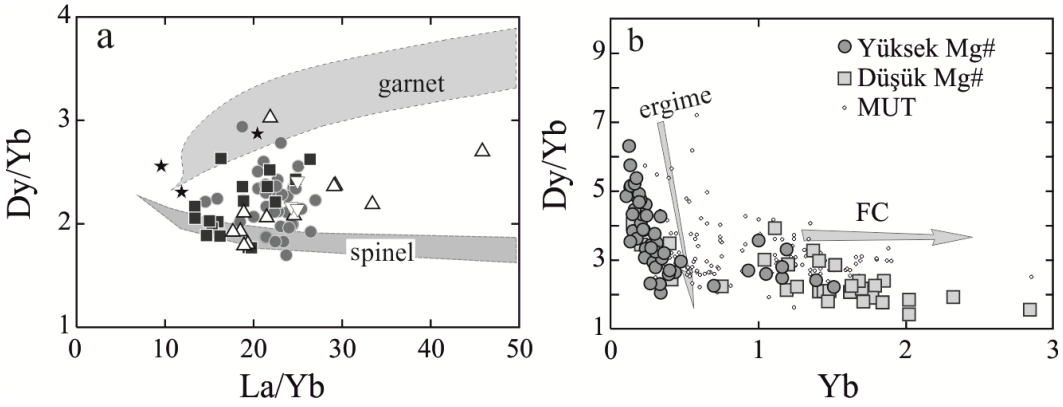
ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayalara benzer biçimde, ÜKVT ultrapotasik kayalarının yüksek potasyum ve LIL element içerikleri yüksek %MgO ile desteklenmektedir. Potasik/ultrapotasik magmaların bu karakteristik özellikleri, genelde kaynak alanın özelliği olarak kabul edilmekte ve bu durum uzun süren dalma-batma olayları ile metasomatizmaya uğratılmış bir kaynak alanının varlığına atfedilmektedir (McKenzie, 1989; Mitchell ve Bergman, 1991; Foley, 1992; Nelson, 1992; Conticelli vd., 2007; Prelevic vd., 2012). Çünkü İtalya Roman Bölgesi örneğinde görüldüğü gibi, ultrapotasik kayalarda gözlenen yüksek potasyum ve iz element içeriklerinin gelişimi yalnızca kabuk asimilasyonu ile mümkün görünmemektedir (örn. Conticelli vd., 2007). Dolayısıyla ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayaların yukarıda bahsedilen jeokimyasal özellikleri, kristallendikleri ergiyiklerin doğasını yansıtıyor olarak kabul edilir. Ancak deneysel çalışmalar en düşük kısmi ergime derecelerinde dahi, sulu ya da susuz dört fazlı (klinopiroksen, ortopiroksen, olivin, spinel minerallerinden müteşekkil) peridotit ergimesinin, tek başına, ultrapotasik/yüksek potasyumlu ve silika doyumsuz ergiyikleri oluşturamayacağını ortaya koymuştur (Foley, 1992). Dolayısıyla bu tür ilksel ergiyiklerde, yüksek potasyum içeriğinin gelişimini açıklamak, potasyumca zengin sulu manto mineral fazları olmaksızın mümkün görünmemektedir (Mckenzie, 1989; Foley, 1992; Conticelli ve Peccerillo, 1992; Conticelli vd., 2009; Prelevic vd., 2008, Georgiev vd., 2009, Lustrino vd., 2011). Pekçok çalışma ÜKVT ultrapotasik kayalarında görüldüğü üzere ortaya çıkan yüksek potasyum içeriğine sahip ergiyiklerin, üst manto basınç-sıcaklık koşullarında olivin-diyopsit-flogopit parajenezi ile denge halinde kabul edilmektedir (Esperança ve Holloway, 1987; Foley, 1992; Righter ve Carmichael, 1996). İlksel utrapotasik/yüksek potasyumlu ergiyiklerin gelişimi için şart görülen manto sulu fazlarının gelişimi başlı başına başka bir tartışma konusu olduğundan burada ayrıntılı olarak ele alınmayacaktır. Ancak Wyllie ve Sekine (1982)'nin temel çalışması ve bu çalışmayı esas alarak geliştirilen görüşler, flogopit gibi sulu mineral fazlarını içeren metasomatik manto malzemesinin oluşmasında, yitim olayları ile manto kamasına taşınan sedimanların etkisini vurgulamaktadır. Buna göre yitim ile ergime alanına taşınan kırıntılılardan kaynaklanan ergiyikler peridotitik bileşimde litosferik manto kaması ile etkileşerek sulu minerallerin oluşumuna ve dolayısıyla kaynak alanın heterojenleşmesine neden olmaktadır (Wyllie ve Sekine, 1982; Frost, 2006; Prelevic vd., 2013). Çünkü heterojen kaynak alan geliştirebilecek en geçerli mekanizma yitim olaylarıdır

(Nelson, 1992; Anderson, 2006). Burada oldukça basit bir şekilde özetlenen yaklaşım başlı başına ultrapotasik ilksel ergiyiklerin oluşumunun ilk aşamasını teşkil etseydi, yay ortamlarında ultrapotasik/yüksek potasyumlu ürünler yaygın olarak gözlenirdi. Yay ortamlarında, dalan levha üzerindeki alanda oluşan manto kaması süreçleri dinamik olduğundan, hem bahsedilen sulu fazların (pargasit/flogopit) varlıklarını sürdürmeleri hem de heterojen kaynak alanın ergimesi süreçleri ultrapotasik/yüksek potasyumlu ergiyiklerin gelişimi için özel şartları gerekli kılmaktadır. Örneğin mantonun % 2-3'lük kısmi ergiyikleri, manto geçirgenliği ve ultrapotasik ergiyiklerin viskoziteleri gözönünde bulundurulduğunda, litosferi kat ederek yüzeye ulaşabilecek kabiliyet gösterememektedir (McKenzie, 1989; Faul, 2001). Bahsedilen tüm bu özel şartlar jeotektonik evrim modeli içerisinde ele elınacaktır.

ÜKVT lösitli, lamprofirik ve trakitik kayalarının yüksek $\%K_2O$, %MgO ve iz element içerikleri ile tüketilmiş manto kaynak alanlarını temsil eden Sr ve Nd izotop değerleri birlikte ele elındığında, bu özelliklerin ilksel ergiyiklerin doğasından kaynaklandığı ve ilksel ergiyiklerin aktif yitim kaynaklı ergiyik ile akışkanların beslediği, flogopit + klinopiroksen + garnet içeren bir manto alanından türemiş olduğu hipotezi ileri sürülebilir. Takip eden paragraflarda kaynak alandan başlayarak her bir aşamanın ÜKVT ultrapotasik kayalarındaki jeokimyasal ve izotopik izleri tartışılacaktır.

Ultrapotasik ergiyiklerin gelişimi için kaynak alanda flogopitin gerekliliği önceki paragraflarda tartışılmıştı. Foley (1992), Roman Bölgesi potasik magmatikleri için olivin içermeyen mikalı klinopiroksenitten oluşan bir kaynak alanın ergimesinin yeterli olacağını düşünmektedir. Ancak ağır nadir toprak element konsantrasyonları (HREE) ve N-MORB'a normalize edilmiş çoklu element diyagramlarında ortaya çıkardıkları desenlerden dolayı, ÜKVT ultrapotasik kayalarının kaynak alanında garnet kalık bir faz olarak bulunuyor olmalıdır (Şekil 2.43). ÜKVT ultrapotasik kayalarına ait örnekler, tüm kaya La/Yb'a karşılık Dy/Yb diyagramında metasomatik garnetli manto ile metasomatik spinelli manto kısmi ergiyiklerini temsil eden alanlar arasında dağılmaktadır (Şekil 3.13a). Buna göre HRE elementlerce tüketilmiş ergiyikler, yani kaynak alanda garnetin kalık bir faz olarak bulunduğu manto alanlarının kısmi ergime ürünleri yüksek Dy/Yb ve eşlik eden yüksek La/Yb değerleri ile temsil edilmektedir (Prelevic vd., 2012). Tüm kaya kimyası sonuçlarının sebep olabileceği değerlendirme hatalarından kaçınmak için, klinopiroksen iz

element analiz sonuçları kullanılarak oluşturulan Dy/Yb oranlarına karşılık Yb değişim diyagramından elde edilen sonuçlar da kaynak alanda garnet varlığını destekler niteliktedir (Şekil 3.13b). Buna göre klinopiroksenlerde tespit edilen yüksek Mg#'lu bileşim (Bkz. Bölüm 2.3.2) hafifçe artan Yb değerlerine karşılık hızla azalan Dy/Yb oranları ile karakterize edilmektedir. Bu durum Yb'un Dy'a oranla ergiyik faza geçme konusunda daha istekli olduğu, yani garnetin ergimeye katıldığı durumlarda ortaya çıkar. Düşük Mg#'lu bileşime ait değer noktaları ise Dy/Yb'a karşılık Yb diyagramında daha doğrusal eğilimler oluşturmaktadır ve Prelevic vd. (2012)'nin Akdeniz Bölgesi ultrapotasik kayalarını (MUT) konu alan çalışmasında klinopiroksenlerde ortaya çıkan dağılıma benzerlik sunarlar. Kondrite normalize çoklu element değişim diyagramlarında (Şekil 2.39) sergiledikleri desenler açısından düşük Mg#'lu bileşim, fraksiyonlaşmanın geç evre ürünü ya da evrimleşmiş ergiyikleri temsil eden bileşim olarak tanımlanmıştı. Bahsi geçen çalışmada vurgulandığı üzere, düşük #Mg'lu bileşimde ortaya çıkan azalan Yb değerlerine karşılık hafifçe artma eğilimi gösteren Dy/Yb oranı kristallanme süreçleri tarafından kontrol edilmektedir ve dolayısıyla mineral kimyası bulguları ile örtüşmektedir.



Şekil 3.13 : ÜKVT ultrapotasik kayalarının manto kaynak alanında ergime derinliğini değerlendirme amaçlı diyagramlar. a) lösitli, lamprofirik, trakitik kayalar ile ksenolitlere ait tüm kaya La/Yb'a karşılık Dy/Yb diyagramı. Garnet ve spinelli ergimeyi temsil eden alanlar Prelevic vd. (2012)'den alınmıştır. b) lösitli ve lamprofirik kayalara ait klinopiroksenlerde düşük ve yüksek Mg#' lu bileşimlerin Yb'a karşılık Dy/Yb değişimleri (MUT: Akdeniz Bölgesi ultrapotasik kayaları, Prelevic vd. [2012]).

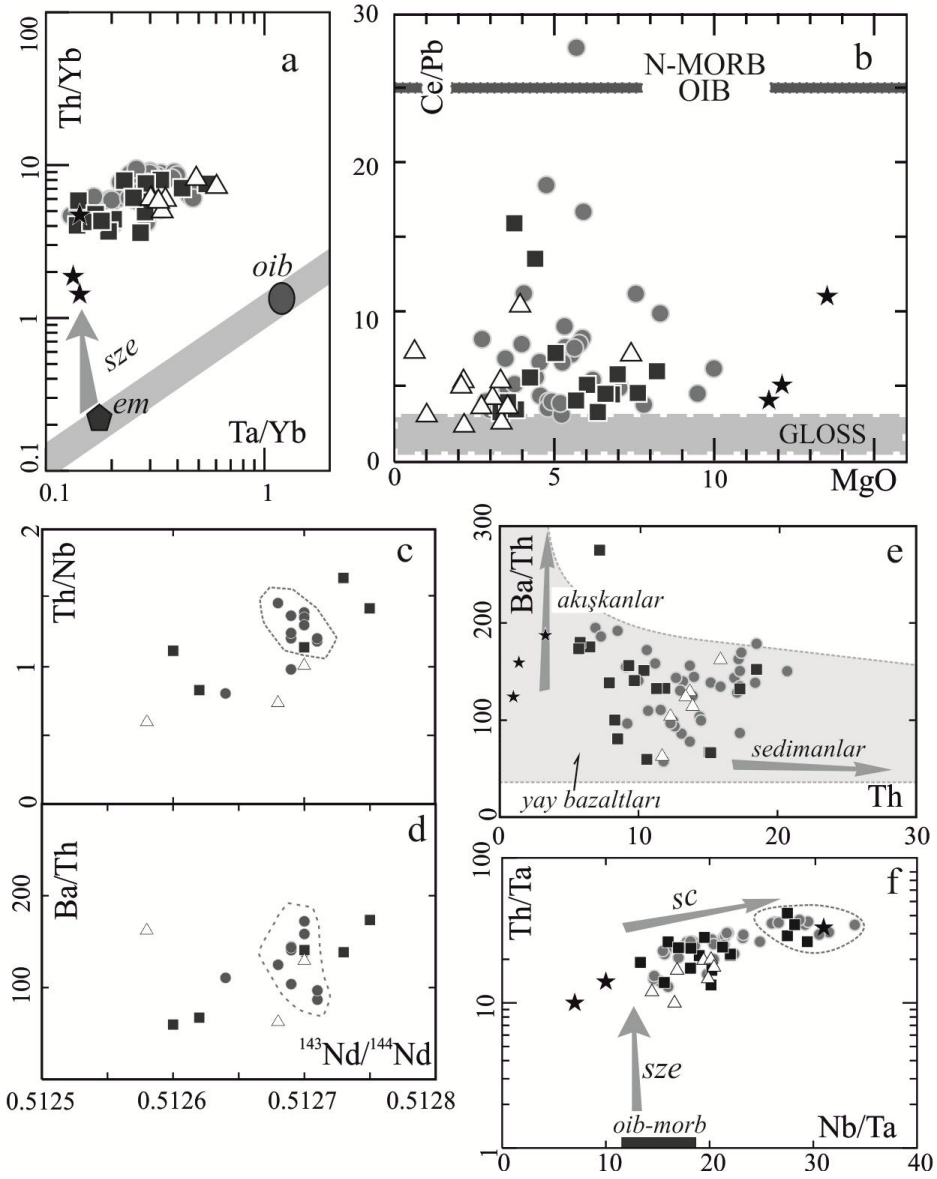
Flogopitik mikanın 1000^{o}C'nin üzerindeki sıcaklıklarda duraylı olmadığı, dolayısıyla garnet ve flogopitin denge koşulları sınırlı olarak düşünülse de, manto kamasının sığ kesimlerini (< 70 km) temsil eden metasomatik harzburjit ve lerzolitlerde, garnet ve flogopitin sulu koşullar altında, dengede olduklarını gösteren deneysel çalışmalar

mevcuttur (Kushiro vd., 1968; Conceiçao ve Green, 2004; Vigoroux vd., 2008; Fumagalli vd., 2009). Özellikle Vigoroux vd. (2008)'nin Meksika Volkanik Kuşağı, yitim ile ilişkili yüksek potasyumlu kayalarını konu alan çalışması, dalan okyanusal levhanın (oceanic slab) üzerinde, mantonun yaklaşık 100 km derinlikteki seviyelerine kadar, litosferin flogopit bulundurabileceğini ortaya koymuştur.

Yukarıdaki bilgiler ışığında ÜKVT ultrapotasik kayalarının N-MORB'a normalize çoklu element diyagramlarında HREE tüketiminin, kısmi ergime süresince garnetin kaynak alanda kalık bir faz olarak bulunmasından kaynaklandığı ileri sürülebilir. Ancak aynı diyagramlarda değerlendirilen Hamsaros volkanikleri, ÜKVT ultrapotasik kayalarıyla benzer desenler oluşturmalarına rağmen, HREE tüketimi sergilemez (Şekil 2.43). Bundan dolayı, garnetin Hamsaros volkaniklerinin kaynak alanında kalık bir faz olduğu iddia etmek doğru olmayacaktır. Asan vd. (2014)'nin Hamsaros volkanikleri potasik kayalarını konu alan çalışmalarından elde ettikleri önemli sonuçlardan biri, bu kayaların kaynak alanının metasomatik ve ağsı yarı kıtasal litosferik manto (metasomatized veined lithospheric mantle) ile temsil edildiğidir. Asan vd. (2014)'nin çalışması ile birlikte bu tez çalışması kapsamında elde edilen bulgular doğrultusunda, kuzeyde konumlanmış olan ve radyokronolojik verilerle, ÜKVT ultrapotasik kayalarından 5-7 My daha yaşlı olduğu belirlenmiş olan Hamsaros volkaniklerinin garnet içermeyen bir kaynak alandan türediği söylenebilir. Yani Geç Kretase yay volkanizmasının kuzey alanlardaki görece daha yaşlı yüksek potasyumlu volkanizma ürünleri olan Hamsaros volkanikleri flogopit + klinopiroksen ile temsil edilen bir manto kaynak alanından türerken, güney alanlardaki daha genç ÜKVT ultrapotasik volkanikleri flogopit + klinopiroksen $\pm$ garnet ile temsil edilen bir manto alanından kaynaklanmıştır.

ÜKVT'nun en primitif ultrapotasik kayalarında dahi gözlenen yüksek Th/Yb oranı başta olmak üzere Ba, Sr, Rb, Pb değerleri, sulu mineraller içeren peridotitlerin ergime ürünleri ile mukayase edilemeyecek derecede yüksek olduğundan (Georgiev vd., 2009), bu elementlerce zengin bileşimlerin kaynak alana eklendiği açıktır. Bölgesel jeodinamik içerisinde değerlendirildiğinde, Geç Kretase süresince aktif bir yitim zonu olan bölgede, kaynak alanda meydana gelen bu zenginleşmenin sorumlusu dalmakta olan Neo-Tetis okyanusunun tabanıdır. Pearce vd. (2005)'nin klasik Ta/Yb'a karşılık Th/Yb diyagramında ÜKVT ultrapotasik örnekleri ve ksenolitleri belirgin bir dalma-batma zonu zenginleşmesinin (SZE) izlerini

taşımaktadır (Şekil 3.14a). N-MORB (Ba/Yb:2.1, Ba/Th:52.5) ve OIB (Ba/Yb:162, Ba/Th:87.5) türü kaynak alanlarla karşılaştırıldığında oldukça yüksek olan Ba/Yb (331-1481) ile Ba/Th (195-275) değerleri de ÜKVT ultrapotasik kayalarının kaynak



Şekil 3.14 : ÜKVT ultrapotasik kayaları ve ksenoltilerine ait manto kaynak alanında dalan levha kaynaklı çökel ve akışkan katkısını değerlendirme amaçlı diyagramlar a) Ta/Yb'a karşılık Th/Yb diyagramı, Pearce vd. (2005)'ten alınmıştır. (sze: dalma-batma zonu zenginleşmesi, oib: okyanu adası bazaltları, em: zenginleşmiş manto), b) %MgO'ya karşılık Ce/Pb değişim diyagramı. GLOSS (yer küre ortalama çökel bileşimi) Jackson vd. (2007), N-MORB ve OIB değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. c) tüm kaya $^{143}Nd/^{144}Nd$'ye karşılık Th/Nb oranı değişimi, d) tüm kaya $^{143}Nd/^{144}Nd$'ye karşılık Ba/Th oranı değişimi, e)Th'a karşılık Ba/Th değişim diyagramında akışkanlar ile sedimanları temsil eden oklar ile yay bazaltlarını temsil eden alan Hawkesworth vd. (1997)'den alınmıştır, f) Nb/Ta'a karşılık Th/Ta diyagramı, Pearce vd. (2005)'ten alınmıştır (sze: dalma-batma zonu zenginleşmesi, sc: okyanusal kabuk ergimesi).

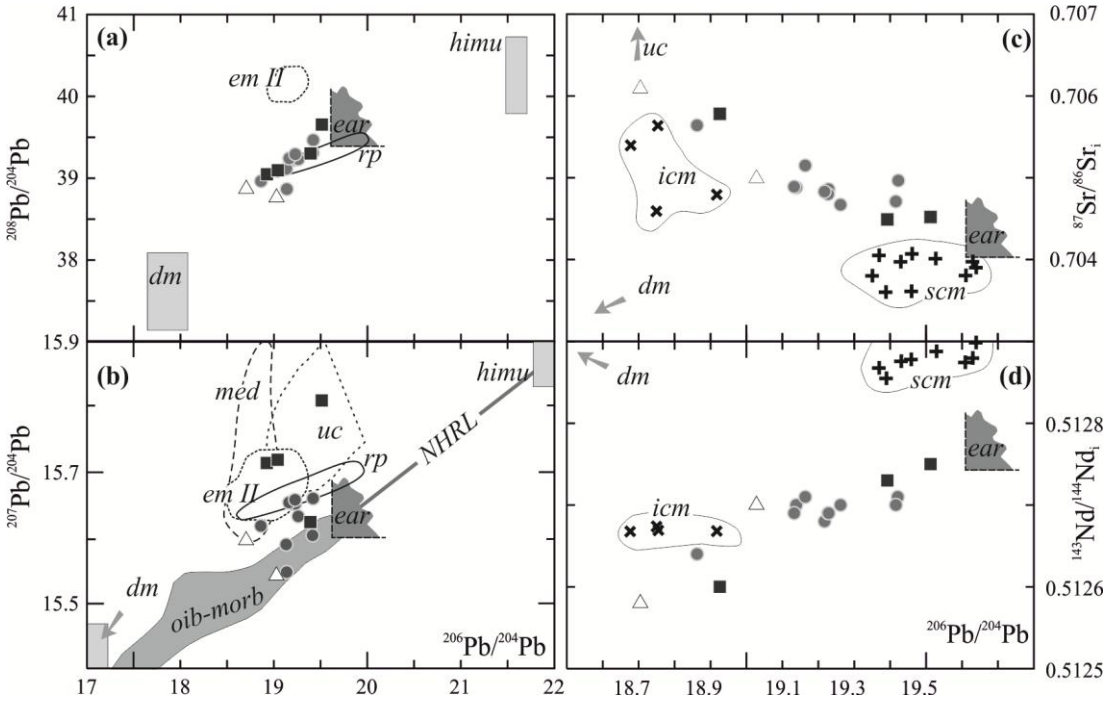
alanının iki farklı unsur ile metasomatizmaya uğratıldığını ifade etmektedir (Sun ve McDonough, 1989): i) dalan levhadan kaynaklanan akışkanlar ve ii) dalan levha ile taşınan kıtasal malzemeden kaynaklanan ergiyikler. ÜKVT ultrapotasik kayalarında yüksek Ba (ortalama 2672 ppm) ve U (trakitler hariç 1.3-6.7 ppm) ile yüksek Ba/Th (195-275) değerleri, kaynak alanlarında dalan levha kaynaklı akışkanların etkin olduğunun önemli bir kanıtır (Pearce vd., 2005). Roman Bölgesi potasik magmatiklerine göre Ba açısından daha zengin ancak U açısından daha düşük değerlere sahiptirler (Mitchel ve Bergman, 1991; Perini vd., 2004; Conticelli vd., 2013). Ancak Endonezya ve Meksika'da yayla ilişkili potasik kayaların değerleriyle benzerdir (Turner vd., 2003; Vigoroux vd., 2008; ve oradaki referanslar). Akışkanların etkidiği manto kaynak alanlarına has olan magmatik kayaçlarda düşük $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ (< 0.705) içeriklerine eşlik eden yüksek U/Th oranları gözlenir (Turner ve Foden, 2001). ÜKVT ultrapotasik kayalarında, bu önermeyi destekler nitelikte en yüksek Ba/Th oranlarına sahip örneklerin en yüksek $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ değerlerine sahip olduğu ve en düşük $\delta^{18}O$ değerlerine sahip olan klinopiroksenleri bulundurduğu görülür (Şekil 3.14d ve bkz. Şekil 3.12a). Bu örnekler aynı zamanda en yüksek Sr/Th, Nb/Ta ile $^{206}Pb/^{204}Pb$ değerleri ile temsil edilmektedir. Daha önceki bölümde vurgulandığı üzere, aşırı düşük $\delta^{18}O$ değerlerinin ortaya çıkışında dalan levhanın gabroyik kesimi sorumlu tutulmuştu. Bu bilgiler doğrultusunda, ÜKVT ultrapotasik kayalarının kaynak alanında dalan levha kaynaklı akışkanların etkin olduğu açıktır.

ÜKVT ultrapotasik kayalarının kaynak alanına sedimanların etkidiği varsayımı, özellikle lösitli ve lamprofirik örneklerde gözlenen yüksek Th içerikleri (5.7-20.4 ppm) ve yüksek Th/Yb, Th/Ta ile düşük Ce/Pb (3.23-27.67) oranları ile desteklenmektedir (Şekil 3.14 a-b). Her nekadar Roman Bölgesi potasik kayaları ile karşılaştırıldığında ÜKVT ultrapotasik kayalarının Th içerikleri düşük görünse de kaynak alanında sedimanlardan kaynaklı ergiyiklerin etkin olduğu yay ürünleri ile benzer değerler sunarlar (Hawkesworth vd., 1997; Perini vd., 2004; Conticelli vd., 2013). Şekil 3.14b'de gözlendiği üzere ÜKVT ultrapotasik kayalarına ait örnekler, %MgO değerlerinden bağımsız olarak Ce/Pb içerikleri bakımından yerküre geneli ortalama çökel bileşimini temsil eden GLOSS alanı ile tüketimiş manto kaynak alanını temsil eden eden N-MORB ve OIB alanları arasında saçılmaktadır. Bu durumu destekler nitelikte en düşük Ce/Pb ile en yüksek Th/La ve Th/Nb oranları ile temsil edilen örnekler aynı zamanda en düşük $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ ve en yüksek $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$

içeriklerine sahiptir (Şekil 3.14 c). Bu örnekler ayrıca Şekil 3.14 f' de işaretlenmiş olan Nb/Ta oranları bakımından farklılaşan örneklerle de örtüşür. Pearce vd. (2005)'e göre yüksek Nb/Ta değerleri dalan levhanın ergimeye katılması sonucunda ortaya çıkmakta ya da astenosfer katkısına işaret edebilmektedir (Georgiev vd., 2009). Bu durumda kıtasal çökellerin katkısını ifade eden elementlerin zenginleşmesi, kristallenme süreçlerinden bağımsızdır ve yitim ile manto kaynak alanına taşınan malzemelerin kontrolünde gerçekleşmiş olmalıdır.

ÜKVT ultrapotasik kayalarının kaynak alanlarında dalan levhadan kaynaklı olarak manto kamasını metasomatizmaya uğratmış olan akışkan ve ergiyik bileşimlerinin yanında, özellikle aşırı yüksek kurşun izotop değerleri ile karakteristik olan üçüncü bir bileşenin varlığı göze çarpmaktadır. Astenosferik manto genelde orta-yüksek $^{206}Pb/^{204}Pb$ ve $^{143}Nd/^{144}Nd$ ile eşlik eden düşük $^{87}Sr/^{86}Sr$ değerleri ile tipiktir (Cebria ve Wilson, 1995; Lustrino ve Wilson, 2007; Prelevic vd., 2008; Aghazadeh vd., 2015; Werheim, 2013). Lustrino ve Wilson (2007)'ın çalışmasında çeşitli rezervuarlardan derlenen değerlere göre, astenosferik kaynak için Pb, Sr ve Nd izotopları şu şekildedir: $19.5<^{206}Pb/^{204}Pb$, $0.5127<^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr<0.705$. ÜKVT ultrapotasik kaya örneklerinin en önemli özellikleri ortalama astenosferik değerlerle benzer olan $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.7-19.51) içerikleridir. Bu örnekler Nb/Ta oranları açısından da farklılık göstermektedir. Nb/Ta'a karşılık Th/Ta diyagramında işaretlemiş alandaki örneklerle kısmen örtüşürler ve astenosferik manto kaynak alanı hipotezini kuvvetlendirmekdir (Şekil 3.14 f).

Yüksek kurşun izotop değerlerinin manto kaynak alanının doğasını yansıtmaktadır. Bu durumun en önemli kanıtı $^{206}Pb/^{204}Pb$'ya karşı $^{143}Nd/^{144}Nd$ ve $^{87}Sr/^{86}Sr$ diyagramlarında örneklerin Üst Kabuk (UC) ve Avrupa Astenosferik Rezervuarını (EAR) ya da Sırbistan Konvektif Mantosunu (SCM) temsil eden alanlar arasında dağılımıdır. Genelde Kalecik civarına ait en primitif (en yüksek $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ ile en düşük $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$) ve en yüksek $^{206}Pb/^{204}Pb$ içerikli örnekler EAR/SCM alanları civarında izdüşerken, Amasya Bölgesine ait en düşük $^{206}Pb/^{204}Pb$ değerlerine sahip örnekler ise İran Konvektif Mantosu (İCM) ile benzer alanlarda izdüşerler ve tüketilmiş mantodan (DM) çok UC (ya da GLOSS) değerlerine doğru bir dağılım gösterirler. Eğer yüksek kurşun izotop değerleri kıtasal kabuk ergimesi ya da katkısını işaret ediyor olsaydı, kabuk değerlerini temsil edecek biçimde düşük Nd ve yüksek Sr izotop içerikleri ile desteklenmesi beklenirdi.



Şekil 3.15 : a) $^{206}Pb/^{204}Pb$'a karşılık $^{208}Pb/^{204}Pb$ değişimi, b) $^{206}Pb/^{204}Pb$'ye karşılık $^{207}Pb/^{204}Pb$, c) $^{206}Pb/^{204}Pb$'ye karşılık $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ d) $^{206}Pb/^{204}Pb$'ye karşılık $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ değişim diyagramları. EAR: Avrupa Astenosferik rezervuarı (European Asthenospheric Resorvair) Cebria ve Wilson (1995) ile Lustrino ve Wilson (2007)' den derlenmiştir. HIMU (yüksek U/Pb içerikli manto), DM (tüketilmiş manto), EM II (zenginleşmiş manto kaynağı, enriched mantle II), UC (Üst Kabuk) alanları Rollison (1993)'ten alınmıştır. MED: Akdeniz bölgesi lamproitleri (Mediterranean lamproites) Prelevic vd. (2010)'den; RP: Roman Bölgesi (Conticelli vd. (2002)'den, SCM: Sırbistan konvektif mantosu (Serbian convective mantle) Wehrheim, (2014)'ın doktora çalışmasından, İCM: İran konvektif mantosu ise Aghazadeh vd. (2015)'den alınmıştır.

Özet olarak ÜKVT ultrapotasik kayalarında LIL elementlerce zenginleşme, eşlik eden HFS elementlerce fakirleşme ve bunlarla paralel olarak Sr, Nd ve Pb izotop çeşitliliği, dalma-batma ile ilişkili bileşenlerin manto kaynak alanında neden olduğu metasomatizma olayları ile astenosferik yada konvektif manto etkileşimini yansıtıyor olmalıdır. Tüm bunların ışığında, ÜKVT ultrapotasik magmalarının kaynak alanı "*heterojen manto kaynak alan*"ı olarak tanımlanmalıdır.

3.5 Jeodinamik Evrim

Kuzey Türkiye'de Orta Pontidler'in Geç Kretase evrimi Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolunun yitimi tarafından şekillenmiş, yitim Lavrasya ve Gondwana megakıtaları ve/veya pek çok mikrokıtanın Tersiyer döneminde çarpışması ile sona ermiş, bu çarpışmalar İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın (İAEKK) oluşumu

ile sonlanmıştır. İAEKK Balkanlar'da Vardar, Kafkaslar'da ise Sevan-Akera Zonu'nun Anadolu sınırları içerisindeki devamı niteliğindedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Ciobanu vd., 2002; Robertson vd., 2002; Sosson vd., 2010; Mederer vd., 2013). Bu kuşağı oluşturan kıtasal çarpışmanın ne zaman gerçekleştiği halen devam eden bir tartışmanın konusu olmakla birlikte Paleosen, Batı Anadolu dolaylarında çarpışma için önerilen en erken zamandır ve çarpışmanın doğuya doğru gençleştiği düşünülmektedir (Okay ve Tüysüz, 1999; Genç ve Tüysüz, 2010; Meijers vd., 2010, Çelik vd., 2011). Eosen döneminde batıda Almacık dağı (Hendek-Akyazı) dolaylarından başlayarak, Orta Pontidler'de Çorum kuzeyi ve doğuya doğru Tokat dolaylarında gözlenen yaygın Eosen yaşlı çarpışma sonrası volkanizma, en azından bu dönem öncesinde yitimin sona erdiğinin en önemli kanıtıdır (Genç ve Yılmaz, 1997; Keskin vd., 2008; Gülmez vd., 2013, Göçmengil vd., 2014).

İAEKK'nin oluşumuyla sonlanan Neo-Tetis yitimi, Orta Triyas'tan itibaren Orta Pontidler dolaylarında Avrasya kıtasının, kenarı boyunca eklenen malzemeye bağlı olarak güneye doğru genişlemesine neden olmuştur (Okay vd., 2006; 2013). Güncel çalışmalar yığışım karmaşığı gelişiminin Permiyen'den, dolayısıyla Paleo-Tetis yitiminden itibaren devam ettiğini savunmaktadır (Okay vd., 2013; Topuz vd., 2013). Paleo-Tetis yitiminin kuzey ya da güneye verjansla gerçekleştiğine dair uzun yıllardır süren bir tartışma mevcuttur ve ÜKVT ultrapotasik evrimi bu tartışmanın dışındadır. Dolayısıyla bu tartışmaya burada yer verilmemiştir. Söz konusu tartışma bir yana bırakıldığında, literatürde üzerinde büyük ölçüde fikirbirliği olan görüşe göre Orta Pontidler, Orta Triyas'tan başlayarak kesintilerle Geç Kretase sonuna kadar devam eden, kuzeye verjanslı yitim(ler)in neden olduğu, güneye doğru eklenerek genişleyen bir yığışım karmağışı ile karakterize edilen Avrasya kıta kenarının parçasıdır (Jankovic, 1997; Perello vd., 2008; Richards vd., 2012; Okay vd., 2013). Avrasya levhası kıta kenarı, Geç Kretase süresince Neo-Tetis'in kıta altı yitimine bağlı olarak gelişen magmatik yay sistemleri ile temsil olunmuştur. Anadolu sınırları içerisinde "Pontidler" olarak bilinen magmatik yay sistemi, güneydoğu Avrupa'da Apuseni-Timok-Srednogorie Kuşağı olarak, doğuda Ermenistan, Gürcistan ve İran sınırları içerisinde kalan Küçük Kafkaslarda ise Somkheto-Karabakh yayı olarak bilinmektedir (Khain, 1975; Boccaletti vd., 1978; Adamia vd., 1981; Jankovic, 1997;

Yılmaz vd., 1997; Okay ve Şahintürk, 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Ciobanu vd., 2002; Georgiev vd., 2009; Mederer vd., 2013).

Neo-Tetis yitiminin başlangıcına ilişkin tartışmalar halen devam etmekle birlikte, yitim ile ilişkilendirilen volkanoklastik istifler Orta Jura-Erken Kretase yaşlıdır (Genç ve Tüysüz, 2010; ve oradaki referanslar). Geç Kretase olarak yaşlandırılan Pontid yayına ait en erken yaş ise Turoniyen olarak saptanmıştır (Okay vd., 2013). Ancak turbiditler, pelajik kireçtaşları, lavlar ve ilişkili kırıntılılarla tarif edilen yayönü havza çökelleri en erken Senomaniyen ve Maastrihtiyen olarak yaşlandırılmaktadır (Koçyiğit, 1991; Tüysüz vd., 1995; Tüysüz, 1996; Okay vd., 2013; Rojay, 2013). Pontid yayönü havzalarını temsil eden ÜKVT, coğrafi olarak kuzeydeki Pontid yayı ile güneydeki İAEKK'nı temsil eden birimler arasında konumlanmıştır ve üzerinde geliştiği temel kayaları farklılık gösterir: Amasya civarında Tokat grubuna ait metamorfikler üzerine uyumsuz bir dokanak ile başlar, Kalecik civarında ise Ankara Melanjı ile yakın ilişki içindedir. Bunun en önemli nedeni gerek stratigrafik gerekse paleomanyetik bulgularla ispatlanmış olan yay magmatizmasının, yani Pontid yay ekseninin güneye göçüdür (Yılmaz vd., 1997; Çinku vd., 2010, Sarıfakıoğlu, 2013). Yay göçü Geç Kretase döneminde dalan Neo-Tetis okyanusal kabuğunun yitim açısını değiştirerek gerilemesi sonucunda ortaya çıkmıştır. Çinku vd. (2010) elde ettikleri paleomanyetizma verilerine dayanarak, Turoniyen ve Kampaniyen aralığında yay ekseninin kuzeyden güneye yaklaşık olarak 450 km yer değiştirdiğini savunmaktadırlar. Yay göçünün zamanlamasına ilişkin daha güvenilir bilgi Srednogorie Zonu Geç Kretase yay magmatiklerinden elde edilmiştir (Georgiev vd., 2009). Yay magmatiklerine ait U-Pb zirkon ve Re-Os yaş bulguları, kuzeyden güneye gençleşen kayaların, en yaşlı ve en genç üyeleri arasında yaklaşık 14 my'lık bir zaman farkı olduğunu ortaya koymuştur (von Quadt vd., 2005; Zimmerman vd., 2008; Georgiev vd., 2009).

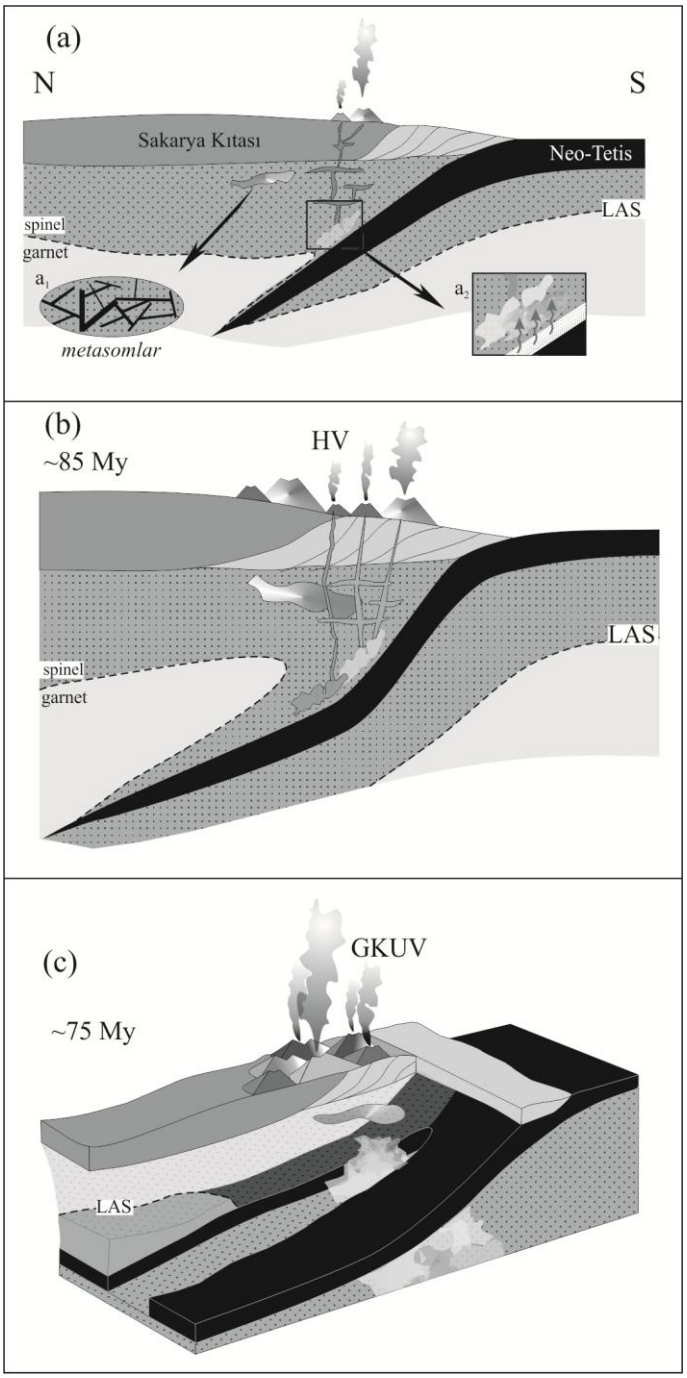
ÜKVT içerisinde gözlenen ultrapotasik/yüksek potasyumlu volkanizmanın ürünleri olarak lösitli, lamprofirik ve trakitik kayaların gelişimi kıta-kıta çarpışması öncesinde, dünya genelindeki nadir örneklerden biri olarak, aktif bir dalma-batma sistemi içerisinde meydana gelmiştir. Bu sebeple ÜKVT'nun gelişimi Pontid yayı evrimi içerisinde değerlendirilmelidir. Bu jeotektonik ortam içerisinde ÜKVT ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayalarının gelişiminde mutlak etkisi olmuş olan iki önemli süreç: i) uzun süreli (OrtaTriyas-Geç Kretase) yitim olayları, ii) Geç Kretase

süresince meydana gelen yay gerilemesi olaylarıdır ve bunların ayrıntılı bir şekilde tartışılması gerekir.

Yitim olayları, uzun süreli yerküre evrimi sonucunda farklılaşmış olan litosferi yeniden mantoyla bir araya getirmesi açısından mantonun evriminde en önemli süreçleri oluşturur (örn. Anderson, 2006). Yitim süresince dalan levhadan serbestlenen akışkanlara maruz kalan manto kaması çoğunlukla yay magmatizmasını oluşturacak şekilde ergir. Ergimenin gerçekleşmediği durumlarda ise üzerleyen manto ve dalan levha arasındaki karmaşık reaksiyonlar, mantoda flogopit türü sulu mineral fazlarının oluşmasıyla sonuçlanabilir (Wyllie ve Sekine, 1982; Tatsumi vd., 1986). Yay ortamlarında gözlenen ultrapotasik magmatizmanın kökenine ilişkin görüşler oldukça farklı olsa da kaynak alanda flogopit türü sulu minerallerin gerekliliği üzerine görüş birliği bulunmaktadır (Bkz. Bölüm 3.4; McKenzie, 1989; Tatsumi ve Koyaguchi, 1989, Foley, 1992; Frost, 2006; Vigoroux vd., 2008). Kaynak heterojenitesine dolayısıyla kaynak alanda sulu fazların gelişimine ilişkin önemli kanıtlar bölgesel jeolojik evrimden elde edilebilir. Orta Triyas-Geç Kretase arasında devam eden sürekli/kesikli yitim faatliyetleri ile dalan levhanın manto kamasına aktardığı akışkan ve ergiyikler, manto içerisinde flogopit içeren metasomatik bölgelerin (metasom) oluşmasına neden olmuş olabilir. Yay ortamlarında, manto kamasına aktarılan akışkan ve ergiyikler ergime ısısını düşürerek, yay magmatizmasını üretmek üzere mantoda ergimenin başlamasına neden olurlar. Dalan levhadan kaynaklanan akışkan fazlar, mantonun, ergimesine neden olamayacak derecede düşük sıcaklıklı kesimlerinde, flogopitin oluşmasına neden olabilir (Wyllie ve Sekine, 1982; Tatsumi vd., 1986; McKenzie, 1989). Yayönü altı mantosu aktif bir yitim zonunda manto dahilinde, metasomların oluşabileceği ve varlığını sürdürebileceği, sıcaklığın düşük olduğu alanlardan en önemlisidir. Ayrıca dalan levhanın morfolojik özellikleri, örneğin, düzlemsel olmayan/ondüleli levha ya da oblik dalan levhalar ile üzerleyen litosfer arasında metasomların barınabileceği soğuk alanlar oluşabilir. Mantoya aktarılan, dalan levha kaynaklı eryigik ve akışkanların miktarı dalan levhanın açısına bağlı olduğundan (Carr vd., 1990), düzlemsel olmayan/ondüleli levha yüzeyi de manto kamasının ergiyik ve akışkanlar tarafından heterojen beslenmesine neden olacaktır. Manto içi soğuk alanlar, yayönü altı mantosu ile karşılaştırıldığında, metasomların litosferik manto içerisinde görece derinde oluşabilmesine olanak verir. Bölgesel jeoloji

gözönünde bulundurulduğunda Orta Triyas-Geç Kretase aralığından meydana gelen dalma-batma olayları nedeniyle, Orta Pontid litosferi yay altı ve yay önü altı mantolarının birleşimi olarak tanımlanabilir. Her ne kadar bölgede manto metasomatizmasının yani metasomların tam olarak ne zaman geliştiğinin belirlenmesi mümkün olmasa da Orta ve Doğu Pontidler'de izlenen Orta Jura (~185 my) karbonatları Jura ile Erken Kretase dönemleri arasında dalma-batmanın sona erdiği ya da kesintiye uğradığı şeklinde yorumlanmasına yardımcı olur (Dokuz vd., 2006, Genç ve Tüysüz, 2010). Dalma-batma sürecinin sonlanması ya da duraklaması dalma batma sürecinde oluşmuş olan metasomların ÜKVT ultrapotasik magmatizmasını oluşturmak üzere ergimesine dek korunmasını sağlamış olmalıdır.

ÜKVT ultrapotasik magmatizmasının meydana geldiği Geç Kretase sürecindeki yay gerilemesi ultrapotasik magmatizma gelişimine ilişkin jeotektonik evrim modelinin ikinci adımını oluşturmaktadır. Önceki dalma-batma olay(lar)ı süresince oluşmuş olan metasomlar (Şekil 3.16a), Geç Kretase ada yayı volkanizması sırasında ergime alanına girerek ergimeye katılmış, lösitli, lamprofirik ve trakitik kayalar bu şekilde oluşmuştur. Geç Kretase yay göçü dalan levhanın gerilemesine bağlı olarak gelişmiştir. Levha gerilemesi manto kamasının genişlemesi sonucu astenosferik yükselim ve bunlara cevap olarak manto kamasının köşesinde sürüklenme akıntısının (corner flow) oluşumuna neden olur. Gerileyen levhanın oluşturduğu sürüklenme akıntısı, fosil yay altı ya da yay önü altı mantosunda kapanlanmış olan metasomları dalan levhadan serbestlenen ergiyik ve akışkanlara maruz kalacakları ergime alanına taşır (Şekil 3.16b). Benzer bir mekanizma Tatsumi vd. (1986)'nin öncel çalışmasında öne sürülmüştür. Sürüklenme akıntıları metasomları garnet duraylılık alanına kadar taşıyabilmektedir (Kushiro vd., 1968; Conceiçao ve Green, 2004, Vigoroux vd., 2008, Fumagalli vd., 2009). ÜKVT ultrapotasik kayalarının kuzey alanlardaki 5-8 my daha yaşlı eşleniği olan Hamsaros volkaniklerinin kaynak alanında garnet varlığına ilişkin bulgu olmamasına karşın, ÜKVT ultrapotasik örneklerinde, spinelli ve garnetli metasomatik manto kaynak alanı ergimesine uygun iz element dağılımlarının ortaya çıkışı bu şekilde açıklanabilir. Dalan levhanın gerilemesi ile ergiyen manto kaynak alanı spinel duraylılık alanından garnet duraylılık alanına doğru değişmiştir.



Şekil 3.16 : ÜKVT ultrapotasik/yüksek potasyumlu volkanizmasının (GKUV), Pontid yayı evrimi dahilinde gelişimi. a) 85 my öncesi, Sakarya kıtası güney kenarında Pontid yay volkanizmasının ilk evreleri, a_1 fosil yayönü altı mantosunda gelişmiş olan metasomlar, a_2 manto kamasının dalan levha kaynaklı akışkan ve ergiyiklere bağlı olarak kalkalkalin andezitik yay ürünlerini oluşturacak biçimde ergimesi. b)~85 my civarında yitim gerilemesine bağlı oluşan sürüklenme akıntısı ile metasomların ergime kolonuna aktarımı ve Hamsaros Volkaniklerinin (HV) gelişimi. c) GKUV kayalarının gelişimi.~75 my civarında yitim gerilemesinin ilerlemesi bağlı olarak metasomaların garnet duraylılık alanına taşınması ve eşlik eden levha yırtılması sonucunda manto kamasına astenosferik malzemenin akışa geçmesi (LAS: litosfer ile astenosfer sınırı).

Literatüre bakıldığında, dalan levha gerilemesi olayları sırasında yırtılma (slab tearing ve slab window) ve dilim kopması (slab break-off) mekanizmalarının yaygın olarak geliştiği görülmektedir. Ancak "kopma" genellikle çarpışma sonrası gelişirken, "yırtılma" yitimle eş zamanlı olarak gözlenebilir. ÜKVT ultrapotasik kayalarında gözlenen astenosferik kaynak alanlarını temsil eden başta Pb olmak üzere eşlik eden Nd ve Sr izotopları ile yüksek Nb/Ta oranları, taze astenosferik (konvektif) manto katkısını düşündürmektedir. Muhtemelen levha gerilemesiyle meydana gelen sürüklenme akıntısıyla ergime alanına taşınanan metasomlar, levha gerilemesine bağlı olarak levhada meydana gelen yırtılma sonucu manto kamasını istila eden astenosferik manto ile etkileşmiş olmalıdır. Bununla birlikte Thorkelson (1996)'un önerdiği gibi, oblik dalma-batma süreçlerinde okyanus ortası sırtın yitimi ile "sırt"ın (ridge) yarattığı süreksizlik boyunca astenosferik manto, manto kamasına nüfuz edebilmektedir. Batı Pontidler'de gözlenen Geç Kretase yaşlı alkali-olivinli bazaltların gelişiminde sırt-yitimi süreçlerinin etkin olabileceği Keskin (2007) tarafından önerilmiştir. Kurşun izotop bulgularını ve daha önce önerilmiş olan bu süreci de göz önünde bulundurarak, Pontid yayının evrimi içerisinde, ÜKVT ultrapotasik magmatizmasının gelişimine "levha yırtılması" ya da"sırt yitimi" süreçlerinin neden olduğu söylenebilir (Şekil 3.16 c).

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu başlık altında, arazi çalışmalarından elde edilen stratigrafik veriler ile birlikte petrografi, mineraloji, tüm kaya jeokimya ve izotop verileri, mineral kimyası ve radyokronoloji verilerinin birarada değerlendirilmesi sonucunda, ulaşılan sonuçlar maddeler halinde özetlenmektedir.

1. Coğrafik olarak kuzeyde Pontid yayı ile güneyde İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nı (İAEKK) temsil eden birimler arasında ve üzerinde konumlanmış olan Üst Kretase Volkanotortul topluluğu (ÜKVT), farklı temeller üzerinde gelişmiş Pontid yay içi ve önü havza birimlerini temsil eder. ÜKVT çalışma alanının en doğu ucu olan Amasya'da Tokat Grubu'ndan oluşan metamorfik kayaları örtmektedir. En batıda, Kalecik dolaylarında ise Ankara Melanjı birimleri ile ilişkilidir. Geç Kretase süresince meydana gelen yay gerilemesine (slab retreat) bağlı olarak birimde volkanik gereç artmış ve yay içi/önü havza(lar) yay'ın kendisine dönüşmüştür.
2. ÜKVT içerisinde kalkalkalin karakterli andezitlerle birlikte lösitli, lamprofirik ve trakit bileşimli volkanik kayalar yer almaktadır. Bu kayalar istifin depolanmasıyla eş zamanlı oluşan bir volkanizmanın ürünleridir ve yersel, zamansal ve kökensel ortaklık içerisindedir.
3. ÜKVT içerisindeki lösitli ve lamprofirik kayalar Kalecik dolaylarında birbirini kesen eş yaşlı dayk karmaşıkları/kümeleri (dike swarm) şeklinde gözlenirler. Trakitler, istifin en üst seviyelerinde gözlenir ve bu volkanizmanın en genç ürünlerini temsil ederler. Radyokronolojik bulgular stratigrafik gözlemleri desteklemekte olup, lamprofirler, 79.4±3.7 My ile 75.7±0.8 My aralığında, trakitler ise 74.7±0.1 My ile 70.1±1.3 My aralığında meydana gelmişlerdir.
4. Lösitli, lamprofirik ve trakitik kayaların sınıflanmasında mineralojik ve petrografik özellikler esas alınmıştır. Tosya civarında metamorfik temel kayalarını keserek içine yerleşen trakitler dışında tüm örnekler silise

doyumsuz ve Ne-normatif bileşimdedir. Tüm kayalar çeşitli derecelerde alterasyon etkisine maruz kalmıştır. Özellikle lösitli kayalarda analsimleşme sonucunda kayalarda önemli miktarda potasyum göçü meydana gelmiştir. Ancak potasyum kaybına rağmen lösitli, lamprofirik ve trakitik kayalar ultrapotasik/yüksek potasyumlu karakterdedir.

5. Lösitli ve lamprofirik kayaların Kalecik civarında gözlenen dayk kümeleri şeklindeki mostralarında litolojik geçiş tespit edilmiştir. Lösitli kayalar *lösit + klinopiroksen ± K-feldispat;* lamprofirik kayalar *flogopit + klinopiroksen ± K-feldispat* mineralojik bileşimiyle temsil edilirler. Lösitli kayanın oluşturduğu daykların merkezinden lamprofirik daykın merkezine doğru, lösitin azalarak yok olduğu, flogopitik mikanın ortaya çıktığı ve giderek baskın mineral fazı haline geldiği görülür. Her iki litolojinin ortak mafik fazı olan diyopsitik klinopiroksenler üzerinde yapılan EMP ve LA-ICP-MS analizleri, lösitli ve lamprofirik kayaların, aynı ergiyiklerin heteromorfik reaksiyonlar sonucunda farklılaşması sonucunda oluştuğunu ortaya koymuştur. Trakitik kayalar ise aynı ultrapotasik/yüksek potasyumlu ergiyiklerden fraksiyonel kristallenmeye eşlik eden en çok %5'lik kabuk katkısı süreçleri ile farklılaşmıştır.

6. ÜKVT ultrapotasik kayaları, N-MORB'a normalize çoklu element diyagramlarından, yitim ile ilişkili volkanizma ürünlerine özgü desenler oluştururlar. Yüksek Th/Ta, Th/Yb, Ba/Th, Ba/La, Sr/Ta ile düşük Ce/Pb değerleri, manto kaynak alanına dalan levha ile aktarılan ergiyik ve akışkanların etkisini yansıtmaktadır.

7. Klinopiroksen kristallerinden yapılan $\delta^{18}O$ analizleri sonucu elde edilen aşırı düşük değerlerin (‰ 2.4-5.5), $\delta^{18}O_{smow}$ değerleri bakımından tüketilmiş malzemenin asimilasyonuna bağlı olarak oluştuğuna ilişkin hipotez sınanmış ve gerçekçi bulunmamıştır. Düşük $\delta^{18}O_{cpx}$ değerleri, yüksek % MgO, Co, Sc değerleri ve $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ ile Ba/La oranları ile desteklenmektedir. Bundan dolayı düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerine sahip alt okyanusal kabuk kaynaklı akışkanlar, ÜKVT kayalarında gözlenen aşırı düşük $\delta^{18}O_{smow}$ değerlerinin kaynağıdır.

8. ÜKVT ultrapotasik kayaları heterojen bir kaynak alanın ergime ürünleridir. Heterojen kaynak alan önceki yitim olayları ile metasomatizmaya uğramış ve flogopit türü mika bulunduran manto alanlarını (metasom) ifade etmektedir. Manto kaynak alanı flogopit +klinopiroksen ± garnet ± spinel parajenezi ile temsil edilir. Tüm kaya Dy/Yb ile La/Yb oranlarının değişimi ÜKVT ultrapotasik kayalarının metasomatik spinelli ve metasomatik garnetli manto alanlarının ergime ürünleri olduklarını ortaya koyar. Klinopiroksenlere ait Dy/Yb ile Yb değişim diyagramında oluşan eğilim çizgileri, kaynak alanda garnetin kalık biz faz olarak bulunduğu hipotezini destekler.

9. Flogopit içeren metasomlar, önceki yitim olayları sırasında yay önü altı mantosunda (fossil forearc mantle) oluşmuş ve Geç Kretase süresince meydana gelen levha gerilemesi sırasında oluşan sürüklenme akıntıları (corner flow) ile ergime alanına taşınmıştır. Garnet duraylılık alanına kadar kısmen taşınmış olan metasomlar yiten levhadan kaynaklanan ergiyik ve akışkanlarla etkileşmişlerdir.

10. Genelde Kalecik civarına ait en primitif en yüksek, %MgO içerikleri ve en yüksek $^{143}Nd/^{144}Nd$ ile en düşük $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları ile temsil edilen örnekler astenosferik rezervuarları temsil eden $^{206}Pb/^{204}Pb$ oranlarına sahiptir. Dolayısıyla manto kamasına astenosferik katılım olduğunun önemli bir kanıtıdır.

11. Orta Pontidler'de Orta Triyas-Geç Kretase süresinde meydana gelen yitim olayları, Geç Kretase döneminde meydana gelen yay'ın güneye doğru gerilemesi ve buna eşlik eden levha yırtılması (ya da okyanus ortası sırtı yitimi) olayları ÜKVT ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayalarının oluşumuna imkan veren süreçlerdir.

Tez çalışmasına ilişkin sonuçlardan elde edilen bulgular doğrultusunda öneriler şöyledir:

- Ultrapotasik/yüksek potasyumlu volkanikler yarım kalmış kristallenme süreçlerinin ürünleridir ve bu nedenle kayaları oluşturan ergiyikler ile mineraller denge halinde değildir. Ayrıca alterasyon toplam kaya kimyasına önemli ölçüde etki etmektedir. Bahsedilen sebeplerden dolayı, bu kayaların gelişim ve evrimlerinin anlaşılabilmesi adına, minerallerin

ana ve özellikle iz element içeriklerinin belirlenmesi ve tüm kaya bazında yapılan izotop çalışmalarından çok minerallerden izotop tayin yoluna gidilmesi önem taşımaktadır.

- Lösitli, lamprofirik ve trakitik kayaların ortak mafik fazı olan diyopsitik klinopiroksenler ilksel ergiyiklerin bileşimlerini yansıtması açısından önem taşımaktadır ve bu nedenle tez çalışması kapsamında ayrıntılı ana ve iz element tayinleri yapılmıştır. Bu çalışmada elde edilen veriler doğrultusunda tüm diyopsitlerin aynı ergiyik/lerin ürünü olduğu sonucuna varılmıştır. Bu nedenle diyopsit bileşiminden ergiyik bileşimi hesaplanarak, lösitli, lamprofirik ve trakitik kayaların farklılaşmasına ilişkin öne sürülen süreçler üretilecek olan modeller ile mukayese edilmelidir.
- Hipotetik ergiyik bileşimlerinin hesaplanması neticesinde bu ergiyiklerin nasıl bir kaynak alanın ürünleri olduğu anlaşılmaya çalışılmalıdır.
- ÜKVT içerisinde yer alan ve geniş alanlara yayılan kalkalkalin nitelikli andezitik/bazaltik andezitik kayalar üzerinde bu çalışmada fazlaca durulmamıştır. Gerçekte, ultrapotasik/yüksek potasyumlu kayalar ile birlikte aynı alanlarda mostra veren andezit/bazaltik andezitlerin de sağlıklı kimya, izotop ve radyometrik yaş analizleri yapılarak bir arada değerlendirilmeleri ve bu kapsamda kalkalkalinden alkali niteliğe, olağan orta/düşük potasyumlu serilerden yüksek potasyumlu hatta ultrapotasik serilere geçişin nasıl olduğu petrolojik olarak araştırılmalıdır.

KAYNAKLAR

Alp, D. (1972) Amasya yöresinin jeolojisi. İ.Ü. Fen Fakültesi Monografileri, İstanbul.

Adamia, S. A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., Shavishvili, I. & Zakariadze, G. (1981). Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean. *Journal of Structural Geology*, 3(4), 437-447.

Aghazadeh, M., Prelević, D., Badrzadeh, Z., Braschi, E., van den Bogaard, P. & Conticelli, S. (2015). Geochemistry, Sr–Nd–Pb isotopes and geochronology of amphibole-and mica-bearing lamprophyres in northwestern Iran: Implications for mantle wedge heterogeneity in a palaeo-subduction zone. *Lithos*, 216, 352-369.

Akyürek B., Bilginer, E., Çatalı, E., Dağer, Z., Soysal, Y. ve Sunu, O. (1979). Eldivan-Şabanözü (Çankırı) Dolayında Ofiyolit Yerleşmesine İlişkin Bulgular. Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, S.9, Ankara.

Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağer, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y. (1984). Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının temel jeoloji özellikleri. *Jeoloji Mühendisliği*, 20, 31-40.

Altherr, R., Topuz, G., Siebel, W., Şen, C., Meyer, H. P., Satır, M. & Lahaye, Y. (2008). Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic characteristics of Paleocene plagioleucitites from the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos*, 105(1), 149-161.

Anderson, D. L. (2006). Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity. *Tectonophysics*, 416(1), 7-22.

Asan, K., Kurt, H., Francis, D. & Morgan, G. (2014). Petrogenesis of the Late Cretaceous K-rich rocks from the Central Pontide orogenic belt, North Turkey. *Island Arc*, 23, 102-124.

Atalay, Z. (2001). Amasya Yöresi'ndeki linyitli Çeltek Formasyonunun stratigrafisi, fasiyes ve çökelme ortamı özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 44(2), 1-22.

Aygül, M. (2012). Kişisel görüşme.

Bailey E. B. ve McCallien, W. J. (1950). Ankara Melanjı ve Nadolu Şarıyajı, *M.T.A Dergisi*, 40, 12-14.

Bailey E. B. & McCallien, W. J. (1953). Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian Thrust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 62, 403–442.

Barnekov, P. (2000). Volcanic rocks from central Italy: An oxygen isotopic microanalytical and geochemical study (doktora tezi). University of Göttingen, 99p.

Barton, M. & Hamilton, D. L. (1979).The melting relationships of madupite from Leucite Hills lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 41-9.

Baş, H. (1986). Petrology and geochemistry of the Sinop volcanics. *Geological Bulletin of Turkey*, 29, 143–56.

Bates, R.L. & Jackson, J.A. (1980). Glossary of geology. American Geological Institute, Alexandria.

Bektaş, O. & Gedik, İ. (1988). A new formation with leucite-bearing shoshonitic volcanism in the Kop area (Everekhanları Formation) and its relationship with the evolution of the eastern Pontide arc, NE, Turkey. *Geological Society of Turkey Bulletin,* 31, 11-19.

Ben Othman, D., White, W. M. & Patchett, J. (1989). The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters,* 94(1), 1-21.

Bergman, S. C. (1987). Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. *Geological Society, London, Special Publications*, 30(1), 103-190.

Bindeman, I., Gurenko, A., Sigmarsson O. & Chaussidon, M. (2008). Oxygen isotope heterogeneity and disequilibria of olivine crystals in large volume Holocene basalts from Iceland: evidence for magmatic digestion and erosion of Pleistocene hyaloclastites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(17), 4397-4420.

Bingöl, E., Akyürek, B. & Korkmazer, B. (1975). Biga yarımadasının jeolojisi be Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Bildiriler Kitabı*, 70-77.

Blumenthal M.M. (1948). Bolu civarı ile aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki Kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi. MTA Yayınları, Seri B, No: 13, Ankara.

Blumenthal M. M. (1950). Beitreage zur Geologie des Landschaften am Mittleren und untern Yeşilırmak (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar). MTA Yayınları, Seri D, No: 4, Ankara.

Boccaletti, M., Bortolotti, V. & Mario, S. (1966). Ricerche sulle catene alpine. 1– Osservazioni sull'Ankara mélange nella zona di Ankara. Bollettino della Società Geologica Italiana, 85, 483-508.

Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A. & Stanisheva-Vassileva, G. (1978). Late Cretaceous high-potassium volcanism in eastern Srednogorie, Bulgaria. *Geological Society of America Bulletin*, 89(3), 439-447.

Bragg, L., Claringbull, G. F. & Taylor, W. H. (1965). Crystal Structures ol Minerals. Cornell Univ. Press, New York.

Carmichael, I. S. (1967). The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 15(1), 24-66.

Carr, M. J., M. D. Feigenson & E. A. Bennett (1990). Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the Central American arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 105, 369–380.

Cebria, J. M. &Wilson, M. (1995). Cenozoic mafic magmatism in Western/Central Europe: a common European asthenospheric reservoir. *Terra Nova*, **7**, 162.

Ciobanu, C. L., Cook, N. J. & Stein, H. (2002). Regional setting and geochronology of the Late Cretaceous Banatitic magmatic and metallogenetic belt. *Mineralium Deposita*, 37(6-7), 541-567.

Conceição, R. V. & Green, D. H. (2004). Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+ pargasite lherzolite. *Lithos*, 72(3), 209-229.

Conticelli, S. & Peccerillo, A. (1992). Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. *Lithos*, 28(3), 221-240.

Conticelli, S., Francalanci, L., Manetti, P., Cioni, R. & Sbrana, A. (1997). Petrology and geochemistry of the ultrapotassic rocks from the Sabatini volcanic district, central Italy: the role of the evolutionary processes in the genesis of variably enriched alkaline magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 75, 107-136.

Conticelli, S., D'Antonio, M., Pinarelli, L. & Civetta, L. (2002). Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr–Nd–Pb isotope data from Roman Province and Southern Tuscany. *Mineralogy and Petrology*, 74(2-4), 189-222.

Conticelli, S., Carlson, R. W., Widom, E. & Serri, G. (2007). Chemical and isotopic composition (Os, Pb, Nd, and Sr) of Neogene to Quaternary calc-alkalic, shoshonitic, and ultrapotassic mafic rocks from the Italian peninsula: inferences on the nature of their mantle sources. *Geological Society of America Special Papers*, 418, 171-202.

Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini, G. .... Venturelli, G. (2009). Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the western Mediterranean region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associationsin a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*, 107, 68–92.

Conticelli S., Boari E., Avanzinelli R., De Benedetti A.A., Giordano G., Mattei M., Melluso L. & Morra V. (2010). Geochemistry, isotopes and mineral chemistry of the Colli Albani volcanic rocks: constraints on magma genesis and evolution, in *The Colli Albani Volcano*. Special Pub of IAVCEI **3**, p. 107-139, Eds. Funiciello, R. ve Giordano, G.

Conticelli, S., Avanzinelli, R., Poli, G., Braschi, E. & Giordano, G. (2013). Shift from lamproite-like to leucititic rocks: Sr–Nd–Pb isotope data from the Monte Cimino volcanic complex vs. the Vico stratovolcano, Central Italy. *Chemical Geology*. 353, 246-266.

Çapan, U.Z. & Buket, E. (1974). The geology of Aktepe-Gökdere region and the ophiolitic melange. *Bulletin of Geological Society of Turkey*, 18, 11-16.

Çapan, U.Z. & Buket E. (1975). Aktepe-Gökdere bölgesinin jeolojisi ve ofiyolitli melanj. *TJK Bülteni,* 18(1), 11-16.

Çapan, U.Z. (1984). Ankara melanjı içindeki zeolitli alkali bazaltik volkanizmanın karakteri ve yaşı hakkında. *Türkiye Jeoloji Kurumu 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı*, Bildiri özetleri: 121–123.

Çapan U. Z. & Floyd P. A. (1985) Geochemical and petrographic features of metabasalts within units of the Ankara melange, Turkey**.** *Ofioliti*, 10, 3-18.

Çelik, Ö. F., Marzoli, A., Marschik, R., Chiaradia, M., Neubauer, F. & Öz, İ. (2011). Early–Middle Jurassic intra-oceanic subduction in the İzmir-Ankara-Erzincan Ocean, Northern Turkey. *Tectonophysics*, 509(1), 120-134.

Çinku, M. C., Ustaömer, T., Hirt, A. M., Mümtaz Hisarlı, Z., Heller, F. & Orbay, N. (2010). Southward migration of arc magmatism during latest Cretaceous associated with slab steepening, East Pontides, N Turkey: new paleomagnetic data from the Amasya region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 182(1), 18-29.

Dallai, L., Freda, C. & Gaeta, M. (2004). Oxygen isotope geochemistry of pyroclastic clinopyroxene monitors carbonate contributions to Roman-type ultrapotassic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(2), 247-263.

Dalrymple G.B., Alexander, E.C., Lanphere, M.A. & Kraker, G.P. (1981). Irradiation of samples for $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating using the geological survey TRIGA reactor. *USGS Professional Paper*, 1176, 1-55.

Deer,W.A., Howie, R. A. & Zussmann, I. (1963). Rock-Forming Minerals 4. John Wiley NewYork.

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1992). An Introduction to the Rock Forming Minerals, 2. ed., Longman, London, 696pp.

Dellaloğlu, A. A. ve Aksu, R. (1984). Haymana-Tuz Gölü kaya stratigrafi birimleri. TPAO Raporu,10571.

Dellaloğlu, A. A., Tüysüz, O., Kaya, O. H., ve Harput, B. (1992). Kalecik (Ankara)-Eldivan-Yapraklı (Çankırı)-İskilip (Çorum) ve Devrez Çayı arasindaki alanın jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Raporu, 3194.

DePaolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189-202.

Dilek, Y. & Thy, P. (2006). Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara mélange, central Turkey. *Island Arc*, 15(1), 44-57.

Dinçer, A. (1978). Haymana-Kulu yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Raporu, 1314.

Dinçer, A. (1982). Kulu batısının jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Raporu, 1665.

Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A. & Piromallo, C. (1999). Orogens and slabs vs. their direction of subduction. Earth Sci. Rev. 45, 167-208.

Dokuz, A., Tanyolu, E. & 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. *International Journal of Science (Geologische Rundschau)*, 95, 370–394.

Eiler, J. M., Farley, K. A., Valley, J. W., Hofmann, A. W. & Stolper, E. M. (1996). Oxygen isotope constraints on the sources of Hawaiian volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(3), 453-467.

Eiler, J. M., Carr, M. J., Reagan, M. & Stolper, E. (2005). Oxygen isotope constraints on the sources of Central American arc lavas. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 6(7), Q07007, doi:10.1029/2004GC000804.

Esperança, S. & Holloway, J. R. (1987). On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(2),* 207-216.

Ercan, T. ve Gedik, A. (1983). Pontidlerdeki volkanizma. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, **18**, 3-30.

Eyüboğlu, Y. (2010). Late Cretaceous high-K volcanism in the eastern Pontide orogenic belt: Implications for the geodynamic evolution of NE Turkey. *International Geology Review*, 52(2-3), 142-186.

Faul, U. H. (2001). Melt retention and segregation beneath mid-ocean ridges. *Nature*, 410(6831), 920-923.

Floyd, P. A. (1993). Geochemical discrimination and petrogenesis of alkalic basalt sequences in part of the Ankara melange, central Turkey. *Journal of the Geological Society*, 150(3), 541-550.

Foley, S. F., Venturelli, G., Green, D. H. &Toscani, L. (1987). The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. Earth-Science Reviews 24(2), 81-134.

Foley, S. (1992). Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28(3), 435-453.

Frost, D. J. (2006). The stability of hydrous mantle phases. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 62(1), 243-271.

Fumagalli, P., Zanchetta, S. & Poli, S. (2009). Alkali in phlogopite and amphibole and their effects on phase relations in metasomatized peridotites: a high-pressure study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(6), 723-737.

Gedik, A., Ercan, T. ve Korkmaz, S. (1983). Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) havzası jeolojisi ve volknaik kayaçlarının petrolojisi. *MTA Bülten*i, 99(100), 34-51.

Genç, Ş. C. & Yilmaz, Y. (1997). An example of post-collisional magmatism in northwestern Anatolia: the Kizderbent Volcanics (Armutlu Peninsula, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6, 33-42.

Genç, Ş.C. & Tüysüz, O. (2010). Tectonic Setting of the Jurassic bimodal magmatism in the Sakarya Zone (Central and Western Pontides), Northern Turkey: A geochemical and isotopic approach. *Lithos*, 118 (1-2), 94-111.

Georgiev, S., Marchev, P., Heinrich, C. A., Von Quadt, A., Peytcheva, I. & Manetti, P. (2009). Origin of nepheline-normative high-K ankaramites and the evolution of Eastern Srednogorie arc in SE Europe. *Journal of Petrology*, 50(10), 1899-1933.

Gray, J., Cumming, G. L. & Lambert, R. St. J. (1976). Oxygen and strontium isotopic compositions and thorium and uranium contents of basalt from DSDP 37 cores. *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project Washington, DC: Govt. Print. Off* , 37, 607-9.

Gregory, R. T. & Taylor, H. P. (1981). An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail Ophiolite, Oman: Evidence for $\delta^{18}O$ buffering of the

oceans by deep (> 5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 86(B4), 2737-2755.

Göçmengil, G., Karacık, Z. & Genç, Ş.C. (2014). Petrological Features of The Post-Collisional Volcanics on the Izmir-Ankara-Erzincan Suture Zone at Around Almus and Yıldızeli Regions, NE Turkey. AGU Fall Meeting, Aralık, San Francisco.

Gökçen, S. L. (1977). Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi III: Bölge tortullaşma modeli ve paleocoğrafya. *Yerbilimleri/Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi*, 5(2), 13-23.

Guidotti, C.V. (1984). Micas in metamorphic rocks, in: Micas, Reviews in Mineralogy, 13, 357-467. Ed, Bailey, S.W. Mineralogical Society of America.

Gunter, W. D., Hoinkes, G., Ogden, P. & Pajari, G. E. (1990). Origin of leucite-rich and sanidine-rich flow layers in the Leucite Hills Volcanic Field, Wyoming. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95(B10), 15911-15928.

Gupta, A.K. & Fyfe, W.S. (1975) Leucite survival; the alteration to analcime. *The Canadian Mineralogist*, 13, 361-363.

Gupta, A.K. & Yagi, K. (1980). Petrology and genesis of leucite-bearing rocks. Springer-Verlag Berlin.

Gülmez, F., Genç, Ş. C., Keskin, M. & Tüysüz, O. (2013). A post-collision slab-breakoff model for the orgin of the Middle Eocene magmatic rocks of the Armutlu–Almacık belt, NW Turkey and its regional implications. *Geological Society London, Special Publications*, 372(1), 107-139.

Hakyemez, Y., Barkurt, M.Y., Bilginer, E., Pehlivan, S., Can, B., Dağer, Z. ve Sözeri, B. (1986). Yapraklı-Ilgaz-Çankırı-Çandır dolayının jeolojisi. MTA Raporu No: 7966.

Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W. & Van Calsteren, P. (1997). U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. Science 276(5312), 551-555.

Helffrich, G. (2006). Heterogeneity in the mantle—its creation, evolution and destruction. *Tectonophysics*, 416(1), 23-31.

Hildreth, W. &Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4), 455-489.

Irvine, T. & Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.

Jackson, M. G., Hart, S. R., Koppers, A. A., Staudigel, H., Konter, J., Blusztajn, J., Kurz, M. & Russell, J. A. (2007). The return of subducted continental crust in Samoan lavas. *Nature*, 448(7154), 684-687.

James D.E. (1981). The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. *Ann. Rev. Earth and Planetary Science Letter* **9**, 311-44.

Janković, S. (1997). The Carpatho-Balkanides and adjacent area: a sector of the Tethyan Eurasian metallogenic belt. *Mineralium Deposita*, 32(5), 426-433.

Jolivet, L., Facenna, C., Brunet, C., Cadet, J.P., Funiciello, R., Mattei, M. .... Theye, T. (1998). Midcrustal shear zones in postorogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case. j. Geophy. Res. 103, 12111-12586.

Judd, J. W. (1893). On composite dykes in Arran. *Quarterly Journal of the Geological Society,* 49(1-4), 536-563.

Karlsson H.R & Clayton R.N. (1991). Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary. *American Mineralogist,* 76, 189-199.

Kaymakci, N., Özçelik, Y., White, S. H. & Van Dijk, P. M. (2009). Tectono-stratigraphy of the Çankırı Basin: late Cretaceous to early Miocene evolution of the Neotethyan suture zone in Turkey. *Geological Society, London, Special Publications,* 311(1), 67-106.

Kazanci, N. & Varol, B. (1990). Development of a mass flow-dominated fan-delta complex and associated carbonate reefs within a transgressive Paleocene succession, central Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology*, 68(4), 261-278.

Keskin, M., Ustaömer, T. & Yeniyol, M. (2007). Magmatic evolution and geodynamiz setting of the Late Cretaceous Volcanogenic sequences in the north of Istanbul, NW Turkey. *İstanbul' un Jeolojisi Sempozyumu* 3, 130-180.

Keskin, M., Genç, Ş. C. v&Tüysüz, O. (2008). Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. *Lithos*, 104(1), 267-305.

Ketin, İ. (1961). Türkiye'de magmatik faaliyet. Türkiye Jeoloji Bülteni, 7(2), 1-33.

Ketin, İ. ve Gümüş, A. (1963). Sinop, Ayancık arasında üçüncü bölgeye dahil sahaların jeolojisi. TPAO Raporu No: 288.

Khain, V. E. (1975). Structure and main stages in the tectono-magmatic development of the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation. *American Journal of Science*, 275, 131-156.

Klein, C., Hurlbut, C. S., Dana, J. D. & Mineraloge, G. (1993). Manual of mineralogy (Vol. 527). New York: Wiley.

Koçyiğit, A., Özkan, S. & Rojay, B.F. (1988). Examples from the forearc basin remnants at the active margin of northern Neo-Tethys; development and emplacement ages of the Anatolian Nappe, Turkey. *METU Journal of Pure and Applied Science,* 21(1-3), 183-210.

Koçyiğit, A. (1991). An example of an accretionary forearc basin from northern central Anatolia and its implications fro the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. *Geol. Spec. Amer. Bull*., 103, 22-26.

Köksal, S. & Göncüoğlu, M. C. (2008). Sr and Nd isotopic characteristics of some S-, I-and A-type granitoids from Central Anatolia. *Turkish Journal of Earth Science*, 17, 111-127.

Kuehner, S. M., Edgar, A. D. & Arima, M. (1981). Petrogenesis of the ultrapotassic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. *American Mineralogist*, 66(7-8), 663-677.

Kushiro, I., Syono, Y. & Akimoto, S. I. (1968). Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the Earth's upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 3, 197-203.

Lassiter, J.C. & Hauri, E.H. (1998). Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume. *Earth and Pletanery Science Letters*, 164, 483-496.

Laughlin, A.W., Aldrich, Jr., M.J., Shafiqullah, M. & Husler, J. (1986). Tectonic implications of the age, composition, and orientation of lamprophyre dikes, Navajo volcanic field, Arizona. *Earth and planetary science letters*, 76(3), 361-374.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D. .... Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.

Le Maitre, R. W. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press UK.

Ludwig, K.R. (2003). *User's manual for Isoplot, v. 3.0, a geochronological tool kit for Microsoft Excel.* Berkeley Geochronological Center, Berkeley.

Luhr, J. F., Allan, J. F., Carmichael, I. S., Nelson, S. A. & Hasenaka, T. (1989). Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B4), 4515-4530.

Luhr, J.F. &Kyser, T.K. (1989). Primary igneous analcime; Colima minettes. *American Mineralogist*, 74 (1-2), 216-223.

Lustrino, M., Duggen, S. & Rosenberg, C. L. (2011). The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 104(1), 1-40.

Lustrino, M. & Wilson, M. (2007). The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews*, 81(1), 1-65.

McKenzie, D. (1989). Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 95(1), 53-72.

Mederer, J., Moritz, R., Ulianov, A. &Chiaradia, M. (2013). Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan Zone, southern Armenia. *Lithos*, 177, 61-78.

Meijers, M. J. M., Vrouwe, B., van Hinsbergen, D. J. J., Kuiper, K. F., Wijbrans, J., Davies, G. R., ... Saintot, A. (2010). Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos*, 119(3), 412-426.

Mitchell, R. H., Platt, R. G. & Downey, M. (1987). Petrology of lamproites from Smoky Butte, Montana. Journal of Petrology, 28(4), 645-677.

Mitchell, R.H. & Bergman, S.C. (1991). *Petrology of lamproites*. Springer NY.

Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology,* 39 (1), 55-76.

Muehlenbachs, K. & Clayton, R.N. (1976). Oxygen isotope composition of the oceanic crust and its bearing on seawater. *Journal of Geophysical Research*, 81(23), 4365-4369.

Nakamura, Y. & Yoder, H.S. (1974). Analcite, hyalophane, and phillipsite from the Highwood Mountains: Montana. *Carncgie. Inst. Washington. Yearb*. 73, 354-358.

Nelson, D.R. (1992). Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. *Lithos,* 28(3), 403-420.

Nixon, P. H., Mitchell, R. H. & Rogers, N. W. (1980). Petrogenesis of alnoitic rocks from Malaita, Solomon islands, Melanesia. *Mineral. Mag.*, 43, 587-596.

Norman, T. (1972). Ankara Yahşihan bölgesinde Üst Kretase - Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi. *TJK Bülteni*, 15(2), 180-276.

Norman, T. N. (1984). The role of the Ankara mélange in the development of Anatolia (Turkey). *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 441-447.

Nzegge, O. M., Satir, M., Siebel, W. & Taubald, H. (2006). Geochemical and isotopic constraints on the genesis of the Late Palaeozoic Deliktaş and Sivrikaya granites from the Kastamonu granitoid belt (Central Pontides, Turkey). *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 183(1), 27-40.

Okay, A. I. & Şahintürk, O. (1997). AAPG Memoir 68: Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Chapter 15: Geology of the Eastern Pontides.

Okay, A.I. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society London, Special Publications,* 156(1), 475-515.

Okay, A. I. Tansel, I. & Tüysüz, O. (2001). Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous–Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geological Magazine*, 138(02), 117-142.

Okay, A. I. & Göncüoğlu, M. C. (2004). The Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13(2), 75-95.

Okay, A.I., Tüysüz, O., Satır, M., Ozkan-Altıner, S., Altıner, D., Sherlock, S. & Eren, R.H. (2006). Cretaceous and Triassic subduction-accretion, high-pressure–low temperature metamorphism, and continental growth in the Central Pontides, Turkey. *Geological Society of American Bulletin*, 118 (9–10), 1247–1269.

Okay, A. I., Sunal, G., Sherlock, S., Tüysüz, O., Kylander-Clark, A. R. & Aygül, M. (2013). Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the active margin of Eurasia: Southern Central Pontides, Turkey. *Tectonics*, 32(5), 1247-1271.

Olofsson, R.S., Rodushkin, I. & Axelsson, M.D. (2000). Performance characteristics of a tandem spray chamber arrangement in double focusing sector field ICP-MS. *J. Anal. At. Spectrom*. 15.6, 727-729.

Öztürk, A. (1979). Ladik-Destek dolayının stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni,* 22(1), 27-34.

Parker, R.J. (1978). Quantitative determination of analcime in pumice samples by X-ray diffraction. *Mineralogical Magazine*, 42, 103-106.

Parsons, I. (2010). Feldspars defined and described: a pair of posters published by the Mineralogical Society. Sources and supporting information. *Mineralogical Magazine*, 74(3), 529-551.

Pearce, T. H. (1970). The analcite-bearing volcanic rocks of the Crownest Formation, Alberta. Can. *J. Earth Sci.* **7**, 46-66.

Pearce, T. H. (1993). Analcime phenocrysts in igneous rocks; primary or secondary?; discussion. *American Mineralogist*, 78(1-2), 225-229.

Peccerillo, A. (1998). Relationships between ultrapotassic and carbonate-rich volcanic rocks in central Italy: petrogenetic and geodynamic implications. *Lithos*, 43(4), 267-279.

Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H. & Fryer, P. (2005). Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7).

Perelló, J., Razique, A. & Schloderer, J. (2008). The Chagai porphyry copper belt, Baluchistan province, Pakistan. *Economic Geology*, 103(8), 1583-1612.

Perini, G. & Conticelli, S. (2002). Crystallization conditions of leucite-bearing magmas and their implications on the magmatological evolution of ultrapotassic magmas: the Vico Volcano, Central Italy. *Mineralogy and Petrology*, 74(2-4), 253-276.

Perini, G., Francalanci, L., Davidson, J. P. & Conticelli, S. (2004). Evolution and genesis of magmas from Vico Volcano, Central Italy: multiple differentiation pathways and variable parental magmas. *Journal of Petrology, 45(1)*, 139-182.

Prelević, D., Foley, S. F., Cvetković, V. & Romer, R. L. (2004). The analcime problem and its impact on the geochemistry of ultrapotassic rocks from Serbia. *Mineralogical Magazine*, 68(4), 633-648.

Prelević, D., Foley, S. F., Romer, R. & Conticelli, S. (2008). Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(8), 2125-2156.

Prelević, D., Stracke, A., Foley, S. F., Romer, R. L. & Conticelli, S. (2010). Hf isotope compositions of Mediterranean lamproites: mixing of melts from asthenosphere and crustally contaminated mantle lithosphere. *Lithos*, 119(3), 297-312.

Prelević, D., Akal, C., Foley, S.F., Romer, R.L., Stracke, A. & Van Den Bogaard, P. (2012). Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of southwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Petrology, 53(5)*, 1019-1055.

Reading, H.G. (2002). Sedimentary enviroments: processes, facies and stratigraphy. Backwell Science, 688 pp.

Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.s., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, Z., ... Wones, D.R. (1998). Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist*, 36, 905-912.

Richards J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. & Fletcher, T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107, 295–332

Righter, K. & Carmichael, I. S. (1996). Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and PT estimates for biotite-bearing igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **123(1)**, 1-21.

Rittman, A. (1973). Stable Mineral Assemblages of igneous rocks. Springer-Verlag, Berlin.

Robertson, A. H. (2002). Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, **65(1)**, 1-67.

Rock, N. M. (1987). The nature and origin of lamprophyres: an overview. *Geological Society, London, Special Publications* **30(1)**, 191-226.

Rock, N. M. (1991). Lamprophyres. Blackie, Glasgow, UK.

Rojay, B. (1993). Tectonostratigraphy and neotectonic characteristics of the southern margin of Merzifon-Suluova Basin (Central Pontides, Amasya; doktora tezi). Adres: http://users.metu.edu.tr/brojay/

Rojay, B. (1995). Post-Triassic Evolution of Central Pontides: Evidence from Amasya region, Northern Anatolia. *Geologica Romania*, **31**, 329-350.

Rojay, B. & Süzen, M. L. (1997). Tectonostratigraphic Evolution Of An Arc-Trench Basin On Accretionary Ophiolitic Melange Prism, Central Anatolia, Turkey, *The Bulletin of Turkish Association of Petroleum Geologists*, **9(1**), 1-12.

Rojay, B., Yalınız, K. & Altıner, D. (2001). Age and Origin of some Pillow Basalts from Ankara Melange and Their Tectonic Implications to the Evolution of Northern Branch of Neotethys, Central Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **10**, 93-102.

Rojay, B. (2013). Tectonic evolution of the Cretaceous Ankara ophiolitic mélange during the Late Cretaceous to pre-Miocene interval in Central Anatolia, Turkey. *Journal of Geodynamics*, **65**, 66-81.

Rollison, H. (1993). Using geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation, 352.

Sarıfakıoğlu, E., Dilek, Y. & Winchester, J. A. (2013). Late Cretaceous subduction initiation and Palaeocene–Eocene slab breakoff magmatism in South-Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, **55(1)**, 66-87.

Schmidt, K. H., Bottazzi, P., Vannucci, R. & Mengel, K. (1999). Trace element partitioning between phlogopite, clinopyroxene and leucite lamproite melt. *Earth and Planetary Science Letters*, **168(3)**, 287-299.

Sgarbi, P.B.A., Gaspar, J.C. & Valenca, J.G. (2000) Brazilian kamafugites. *Revista Brasileira de Geociencias* **30**, 417-420.

Shama, T.G. (1974). Potassium-rich alkaline rocks, in Alkaline Rocksp. 96-109. Ed Sorenson, H., NewYork, N.Y. Wiley

Sosson, M., Rolland, Y., Müller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Kekelia, S., ... Mosar, J. (2010). Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. *Geological Society London, Special Publications*, 340(1), 329-352.

Stracke, A., Hofmann, A. W. & Hart, S. R. (2005). FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(5).

Sun, S. & McDonough, W.F. (1989). *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.

Şengör, A. M. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3), 181-241.

Şengör, A. M. C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub*., 37, p. 227–264, Eds. Biddle, K.T. and Christie-Blick, N.

Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., Imren, C., Sakinç, M., Eyidogan, H., Görür, N. .... Rangin, C. (2005). The North Anatolian fault: A new look. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 37-112.

Tankut, A., Dilek, Y. ve Önen, P. (1998). Petrology and geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara melange, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1), 265-284.

Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. & Nesbitt, R. W. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1), 293-309.

Tatsumi, Y. & Koyaguchi, T. (1989). An absarokite from a phlogopite lherzolite source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102(1), 34-40.

Taylor, H. P. (1980). The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **47(2)**, 243-254.

Tekeli, O. (1981). Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9(2), 68-72.

Terlemez, İ. ve Yılmaz, A. (1980a). Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye Arasında Kalan Yörenin Stratigrafisi, *TJK. Bülteni*, 23, 179-191.

Terlemez, İ. ve Yılmaz, A. (1980b). Ordu-Ünye-Koyulhisar-Hafik-Karaçayır arasında kalan bölgenin jeolojisi. MTA Raporu, 6700.

Thorkelson, D. J. (1996). Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 255(1), 47-63.

Topuz, G., Göçmengil, G., Rolland, Y., Çelik, Ö. F., Zack, T.& Schmitt, A. K. (2013). Jurassic accretionary complex and ophiolite from northeast Turkey: No evidence for the Cimmerian continental ribbon. *Geology*, 41(2), 255-258.

Turner, S. & Foden, J. (2001). U, Th and Ra disequilibria, Sr, Nd and Pb isotope and trace element variations in Sunda arc lavas: predominance of a subducted sediment component. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **142(1)**, 43-57.

Turner, S., Foden, J., George, R., Evans, P., Varne, R., Elburg, M. & Jenner, G. (2003). Rates and processes of potassic magma evolution beneath Sangeang Api volcano, East Sunda arc, Indonesia. *Journal of Petrology*, 44(3), 491-515.

Tüysüz, O. ve Dellaloğlu, A. A. (1992). Çankırı Havzası'nın tektonik birlikleri ve jeolojik evrimi. *9th Petroleum Congress of Turkey, Proceedings*, 333-349.

Tüysüz, O. (1985). *The distinction and petrological study of the tectonic units in the Kargı Massif* (doktora tezi). Istanbul, Istanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü. 431 p.

Tüysüz, O. (1986). Kuzey Anadolu'da iki farklı ofiyolit topluluğu: Eski ve yeni Tetisin artıkları. *TÜBİTAK Doğa Mühendislik ve Çevre Bilimleri Dergisi*, 10(2),172-179.

Tüysüz, O., Yiğitbaş, E. ve Akyüz, H.S. (1989). Orta Pontidlerin güney kesiminin jeolojisi. TPAO Raporu.

Tüysüz O. (1990). Tectonic evolution of a part of the Tethy-side orogenic collage: The Kargı Massif, northern Turkey. *Tectonics*, 9, 141-160.

Tüysüz O. (1992). A geotraverse from Black Sea to Central Anatolia: Evolution of the NeoTethys. *29th International Geological Congress.*, Kyoto, Japan. Abstracts, 1, 122.

Tüysüz, O. & Yiğitbaş, E. (1994). The Karakaya basin: A Palaeo-Tethyan marginal basin and its age of opening. *Acta Geologica Hungarica*, 37, 327-350.

Tüysüz, O., Dellaloğlu, A. A. & Terzioğlu, N. (1995). A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey. *Tectonophysics*, 243(1), 173-191.

Tüysüz, O. (1996). Geology of Amasya and Surroundings. *11th Petroleum Congress of Turkey, Turkish Association of Petroleum Geologists*, 32-48.

Tüysüz, O. & Tekin, U. K. (2007). Timing of imbrication of an active continental margin facing the northern branch of Neotethys, Kargı Massif, northern Turkey. *Cretaceous Research*, 28(5), 754-764.

Ünalan, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönç, O., Seyirt, Z. ve Hüseyin, S. (1976). Haymana Polatlı yöresinin (GB Ankara) Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi. *Türkiye Jeol. Kur. Bült.,* 19(2), 159-176.

Üzer, M. (2013). 1:250000 Maps of magmatic rocks of Turkey. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey.

Werheim, S. (2013). Petrological characterization of the Klepa ophiolite in Macedonia (FYROM), A first evidence for the presence of Sava Ocean (bitirme tezi). University of Mainz, Johannes Gutenberg Universitat, Mainz, 125p.

Wilson, B. M. (1989). Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Springer UK.

Woolley, A. R. & Symes, R. F. (1976). The analcime-phyric phonolites (blairmorites) and associated analcime kenytes of the Lupata Gorge, Mocambique. *Lithos*, 9(1), 9-15.

Wyllie, P. J. & Sekine, T. (1982). The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. Contributions to Mineralogy and Petrology, 79(4), 375-380.

Varol, E. (2013). The derivation of potassic and ultrapotassic alkaline volcanic rocks from an orogenic lithospheric mantle source: the case of the Kalecik district, Ankara, Central Anatolia, Turkey. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen,* 191(1), 55-73.

Vigouroux, N., Wallace, P. J. & Kent, A. J. (2008). Volatiles in high-K magmas from the western Trans-Mexican Volcanic Belt: evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of the mantle wedge by subduction processes. *Journal of Petrology*, 49(9), 1589-1618.

von Quadt, A., Moritz, R., Peytcheva, I. & Heinrich, C. A. (2005). 3: Geochronology and geodynamics of Late Cretaceous magmatism and Cu–Au mineralization in the Panagyurishte region of the Apuseni–Banat–Timok–Srednogorie belt, Bulgaria. *Ore Geology Reviews*, 27(1), 95-126.

Yagi, K., Ishikawa, H. & Kojima, M. (1975). Petrology of a lamprophyre sheet in Tanegashima Islands, Kagoshima Prefecture. *Japan. J. Jap. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.* 70(7), 213-224.

Yiğitbaş, E., Tüysüz, O. & Serdar, H. S. (1990). Geology of Late Cretaceous active continental margin in Central Pontides. *Türkiye 8. Petrol Kongresi, Proceedings*, Geology, 141-151.

Yılmaz, A. (1980). Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın (melange) iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi (doktora tezi). A.Ü. Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsü, Ankara, 136.

Yılmaz, A. (1981a). Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı. *Türkiye Jeol. Kur. Bül.,* 24(1), 31-38.

Yılmaz, A. (1981b). Tokat ile Sivas arasındaki bölgede bazı volkanitlerin petro-kimyasal özellikleri. *Türkiye Jeol. Kur. Bül.,* 24(2), 51-58.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. & Şengör, A.M.C. (1997). *Geology and tectonic evolution of the Pontides*, In: A.G. Robinson (Ed.) *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. *AAPG Memoir,* 68, 183-226.

Yoder, H. S. (1986). Potassium-rich rocks: phase analysis and heteromorphic relations. *Journal of Petrology,* 27(5), 1215-1228.

Zimmerman, A., Stein, H. J., Hannah, J. L., Koželj, D., Bogdanov, K. & Berza, T. (2008). Tectonic configuration of the Apuseni-Banat-Timok-Srednogorie belt, Balkans-South Carpathians, constrained by high precision Re–Os molybdenite ages. *Mineralium Deposita*, 43(1), 1-21.

EKLER

EK A: Tüm bölgelere ait 1:25000 ölçeğinde hazırlanmış jeoloji haritası, enine kesit ve genelleştirilmiş stratigrafik kesitler (cd içerisinde sunulmuştur).
EK B: Tüm kaya ana, iz ve nadir toprak element analizleri ile izotop sonuçlarına ait sonuçlar.
EK C: Radyokronolojik bulgulara ait analiz detayları ve diyagramlar.

EK B

Çizelge B.1: Örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları.

Kaya Türü	Lösitli Kayalar									
Bölge	Gümüşhacıköy									
x	677741	682232	680187	682225	681834	680375	680370	681870	677741	680560
y	4530585	4523310	4552898	4523307	4524658	4527655	4527652	4523252	4530585	4527670
Örnek	KT-31	KT-26A	KT-28B	KT-27	KT-24B	GMH-09	GMH-08	KT-25	KT-29	GMH-14
SiO_2	50.06	48.40	48.68	49.48	47.85	48.20	48.25	48.45	50.50	50.60
TiO_2	0.62	0.91	0.64	0.67	0.61	0.90	0.89	0.92	0.72	0.66
Al_2O_3	15.38	17.16	14.06	15.02	14.93	16.81	17.05	17.14	15.27	16.06
Fe_2O_3	7.32	8.00	7.36	7.76	7.00	7.84	7.82	8.01	8.39	7.80
MnO	0.13	0.15	0.10	0.14	0.12	0.15	0.15	0.16	0.15	0.23
MgO	5.88	3.54	4.42	5.52	4.75	3.98	4.05	3.76	5.34	4.56
CaO	6.26	5.61	6.19	7.40	6.54	5.99	5.72	5.86	5.82	6.02
Na_2O	4.94	7.38	5.46	5.37	5.14	6.45	6.42	7.34	5.54	6.70
P_2O_5	0.46	0.79	0.45	0.47	0.45	0.78	0.78	0.80	0.53	0.51
K_2O	3.61	1.94	2.61	2.86	3.14	2.40	2.52	1.88	2.96	1.89
Cr_2O_3	0.03	bdl	0.03	0.03	bdl	bdl	bdl	bdl	0.03	0.03
LOI	4.80	5.50	9.60	4.80	8.90	5.90	5.80	5.00	4.20	4.50
Total	99.52	99.32	99.63	99.52	99.51	99.37	99.42	99.37	99.47	99.56
Sc	21	13	21	22	20	13	12	13	21	19
V	172	303	198	198	174	308	286	289	174	175
Cr	171.1	n.d	177.9	184.7	n.d	n.d	13.7	n.d	191.6	171.1
Ni	31.6	6.9	39.3	30.9	42.1	7.5	7.1	7.6	33.1	36.8
Cu	55.2	146.3	56.5	201.1	70.1	66.7	73.3	179.1	108.2	59.3
Zn	46	60	35	38	45	61	62	71	46	33
Ga	13.6	16.1	14.0	14.2	14.0	16.8	15.8	14.9	14.8	14.1
Rb	65	93	96	85	68	106	121	84	68.6	93.5
Sr	724.9	1410.0	666.1	773.3	1061.2	1339.1	1270.0	1472.6	882.3	990.3
Y	16.0	25.0	16.7	16.8	16.4	25.8	26.1	26.8	17.5	16.3
Zr	122.6	158.9	121.6	121.5	119.4	165.0	161.2	160.9	137.5	119.4
Nb	9.2	12.9	8.9	9.5	9.4	12.8	12.4	13.0	10.9	10.5
Cs	4.5	12.6	13.7	8.1	86.9	24.5	23.5	11.8	4.3	11.1
Ba	1847	2800	1128	1734	1695	2425	2194	2332	2107	1492
Pb	7.8	20.1	11.2	9.7	3.3	13.0	8.9	19.9	9.7	16.1
Co	25.9	23.0	22.9	27.4	24.3	24.9	23.0	21.9	26.2	24.6
La	36.3	53.3	35.5	37.2	35.3	56.1	52.1	51.9	42.4	39.1
Ce	63.9	96.4	62.3	68.7	60.9	101.3	99.6	101.7	73.6	69.8
Pr	6.8	10.5	6.9	7.1	6.6	10.7	10.4	10.5	7.6	7.2
Nd	26.9	40.0	26.1	28.1	25.6	39.2	40.2	41.3	26.8	27.9
Sm	5.0	7.8	5.0	5.2	5.1	7.9	7.3	8.0	5.5	5.4
Eu	1.4	2.0	1.4	1.4	1.3	2.0	2.1	2.2	1.5	1.4
Gd	4.6	7.1	4.7	4.8	4.3	6.6	6.7	7.0	4.9	4.7
Tb	0.7	1.0	0.7	0.7	0.7	1.0	1.0	1.0	0.7	0.7
Dy	3	5	3	3	3	5	5	5	3.6	2.8
Ho	0.6	1.0	0.7	0.7	0.7	1.0	1.0	0.9	0.7	0.6
Er	1.7	2.8	1.7	1.7	1.5	2.6	2.2	2.6	1.9	1.8
Tm	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3
Yb	1.5	2.5	1.5	1.6	1.5	2.5	2.2	2.4	1.7	1.7
Lu	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3
Hf	3	4	3	3	2	5	3	4	2.7	2.8
Sn	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ta	0.5	0.7	0.5	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.5	0.4
Th	13.2	17.2	13.1	13.9	13.0	16.9	17.1	17.3	15.2	14.4
U	4.8	3.2	4.9	3.9	5.6	4.9	4.3	2.9	5.8	2.9

Çizelge B.1 (devam): Örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları.

Kaya Türü	Lösitli Kayalar									
Bölge	Kalecik							Osmancık		
x	547104	542127	547075	542197	545459	547776	547776	636987	635549	637000
y	4444541	4452873	4445626	4452809	4442048	4445811	4445811	4550659	4550995	4550682
Örnek	12_52	KT-03A	12_70	KL-18	13_31	13_24	13_23H	OS-37	OS-36	OS_16
SiO_2	45.15	48.43	44.15	46.77	45.96	45.32	45.59	48.49	49.05	48.29
TiO_2	0.71	0.92	0.71	0.68	0.66	0.61	0.57	1.06	0.77	1.06
Al_2O_3	13.67	16.91	14.02	17.47	11.24	9.26	8.42	14.93	16.09	14.55
Fe_2O_3	10.70	7.76	9.50	9.26	10.38	10.02	9.61	10.38	8.83	10.61
MnO	0.18	0.13	0.21	0.25	0.18	0.17	0.17	0.15	0.24	0.15
MgO	6.20	3.47	4.82	2.74	7.80	9.48	9.99	4.92	5.91	5.19
CaO	11.21	5.07	10.26	8.72	13.05	14.22	15.43	6.78	5.71	7.40
Na_2O	3.11	7.38	4.00	5.37	1.54	1.47	1.04	6.71	4.86	6.58
P_2O_5	0.46	0.80	0.52	0.47	0.48	0.47	0.40	0.69	0.72	0.69
K_2O	3.32	2.20	3.89	2.21	3.09	3.52	3.45	1.03	2.83	0.89
Cr_2O_3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.03	0.04	bdl	bdl	bdl
LOI	4.80	6.30	7.20	5.60	5.10	4.90	4.80	4.40	4.40	4.20
Total	99.48	99.36	99.24	99.55	99.48	99.43	99.49	99.50	99.43	99.62
Sc	35	13	23	11	44	57	63	23	17	25
V	317	294	336	352	266	230	197	243	239	237
Cr	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ni	8	6	5	1	10	16	17.2	9.7	25.8	10.1
Cu	153.9	155.7	166.2	155.4	165.1	138.0	107.0	73.7	83.8	96.1
Zn	57	47	64	49	56	57	47	36	64	44
Ga	12.7	16.0	13.6	15.4	11.8	7.8	7.8	15.4	17.9	16.1
Rb	90.6	61.2	134.7	89.0	35.5	135.6	145.9	52.6	62.6	47.9
Sr	907.8	1206.3	1431.4	890.2	893.4	974.6	915.7	543.3	964.4	529.9
Y	16.6	26.6	23.1	21.8	16.7	17.3	15.2	27.8	22.9	26.9
Zr	69.5	170.6	107.3	93.7	83.1	88.4	78.4	156.9	162.6	148.3
Nb	7.8	12.9	17.4	14.6	6.5	9.1	6.8	10.1	10.9	9.3
Cs	4.3	24.7	6.6	10.3	1.2	6	3.8	2.7	12	3
Ba	1824	2605	3304	1500	1408	1632	1345	2138	2138	1068
Pb	11.8	14.7	24.5	11.2	16.6	13.6	8.5	22.2	5.7	21.2
Co	39.7	21.1	34.0	24.2	41.6	39.0	39.4	28.9	26.9	27.5
La	34	55	55	51	34	30.7	27.7	47.1	54.5	43.9
Ce	63.7	100.2	97.0	91.0	62.0	60.8	52.3	87.4	95	81
Pr	7.2	10.8	10.9	9.4	7.4	6.9	6	9.5	9.6	9.3
Nd	27	39	41	36	30	28.2	24.4	38.5	36.6	33.7
Sm	5.9	7.6	7.8	6.7	6.3	6	5.6	7.7	7.0	7.5
Eu	1.4	2.1	1.9	1.8	1.7	1.4	1.3	2.1	1.8	2.1
Gd	5.4	6.9	7.1	6.2	5.4	5.1	4.6	7.1	5.9	6.7
Tb	0.8	1.0	0.9	0.9	0.7	0.7	0.6	1.1	0.9	1.0
Dy	3.3	5.8	5.2	4.2	3.6	3.7	3.2	5.2	4	5
Ho	0.7	1.0	0.9	0.9	0.7	0.6	0.6	1.2	0.9	1.0
Er	1.7	2.9	2.0	2.3	1.9	1.7	1.4	3.1	2.4	2.7
Tm	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.4	0.4	0.4
Yb	1.4	2.4	2.2	1.9	1.5	1.3	1.4	2.6	2.1	2.3
Lu	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.4	0.3	0.4
Hf	1.5	3.7	2.2	2.3	2.3	2.1	2.3	4.0	4.1	3.1
Sn	2	2	1	2	1	2	2	2	2	2
Ta	0.3	0.6	0.7	0.5	0.3	0.6	0.2	0.5	0.6	0.6
Th	10.6	17.3	18.5	17.3	9.1	8.5	6.9	13.7	15.9	13.7
U	3.3	4.8	5.5	3.4	2.4	2.3	2.5	2.9	4.3	3.8

Çizelge B.1 (devam): Örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları.

Kaya Türü	Lösitli Kayalar									
Bölge	Osmancık					Amasya				Tosya
x	634217	637445	637122	635462	636781	732040	736555	736541	733093	583184
y	4552528	4551210	4550730	4551004	4550773	4511575	4510507	4510498	4512124	4543331
Örnek	KT-21	OS-34	OS-04	OS-42	OS-12	AMS-07	AMS-11	AMS-32	KT-34A	12_2a
SiO_2	51.25	48.63	48.23	46.28	48.12	49.06	50.35	49.87	46.03	47.07
TiO_2	0.64	0.96	1.13	0.86	0.94	0.73	0.68	0.69	0.92	0.95
Al_2O_3	15.51	13.88	14.09	12.65	12.50	17.87	18.34	18.22	13.21	13.87
Fe_2O_3	7.49	10.05	10.96	10.26	9.55	7.75	6.67	6.53	10.14	9.66
MnO	0.11	0.26	0.19	0.17	0.17	0.17	0.16	0.15	0.19	0.22
MgO	4.54	5.69	5.32	7.55	8.31	3.27	2.87	2.99	7.02	5.78
CaO	5.92	8.38	9.24	10.39	9.97	4.79	4.38	4.37	9.33	8.73
Na_2O	6.32	3.28	4.27	4.79	3.77	5.18	3.26	3.25	3.99	6.53
P_2O_5	0.51	0.68	0.57	0.63	0.41	0.84	0.47	0.46	0.49	0.87
K_2O	2.28	3.94	2.06	1.10	1.81	4.82	7.20	7.49	2.70	0.80
Cr_2O_3	0.03	bdl	bdl	bdl	0.04	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
LOI	5.00	3.60	3.50	4.70	3.90	5.10	5.20	5.60	5.60	5.10
Total	99.64	99.40	99.56	99.44	99.53	99.59	99.61	99.61	99.62	99.58
Sc	21	27	31	35	37	9	8	8	33	27
V	161	310	293	261	223	227	180	186	279	325
Cr	171.1	n.d	n.d	n.d	287.4	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ni	26.8	11.9	11.2	19.4	56.4	7	4	4	17	12.9
Cu	97.2	147.3	24.6	99.2	100.0	214.2	133.2	132.3	92.1	50.5
Zn	42	63	52	48	50	78	63	67	65	26
Ga	13.3	17.8	16.4	13.5	15.4	16.9	19.0	17.7	15.6	15.1
Rb	116.4	65.7	97.8	17.3	54.1	134.1	279.2	279.5	61.2	71.3
Sr	394.1	1193.8	788.0	1027.7	789.6	845.5	925.2	791.1	533.2	1119.8
Y	16.8	29.2	26.5	20.2	19.4	21.9	20.6	20.2	24.8	22.7
Zr	130.9	160.7	128.5	110.2	99.9	127.5	144.3	145.0	112.2	126.3
Nb	11.8	11.6	10.2	8.6	7.3	10.7	15.8	14.4	8.8	9.3
Cs	3	5	7.7	18.2	3.6	11.9	4.7	4.1	6.5	9.0
Ba	1444	2023	1406	1773	1358	1239	1181	1282	888	680
Pb	10.1	3.3	8.1	7.3	5.6	25.8	18.7	21.2	13.1	12.7
Co	25.8	32.1	34	35	37.2	24.3	17.5	17.3	35.4	30.1
La	36.7	48.6	36.1	42.0	27.5	40.9	39.7	38.2	33.5	49.5
Ce	67	91	72.8	81.5	55.2	81.5	73.8	71.8	66.5	99.6
Pr	7.4	10.9	8.6	8.6	6.3	9.2	8.6	8.5	8.2	10.5
Nd	31.7	46.3	35.6	34.9	26.6	37.3	33.4	32.8	32	38.2
Sm	5.6	9.8	8.0	6.8	5.8	7.4	7.2	6.5	8.3	8.4
Eu	1.5	2.5	2.2	1.9	1.5	1.8	1.8	1.9	2.1	2.1
Gd	4.7	8.2	6.8	6.1	5.3	6.3	5.8	5.6	7.4	7.0
Tb	0.7	1.1	1	1	0.8	0.9	0.8	0.8	1	1.0
Dy	3	6	5.5	4.1	3.9	3.9	4.2	4.0	5.3	4.7
Ho	0.6	1.0	1	1	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8	0.9
Er	1.8	3.1	2.8	2.1	2.1	2	2	2	2.2	2.2
Tm	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4
Yb	1.5	2.3	2.5	1.8	1.7	1.8	1.8	1.9	1.8	2.0
Lu	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Hf	2.9	4.7	3.4	2.9	2.7	3.1	2.9	3.2	3.2	3.2
Sn	2	3	2	2	2	2	3	3	2	1
Ta	0.4	0.5	0.5	0.3	0.5	0.5	0.8	0.9	0.6	0.4
Th	14.5	14.0	10.0	11.2	7.3	12.5	12.6	11.6	9.2	11.8
U	4.0	3.4	1.8	3.1	2.5	6.7	4.6	4.5	3.4	3.8

Çizelge B.1 (devam): Örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları.

Kaya Türü	Lösitli Kayalar			Lamprofirik Kayalar						
Bölge	Tosya			Amasya						Kalecik
x	583184	580293	579516	736640	735476	738157	736393	732805	733093	542207
y	4543331	4543204	4543743	4510200	4512164	4511762	4510610	4512295	4512124	4452722
Örnek	12_2b	12_3	13_15	AMS-14	AMS-25	AMS-29	AMS-30	KT-36D	KT-33A	KL-21
SiO_2	48.60	48.87	44.38	49.49	57.34	48.71	53.27	52.96	46.13	45.22
TiO_2	0.91	0.96	1.19	0.77	0.71	0.92	0.64	0.67	1.03	0.71
Al_2O_3	14.07	14.19	13.54	13.82	16.26	16.79	18.77	18.70	12.99	14.26
Fe_2O_3	10.47	9.59	12.14	7.90	6.79	7.90	6.03	6.17	10.96	10.61
MnO	0.19	0.19	0.18	0.15	0.11	0.27	0.13	0.13	0.20	0.19
MgO	5.25	5.63	7.03	5.04	2.77	3.75	3.25	3.43	6.98	8.21
CaO	8.87	7.89	8.68	8.11	5.24	4.45	2.04	2.20	10.52	9.38
Na_2O	4.57	4.83	5.12	4.03	3.76	1.90	3.44	3.63	4.11	3.85
P_2O_5	0.62	0.63	0.74	0.38	0.34	0.50	0.37	0.37	0.54	0.39
K_2O	2.49	2.89	0.82	4.34	5.33	6.93	7.82	7.56	1.60	1.22
Cr_2O_3	bdl	bdl	bdl	0.03	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.03
LOI	3.40	3.90	5.70	5.70	1.00	7.50	3.90	3.8	4.6	5.5
Total	99.49	99.61	99.52	99.71	99.67	99.60	99.67	99.67	99.63	99.57
Sc	26	24	35	21	16	11	8	8	36	36
V	237	256	312	179	172	208	129	132	321	305
Cr	n.d	n.d	n.d	177.9	n.d	n.d	bdl	n.d	n.d	225.8
Ni	9.8	22.5	26.2	27.6	11.8	1.4	6.9	6.8	17.2	38.9
Cu	65.4	95.1	74.4	54.9	18.2	39.2	45.0	44.1	130.2	146.9
Zn	44	72	62	42	16	84	63	62	52	61
Ga	15.2	15.1	15.7	13.1	17.8	20.8	16.7	16.1	15.8	15.8
Rb	53.9	54.6	24.2	89.9	171.9	173.9	217.7	207.7	99.7	29.9
Sr	976.3	430.0	789.8	369.9	602.7	664.3	604.1	578.5	454.9	609.1
Y	23.9	23.9	26.3	20.7	19.1	26.9	19.5	20.9	27.1	15.4
Zr	128.2	143.9	138.1	140.6	166.8	168.6	172.4	166.5	115.9	56.5
Nb	10.2	10.2	8.0	9.5	14.6	14.1	18.2	17.2	8.8	6.6
Cs	4.7	3.2	17.7	5.7	3.0	10.0	4.2	4.1	4	2.5
Ba	1823	1191	1173	632	1180	1452	1014	1011	686	1140
Pb	13.6	10.7	18.6	10.3	11.2	4.8	21.6	22.2	12.1	7.0
Co	28.6	26.8	38.5	23.4	14.5	19.5	15.5	15.6	37.7	40.1
La	44.4	41.5	47.1	37.7	43.8	41.2	41.5	39.9	33.6	22.5
Ce	89.2	80.7	90.4	74.1	72.8	76.3	77.9	77.2	69.8	41.8
Pr	9.7	8.8	10.2	8.1	7.1	9.2	8.2	8.1	8.9	4.9
Nd	38.8	37.5	43.9	30.8	25.9	35.6	29.9	30.9	39.7	18.2
Sm	7.8	7.3	8.4	6.6	4.9	7.8	5.9	5.9	8.9	4.0
Eu	2.2	2.1	2.3	1.7	1.4	2.2	1.6	1.6	2.3	1.1
Gd	7.1	6.6	7.5	5.8	4.4	6.6	4.8	5	7.9	3.7
Tb	1	1	1.1	0.8	0.7	1.0	0.8	0.8	1.2	0.6
Dy	5	4	5.8	4.1	3.6	5.2	3.8	3.6	5.4	2.9
Ho	0.9	1.0	0.9	0.8	0.8	1.0	0.8	0.8	1.1	0.6
Er	2.5	2.4	2.6	1.9	2.2	2.6	2.3	2.1	2.7	1.8
Tm	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3
Yb	2.1	1.9	2.3	1.8	2.0	2.6	2.1	2	2.1	1.5
Lu	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2
Hf	2.4	3.0	3.8	3.6	4.6	4.0	4.1	3.9	3.4	1.5
Sn	2	2	2	2	1	3	2	2	2	1
Ta	0.5	0.6	0.3	0.5	1.0	0.7	0.9	1.1	0.4	0.3
Th	12.7	12.3	10.7	10.6	12.8	9.3	15.1	15.2	8.5	6.5
U	2.7	1.3	2.8	3.4	5.0	2.8	5.0	4.9	3.0	3.6

Çizelge B.1 (devam): Örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları.

Kaya Türü	Lamprofirik Kayalar									
Bölge	Kalecik									
x	540485	545494	544764	540493	582057	547037	582057	546348	547002	541818
y	4452072	4440366	4440898	4452073	4543399	4545500	4543399	4444424	4445344	4451521
Örnek	KL-25	KL-32	KL-31	KT-01B	12_82	12_85	12_83	12_56	12_75	12_37
SiO_2	51.12	40.73	38.77	45.77	36.2	39.78	46.69	46.93	44.01	47.3
TiO_2	0.73	0.71	0.73	0.77	0.7	0.81	0.66	0.69	0.72	0.74
Al_2O_3	16.91	11.20	14.39	14.61	10.66	12.14	13.4	13.24	13.64	13.18
Fe_2O_3	8.00	10.36	11.49	10.71	10.71	11.6	9.26	9.78	11.57	11.07
MnO	0.16	0.21	0.16	0.2	0.2	0.21	0.17	0.18	0.2	0.2
MgO	3.32	7.61	6.36	6.02	3.8	4.24	3.55	4.4	6.8	6.6
CaO	5.69	11.83	10.54	11.64	15.21	12.56	8.79	9.25	12.93	12.02
Na_2O	3.68	1.72	3.10	2.69	0.13	0.31	0.83	1.39	3.3	1.64
P_2O_5	0.29	0.28	0.33	0.34	0.63	0.65	0.49	0.52	0.39	0.35
K_2O	5.53	1.35	2.00	2.04	7.19	7.45	8.39	6.19	1.6	3.85
Cr_2O_3	bdl	0.04	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
LOI	4.1	13.6	11.7	4.8	14.1	9.5	7.1	7	4.3	2.6
Total	99.57	99.62	99.58	99.6	99.51	99.3	99.37	99.57	99.5	99.57
Sc	16	38	33	35	36	30	21	29	42	43
V	228	272	300	309	289	364	262	276	352	301
Cr	n.d	266.9	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ni	4.1	66.3	35.4	30.6	14.7	8.5	7.3	15.5	7.9	11.5
Cu	163.1	150.3	145.5	122.4	138.4	166.8	157.4	127.2	141.6	114.4
Zn	66	57	78	63	61	83	69	71	49	44
Ga	16.0	11.7	15.1	15.3	13.2	13.5	12.2	14.4	13.5	14.4
Rb	134.1	29.2	49.2	22.3	221.6	177.1	270.9	177.2	74.8	109.4
Sr	875.2	312.8	1010.3	876.2	1234.1	1460.2	1471.6	773.4	950.6	860.3
Y	23.0	15.0	17.5	16.8	19.5	27.5	22.1	24.3	15.0	19.3
Zr	110.6	53.1	62.9	53.6	74.9	132.1	113.9	99.1	57.9	69.5
Nb	10.9	5.5	5.5	4.0	9.1	20.6	14.1	7.8	8.5	4.8
Cs	0.5	0.7	0.6	0.9	0.4	0.3	2.8	1.1	2.9	1.8
Ba	1572	1044	831	989	1579	2815	2287	1497	1365	1093
Pb	18.5	8.8	17.1	7.7	20.5	19.5	22.4	4.8	12.7	10.7
Co	23.2	34.9	34.6	36	39	39	27.6	34.3	44.5	38.2
La	34.2	21.6	31.0	20.7	39.3	60.4	49.2	34.8	30	24.9
Ce	59.8	39.7	55.5	39	70	108	87.6	64.9	56.1	47.8
Pr	6.4	4.4	6.0	4.5	8.1	12.4	9.8	7.5	6.4	5.6
Nd	24.0	16.3	22.6	16.8	28.9	48.2	35.6	29.0	24.6	22.3
Sm	5.0	3.7	4.6	3.9	6.5	9.4	7.1	6.3	5.4	4.9
Eu	1.3	1.1	1.3	1.1	1.6	2.3	1.8	1.5	1.3	1.3
Gd	5	4	4	3.8	6.0	8.5	6.6	6.3	5	4.9
Tb	0.8	0.6	0.7	0.6	0.8	1.2	0.9	0.9	0.7	0.7
Dy	4	3	4	3.4	3.9	5.9	4.8	4.5	3.5	3.8
Ho	0.9	0.7	0.6	0.6	0.8	1.0	0.8	1.0	0.5	0.8
Er	2.5	1.6	1.9	1.9	1.9	2.2	2	3	1.5	1.9
Tm	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3
Yb	2.1	1.4	1.4	1.6	1.5	2.4	2.2	2.4	1.6	1.9
Lu	0.4	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3
Hf	2.4	1.4	1.7	1.3	2.0	3.5	3	3	1.2	2.1
Sn	2	1	1	1	2	3	3	3	2	2
Ta	0.6	0.2	0.2	0.3	0.5	0.7	0.5	0.4	0.4	0.3
Th	10.4	5.8	8.3	5.7	11.9	18.5	17.3	11.3	9.7	7.9
U	3.1	1.7	2.0	1.8	2.4	6.6	1.8	3.4	2.4	2.1

Çizelge B.1 (devam): Örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları.

Kaya Türü	Lamp. K	Trakitik Kayalar								
Bölge	Kalecik	Amasya			Tosya					
x	545459	736967	738157	738157	585262	598300	595541	575507	582396	583156
y	4442048	4513275	4511762	4511762	4546560	4549436	4549773	4543387	4546097	4546069
Örnek	13_30	AMS-01	AMS-19	AMS-28	TS-06	TS-13	TS-21	12_07	12_09	12_20
SiO_2	42.66	53.59	53.57	53.81	58.39	56.90	54.92	61.79	63.22	57.23
TiO_2	0.75	0.51	0.51	0.52	0.72	0.79	0.63	0.50	0.49	0.68
Al_2O_3	12.10	18.92	19.04	18.7	15.42	16.75	15.69	15.45	14.74	15.09
Fe_2O_3	10.87	4.84	4.62	4.69	6.99	5.85	7.33	5.07	4.15	6.19
MnO	0.17	0.17	0.14	0.17	0.15	0.13	0.15	0.11	0.08	0.17
MgO	5.68	2.16	1.01	2.09	3.32	2.18	3.07	2.72	3.35	3.93
CaO	11.73	2.57	5.72	3.2	3.83	4.55	4.79	3.14	2.51	5.88
Na_2O	0.28	3.79	1.90	3.58	3.87	5.43	4.95	4.14	4.21	3.31
P_2O_5	0.52	0.17	0.16	0.18	0.43	0.33	0.43	0.30	0.26	0.31
K_2O	7.08	7.97	8.01	8.03	5.36	4.65	4.33	5.05	4.72	4.77
Cr_2O_3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
LOI	7.6	4.9	4.9	4.6	1.2	1.9	3.4	1.4	2.0	2.0
Total	99.40	99.58	99.53	99.59	99.64	99.48	99.73	99.64	99.73	99.63
Sc	40	4	4	5	18	10	17	13	11	19
V	295	125	137	149	149	119	170	96	85	153
Cr	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ni	12.3	3.4	2.9	3.4	11.3	5.1	22.2	28.9	47.8	32.2
Cu	155.0	42.3	34.0	44.8	26.2	41.2	17.3	9.1	19.9	20.6
Zn	79	67	55	69	34	32	44	31	37	61
Ga	13.1	15.5	18.5	16.1	17.3	16.5	16.7	17.7	15.6	18.1
Rb	137.1	191.6	205.4	199.0	128.6	121.6	82.7	128.2	115.7	118.1
Sr	1347.4	825.2	1677.9	1031.4	727.3	858.6	406.7	922.6	467.6	712.6
Y	17.1	21.8	22.9	22.0	22.7	22.1	25.6	17.5	14.5	17.5
Zr	75.3	157.7	158.7	156.8	165.6	215.6	166.0	166.8	154.8	140.1
Nb	5.1	13.6	14.1	13.5	14.3	26.6	15.9	12.9	13.4	13
Cs	0.2	18.0	1.2	17.7	1.1	2.0	0.3	1.0	1.0	1.7
Ba	1979	1770	1585	1659	1277	2577	732	1260	888	1297
Pb	15.3	14.7	24.5	14.8	14.5	44.8	19.3	21.3	24.9	5.9
Co	37.6	9.1	8.9	9.2	16.3	14.2	17.9	12.1	12.4	17.7
La	31.3	44.3	43.9	42.0	37.8	62.5	44.4	40.3	33.9	32.0
Ce	61.4	77.8	73.4	72.9	76.6	103.6	80.4	75.4	62.6	61.1
Pr	6.8	7.9	8.1	8.0	8.2	10.5	8.9	7.5	6.5	6.2
Nd	28.2	28.8	31.0	31.7	30.8	39.7	34.4	26.8	25.2	25.1
Sm	5.6	5.7	6.0	5.9	6.5	7.3	6.7	5.3	4.4	4.6
Eu	1.7	1.6	1.7	1.7	1.7	1.7	1.8	1.4	1.1	1.2
Gd	5.1	4.9	5.1	5.1	5.4	5.9	6.2	4.6	3.9	4
Tb	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9	0.6	0.6	0.6
Dy	3.9	4.1	4.2	4.4	4.1	4.1	5	3	2.8	3.1
Ho	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1	1	0.5	0.7
Er	1.8	2.4	2.3	2.1	2.3	2.2	2.7	1.7	1.4	1.8
Tm	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.2	0.3
Yb	1.7	2.3	2.3	2.3	2.1	1.9	2.4	1.6	1.2	1.5
Lu	0.2	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3
Hf	2.1	3.6	4.2	4.1	4.0	5	4.5	4.1	3.7	3.9
Sn	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ta	0.3	0.7	0.7	0.8	0.7	1.6	0.8	0.8	0.8	0.9
Th	7.2	13.7	13.9	13.4	12.3	15.9	11.7	13.3	12.4	10.7
U	2	3.7	5.0	4.5	4.0	8.5	5.2	4.7	5	3.6

Çizelge B.1 (devam): Örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları.

Kaya Türü	Trakitik. K	Ksenolit			Andezit				
Bölge	Tosya	Kalecik			Amasya		Gümüşhacıköy		Osmancık
x	581502	547776	547776	547776	741380	736666	679102	676932	634306
y	4545908	4445811	4445811	4445811	4510321	4512961	4525577	4529586	4552323
Örnek	12_13	13_26	13_25	13_23X	AMS-21	13_05	GMH-06	GMH2_09	OS-29
SiO_2	62.98	45.12	46.61	47.37	53.96	54.66	63.44	49.03	58.49
TiO_2	0.49	0.48	0.53	0.41	0.98	0.95	0.58	0.72	0.52
Al_2O_3	14.81	5.04	4.29	4.77	12.26	17.37	17.44	14.08	15.06
Fe_2O_3	4.35	7.04	8.07	6.38	7.98	6.86	5.03	7.94	5.69
MnO	0.1	0.14	0.13	0.13	0.16	0.17	0.07	0.14	0.10
MgO	3.54	12.12	13.53	11.71	6.50	2.98	0.79	4.93	4.37
CaO	2.73	21.85	22.39	20.22	9.03	5.10	0.96	8.22	4.46
Na_2O	3.84	0.17	0.19	0.18	2.76	3.98	9.14	2.47	5.44
P_2O_5	0.29	0.08	0.03	0.22	0.27	0.39	0.29	0.25	0.24
K_2O	4.88	1.77	0.94	2.37	2.43	4.57	0.51	2.92	2.43
Cr_2O_3	bdl	0.03	0.05	0.04	0.09	bdl	bdl	bdl	0.03
LOI	1.6	5.8	2.9	5.8	3.20	2.60	1.50	9.00	2.90
Total	99.68	99.70	99.68	99.62	99.63	99.61	99.79	99.72	99.77
Sc	11	120	106	94	33	17	11	23	15
V	100	120	134	122	220	170	175	216	144
Cr	n.d	n.d	n.d	n.d	581.6	n.d	n.d	n.d	191.6
Ni	52.9	9.3	14.6	14.5	53.9	9.0	17.1	35.8	44.3
Cu	26.6	15.8	15.0	58.8	78.4	60.2	265.2	23.9	23.4
Zn	36	15	11	20	71	90	58	65	32
Ga	15.7	7.8	7.9	6	14.5	21.7	14.0	15.0	14.2
Rb	132.7	51.9	40.6	72	54.9	118.8	14.6	71.9	57.9
Sr	537.3	296.8	269.2	574.1	700.1	889.0	579.9	570.9	436.7
Y	15.5	9.9	8.1	9.7	20.7	25.0	13.3	19.8	13.7
Zr	157.5	26.6	29.7	37.7	102.2	214.8	135.3	90.1	132.9
Nb	15.3	1.0	0.7	3.1	7.7	16.2	8.2	5.2	10.1
Cs	1.4	bdl	0.1	bdl	0.6	5.0	0.8	1.9	1.0
Ba	1193	223	124	618	844	1120	277	569	345
Pb	18.7	3.8	1.5	7.5	18.5	14.1	8.0	2.9	10.0
Co	13.9	39.2	39.6	37.5	35.9	18.7	23.7	24.4	16.4
La	37.8	8.9	6.7	14.3	27.0	40.9	35.8	17.6	25.9
Ce	66.4	19.2	16.5	30.2	54.7	87.9	57.0	34.4	46.4
Pr	7.3	2.7	2.4	3.5	6.4	9.6	7.0	4.2	5.4
Nd	26.5	13.7	11.7	13.9	25.0	38.0	25.4	15.5	21.2
Sm	5	2.9	2.7	3.2	5.3	8.1	4.7	3.7	3.7
Eu	1.3	0.8	0.9	1	1.4	2.2	1.2	1.2	1.1
Gd	4	2.7	2.5	3.3	4.9	7.1	3.9	3.7	3.6
Tb	0.6	0.4	0.4	0.4	0.8	1.0	0.5	0.6	0.5
Dy	3.1	1.7	1.8	2	3.8	4.9	2.6	3.7	2.7
Ho	0.6	0.3	0.4	0.3	0.8	0.8	0.4	0.7	0.5
Er	1.7	0.7	0.7	0.9	2.2	2.5	1.4	1.9	1.4
Tm	0.3	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2
Yb	1.3	0.8	0.7	0.7	1.9	2.1	1.4	2.1	1.4
Lu	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2
Hf	4.1	1.2	1.2	1	3.4	5.1	3.7	1.9	4.0
Sn	3	1	2	bdl	2	2	2	bdl	2
Ta	0.9	bdl	bdl	bdl	0.6	0.9	0.5	0.4	0.5
Th	14.0	1.4	1.0	3.3	7.7	17.2	12.2	6.4	12.0
U	5.7	0.8	0.2	1.4	2.9	3.2	3.6	1.7	4.2

Çizelge B.1 (devam): Örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları.

Kaya Türü		Andezit		Kompozit Dayk		
Bölge	Osmancık	Kalecik		Kalecik		
x	634306	542127	542127	547808	547808	547808
y	4552323	4452873	4452873	4446392	4446392	4446392
Örnek	OS-29	KT-3G	KT04D	273 Lösitit	271 Minet	272 Geçiş
SiO_2	58.49	46.74	45.46	43.1	41.95	43.26
TiO_2	0.52	0.68	0.70	0.78	0.78	0.78
Al_2O_3	15.06	16.84	13.97	12.78	11.94	12.35
Fe_2O_3	5.69	9.21	10.48	11.15	11.4	11.27
MnO	0.10	0.26	0.18	0.22	0.23	0.23
MgO	4.37	2.79	8.05	4.9	4.8	5.23
CaO	4.46	9.29	8.60	11.6	12.76	11.59
Na_2O	5.44	4.71	4.72	3.5	0.75	2.26
P_2O_5	0.24	0.48	0.39	0.55	0.56	0.54
K_2O	2.43	2.75	0.97	3.91	6.68	5.09
Cr_2O_3	0.03	bdl	0.03	bdl	bdl	bdl
LOI	2.90	5.60	6.00	6.8	7.4	6.6
Total	99.77	99.37	99.60	99.32	99.25	99.24
Sc	15	11	36	29	30	29
V	144	377	338	311	318	307
Cr	191.6	n.d	225.8	n.d	n.d	n.d
Ni	44.3	1.8	34.4	7.6	7.2	6.2
Cu	23.4	289.2	103.5	148.5	168.5	160.8
Zn	32	54	54	67	81	79
Ga	14.2	14.7	13.4	12.2	12.9	13.4
Rb	57.9	71.2	27.6	90.1	157.2	118.5
Sr	436.7	1683.5	511.2	1437.9	1580.4	1423.3
Y	13.7	20.3	16.7	28.2	25.5	26.5
Zr	132.9	95.1	63.0	142.7	132.4	153.3
Nb	10.1	15.4	8.0	18.9	17.9	21.4
Cs	1.0	8.3	5.8	3.9	0.3	2
Ba	345	2155	1003	2549	2950	3112
Pb	10.0	9.2	6.4	29.2	30.1	32.1
Co	16.4	25.3	42.1	36.2	34.3	37.5
La	25.9	46.6	22.8	54.5	53.1	53.5
Ce	46.4	83.7	42.6	104.2	105.3	98.4
Pr	5.4	9.6	5.2	11.72	11.48	10.92
Nd	21.2	33.9	20.0	47.3	43.5	40.9
Sm	3.7	7.1	4.7	9.22	8.62	8.37
Eu	1.1	1.9	1.2	2.5	2.29	1.98
Gd	3.6	6.2	4.2	8.13	7.81	7.77
Tb	0.5	0.9	0.6	1.11	1.11	1.07
Dy	2.7	4.8	3.3	5.71	5.42	4.98
Ho	0.5	0.8	0.7	1.1	0.83	0.84
Er	1.4	1.9	1.9	2.66	2.02	2.09
Tm	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.35
Yb	1.4	2.0	1.6	2.45	2.12	2.35
Lu	0.2	0.3	0.3	0.36	0.27	0.3
Hf	4.0	2.4	2.0	3.6	3.4	3.7
Sn	2	2	2	2	2	2
Ta	0.5	0.5	0.3	0.6	0.8	0.7
Th	12.0	17.2	6.9	18.4	17.4	20.7
U	4.2	2.1	3.4	7.5	6.5	7.4

Çizelge B.2: Örneklerin Sr, Nd, Pb ve $\delta^{18}O$ izotop analiz sonuçları.

Örnek	KT-27	KT-29	GMH-14	KL-18	12_52	OS-04	OS-34	OS-31	12_2b	12_3	KT-36D	KT-33A
$^{87}Sr/^{86}Sr	0.705168	0.705124	0.705254	0.705278	0.705013	0.705268	0.704971		0.705028	0.705540		
2SE	4	5	9	7	7	3	7		5	7		
$^{143}Nd/^{144}Nd	0.512680	0.512697	0.512692	0.512706	0.512702	0.512692	0.512689		0.512694	0.512708		
2SE	3	9	4	4	5	3	4		2	4		
$^{206}Pb/^{204}Pb	19.218	19.139		19.421	19.416	19.133	19.228	19.375	19.229	19.164		19.042
2RSD	0.092	0.009		0.089	0.007	0.034	0.014	0.049	0.029	0.062		0.012
$^{207}Pb/^{204}Pb	15.656	15.547		15.659	15.603	15.589	15.651	15.798	15.657	15.653		15.718
$^{208}Pb/^{204}Pb	39.224	38.867		39.465	39.308	39.114	39.245	39.477	39.292	39.242		39.097
$\delta^{18}O_{mc}$											7.8	
$\delta^{18}O_{cpx}$		4.9			2.6				2.4		5.5	
$\delta^{18}O_{lc}$		13.9	11.3									

Örnek	KL-21	KT-01B	KT-04D	12_75	12_37	AMS-01	AMS-14	AMS-30	AMS-32	TS-13	TS-21	OS-12
$^{87}Sr/^{86}Sr		0.704605		0.754855	0.704901	0.705716	0.706554	0.756857	0.706725	0.706525	0.705388	
2SE		13		12	5	4	6	5	3	4	5	
$^{143}Nd/^{144}Nd		0.512751		0.512703	0.512726	0.512700	0.512616	0.512616	0.512636	0.512577	0.512676	
2SE		4		4	6	8	4	4	4	3	3	
$^{206}Pb/^{204}Pb		19.513	19.586		19.099	19.028	18.926		18.862	18.704		
2RSD		0.096	0.129		0.122	0.043	0.032		0.070	0.056		
$^{207}Pb/^{204}Pb		15.809	15.816		15.623	15.541	15.713		15.617	15.595		
$^{208}Pb/^{204}Pb		39.654	39.670		39.303	38.762	39.047		38.964	38.867		
$\delta^{18}O_{mc}$	6.5			5.0				7.7				
$\delta^{18}O_{cpx}$	2.5			2.4								2.7
$\delta^{18}O_{lc}$									14.4			

Sr ve Nd izotopları için verilen standart hatalar (2SE) son bir veya iki basamağa aittir (ör: 0.000005). Kurşun izotoplarına ilişkin standart sapma değerleri verilmiştir.

EK C

Çizelge C.1: Radyokronolojik bulgulara ait analiz detayları.

Örnek No: 11-KL-21, Analiz: Tüm Kaya, Tane Boyu: 60-80#, N= 22, ***j=0.019400±0.000029***												
Toplam Füzyon $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analizleri												
Adım	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^{*}$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
a	0.65	30	0.16898 ± 0.00062	0.06558 ± 0.00035	0.00122 ± 0.00005	0.07109 ± 0.00488	0.00026 ± 0.00003	1.18E-15	57.71%	1.4883	51.35 ± 4.83	9.40%
b	0.75	30	0.67314 ± 0.00084	0.26586 ± 0.00058	0.00437 ± 0.00005	0.17046 ± 0.00325	0.00073 ± 0.00003	4.71E-15	69.98%	1.7728	61.00 ± 1.24	2.03%
c	0.8	30	0.74278 ± 0.00104	0.28626 ± 0.00059	0.00447 ± 0.00006	0.17467 ± 0.00518	0.00075 ± 0.00003	5.20E-15	72.18%	1.8737	64.42 ± 1.10	1.71%
d	0.95	30	1.49956 ± 0.00180	0.55363 ± 0.00126	0.00760 ± 0.00009	0.32600 ± 0.00372	0.00092 ± 0.00002	1.05E-14	83.88%	2.2729	77.85 ± 0.47	0.60%
e	1.1	30	2.02711 ± 0.00147	0.79297 ± 0.00136	0.01049 ± 0.00011	0.59619 ± 0.00628	0.00069 ± 0.00002	1.42E-14	92.61%	2.3689	81.06 ± 0.33	0.41%
f	1.25	30	2.56980 ± 0.00165	1.06323 ± 0.00163	0.01359 ± 0.00011	0.90071 ± 0.01108	0.00074 ± 0.00002	1.80E-14	94.62%	2.2883	78.36 ± 0.27	0.34%
g	1.4	30	2.62192 ± 0.00219	1.11000 ± 0.00121	0.01444 ± 0.00015	0.75150 ± 0.00713	0.00049 ± 0.00004	1.84E-14	96.97%	2.2917	78.48 ± 0.35	0.44%
h	1.55	30	1.83970 ± 0.00245	0.79261 ± 0.00088	0.01090 ± 0.00011	0.33394 ± 0.00433	0.00028 ± 0.00002	1.29E-14	97.19%	2.2565	77.29 ± 0.30	0.39%
i	1.7	30	2.29082 ± 0.00159	0.98549 ± 0.00076	0.01452 ± 0.00014	0.35603 ± 0.00629	0.00016 ± 0.00003	1.60E-14	99.33%	2.3096	79.07 ± 0.35	0.45%
j	1.8	30	0.93046 ± 0.00110	0.40370 ± 0.00068	0.00621 ± 0.00009	0.14599 ± 0.00478	-0.00003 ± 0.00004	6.52E-15	102.19%	2.3375	80.01 ± 0.95	1.19%
k	1.9	30	0.49587 ± 0.00073	0.21481 ± 0.00060	0.00292 ± 0.00004	0.19982 ± 0.00592	0.00004 ± 0.00002	3.47E-15	101.14%	2.3365	79.97 ± 1.11	1.39%
l	2	30	0.50645 ± 0.00052	0.22068 ± 0.00064	0.00327 ± 0.00005	0.16455 ± 0.00397	0.00003 ± 0.00002	3.55E-15	101.04%	2.3201	79.43 ± 0.98	1.23%
m	2.15	30	1.41881 ± 0.00115	0.61613 ± 0.00082	0.01034 ± 0.00014	0.55072 ± 0.00554	0.00013 ± 0.00003	9.94E-15	100.80%	2.3228	79.52 ± 0.57	0.71%
n	2.3	30	4.37058 ± 0.00658	1.94453 ± 0.00223	0.03345 ± 0.00025	4.37450 ± 0.02340	0.00082 ± 0.00002	3.06E-14	103.35%	2.3271	79.66 ± 0.20	0.24%
o	2.55	20	1.86070 ± 0.00161	0.85804 ± 0.00153	0.01516 ± 0.00013	3.20540 ± 0.03616	0.00054 ± 0.00002	1.30E-14	106.77%	2.3221	79.49 ± 0.33	0.41%
p	2.45	20	1.88727 ± 0.00612	0.86715 ± 0.00151	0.01508 ± 0.00019	3.91597 ± 0.03773	0.00056 ± 0.00003	1.32E-14	109.55%	2.3926	81.86 ± 0.48	0.59%
q	2.65	20	2.21197 ± 0.00217	1.01444 ± 0.00133	0.01834 ± 0.00016	3.46918 ± 0.02343	0.00103 ± 0.00002	1.55E-14	100.09%	2.1883	75.01 ± 0.28	0.37%
r	2.75	20	0.51639 ± 0.00095	0.24130 ± 0.00048	0.00396 ± 0.00006	0.79367 ± 0.00639	0.00026 ± 0.00002	3.62E-15	98.80%	2.1199	72.71 ± 0.98	1.35%
s	3	20	0.52347 ± 0.00066	0.24565 ± 0.00076	0.00406 ± 0.00007	0.65285 ± 0.00970	0.00016 ± 0.00002	3.67E-15	101.85%	2.1750	74.56 ± 1.01	1.35%
t	3.2	20	0.65160 ± 0.00074	0.30313 ± 0.00048	0.00491 ± 0.00007	0.90150 ± 0.01659	0.00033 ± 0.00004	4.56E-15	97.25%	2.0954	71.89 ± 1.26	1.76%
u	3.5	20	1.80380 ± 0.00311	0.83401 ± 0.00072	0.01493 ± 0.00014	2.67511 ± 0.01897	0.00120 ± 0.00004	1.26E-14	93.56%	2.0286	69.64 ± 0.51	0.73%
v	3.6	20	0.13909 ± 0.00057	0.06424 ± 0.00033	0.00104 ± 0.00004	0.25089 ± 0.00474	0.00012 ± 0.00004	9.74E-16	91.42%	1.9853	68.18 ± 5.75	8.43%

Çizelge C.1(devam): Radyokronolojik bulgulara ait analiz detayları.

Örnek: 11-AMS-14, Analiz: Biyotit, Tane Boyu:35-45#, N=19, *j=0.01941 ± 0.000026*												
Toplam Füzyon $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analizleri												
Örnek	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^*$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
a	1.6	10	4.71120 ± 0.01879	1.92834 ± 0.00495	0.03774 ± 0.00019	0.11669 ± 0.00042	0.00076 ± 0.00002	3.30E-14	95.46%	2.3323	79.88 ± 0.41	0.51%
b	1.6	10	1.81003 ± 0.00138	0.75452 ± 0.00118	0.01506 ± 0.00011	0.03795 ± 0.00031	0.00034 ± 0.00001	1.27E-14	94.63%	2.2701	77.79 ± 0.22	0.28%
c	1.6	10	1.35395 ± 0.00077	0.58791 ± 0.00078	0.00963 ± 0.00010	0.02903 ± 0.00034	0.00014 ± 0.00001	9.48E-15	97.21%	2.2389	76.75 ± 0.22	0.28%
d	1.6	10	2.52716 ± 0.00234	1.07740 ± 0.00219	0.01878 ± 0.00020	0.03654 ± 0.00036	0.00035 ± 0.00001	1.77E-14	96.05%	2.2530	77.22 ± 0.22	0.28%
e	1.6	10	1.05807 ± 0.00134	0.44304 ± 0.00099	0.00749 ± 0.00006	0.01609 ± 0.00019	0.00015 ± 0.00001	7.41E-15	95.81%	2.2882	78.40 ± 0.36	0.45%
f	1.6	10	1.22924 ± 0.00148	0.52569 ± 0.00076	0.00887 ± 0.00008	0.07218 ± 0.00055	0.00015 ± 0.00001	8.61E-15	96.93%	2.2669	77.68 ± 0.27	0.35%
g	1.6	10	1.80932 ± 0.00279	0.75223 ± 0.00090	0.01345 ± 0.00010	0.02088 ± 0.00026	0.00019 ± 0.00001	1.27E-14	96.92%	2.3312	79.84 ± 0.23	0.29%
h	1.6	10	1.55814 ± 0.00209	0.64436 ± 0.00122	0.01148 ± 0.00008	0.06582 ± 0.00049	0.00020 ± 0.00001	1.09E-14	96.49%	2.3335	79.92 ± 0.27	0.34%
i	1.6	10	0.23838 ± 0.00078	0.08860 ± 0.00042	0.00156 ± 0.00003	0.00801 ± 0.00021	0.00014 ± 0.00001	1.67E-15	82.72%	2.2256	76.30 ± 1.49	1.96%
j	1.6	10	1.51232 ± 0.00188	0.66464 ± 0.00135	0.01175 ± 0.00009	0.00504 ± 0.00011	0.00007 ± 0.00001	1.06E-14	98.64%	2.2444	76.93 ± 0.27	0.35%
k	1.6	10	3.53266 ± 0.00280	1.48919 ± 0.00143	0.02537 ± 0.00015	0.02456 ± 0.00020	0.00054 ± 0.00001	2.47E-14	95.58%	2.2674	77.70 ± 0.14	0.18%
l	1.6	10	1.28329 ± 0.00237	0.52674 ± 0.00121	0.00911 ± 0.00007	0.03303 ± 0.00058	0.00020 ± 0.00001	8.99E-15	95.61%	2.3294	79.78 ± 0.32	0.40%
m	1.6	10	1.27063 ± 0.00130	0.51962 ± 0.00065	0.00836 ± 0.00004	0.01952 ± 0.00031	0.00022 ± 0.00001	8.90E-15	95.06%	2.3247	79.62 ± 0.29	0.36%
n	1.6	10	1.22188 ± 0.00183	0.51952 ± 0.00124	0.00882 ± 0.00006	0.00696 ± 0.00008	0.00018 ± 0.00001	8.56E-15	95.67%	2.2501	77.12 ± 0.33	0.42%
o	1.6	10	1.77536 ± 0.00238	0.76477 ± 0.00165	0.01305 ± 0.00008	0.00776 ± 0.00020	0.00015 ± 0.00001	1.24E-14	97.46%	2.2626	77.54 ± 0.26	0.34%
p	1.6	10	1.36320 ± 0.00302	0.59683 ± 0.00098	0.01028 ± 0.00011	0.00353 ± 0.00008	0.00007 ± 0.00001	9.55E-15	98.49%	2.2496	77.10 ± 0.28	0.37%
q	1.6	10	1.64921 ± 0.00199	0.67042 ± 0.00096	0.01089 ± 0.00008	0.01141 ± 0.00016	0.00038 ± 0.00001	1.15E-14	93.27%	2.2945	78.61 ± 0.26	0.33%
r	1.6	10	0.77405 ± 0.00082	0.32610 ± 0.00080	0.00576 ± 0.00007	0.01479 ± 0.00018	0.00015 ± 0.00001	5.42E-15	94.33%	2.2391	76.75 ± 0.47	0.61%
Kademeli Isıtma $^{40}Ar/^{39}Ar$ analizleri												
Basamak	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^*$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
1	0.48	10	0.01145 ± 0.00162	0.00229 ± 0.00006	0.00006 ± 0.00002	0.00118 ± 0.00010	0.00002 ± 0.00001	8.02E-17	44.81%	2.2372	76.69 ± 58.49	76.27%
2	0.4	15	0.07643 ± 0.00040	0.01756 ± 0.00010	0.00030 ± 0.00002	0.00832 ± 0.00016	0.00014 ± 0.00001	5.35E-16	46.48%	2.0241	69.52 ± 7.25	10.42%
3	0.35	20	0.04193 ± 0.00025	0.01356 ± 0.00012	0.00021 ± 0.00003	0.00249 ± 0.00008	0.00005 ± 0.00001	2.94E-16	68.22%	2.1098	72.41 ± 8.69	12.00%
4	0.44	10	0.01853 ± 0.00022	0.00637 ± 0.00008	0.00002 ± 0.00002	0.00136 ± 0.00007	0.00001 ± 0.00001	1.30E-16	77.04%	2.2430	76.88 ± 16.37	21.29%
5	0.52	15	0.03060 ± 0.00021	0.01091 ± 0.00009	0.00021 ± 0.00002	0.00236 ± 0.00006	0.00002 ± 0.00001	2.14E-16	81.58%	2.2878	78.38 ± 9.89	12.61%
6	0.56	20	0.16513 ± 0.00035	0.06157 ± 0.00025	0.00108 ± 0.00002	0.00749 ± 0.00013	0.00004 ± 0.00001	1.16E-15	92.74%	2.4877	85.07 ± 1.88	2.21%
7	0.9	20	0.77504 ± 0.00098	0.33175 ± 0.00103	0.00567 ± 0.00006	0.00390 ± 0.00011	0.00007 ± 0.00001	5.43E-15	97.20%	2.2708	77.81 ± 0.45	0.58%
8	0.8	20	0.22388 ± 0.00038	0.09522 ± 0.00039	0.00166 ± 0.00004	0.00204 ± 0.00010	0.00002 ± 0.00001	1.57E-15	97.95%	2.3028	78.89 ± 1.30	1.65%
9	1	20	1.60473 ± 0.00168	0.69707 ± 0.00140	0.01176 ± 0.00006	0.00336 ± 0.00009	0.00009 ± 0.00001	1.12E-14	98.40%	2.2652	77.63 ± 0.27	0.34%
10	1.2	20	0.09824 ± 0.00041	0.04256 ± 0.00011	0.00076 ± 0.00002	0.00015 ± 0.00008	0.00000 ± 0.00001	6.88E-16	98.62%	2.2765	78.00 ± 2.95	3.78%
11	1.1	20	2.58521 ± 0.00429	1.13287 ± 0.00155	0.01875 ± 0.00011	0.00213 ± 0.00010	0.00012 ± 0.00001	1.81E-14	98.69%	2.2521	77.19 ± 0.21	0.27%
12	1.3	20	0.05890 ± 0.00038	0.02552 ± 0.00010	0.00047 ± 0.00002	0.00038 ± 0.00005	-0.00001 ± 0.00001	4.13E-16	105.07%	2.3095	79.11 ± 3.73	4.71%
13	1.4	15	0.00417 ± 0.00015	0.00159 ± 0.00006	0.00005 ± 0.00002	0.00010 ± 0.00006	-0.00001 ± 0.00001	2.92E-17	182.35%	2.6215	89.54 ± 62.88	70.23%

Çizelge C.1 (devam): Radyokronolojik bulgulara ait analiz detayları.

Örnek No: 11-AMS-01, Analiz: K-Feldispat, Tane Boyu: 35-45#, *j=0.019410±0.000026*												
Toplam Füzyon $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analizleri												
Örnek	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol ^{40}Ar***	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
a	1.6	15	####### ± 0.00637	5.87033 ± 0.00411	0.07971 ± 0.00040	0.12796 ± 0.00241	0.00063 ± 0.00002	9.19E-14	98.67%	2.2057	75.63 ± 0.07	0.10%
b	1.6	15	9.76852 ± 0.00653	4.21734 ± 0.00212	0.05816 ± 0.00030	0.05749 ± 0.00198	0.00341 ± 0.00003	6.84E-14	89.72%	2.0782	71.34 ± 0.09	0.13%
c	1.6	15	6.20800 ± 0.00275	2.78306 ± 0.00224	0.03746 ± 0.00025	0.04248 ± 0.00342	0.00064 ± 0.00002	4.35E-14	97.03%	2.1644	74.24 ± 0.09	0.12%
d	1.6	15	5.76920 ± 0.00565	2.42283 ± 0.00290	0.03284 ± 0.00032	0.15521 ± 0.00352	0.00338 ± 0.00002	4.04E-14	82.94%	1.9750	67.87 ± 0.16	0.24%
e	1.6	15	7.42799 ± 0.00680	3.14431 ± 0.00247	0.04166 ± 0.00020	0.05001 ± 0.00171	0.00359 ± 0.00004	5.20E-14	85.77%	2.0263	69.59 ± 0.16	0.24%
f	1.6	15	3.88739 ± 0.00393	1.67959 ± 0.00144	0.02230 ± 0.00017	0.04871 ± 0.00107	0.00185 ± 0.00002	2.72E-14	86.06%	1.9920	68.44 ± 0.16	0.23%
g	1.6	15	5.41567 ± 0.00337	2.43353 ± 0.00227	0.03175 ± 0.00024	0.02797 ± 0.00143	0.00019 ± 0.00001	3.79E-14	99.00%	2.2031	75.54 ± 0.11	0.14%
h	1.6	15	6.54380 ± 0.00366	2.88380 ± 0.00245	0.03812 ± 0.00020	0.05862 ± 0.00193	0.00081 ± 0.00002	4.58E-14	96.42%	2.1878	75.03 ± 0.10	0.13%
i	1.6	15	5.37005 ± 0.00410	2.40329 ± 0.00213	0.03112 ± 0.00023	0.03061 ± 0.00112	0.00014 ± 0.00002	3.76E-14	99.27%	2.2182	76.05 ± 0.12	0.16%
j	1.6	15	5.60643 ± 0.00396	2.52723 ± 0.00224	0.03303 ± 0.00011	0.03226 ± 0.00173	0.00051 ± 0.00002	3.93E-14	97.38%	2.1604	74.11 ± 0.11	0.14%
k	1.6	15	4.01388 ± 0.00352	1.69780 ± 0.00184	0.02307 ± 0.00016	0.02992 ± 0.00256	0.00276 ± 0.00004	2.81E-14	79.74%	1.8852	64.84 ± 0.28	0.43%
l	1.6	15	4.53908 ± 0.00218	2.03462 ± 0.00232	0.02649 ± 0.00009	0.03916 ± 0.00103	0.00009 ± 0.00001	3.18E-14	99.50%	2.2197	76.10 ± 0.11	0.14%
m	1.6	15	4.77765 ± 0.00344	2.11061 ± 0.00137	0.02762 ± 0.00007	0.03774 ± 0.00200	0.00057 ± 0.00001	3.35E-14	96.56%	2.1858	74.96 ± 0.10	0.13%
n	1.6	15	3.62371 ± 0.00231	1.61513 ± 0.00164	0.02248 ± 0.00017	0.03370 ± 0.00178	0.00022 ± 0.00001	2.54E-14	98.31%	2.2057	75.63 ± 0.11	0.15%
o	1.6	15	5.57747 ± 0.00360	2.49074 ± 0.00188	0.03227 ± 0.00019	0.06095 ± 0.00197	0.00014 ± 0.00002	3.91E-14	99.34%	2.2245	76.26 ± 0.10	0.13%
p	1.6	15	3.16743 ± 0.00134	1.40222 ± 0.00194	0.01931 ± 0.00014	0.02934 ± 0.00111	0.00023 ± 0.00001	2.22E-14	97.94%	2.2124	75.85 ± 0.14	0.18%
Kademeli Isıtma $^{40}Ar/^{39}Ar$ analizleri												
Basamak	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol ^{40}Ar***	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
1	0.48	15	0.36172 ± 0.00028	0.14586 ± 0.00059	0.00295 ± 0.00004	0.01741 ± 0.00224	0.00019 ± 0.00002	2.53E-15	85.28%	2.1151	72.58 ± 1.16	1.60%
2	0.52	10	0.09334 ± 0.00039	0.04173 ± 0.00014	0.00067 ± 0.00003	0.00179 ± 0.00155	0.00003 ± 0.00002	6.54E-16	89.32%	1.9980	68.64 ± 3.93	5.73%
3	0.56	10	0.13395 ± 0.00040	0.06079 ± 0.00033	0.00085 ± 0.00003	0.00115 ± 0.00184	0.00000 ± 0.00002	9.38E-16	100.99%	2.2053	75.61 ± 3.55	4.69%
4	0.6	10	0.14697 ± 0.00045	0.06595 ± 0.00024	0.00089 ± 0.00003	0.00400 ± 0.00118	-0.00003 ± 0.00001	1.03E-15	105.47%	2.2341	76.58 ± 1.90	2.48%
5	0.65	10	0.24850 ± 0.00048	0.11204 ± 0.00046	0.00148 ± 0.00003	0.00529 ± 0.00186	0.00000 ± 0.00001	1.74E-15	99.85%	2.2148	75.93 ± 0.80	1.05%
6	0.72	10	0.46246 ± 0.00103	0.20729 ± 0.00076	0.00263 ± 0.00005	0.00929 ± 0.00173	-0.00004 ± 0.00001	3.24E-15	102.51%	2.2350	76.61 ± 0.78	1.02%
7	0.8	10	1.03298 ± 0.00101	0.46608 ± 0.00065	0.00604 ± 0.00004	0.01747 ± 0.00135	-0.00001 ± 0.00001	7.23E-15	100.51%	2.2197	76.10 ± 0.34	0.44%
8	0.95	10	3.80033 ± 0.00242	1.70853 ± 0.00209	0.02298 ± 0.00011	0.05065 ± 0.00128	0.00008 ± 0.00001	2.66E-14	99.47%	2.2126	75.86 ± 0.12	0.16%
9	1.1	10	2.94001 ± 0.00169	1.31955 ± 0.00237	0.01687 ± 0.00010	0.02377 ± 0.00112	0.00010 ± 0.00001	2.06E-14	99.09%	2.2078	75.70 ± 0.18	0.24%
10	1.25	10	0.76761 ± 0.00132	0.34382 ± 0.00063	0.00427 ± 0.00005	0.01744 ± 0.00282	0.00005 ± 0.00002	5.38E-15	98.41%	2.1971	75.34 ± 0.57	0.76%
11	1.5	10	0.40123 ± 0.00050	0.17747 ± 0.00057	0.00236 ± 0.00003	0.00461 ± 0.00180	0.00004 ± 0.00002	2.81E-15	96.99%	2.1929	75.20 ± 1.17	1.55%
12	1.6	15	0.06921 ± 0.00040	0.03092 ± 0.00013	0.00040 ± 0.00002	0.00104 ± 0.00146	0.00003 ± 0.00002	4.85E-16	85.53%	1.9147	65.83 ± 5.75	8.73%

Çizelge C.1 (devam): Radyokronolojik bulgulara ait analiz detayları.

Örnek No: 11-AMS-30, Analiz: Biyotit, Tane Boyu: 35-45#, N=19, *j=0.01941 ± 0.000026*												
Toplam Füzyon $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analizleri												
Örnek	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol ^{40}Ar***	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
a	1.6	10	6.66762 ± 0.00491	2.54364 ± 0.00247	0.04960 ± 0.00037	0.12023 ± 0.00137	0.00343 ± 0.00003	4.67E-14	84.97%	2.2273	76.35 ± 0.17	0.23%
b	1.6	10	4.59987 ± 0.00342	1.99627 ± 0.00122	0.03920 ± 0.00025	0.09526 ± 0.00088	0.00050 ± 0.00001	3.22E-14	96.95%	2.2341	76.58 ± 0.11	0.14%
c	1.6	10	2.50400 ± 0.00335	1.03134 ± 0.00121	0.01896 ± 0.00014	0.00818 ± 0.00016	0.00065 ± 0.00002	1.75E-14	92.34%	2.2420	76.85 ± 0.21	0.28%
d	1.6	10	2.60897 ± 0.00208	1.07653 ± 0.00179	0.02092 ± 0.00017	0.03910 ± 0.00026	0.00069 ± 0.00001	1.83E-14	92.31%	2.2373	76.69 ± 0.21	0.27%
e	1.6	10	5.03701 ± 0.00409	2.12670 ± 0.00317	0.04075 ± 0.00019	0.09431 ± 0.00037	0.00094 ± 0.00002	3.53E-14	94.63%	2.2414	76.83 ± 0.16	0.21%
f	1.6	10	3.55692 ± 0.00283	1.50896 ± 0.00232	0.02734 ± 0.00021	0.00912 ± 0.00013	0.00064 ± 0.00002	2.49E-14	94.67%	2.2316	76.50 ± 0.17	0.23%
g	1.6	10	3.29647 ± 0.00340	1.42502 ± 0.00228	0.02559 ± 0.00010	0.01882 ± 0.00022	0.00034 ± 0.00001	2.31E-14	97.00%	2.2440	76.91 ± 0.17	0.22%
h	1.6	10	3.13645 ± 0.00346	1.33426 ± 0.00106	0.02541 ± 0.00031	0.03205 ± 0.00036	0.00058 ± 0.00001	2.20E-14	94.66%	2.2251	76.28 ± 0.15	0.20%
i	1.6	10	3.30549 ± 0.00139	1.41365 ± 0.00156	0.02541 ± 0.00009	0.00815 ± 0.00009	0.00046 ± 0.00001	2.31E-14	95.88%	2.2420	76.85 ± 0.14	0.18%
j	1.6	10	2.56095 ± 0.00320	0.97691 ± 0.00135	0.01870 ± 0.00016	0.01583 ± 0.00017	0.00128 ± 0.00002	1.79E-14	85.26%	2.2351	76.62 ± 0.28	0.36%
k	1.6	10	2.83692 ± 0.00555	1.19918 ± 0.00201	0.02239 ± 0.00016	0.00723 ± 0.00026	0.00055 ± 0.00002	1.99E-14	94.29%	2.2307	76.47 ± 0.25	0.32%
l	1.6	10	2.62340 ± 0.00340	1.11398 ± 0.00117	0.02043 ± 0.00009	0.00312 ± 0.00009	0.00045 ± 0.00001	1.84E-14	94.89%	2.2348	76.61 ± 0.18	0.23%
m	1.6	10	3.51728 ± 0.00347	1.44184 ± 0.00213	0.02728 ± 0.00022	0.02538 ± 0.00029	0.00095 ± 0.00002	2.46E-14	92.10%	2.2466	77.00 ± 0.20	0.26%
n	1.6	10	2.57038 ± 0.00400	1.05873 ± 0.00285	0.01937 ± 0.00014	0.01767 ± 0.00020	0.00072 ± 0.00002	1.80E-14	91.81%	2.2289	76.41 ± 0.31	0.40%
o	1.6	10	2.42548 ± 0.00294	1.02507 ± 0.00186	0.01910 ± 0.00012	0.01899 ± 0.00041	0.00044 ± 0.00001	1.70E-14	94.67%	2.2401	76.78 ± 0.23	0.30%
p	1.6	10	3.15271 ± 0.00337	1.28033 ± 0.00225	0.02492 ± 0.00019	0.04852 ± 0.00025	0.00096 ± 0.00001	2.21E-14	91.12%	2.2437	76.91 ± 0.21	0.27%
q	1.6	10	3.32056 ± 0.00248	1.46656 ± 0.00159	0.02700 ± 0.00020	0.01060 ± 0.00014	0.00016 ± 0.00001	2.33E-14	98.63%	2.2332	76.55 ± 0.13	0.17%
r	1.6	10	1.56472 ± 0.00226	0.66901 ± 0.00151	0.01229 ± 0.00009	0.01372 ± 0.00023	0.00024 ± 0.00001	1.10E-14	95.63%	2.2366	76.67 ± 0.28	0.36%
s	1.6	10	4.25192 ± 0.00725	1.83950 ± 0.00239	0.03432 ± 0.00027	0.03491 ± 0.00029	0.00048 ± 0.00001	2.98E-14	96.71%	2.2354	76.63 ± 0.19	0.25%
Kademeli Isıtma $^{40}Ar/^{39}Ar$ analizleri												
Basamak	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol ^{40}Ar***	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
1	0.35	20	0.01203 ± 0.00025	0.00217 ± 0.00006	0.00009 ± 0.00002	0.00026 ± 0.00008	0.00003 ± 0.00001	8.43E-17	17.01%	0.9438	32.75 ± 50.54	154.34%
2	0.4	15	0.05391 ± 0.00044	0.00920 ± 0.00007	0.00026 ± 0.00002	0.00064 ± 0.00010	0.00017 ± 0.00001	3.78E-16	5.35%	0.3136	10.95 ± 12.87	117.54%
3	0.44	10	0.19077 ± 0.00033	0.05360 ± 0.00033	0.00109 ± 0.00003	0.00076 ± 0.00007	0.00031 ± 0.00001	1.34E-15	52.05%	1.8526	63.73 ± 2.35	3.69%
4	0.48	10	0.56060 ± 0.00062	0.23301 ± 0.00069	0.00423 ± 0.00004	0.00125 ± 0.00006	0.00012 ± 0.00001	3.93E-15	93.69%	2.2542	77.26 ± 0.59	0.76%
5	0.52	10	1.23731 ± 0.00089	0.54143 ± 0.00126	0.00953 ± 0.00007	0.00191 ± 0.00011	0.00004 ± 0.00001	8.67E-15	99.03%	2.2631	77.56 ± 0.27	0.35%
6	0.56	10	1.00824 ± 0.00153	0.44676 ± 0.00097	0.00779 ± 0.00006	0.00202 ± 0.00011	-0.00001 ± 0.00002	7.06E-15	100.30%	2.2572	77.36 ± 0.46	0.59%
7	0.6	10	0.65148 ± 0.00103	0.28837 ± 0.00084	0.00513 ± 0.00005	0.00175 ± 0.00011	0.00001 ± 0.00001	4.56E-15	99.79%	2.2544	77.27 ± 0.45	0.58%
8	0.65	10	0.37587 ± 0.00108	0.16663 ± 0.00050	0.00296 ± 0.00003	0.00128 ± 0.00007	0.00002 ± 0.00001	2.63E-15	98.72%	2.2268	76.34 ± 0.69	0.91%
9	0.72	10	0.45077 ± 0.00103	0.20005 ± 0.00048	0.00373 ± 0.00010	0.00383 ± 0.00012	0.00002 ± 0.00001	3.16E-15	98.94%	2.2293	76.42 ± 0.63	0.83%
10	0.8	10	0.53608 ± 0.00075	0.23749 ± 0.00081	0.00412 ± 0.00005	0.00980 ± 0.00009	0.00004 ± 0.00001	3.75E-15	98.21%	2.2171	76.01 ± 0.54	0.71%
11	0.95	10	0.57769 ± 0.00091	0.25872 ± 0.00076	0.00459 ± 0.00005	0.04104 ± 0.00027	0.00001 ± 0.00001	4.05E-15	99.96%	2.2324	76.53 ± 0.51	0.67%
12	1.1	10	0.56532 ± 0.00081	0.25096 ± 0.00065	0.00443 ± 0.00004	0.06762 ± 0.00051	0.00003 ± 0.00001	3.96E-15	99.48%	2.2414	76.83 ± 0.46	0.60%
13	1.3	10	0.09745 ± 0.00060	0.03569 ± 0.00016	0.00067 ± 0.00002	0.00265 ± 0.00007	0.00006 ± 0.00001	6.82E-16	81.03%	2.2124	75.85 ± 2.97	3.91%
14	1.5	10	0.00134 ± 0.00015	0.00050 ± 0.00004	-0.00003 ± 0.00003	0.00014 ± 0.00007	-0.00001 ± 0.00001	9.39E-18	278.74%	2.6912	91.86 ± 225.67	245.67%

Çizelge C.1 (devam): Radyokronolojik bulgulara ait analiz detayları.

Örnek No: 11-KL-32, Analiz: Biyotit, Tane Boyu: 35-45#, N=18, *j=0.019400 ± 0.000029*												
Toplam Füzyon $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analizleri												
Örnek	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^{*}$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
a	1.6	10	7.75161 ± 0.00331	2.98232 ± 0.00318	0.06268 ± 0.00032	0.06053 ± 0.00054	0.00415 ± 0.00005	5.43E-14	84.27%	2.1903	75.07 ± 0.19	0.25%
b	1.6	10	9.59259 ± 0.00746	3.82083 ± 0.00348	0.07627 ± 0.00041	0.16561 ± 0.00167	0.00324 ± 0.00003	6.72E-14	90.17%	2.2638	77.54 ± 0.13	0.16%
c	1.8	10	7.28700 ± 0.00703	2.82055 ± 0.00385	0.06921 ± 0.00038	0.85025 ± 0.00320	0.00367 ± 0.00006	5.10E-14	86.14%	2.2260	76.27 ± 0.27	0.36%
d	1.8	10	6.01391 ± 0.00760	2.09205 ± 0.00143	0.04582 ± 0.00027	0.11083 ± 0.00150	0.00464 ± 0.00003	4.21E-14	77.37%	2.2242	76.21 ± 0.21	0.27%
e	1.8	10	7.30498 ± 0.00509	2.97498 ± 0.00395	0.06389 ± 0.00028	0.49788 ± 0.00260	0.00268 ± 0.00003	5.12E-14	89.78%	2.2048	75.56 ± 0.16	0.21%
f	1.8	10	7.30331 ± 0.00510	2.97468 ± 0.00395	0.06386 ± 0.00028	0.49712 ± 0.00260	0.00265 ± 0.00003	5.11E-14	89.89%	2.2073	75.64 ± 0.15	0.20%
g	1.8	10	8.24391 ± 0.00609	3.08495 ± 0.00225	0.06372 ± 0.00024	0.10289 ± 0.00092	0.00458 ± 0.00003	5.77E-14	83.68%	2.2363	76.62 ± 0.14	0.19%
h	1.8	10	5.42574 ± 0.01173	2.30401 ± 0.00291	0.05247 ± 0.00035	0.10333 ± 0.00098	0.00111 ± 0.00002	3.80E-14	94.15%	2.2171	75.98 ± 0.22	0.29%
i	1.8	10	7.45585 ± 0.00888	2.97370 ± 0.00349	0.06890 ± 0.00022	0.24889 ± 0.00132	0.00296 ± 0.00003	5.22E-14	88.58%	2.2211	76.11 ± 0.18	0.23%
j	1.8	10	####### ± 0.00979	4.09108 ± 0.00313	0.09385 ± 0.00038	0.14976 ± 0.00048	0.00344 ± 0.00003	7.05E-14	90.03%	2.2143	75.88 ± 0.13	0.17%
k	1.8	10	####### ± 0.01174	3.85556 ± 0.00345	0.08179 ± 0.00040	0.07713 ± 0.00045	0.00722 ± 0.00005	7.46E-14	80.03%	2.2097	75.72 ± 0.19	0.26%
l	1.8	10	3.51867 ± 0.00466	1.09586 ± 0.00134	0.02860 ± 0.00017	0.07632 ± 0.00051	0.00276 ± 0.00002	2.46E-14	77.03%	2.4734	84.55 ± 0.30	0.36%
m	1.8	10	5.51499 ± 0.00733	2.47703 ± 0.00407	0.07030 ± 0.00035	0.12751 ± 0.00094	0.00031 ± 0.00002	3.86E-14	98.56%	2.1946	75.22 ± 0.18	0.24%
n	1.8	10	6.02169 ± 0.00965	2.21694 ± 0.00208	0.05035 ± 0.00036	0.10740 ± 0.00105	0.00379 ± 0.00003	4.22E-14	81.57%	2.2158	75.93 ± 0.23	0.30%
o	1.8	10	5.26611 ± 0.00359	2.30416 ± 0.00330	0.05873 ± 0.00041	0.01551 ± 0.00023	0.00071 ± 0.00002	3.69E-14	96.06%	2.1955	75.25 ± 0.15	0.20%
p	1.8	10	4.67407 ± 0.00371	2.06676 ± 0.00286	0.05494 ± 0.00044	0.04275 ± 0.00063	0.00049 ± 0.00002	3.27E-14	96.96%	2.1929	75.16 ± 0.15	0.20%
q	1.8	10	2.83677 ± 0.00322	0.90131 ± 0.00214	0.01989 ± 0.00014	0.02706 ± 0.00041	0.00225 ± 0.00004	1.99E-14	76.63%	2.4120	82.50 ± 0.50	0.61%
r	1.8	10	2.90866 ± 0.00412	1.07085 ± 0.00226	0.02831 ± 0.00017	0.01726 ± 0.00038	0.00186 ± 0.00003	2.04E-14	81.13%	2.2036	75.52 ± 0.35	0.46%
Kademeli Isıtma $^{40}Ar/^{39}Ar$ analizleri												
Basamak	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^{*}$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
1	0.4	25	0.12412 ± 0.00091	0.04198 ± 0.00024	0.00139 ± 0.00003	0.02821 ± 0.00526	0.00030 ± 0.00002	8.69E-16	0.2947	0.8718	30.26 ± 4.62	0.1528
2	0.44	25	0.06709 ± 0.00041	0.01656 ± 0.00020	0.00039 ± 0.00004	0.04056 ± 0.00376	0.00012 ± 0.00002	4.70E-16	0.5194	2.1083	72.32 ± 11.55	0.1598
3	0.48	15	0.35434 ± 0.00067	0.07385 ± 0.00026	0.00209 ± 0.00004	0.02101 ± 0.00353	0.00052 ± 0.00003	2.48E-15	0.5717	2.7435	93.55 ± 4.57	0.0489
4	0.52	15	0.43233 ± 0.00046	0.15221 ± 0.00075	0.00397 ± 0.00005	-0.00239 ± 0.00458	0.00021 ± 0.00002	3.03E-15	0.8578	2.4351	83.27 ± 1.59	0.0191
5	0.56	15	0.65403 ± 0.00072	0.28292 ± 0.00066	0.00761 ± 0.00009	0.00213 ± 0.00558	-0.00007 ± 0.00003	4.58E-15	1.0297	2.3124	79.17 ± 1.18	0.0149
6	0.6	15	0.85868 ± 0.00101	0.37883 ± 0.00064	0.01013 ± 0.00014	-0.00231 ± 0.00297	-0.00006 ± 0.00003	6.01E-15	1.0223	2.2661	77.62 ± 0.82	0.0106
7	0.65	15	1.33342 ± 0.00141	0.58890 ± 0.00125	0.01544 ± 0.00011	0.00399 ± 0.00455	0.00014 ± 0.00004	9.34E-15	0.9700	2.1963	75.28 ± 0.64	0.0085
8	0.72	15	2.84486 ± 0.00254	1.26987 ± 0.00165	0.03527 ± 0.00022	0.02942 ± 0.00242	0.00012 ± 0.00002	1.99E-14	0.9885	2.2145	75.89 ± 0.21	0.0027
9	0.8	15	3.24627 ± 0.00200	1.46857 ± 0.00198	0.04057 ± 0.00020	0.03372 ± 0.00451	0.00006 ± 0.00002	2.27E-14	0.9958	2.2013	75.44 ± 0.18	0.0023
10	0.9	15	3.84994 ± 0.00320	1.74764 ± 0.00085	0.04602 ± 0.00026	0.02351 ± 0.00423	-0.00009 ± 0.00004	2.70E-14	1.0075	2.2042	75.54 ± 0.22	0.0029
11	1	15	1.51917 ± 0.00223	0.69041 ± 0.00103	0.01746 ± 0.00020	0.00800 ± 0.00360	-0.00007 ± 0.00003	1.06E-14	1.0137	2.2014	75.45 ± 0.46	0.0061
12	1.1	15	0.68262 ± 0.00153	0.30974 ± 0.00093	0.00795 ± 0.00010	0.00217 ± 0.00367	-0.00001 ± 0.00002	4.78E-15	1.0057	2.2045	75.55 ± 0.60	0.0080
13	1.2	15	0.20391 ± 0.00063	0.09407 ± 0.00056	0.00250 ± 0.00006	0.00421 ± 0.00265	-0.00013 ± 0.00003	1.43E-15	1.1906	2.1717	74.45 ± 3.59	0.0482
14	1.4	15	0.01195 ± 0.00036	0.00529 ± 0.00013	0.00032 ± 0.00007	0.00257 ± 0.00351	-0.00003 ± 0.00002	8.37E-17	1.7366	2.3025	78.84 ± 36.91	0.4682

Çizelge C.1 (devam): Radyokronolojik bulgulara ait analiz detayları.

Örnek: 11-KL-25, Analiz: Biyotit,Tane Boyu:35-45#, n=15, *j=0.019400 ± 0.000029*											
Toplam Füzyon $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analizleri											
Örnek	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^{*}$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
a	1.8	10	1.85616 ± 0.00211	0.80383 ± 0.00152	0.02497 ± 0.00020	0.11887 ± 0.00103	0.00026 ± 0.00002	1.30E-14	0.9648	2.2282	76.35 ± 0.26	0.0034
b	1.8	10	2.11304 ± 0.00324	0.90278 ± 0.00098	0.02593 ± 0.00016	0.08068 ± 0.00073	0.00042 ± 0.00002	1.48E-14	0.9447	2.2113	75.78 ± 0.26	0.0035
c	1.8	10	1.74671 ± 0.00226	0.72898 ± 0.00097	0.02104 ± 0.00024	0.08037 ± 0.00072	0.00039 ± 0.00004	1.22E-14	0.9377	2.2470	76.98 ± 0.54	0.0070
d	1.8	10	2.69239 ± 0.00393	1.12638 ± 0.00119	0.03645 ± 0.00018	0.15140 ± 0.00104	0.00077 ± 0.00002	1.89E-14	0.9201	2.1996	75.39 ± 0.23	0.0030
e	1.8	10	2.14766 ± 0.00269	0.88942 ± 0.00121	0.02507 ± 0.00011	0.09678 ± 0.00078	0.00069 ± 0.00002	1.50E-14	0.9093	2.1958	75.26 ± 0.25	0.0033
f	1.8	10	2.68525 ± 0.00558	0.81868 ± 0.00232	0.02765 ± 0.00018	0.11630 ± 0.00054	0.00390 ± 0.00003	1.88E-14	0.5747	1.8854	64.81 ± 0.58	0.0090
g	1.8	10	4.84591 ± 0.00488	1.88102 ± 0.00407	0.05809 ± 0.00027	0.23382 ± 0.00221	0.00278 ± 0.00003	3.39E-14	0.8346	2.1502	73.73 ± 0.26	0.0035
h	1.8	10	2.36314 ± 0.00255	1.06019 ± 0.00128	0.03097 ± 0.00011	0.13676 ± 0.00106	0.00060 ± 0.00002	1.65E-14	0.9304	2.0740	71.17 ± 0.23	0.0032
i	1.8	10	1.16174 ± 0.00130	0.48036 ± 0.00132	0.01595 ± 0.00023	0.05791 ± 0.00054	0.00034 ± 0.00002	8.14E-15	0.9171	2.2182	76.01 ± 0.42	0.0055
j	1.8	10	0.85970 ± 0.00155	0.25885 ± 0.00094	0.00670 ± 0.00008	0.09274 ± 0.00084	0.00098 ± 0.00002	6.02E-15	0.6721	2.2329	76.50 ± 0.93	0.0122
k	1.8	10	3.27661 ± 0.00298	1.38444 ± 0.00283	0.04356 ± 0.00016	0.21098 ± 0.00138	0.00080 ± 0.00002	2.29E-14	0.9335	2.2096	75.72 ± 0.22	0.0029
l	1.8	10	4.28653 ± 0.00569	1.59824 ± 0.00243	0.04010 ± 0.00023	0.08253 ± 0.00090	0.00239 ± 0.00002	3.00E-14	0.8368	2.2444	76.89 ± 0.24	0.0031
m	1.8	10	2.11018 ± 0.00335	0.91889 ± 0.00132	0.02951 ± 0.00021	0.13602 ± 0.00092	0.00035 ± 0.00002	1.48E-14	0.9568	2.1976	75.32 ± 0.26	0.0034
n	1.8	10	2.38034 ± 0.00383	1.03828 ± 0.00207	0.03135 ± 0.00014	0.14851 ± 0.00089	0.00036 ± 0.00002	1.67E-14	0.9603	2.2018	75.46 ± 0.26	0.0034
o	1.8	10	2.03793 ± 0.00254	0.84844 ± 0.00135	0.03019 ± 0.00019	0.14078 ± 0.00091	0.00058 ± 0.00002	1.43E-14	0.9218	2.2144	75.88 ± 0.29	0.0038
Kademeli Isıtma $^{40}Ar/^{39}Ar$ analizleri											
Basamak	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^{*}$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
1	0.4	30	0.03703 ± 0.00034	0.04191 ± 0.00016	0.00234 ± 0.00006	0.01729 ± 0.00500	0.00002 ± 0.00003	2.59E-16	84.52%	0.7470	25.96 ± 8.40	32.36%
2	0.44	30	0.10107 ± 0.00037	0.08609 ± 0.00035	0.00367 ± 0.00004	0.01709 ± 0.00445	0.00011 ± 0.00003	7.08E-16	70.46%	0.8274	28.73 ± 3.18	11.06%
3	0.48	15	0.12671 ± 0.00064	0.09141 ± 0.00019	0.00345 ± 0.00005	0.01218 ± 0.00377	0.00001 ± 0.00003	8.87E-16	99.65%	1.3814	47.71 ± 3.88	8.13%
4	0.52	15	0.23252 ± 0.00064	0.11651 ± 0.00032	0.00405 ± 0.00006	0.01392 ± 0.00531	-0.00001 ± 0.00004	1.63E-15	102.11%	2.0065	68.89 ± 3.17	4.61%
5	0.56	15	0.35314 ± 0.00052	0.14104 ± 0.00050	0.00455 ± 0.00005	0.00929 ± 0.00393	-0.00006 ± 0.00003	2.47E-15	105.43%	2.5099	85.77 ± 2.14	2.49%
6	0.6	15	0.53955 ± 0.00075	0.21002 ± 0.00021	0.00683 ± 0.00009	0.02071 ± 0.00328	-0.00004 ± 0.00003	3.78E-15	102.44%	2.5780	88.04 ± 1.42	1.62%
7	0.65	15	0.56903 ± 0.00094	0.21929 ± 0.00069	0.00711 ± 0.00009	0.02467 ± 0.00483	-0.00002 ± 0.00003	3.99E-15	101.39%	2.6050	88.94 ± 1.61	1.81%
8	0.72	15	0.87105 ± 0.00095	0.33584 ± 0.00064	0.01067 ± 0.00014	0.03604 ± 0.00442	-0.00005 ± 0.00003	6.10E-15	102.14%	2.6034	88.89 ± 0.86	0.97%
9	0.8	15	0.32866 ± 0.00052	0.12675 ± 0.00051	0.00428 ± 0.00008	0.03026 ± 0.00294	-0.00005 ± 0.00003	2.30E-15	105.36%	2.6147	89.27 ± 2.31	2.59%
10	0.9	15	0.18719 ± 0.00072	0.07390 ± 0.00019	0.00226 ± 0.00004	0.02316 ± 0.00415	0.00002 ± 0.00002	1.31E-15	97.34%	2.4664	84.32 ± 2.38	2.82%
11	1	15	0.15394 ± 0.00075	0.06103 ± 0.00018	0.00214 ± 0.00005	0.03235 ± 0.00578	-0.00007 ± 0.00003	1.08E-15	116.14%	2.5703	87.79 ± 5.32	6.07%
12	1.1	15	0.02345 ± 0.00037	0.00974 ± 0.00016	0.00023 ± 0.00003	-0.02181 ± 0.00801	-0.00011 ± 0.00003	1.64E-16	238.13%	2.2052	75.57 ± 30.18	39.93%
13	1.2	15	0.06990 ± 0.00041	0.02880 ± 0.00020	0.00106 ± 0.00005	0.01295 ± 0.00439	-0.00006 ± 0.00003	4.90E-16	127.00%	2.4679	84.37 ± 9.78	11.59%
14	1.4	15	0.11859 ± 0.00045	0.04938 ± 0.00032	0.00131 ± 0.00003	0.00711 ± 0.00304	-0.00009 ± 0.00003	8.31E-16	122.26%	2.4146	82.59 ± 5.88	7.13%
15	1.6	15	0.02898 ± 0.00037	0.01078 ± 0.00016	0.00033 ± 0.00004	0.00240 ± 0.00412	-0.00005 ± 0.00003	2.03E-16	155.97%	2.7080	92.37 ± 29.03	31.43%

Çizelge C.1 (devam): Radyokronolojik bulgulara ait analiz detayları.

Örnek No: 11-KL-31, Analiz: Biyotit, Tane Boyu: 35-45#, N=16, *j=0.019400 ± 0.000029*												
Toplam Füzyon $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analizleri												
Örnek	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^{*}$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
a	1.8	10	3.33294 ± 0.00279	1.06551 ± 0.00146	0.01981 ± 0.00020	0.00813 ± 0.00026	0.00331 ± 0.00003	2.33E-14	70.67%	2.2105	75.75 ± 0.30	0.40%
b	1.8	10	6.90969 ± 0.00929	2.61370 ± 0.00359	0.04583 ± 0.00037	0.07835 ± 0.00126	0.00379 ± 0.00003	4.84E-14	83.89%	2.2179	76.00 ± 0.21	0.27%
c	1.8	10	4.41417 ± 0.00597	1.35647 ± 0.00194	0.02410 ± 0.00016	0.04372 ± 0.00070	0.00483 ± 0.00007	3.09E-14	67.76%	2.2050	75.57 ± 0.56	0.74%
d	1.8	10	8.13031 ± 0.00685	2.77077 ± 0.00328	0.04946 ± 0.00022	0.06850 ± 0.00064	0.00630 ± 0.00005	5.69E-14	77.18%	2.2647	77.57 ± 0.22	0.29%
e	1.8	10	5.08959 ± 0.00278	1.59660 ± 0.00148	0.02717 ± 0.00017	0.01574 ± 0.00039	0.00529 ± 0.00003	3.56E-14	69.30%	2.2092	75.71 ± 0.24	0.31%
f	1.8	10	7.66861 ± 0.00711	2.69905 ± 0.00374	0.04995 ± 0.00030	0.20403 ± 0.00084	0.00582 ± 0.00003	5.37E-14	77.81%	2.2109	75.77 ± 0.20	0.27%
g	1.8	10	####### ± 0.00909	2.59173 ± 0.00221	0.04494 ± 0.00022	0.04612 ± 0.00057	0.02270 ± 0.00008	8.54E-14	45.05%	2.1207	72.74 ± 0.37	0.51%
h	1.8	10	8.17116 ± 0.00590	2.39979 ± 0.00322	0.04222 ± 0.00029	0.03709 ± 0.00052	0.01029 ± 0.00005	5.72E-14	62.82%	2.1392	73.36 ± 0.29	0.39%
i	1.8	10	####### ± 0.00937	3.89689 ± 0.00446	0.06620 ± 0.00046	0.05268 ± 0.00038	0.01815 ± 0.00014	9.73E-14	61.43%	2.1901	75.07 ± 0.39	0.52%
j	1.8	10	5.58481 ± 0.00471	1.77360 ± 0.00182	0.02769 ± 0.00016	0.01012 ± 0.00028	0.00537 ± 0.00004	3.91E-14	71.58%	2.2539	77.21 ± 0.27	0.35%
k	1.8	10	4.41448 ± 0.00495	1.72540 ± 0.00248	0.03101 ± 0.00027	0.06232 ± 0.00081	0.00214 ± 0.00003	3.09E-14	85.81%	2.1954	75.25 ± 0.22	0.29%
l	1.8	10	1.67560 ± 0.00271	0.63391 ± 0.00127	0.01144 ± 0.00013	0.01749 ± 0.00041	0.00095 ± 0.00002	1.17E-14	83.28%	2.2013	75.44 ± 0.40	0.53%
m	1.8	10	3.75678 ± 0.00324	1.21174 ± 0.00073	0.01941 ± 0.00013	0.01372 ± 0.00063	0.00359 ± 0.00003	2.63E-14	71.83%	2.2271	76.31 ± 0.25	0.32%
n	1.8	10	4.68054 ± 0.00598	1.58043 ± 0.00250	0.02457 ± 0.00015	0.01691 ± 0.00036	0.00384 ± 0.00003	3.28E-14	75.79%	2.2446	76.90 ± 0.30	0.39%
o	1.8	10	3.00297 ± 0.00475	1.02407 ± 0.00120	0.01886 ± 0.00022	0.00737 ± 0.00029	0.00246 ± 0.00003	2.10E-14	75.83%	2.2236	76.19 ± 0.36	0.47%
p	1.8	10	3.47269 ± 0.00132	1.11410 ± 0.00177	0.01884 ± 0.00010	0.00559 ± 0.00040	0.00348 ± 0.00003	2.43E-14	70.39%	2.1942	75.21 ± 0.31	0.42%
Kademeli Isıtma $^{40}Ar/^{39}Ar$ analizleri												
Basamak	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^{*}$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
1	0.4	30	1.78010 ± 0.00204	0.22967 ± 0.00047	0.00524 ± 0.00009	0.12787 ± 0.00376	0.00545 ± 0.00006	1.25E-14	10.19%	0.7903	27.45 ± 2.73	9.96%
2	0.44	30	1.61419 ± 0.00165	0.56637 ± 0.00100	0.00900 ± 0.00010	0.05779 ± 0.00383	0.00198 ± 0.00003	1.13E-14	64.02%	1.8248	62.76 ± 0.50	0.79%
3	0.48	15	1.57581 ± 0.00275	0.53365 ± 0.00090	0.00854 ± 0.00012	0.04243 ± 0.00505	0.00132 ± 0.00002	1.10E-14	75.44%	2.2277	76.33 ± 0.48	0.63%
4	0.52	15	1.86179 ± 0.00136	0.72729 ± 0.00090	0.01158 ± 0.00014	0.03501 ± 0.00510	0.00054 ± 0.00002	1.30E-14	91.66%	2.3464	80.31 ± 0.34	0.42%
5	0.56	15	2.45235 ± 0.00142	0.99437 ± 0.00101	0.01525 ± 0.00013	0.01631 ± 0.00463	0.00020 ± 0.00003	1.72E-14	97.63%	2.4077	82.36 ± 0.32	0.39%
6	0.6	15	2.86554 ± 0.00310	1.16498 ± 0.00155	0.01808 ± 0.00015	0.00647 ± 0.00596	0.00011 ± 0.00003	2.01E-14	98.84%	2.4312	83.14 ± 0.32	0.38%
7	0.65	15	1.53076 ± 0.00185	0.63302 ± 0.00057	0.00972 ± 0.00007	0.00683 ± 0.00347	-0.00001 ± 0.00003	1.07E-14	100.29%	2.4192	82.74 ± 0.50	0.61%
8	0.72	15	0.79047 ± 0.00068	0.33632 ± 0.00055	0.00475 ± 0.00007	0.00342 ± 0.00368	0.00007 ± 0.00002	5.54E-15	97.53%	2.2924	78.50 ± 0.61	0.77%
9	0.8	15	0.32129 ± 0.00082	0.13768 ± 0.00032	0.00195 ± 0.00005	-0.00703 ± 0.00496	-0.00003 ± 0.00003	2.25E-15	102.75%	2.3290	79.72 ± 2.11	2.65%
10	0.9	15	0.09715 ± 0.00050	0.04080 ± 0.00018	0.00052 ± 0.00005	-0.00319 ± 0.00212	0.00000 ± 0.00002	6.80E-16	98.72%	2.3438	80.22 ± 4.68	5.84%
11	1	15	0.05476 ± 0.00055	0.02364 ± 0.00026	0.00029 ± 0.00004	-0.01073 ± 0.00550	-0.00003 ± 0.00002	3.83E-16	118.10%	2.2749	77.91 ± 10.69	13.72%
12	1.2	15	0.03800 ± 0.00043	0.01637 ± 0.00017	0.00021 ± 0.00005	-0.00648 ± 0.00280	-0.00007 ± 0.00003	2.66E-16	151.55%	2.2850	78.25 ± 16.84	21.52%
13	1.4	15	0.04722 ± 0.00039	0.02090 ± 0.00018	0.00030 ± 0.00004	0.00002 ± 0.00340	-0.00003 ± 0.00002	3.31E-16	117.60%	2.2590	77.38 ± 12.05	15.57%
14	1.6	15	0.03639 ± 0.00045	0.01604 ± 0.00017	0.00018 ± 0.00004	0.00035 ± 0.00472	-0.00004 ± 0.00003	2.55E-16	133.93%	2.2701	77.75 ± 17.07	21.95%
15	1.8	15	0.01858 ± 0.00043	0.00815 ± 0.00021	0.00002 ± 0.00004	-0.01508 ± 0.00372	0.00002 ± 0.00002	1.30E-16	65.89%	1.3358	46.16 ± 28.63	62.03%

Çizelge C.1 (devam): Radyokronolojik bulgulara ait analiz detayları.

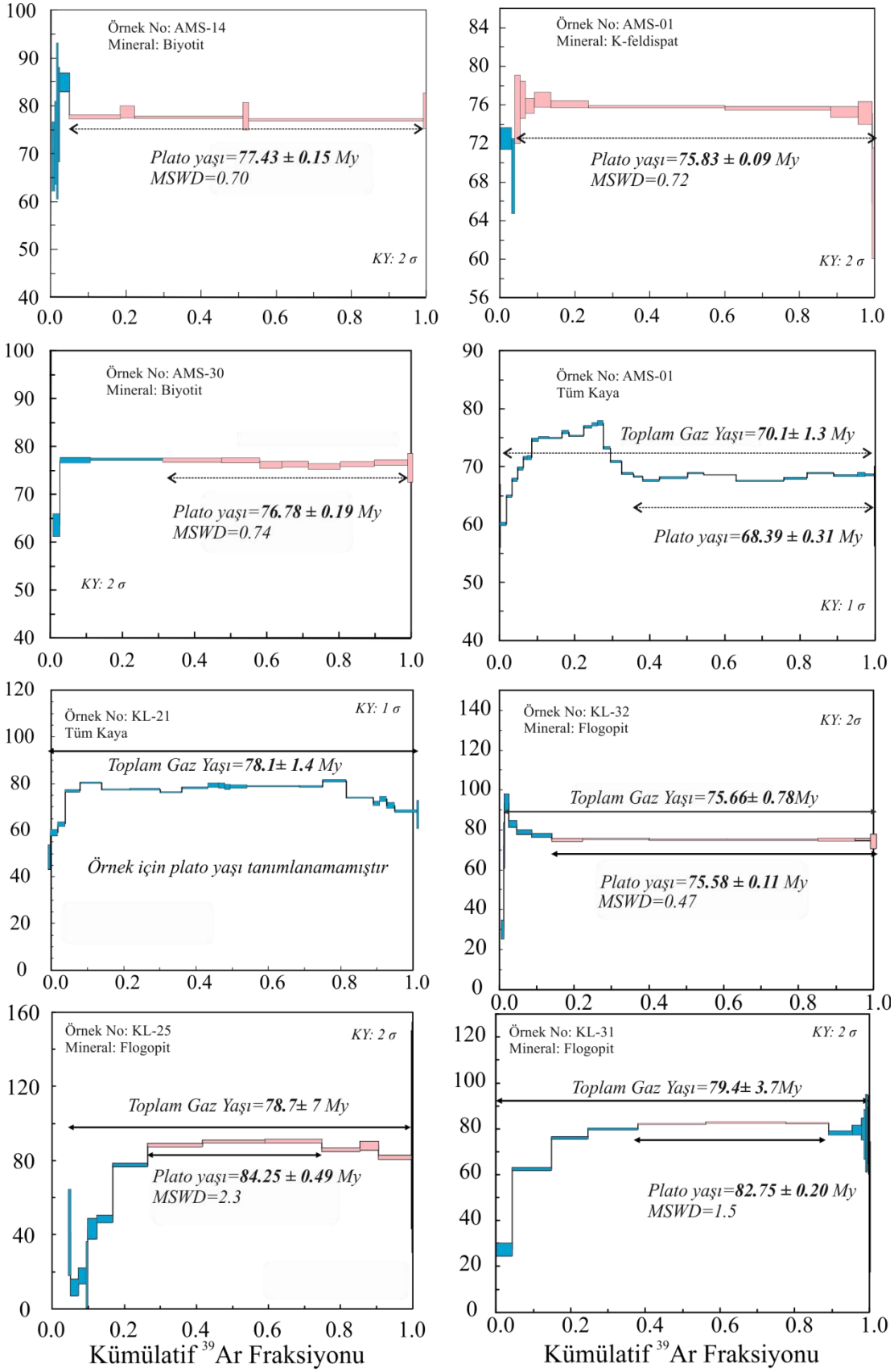
Örnek No: 11-TS-21, Analiz: Amfibol, Tane Boyu: 35-45#, N= 18, *j=0.019400+0.000029*												
Toplam Füzyon $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analizleri												
Örnek	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^*$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
a	2	10	4.13899 ± 0.00466	1.73731 ± 0.00088	0.13179 ± 0.00040	2.83699 ± 0.02205	0.00212 ± 0.00005	2.90E-14	90.94%	2.1693	74.37 ± 0.30	0.40%
b	2	10	####### ± 0.00679	3.56520 ± 0.00228	0.25185 ± 0.00101	5.93969 ± 0.02581	0.03363 ± 0.00021	1.19E-13	44.43%	2.1135	72.49 ± 0.62	0.85%
c	2	15	####### ± 0.00895	3.49379 ± 0.00294	0.23770 ± 0.00049	5.36185 ± 0.01291	0.01594 ± 0.00014	8.20E-14	63.83%	2.1422	73.46 ± 0.42	0.57%
d	2	15	7.74819 ± 0.00756	3.15593 ± 0.00252	0.20758 ± 0.00068	5.33211 ± 0.02976	0.00480 ± 0.00006	5.43E-14	87.78%	2.1579	73.99 ± 0.23	0.32%
e	2	15	9.17167 ± 0.01277	3.45026 ± 0.00434	0.23769 ± 0.00063	5.91114 ± 0.02606	0.00746 ± 0.00007	6.42E-14	81.68%	2.1742	74.53 ± 0.27	0.36%
f	2	15	8.12855 ± 0.00791	3.55862 ± 0.00239	0.23072 ± 0.00049	5.82955 ± 0.01296	0.00333 ± 0.00004	5.69E-14	94.24%	2.1555	73.91 ± 0.16	0.21%
g	2	15	5.51965 ± 0.00695	2.24584 ± 0.00228	0.13279 ± 0.00049	4.14125 ± 0.02775	0.00358 ± 0.00006	3.87E-14	87.48%	2.1532	73.83 ± 0.30	0.41%
h	2	15	7.31925 ± 0.00555	3.02688 ± 0.00250	0.20182 ± 0.00041	5.11255 ± 0.02607	0.00431 ± 0.00006	5.13E-14	88.79%	2.1499	73.72 ± 0.23	0.31%
i	2	15	5.49258 ± 0.00695	2.24620 ± 0.00227	0.13263 ± 0.00049	4.14168 ± 0.02775	0.00347 ± 0.00006	3.85E-14	88.04%	2.1559	73.92 ± 0.30	0.40%
j	2	15	8.88381 ± 0.00817	3.76096 ± 0.00360	0.24289 ± 0.00051	6.79340 ± 0.04201	0.00463 ± 0.00006	6.22E-14	91.37%	2.1612	74.10 ± 0.20	0.27%
k	2	15	8.56406 ± 0.00960	3.75419 ± 0.00348	0.25109 ± 0.00080	6.28820 ± 0.02306	0.00345 ± 0.00006	6.00E-14	94.62%	2.1613	74.10 ± 0.20	0.26%
l	2	15	8.26209 ± 0.00880	3.64646 ± 0.00373	0.22653 ± 0.00034	6.46765 ± 0.02561	0.00333 ± 0.00004	5.79E-14	95.04%	2.1563	73.93 ± 0.16	0.22%
m	2	15	5.11410 ± 0.00643	2.22401 ± 0.00163	0.16005 ± 0.00037	3.61680 ± 0.01705	0.00209 ± 0.00004	3.58E-14	94.20%	2.1689	74.36 ± 0.22	0.30%
n	2	15	6.92664 ± 0.00738	3.04392 ± 0.00276	0.21914 ± 0.00061	4.84393 ± 0.02886	0.00265 ± 0.00006	4.85E-14	94.89%	2.1621	74.13 ± 0.22	0.30%
o	2	15	6.03008 ± 0.00595	2.59929 ± 0.00326	0.17691 ± 0.00043	4.50453 ± 0.02544	0.00256 ± 0.00004	4.22E-14	94.06%	2.1851	74.90 ± 0.20	0.27%
p	2	15	7.33696 ± 0.01004	3.20434 ± 0.00367	0.21647 ± 0.00053	5.59358 ± 0.03042	0.00322 ± 0.00006	5.14E-14	93.78%	2.1501	73.73 ± 0.24	0.32%
q	2	20	8.80978 ± 0.00704	3.17803 ± 0.00179	0.21156 ± 0.00044	5.31659 ± 0.01353	0.00846 ± 0.00008	6.17E-14	76.97%	2.1364	73.26 ± 0.28	0.38%
r	2	20	5.60752 ± 0.00624	2.34883 ± 0.00195	0.15819 ± 0.00039	3.82308 ± 0.02305	0.00291 ± 0.00003	3.93E-14	90.72%	2.1686	74.34 ± 0.18	0.24%
Kademeli Isıtma $^{40}Ar/^{39}Ar$ analizleri												
Basamak	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^*$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
1	0.7	20	0.05889 ± 0.00046	0.00501 ± 0.00030	0.00011 ± 0.00005	0.19042 ± 0.00460	0.00035 ± 0.00004	4.12E-16	-46.59%	-5.6456	-209.3 -± 94.45	45.13%
2	0.8	20	0.04661 ± 0.00043	0.00628 ± 0.00014	0.00040 ± 0.00005	0.23628 ± 0.00314	0.00018 ± 0.00002	3.26E-16	28.37%	2.1684	74.34 ± 29.60	39.81%
3	0.83	20	0.13604 ± 0.00066	0.04143 ± 0.00025	0.00259 ± 0.00005	0.21752 ± 0.00420	0.00018 ± 0.00003	9.53E-16	74.86%	2.4685	84.39 ± 8.37	9.92%
4	0.86	20	0.31423 ± 0.00080	0.12677 ± 0.00046	0.00806 ± 0.00007	0.24143 ± 0.00461	0.00018 ± 0.00003	2.20E-15	89.49%	2.2215	76.12 ± 2.66	3.49%
5	0.9	20	0.66778 ± 0.00142	0.28926 ± 0.00052	0.01923 ± 0.00012	0.49777 ± 0.00746	0.00019 ± 0.00003	4.68E-15	98.09%	2.2675	77.66 ± 1.11	1.43%
6	1	20	0.86512 ± 0.00135	0.37821 ± 0.00068	0.02578 ± 0.00014	0.59917 ± 0.00850	0.00036 ± 0.00003	6.06E-15	93.92%	2.1511	73.76 ± 0.76	1.04%
7	1.1	20	1.21006 ± 0.00121	0.53553 ± 0.00091	0.03524 ± 0.00016	0.88116 ± 0.01317	0.00048 ± 0.00003	8.47E-15	94.70%	2.1425	73.47 ± 0.56	0.77%
8	1.2	20	1.14707 ± 0.00178	0.51169 ± 0.00110	0.03230 ± 0.00014	0.82592 ± 0.01286	0.00035 ± 0.00004	8.03E-15	97.48%	2.1879	75.00 ± 0.76	1.02%
9	1.3	20	4.34890 ± 0.00490	1.96829 ± 0.00174	0.12938 ± 0.00038	3.28719 ± 0.02800	0.00143 ± 0.00003	3.05E-14	97.01%	2.1462	73.59 ± 0.20	0.27%
10	1.4	20	0.25770 ± 0.00078	0.11620 ± 0.00044	0.01079 ± 0.00012	0.33837 ± 0.00693	0.00019 ± 0.00003	1.80E-15	89.33%	1.9856	68.19 ± 2.50	3.66%
11	1.6	20	0.07430 ± 0.00045	0.03466 ± 0.00024	0.00536 ± 0.00008	0.16445 ± 0.00370	0.00003 ± 0.00003	5.20E-16	106.07%	2.2820	78.15 ± 9.47	12.12%
12	1.8	20	0.00171 ± 0.00034	0.00084 ± 0.00016	0.00040 ± 0.00005	0.01007 ± 0.00328	0.00000 ± 0.00003	1.20E-17	150.78%	3.0787	104.66 ± 353.35	337.63%

Çizelge C.1 (devam): Radyokronolojik bulgulara ait analiz detayları.

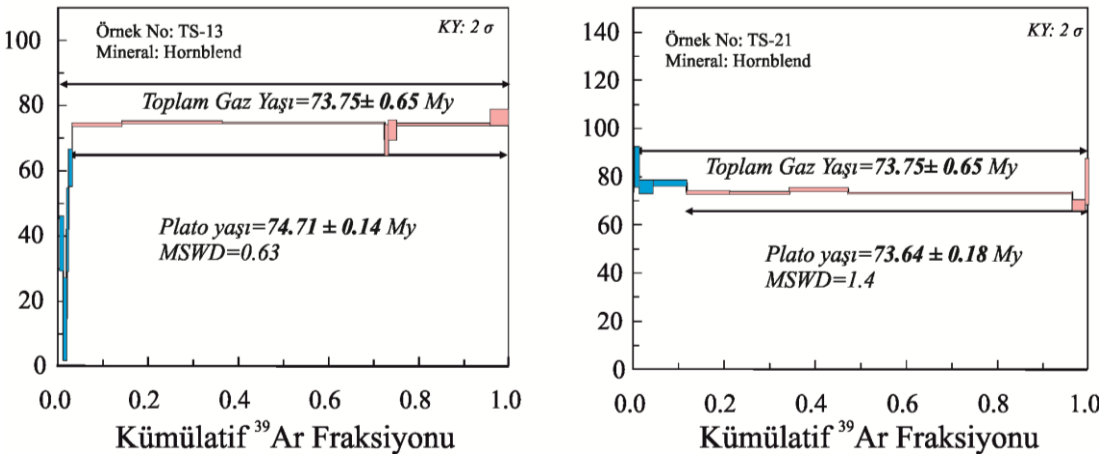
Örnek No: 11-TS-13, Analiz: Amfibol, Tane Boyu: 35-45#, N= 16, *j=0.019400+0.000029*												
Toplam Füzyon $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analizleri												
Örnek	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^*$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
a	2	15	2.33152 ± 0.00342	1.08051 ± 0.00077	0.03380 ± 0.00017	2.19403 ± 0.01584	0.00107 ± 0.00001	1.63E-14	94.75%	2.0478	70.28 ± 0.19	0.27%
b	2	15	1.55883 ± 0.00079	0.69084 ± 0.00101	0.01671 ± 0.00013	1.77186 ± 0.02075	0.00083 ± 0.00002	1.09E-14	94.30%	2.1320	73.12 ± 0.30	0.41%
c	2	15	2.53906 ± 0.00317	1.10764 ± 0.00162	0.03177 ± 0.00015	2.57669 ± 0.01993	0.00110 ± 0.00002	1.78E-14	96.15%	2.2080	75.67 ± 0.22	0.29%
d	2	15	2.21784 ± 0.00293	1.00318 ± 0.00075	0.02290 ± 0.00019	2.39224 ± 0.02499	0.00115 ± 0.00002	1.55E-14	94.28%	2.0882	71.64 ± 0.24	0.33%
e	2	15	2.53342 ± 0.00263	1.07288 ± 0.00121	0.03218 ± 0.00027	2.82591 ± 0.01446	0.00144 ± 0.00003	1.77E-14	93.10%	2.2029	75.50 ± 0.30	0.40%
f	2	15	3.73113 ± 0.00311	1.64875 ± 0.00214	0.04176 ± 0.00017	3.61502 ± 0.02847	0.00182 ± 0.00002	2.61E-14	94.19%	2.1353	73.23 ± 0.17	0.23%
g	2	15	2.74046 ± 0.00142	1.18713 ± 0.00152	0.03178 ± 0.00029	2.72938 ± 0.01508	0.00134 ± 0.00002	1.92E-14	94.42%	2.1835	74.85 ± 0.19	0.26%
h	2	15	4.04993 ± 0.00363	1.81323 ± 0.00219	0.04589 ± 0.00038	4.55602 ± 0.02772	0.00212 ± 0.00002	2.84E-14	94.49%	2.1146	72.53 ± 0.19	0.26%
i	2	15	2.81471 ± 0.00310	1.23600 ± 0.00127	0.02842 ± 0.00026	3.59689 ± 0.02000	0.00189 ± 0.00002	1.97E-14	91.47%	2.0878	71.63 ± 0.22	0.31%
j	2	15	1.44736 ± 0.00247	0.63574 ± 0.00158	0.01587 ± 0.00019	1.62988 ± 0.01245	0.00076 ± 0.00002	1.01E-14	94.48%	2.1554	73.90 ± 0.37	0.50%
k	2	15	1.08640 ± 0.00136	0.47903 ± 0.00091	0.01219 ± 0.00015	1.02135 ± 0.00984	0.00050 ± 0.00002	7.61E-15	94.87%	2.1551	73.89 ± 0.43	0.58%
l	2	15	3.78047 ± 0.00350	1.72412 ± 0.00173	0.04061 ± 0.00032	3.36224 ± 0.02255	0.00154 ± 0.00002	2.65E-14	95.86%	2.1051	72.21 ± 0.15	0.21%
m	2	15	3.91414 ± 0.00212	1.74944 ± 0.00169	0.04607 ± 0.00025	4.27941 ± 0.02484	0.00199 ± 0.00002	2.74E-14	94.68%	2.1224	72.79 ± 0.15	0.20%
n	2	15	2.99718 ± 0.00429	1.30635 ± 0.00099	0.03666 ± 0.00017	3.33886 ± 0.02555	0.00150 ± 0.00002	2.10E-14	95.12%	2.1867	74.95 ± 0.21	0.28%
o	2	15	3.42811 ± 0.00266	1.34735 ± 0.00155	0.03308 ± 0.00018	3.34136 ± 0.02206	0.00310 ± 0.00002	2.40E-14	81.90%	2.0879	71.63 ± 0.23	0.32%
p	2	20	2.17776 ± 0.00092	0.93938 ± 0.00124	0.02185 ± 0.00016	2.43248 ± 0.01163	0.00112 ± 0.00002	1.53E-14	94.75%	2.2009	75.43 ± 0.23	0.30%
Kademeli Isıtma $^{40}Ar/^{39}Ar$ analizleri												
Basamak	**P**	**t**	**40 V**	**39 V**	**38 V**	**37 V**	**36 V**	**Mol $^{40}Ar^*$**	**%Rad**	**R**	**Yaş (Ma)**	**%-sd**
1	0.5	30	0.00777 ± 0.00022	0.00063 ± 0.00018	0.00000 ± 0.00005	0.00070 ± 0.00404	0.00004 ± 0.00004	5.44E-17	-54.40%	-6.7685	###### -± 775.16	305.23%
2	0.7	30	0.04513 ± 0.00025	0.01019 ± 0.00023	0.00018 ± 0.00005	0.03224 ± 0.00360	0.00017 ± 0.00003	3.16E-16	-5.58%	-0.2479	-8.70 -± 35.25	405.35%
3	0.8	30	0.08957 ± 0.00030	0.03988 ± 0.00022	0.00053 ± 0.00005	0.16151 ± 0.00574	0.00020 ± 0.00003	6.27E-16	48.38%	1.0901	37.76 ± 8.58	22.71%
4	0.9	30	0.04619 ± 0.00033	0.02615 ± 0.00022	0.00018 ± 0.00005	0.08839 ± 0.00447	0.00015 ± 0.00003	3.23E-16	23.83%	0.4221	14.71 ± 12.74	86.58%
5	1.2	30	0.03511 ± 0.00032	0.01762 ± 0.00022	0.00032 ± 0.00005	0.06796 ± 0.00501	0.00007 ± 0.00002	2.46E-16	60.99%	1.2189	42.16 ± 12.70	30.11%
6	1.4	30	0.06471 ± 0.00053	0.03533 ± 0.00015	0.00072 ± 0.00004	0.09551 ± 0.00646	0.00004 ± 0.00002	4.53E-16	96.90%	1.7788	61.21 ± 5.61	9.16%
7	1.6	30	1.08390 ± 0.00113	0.47803 ± 0.00091	0.01201 ± 0.00015	1.09560 ± 0.01149	0.00049 ± 0.00002	7.59E-15	95.56%	2.1708	74.42 ± 0.53	0.71%
8	1.75	30	2.21477 ± 0.00193	0.96471 ± 0.00130	0.02615 ± 0.00028	2.19873 ± 0.01177	0.00102 ± 0.00003	1.55E-14	95.20%	2.1896	75.05 ± 0.39	0.52%
9	1.85	30	3.55400 ± 0.00183	1.56542 ± 0.00171	0.04073 ± 0.00022	3.42288 ± 0.01882	0.00151 ± 0.00002	2.49E-14	95.97%	2.1825	74.81 ± 0.19	0.25%
10	1.9	25	0.08158 ± 0.00043	0.03895 ± 0.00027	0.00084 ± 0.00005	0.06237 ± 0.00272	0.00003 ± 0.00002	5.71E-16	96.81%	2.0305	69.70 ± 4.60	6.60%
11	1.95	25	0.17138 ± 0.00060	0.07704 ± 0.00034	0.00221 ± 0.00010	0.14514 ± 0.00316	0.00007 ± 0.00002	1.20E-15	95.19%	2.1205	72.73 ± 2.93	4.02%
12	2.1	25	2.02485 ± 0.00203	0.89832 ± 0.00054	0.02593 ± 0.00023	2.23943 ± 0.02461	0.00094 ± 0.00002	1.42E-14	96.05%	2.1692	74.37 ± 0.29	0.39%
13	2.2	25	0.38714 ± 0.00083	0.17833 ± 0.00107	0.00547 ± 0.00010	0.46826 ± 0.00679	0.00010 ± 0.00004	2.71E-15	102.90%	2.2384	76.69 ± 2.52	3.29%
14	2.3	25	0.00707 ± 0.00066	0.00373 ± 0.00016	0.00028 ± 0.00006	0.01101 ± 0.00370	-0.00014 ± 0.00004	4.95E-17	708.23%	2.1615	74.11 ± 97.43	131.47%
15	2.4	25	0.02425 ± 0.00044	0.00770 ± 0.00018	0.00024 ± 0.00005	0.02680 ± 0.00299	0.00003 ± 0.00004	1.70E-16	71.54%	2.2602	77.42 ± 55.95	72.27%

Toplam Füzyon $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analizleri: Single Crystal Total Fusion $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analysis.
Kademeli ısıtma $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analizleri: Single Crystal Incremental Heating $^{40}Ar/^{39}Ar$ Analysis.
P: % Güç (60 W *(P/10) Synrad CO_2 laser).
t: Süre (Laser Duration Time).
V: Volt
%Rad: $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ (Ar*: radiogenic argon).

Şekil C.1: Radyokronolojik bulgulara ait analizlere ait diyagramlar.



Şekil C.1 (devam): Radyokronolojik bulgulara ait diyagramlar.



ÖZGEÇMİŞ



Ad Soyad **:** Fatma Gülmez

Doğum Yeri ve Tarihi **:** İstanbul, 1983

E-Posta **:** gulmezf@itu.edu.tr

ÖĞRENİM DURUMU

- **Lisans** **:** 2007, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü
- **Yüksek lisans** **:** 2009, İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Katı Yer Bilimleri Programı.
- **Doktora** **:** 2015, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Programı.

BURS, DESTEK VE ÖDÜLLER

- 33. IGC (Uluslararası Jeoloji Kongresi)-Oslo, Norveç, katılımcısı (Kongre komisyonunun "Geohost" genç biliminsanlarını destekleme programı kapsamında davetli olarak).
- Ludwig-Maximilians Universitat München, Almanya "Melts, Glasses and Magmas" isimli seminer katılımcısı (düzenleme komisyonunun genç biliminsanlarını destekleme programı kapsamında davetli olarak).
- Georgia Üniversitesi-ABD, Tinçel Vakfı Doktora araştırmacılarını destekleme programı bursu (3 ay).
- Geowissenschaften, Johannes Gutenberg Universitat Mainz, Almanya, TÜBİTAK Doktora sırası araştırmacılarını destekleme programı (2214-A Programı) desteği (3 ay).
- 67. Turkiye Jeoloji Kurultayı Poster Bildirisi, ikincilik ödülü.
- Goldschmidt 2015, Prag-CZ, Konferans katılımcısı (Kongre komisyonunun genç biliminsanlarını destekleme programı kapsamında davetli olarak).

TEZDEN TÜRETİLEN YAYINLAR VE SUNUMLAR

- **Gülmez, F.,** Genç, Ş.C., 2015. Amasya civarı Geç Kretase yaşlı ultrapotasik volkaniklerinde farklılaşma süreçleri. *(Basım aşamasında).* Bull. Min. Res. Exp.
- **Gülmez, F.,** Genç, Ş.C., Prelevic, D., Tüysüz, O., Roden, M., Karacık, Z., Billor, Z., 2015. Ultrapotassic Volcanism from the waning stage of the Neo-Tethyan subduction: a key study from the İzmir-Ankara-Erzincan suture belt, central northern Turkey *(Basım aşamasında).* Journal of Petrology.

- **Gülmez, F**., Genç, Ş.C., Tüysüz, O., Karacık, Z., Roden, M., F., Billor, M. Z., M., Hames, W.E. 2013. Geochemistry and petrogenesis of the late Cretaceous potassic-alkaline volcanic rocks from the Amasya Region (northern Turkey), EGU-2013, Viyana-Avusturya.
- Genç, Ş.C., **Gülmez, F.,** Tüysüz, O., Karacık, Z., Roden, M., F., Billor, M. Z., M. , Hames, W.E High to ultrahigh potassic alkaline volcanic belt along the Ankara-Erzincan suture (northern Turkey): new geochemical and Ar-Ar data constraining petrogenesis with implications for the late Cretaceous subduction of the Neotethys Ocean, EGU-2013, Viyana-Avusturya.
- **Gülmez, F.,** Genç, Ş.C., Prelevic, D. Petrology and geochemistry of late Cretaceous lamprophyric rocks from North Anatolian Ophiolitic Melange-Turkey, EGU-2014, Viyana- Avusturya.
- Genç, Ş.C., **Gülmez, F.,** Tüysüz, O., Karacık, Z., Roden, M., F., Billor, M. Z., M. , Hames, W.E Subduction-related High- to Ultrahigh-Potassic Rocks of the Ankara-Erzincan Suture Belt of Turkey: a geochemical and isotopic approach to source and petrogenesis, EGU-2014, Viyana-Avusturya.
- **Gülmez, F**., Genç, Ş.C., Prelevic, D. Amasya ve Kalecik civarı Geç Kretase yaşlı alkali volkanik kayalarında taze lösit bulgusu, 67. TJK- Ankara.
- **Gülmez, F**., Genç, Ş.C., Karacık, Z., Tüysüz, O. Kalecik Bölgesi Geç Kretase yaşlı potasik-ultrapotasik kayaları: klinopiroksen kimyasına bağlı kökensel yaklaşımlar, 67. TJK-Ankara.
- **Gülmez, F.,** Genç, Ş.C., Prelevic, D. Heterogeneous mantle source dynamics of Late Cretaceous Ultrapotassic Rocks related with the subduction of Neo-Tethys. 8. International Symposium of Eastern Mediterrenean Geology, 2015, Muğla-Türkiye.
- Waters, F.E., **Gülmez, F.**, Genç, Ş.C., Karacık, Z., Roden, M.F., Billor, Z. Complex compositional zoning in cliinopyroxene in Late Cretaceous Potassic-alkaline volcanic rocks from Northern Turkey: implications for magma mixing. 64th Annual Meeting of Geological Society of America *Abstracts with Programs*. Vol. 47, No 2, p.33.
- **Gülmez, F**., Genç, Ş.C. Late Cretaceous High-K Volcanics From Amasya, Crystallization and Differentation Processes, 68. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 2015, Ankara-Türkiye.
- **Gülmez, F**., Genç, Ş.C., Prelevic, D. The generation of composite dykes of leucite-diopsite and phlogopite-diopsite lamprophyres in a long lived volcanic arc setting: an example for heteromorphic reactions during differentation. 25th Goldschmidt 2015, Prague, CZ.

DİĞER YAYINLAR VE SUNUMLAR:

- **Gülmez, F.,** Genç, Ş. C., Keskin, M., Tüysüz, O. 2013. A post-collision slab-breakoff model for the orgin of the Middle Eocene magmatic rocks of the Armutlu–Almacık belt, NW Turkey and its regional implications. Geological Society, London, Special Publications, 372(1), 107-139.
- Karacık, Z., Genç, Ş. C., **Gülmez, F.,** 2013. Petrochemical features of Miocene volcanism around the Çubukludağ graben and Karaburun peninsula, western Turkey: implications for crustal melting related silicic volcanism. Journal of Asian Earth Sciences, 73, 199-217.

- Ş. Can Genç, **Gülmez, F.,** Keskin, M, Tüysüz, O. 2010. The missing part of NW Anatolia Oligo-Miocene volcanic belt: Almacık Mountain, new K-Ar age-isotopic and geochemical data. Tectonic Crossroads and Evolving Orogens of Eurasia Africa and Arabia, Ankara-Turkey.
- Ş. Can Genç, **Gülmez, F.,** Keskin, M, Tüysüz, O. 2010.Petrological features and origin of the Oligo-Miocene Volcanics of Armutlu-Almacik Belt (NW Anatolia), 63. Geological Kurultai of Turkey, Ankara-Turkey.
- Ş. Can Genç, **Gülmez, F.,** Keskin, M, Tüysüz, O., İşseven, T. 2011. Petrology of the Middle Eocene sub-volcanic association of western Pontides. Goldschmidt 2011, Prague-Czech Republic.
- **Gülmez, F.,** Genç, Ş. C., 2008. The post collisional Middle Eocene volcanism of Adapazarı-Almacık area (NW Turkey), 33. International Geological Congress IGC, Oslo-Norway.
- Karacık, Z., Genç, Ş.C., **Gülmez, F.** 2008. Volcanic history and petrogenesis of the Cumaovası volcanics, West-Central Anatolia, Turkey, 33. International Geological Congress IGC, Oslo-Norway.
- **Gülmez, F.** Genç, Ş.C. 2009. Petrology of the Middle Eocene volcanic rocks of Almacik Mountain. 19th Annual V.M. Goldschmidt Conference, Davos-Switzerland.
- **Gülmez, F.** Genç, Ş.C., İşseven, T., Demir, T. 2009. The preliminary evaluations on the petrogenesis of Eocene volcanic rocks of Almacık Mountain in the light of the radiometric age, geochemistry and isotope data. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara-Turkey.
- İşseven, T., Demir, T., Genç, Ş.C., **Gülmez, F.** 2009. How many degrees the North Anatolian Fault has rotated the Almacık Block (Mountain)? 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara-Turkey.