

**KAPADOKYA İGNİMBİRİTLERİNDE BULUNAN
MİNERALLERİN VE KAPANIMLARIN MİKRO ÖLÇEKTE
PETROLOJİK İNCELEMESİ: SİLİSİK MAGMA
REZERVUARLARININ ZAMANSAL DEĞİŞİMİ**

**MICROSCALE PETROLOGIC INVESTIGATION OF
MINERALS AND INCLUSIONS FROM CAPPADOCIAN
IGNIMBRITES: TEMPORAL VARIATIONS IN SILICIC
MAGMA RESERVOIRS**

LÜTFİYE AKIN

PROF. DR. ERKAN AYDAR

Tez Danışmanı

Hacettepe Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliğinin

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı için Öngördüğü

DOKTORA TEZİ

olarak hazırlanmıştır.

2019

LÜTFİYE AKIN'ın hazırladığı "Kapadokya İgnimbritlerinde Bulunan Minerallerin ve Kapanımların Mikro Ölçekte Petrolojik İncelemesi: Silisik Magma Rezervuarlarının Zamansal Değişimi" adlı bu çalışma aşağıdaki jüri tarafından **JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**'nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Yurdal GENÇ

Başkan

Prof. Dr. Erkan AYDAR

Danışman

Prof. Dr. Halim MUTLU

Üye

Doç. Dr. H. Evren ÇUBUKÇU

Üye

Doç. Dr. Kaan SAYIT

Üye

Bu tez Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tarafından **DOKTORA TEZİ** olarak/...../..... tarihinde onaylanmıştır.

Prof. Dr. Menemşe GÜMÜŞDERELİOĞLU

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

ETİK

Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez çalışmada,

- tez içindeki bütün bilgi ve belgeleri akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi,
- görsel, işitsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçları bilimsel ahlak kuralların uygun olarak sunduğumu,
- başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda ilgili eserlere bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunduğumu,
- atıfta bulunduğum eserlerin tümünü kaynak olarak gösterdiğimi,
- kullanılan verilerde herhangi bir değişiklik yapmadığımı,
- ve tezin herhangi bir bölümünü bu üniversite veya başka bir üniversitede başka bir tez çalışması olarak sunmadığımı,

beyan ederim.

22/01/2019



LÜTFİYE AKIN

YAYIMLAMA VE FİKRİ MÜLKİYET HAKLARI BEYANI

Enstitü tarafından onaylanan lisansüstü tezimin/raporumun tamamını veya herhangi bir kısmını, basılı (kağıt) ve elektronik formatta arşivleme ve aşağıda verilen koşullarla kullanıma açma iznini Hacettepe Üniversitesine verdiğimi bildiririm. Bu izinle Üniversiteye verilen kullanım hakları dışındaki tüm fikri mülkiyet haklarım bende kalacak, tezimin tamamının ya da bir bölümünün gelecekteki çalışmalarda (makale, kitap, lisans ve patent vb.) kullanım hakları bana ait olacaktır.

Tezin kendi orijinal çalışmam olduğunu, başkalarının haklarını ihlal etmediğimi ve tezimin tek yetkili sahibi olduğumu beyan ve taahhüt ederim. Tezimde yer alan telif hakkı bulunan ve sahiplerinden yazılı izin alınarak kullanılması zorunlu metinlerin yazılı izin alarak kullandığımı ve istenildiğinde suretlerini Üniversiteye teslim etmeyi taahhüt ederim.

Yükseköğretim Kurulu tarafından "**Lisansüstü Tezlerin Elektronik Ortamda Toplanması, Düzenlenmesi ve Erişime Açılmasına İlişkin Yönerge**" kapsamında tezim aşağıda belirtilen koşullar haricinde YÖK Ulusal Merkezi / H. Ü. Kütüphaneleri Açık Erişim Sisteminde erişime açılır.

- Enstitü / Fakülte yönetim kurulu kararı ile tezimin erişime açılması mezuniyet tarihimden itibaren 2 yıl ertelenmiştir.
- Enstitü / Fakülte yönetim kurulu gerekçeli kararı ile tezimin erişime açılması mezuniyet tarihimden itibaren ay ertelenmiştir.
- Tezim ile ilgili gizlilik kararı verilmiştir.

22/01/2019


LÜTFİYE AKIN

ÖZET

KAPADOKYA İGNİMBİRİTLERİNDE BULUNAN MİNERALLERİN VE KAPANIMLARIN MİKRO ÖLÇEKTE PETROLOJİK İNCELEMESİ: SİLİSİK MAGMA REZERVUARLARININ ZAMANSAL DEĞİŞİMİ

Lütfiye Akın

Doktora, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Erkan Aydar

Ocak 2019, 427 sayfa

Kristalleşme sırasında ana mineral faz içerisinde hapsolan ilksel eriyik örneklerini temsil eden eriyik kapanımları, magmatik sistemlerde iz element miktarlarının kontrol edilmesinde önemli yere sahiptirler. Ana magmadan kristalleşme ile ayrılan ve izole olan eriyik kapanımları, ana kristal fazın geliştiği magmatik sistemin petrojenetik gelişimini ortaya koymaktadır. Bu kapsamda, Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde bulunan ignimbiritlerin (yaşlıdan gence; Kavak, Zelve, Sarımadentepe, Sofular, Cemilköy, Tahar, Gördeles, Kızılkaya, Valibabatepe) eriyik kapanımı içeren zirkon kristallerinin, İkincil Kütle Spektrometresi (SIMS) analitik yöntemi ile elde edilen iz element konsantrasyonlarından itibaren iz element paylaşım katsayı değerleri hesaplanmıştır. Zirkon/eriyik kapanımı çiftlerinin iz element paylaşım katsayı değerleri, iz elementin atom numarasının artışına bağlı olarak uyumlu davranış sergilemektedir. Ayrıca, eriyik kapanımlarının iz element içerikleri, tüm kayaç ve matriks cam içerikleri ile korele

edildiğinde, birimlerin petrojenetik gelişiminde baskın sürecin fraksiyonel kristalleşme olduğu ortaya konmuştur.

Kapadokya Volkanik Bölgesi, SiO₂ bakımından zengin riyolitik magma gelişimine ve sonuç olarak kaldera oluşturan patlamalara ev sahipliği yapmış bir bölge olarak tanımlanmaktadır. Bu bölge hakkında çoğu çalışma piroklastik akıntı birimlerinin tüm kayaç bileşimlerinden itibaren jeokimyasal ve petrolojik olarak tanımlamaya yönelik yapılmış fakat geniş hacimli riyolitik magmaların patlama öncesi ayrımlanması ve depolanması, kaldera oluşumunu kontrol eden ve eriyik ayrımlanma sürecinde etkisi olduğu düşünülen süreçlerin varlığı hakkında çok az bilgi bulunmaktadır. Bu çalışma ile Orta Anadolu Bölgesi'nde yaygın kaldera oluşturan piroklastik akıntı birimlerinin magma kaynağına ilişkin ayrımlanma ve depolanma modeli sunulmaktadır. Kapadokya bölgesinde bulunan ignimbritler neredeyse benzer pomza ana element bileşimleri ve benzer fenokristal içerikleri sunmaktadır (Tahar ve Valibabatepe hariç). Patlama öncesi magmatik sisteme ilişkin modeli oluşturmak ve her patlamaya ait muhtemel tetikleyici etkinin ortaya konulması adına matriks cam, zirkon ve zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımları, tüm kayaç iz element içerikleri ve birimlere ait mineral birliktelikleri kullanılmıştır. Bu çalışmalara destekleyici olarak zirkon kristallerinden elde edilen iz element bileşimleri ile Hf izotop verileri de kullanılmıştır. Buna göre, birbirine benzer bileşimlere sahip magma odalarının benzer kaynaktan itibaren geliştiği ve bu magma odalarının birbirilerinden izole bir şekilde sığ derinlikleri temsil eden üst kabuk seviyelerinde depolandığı ve patlamanın gerçekleşeceği zamana kadar eriyiğin evrimleşmeye devam ettiği sonucuna varılmıştır. Üst kabukta depolanan bu birimlerin gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin baskın süreci temsil ettiği ve bazı birimlerde (Kavak, Zelve, Cemilköy, Tahar ve Gördeles) özellikle fraksiyonel kristalleşmenin yanı sıra kabuk asimilasyonunun da etkin olduğu ortaya konmuştur. Patlama öncesi gerçekleşen mafik magma beslemesinin bazı birimlere ait zirkon kristalleri üzerindeki etkisi, özellikle CL görüntülerinde meydana gelen zonlanma değişimleri ve zonlanmaya bağlı olarak U ve Th konsantrasyonlarında artış şeklinde gözlenmektedir. Bununla birlikte, zirkon kristallerinden ölçülen Hf izotop değerleri, oksijen izotop çalışmaları ile ortaya konulan kabuksal etkinin varlığının sanıldığı aksine yaşlıdan gence

doğru giderek azaldığının yanı sıra kabuksal katkıının birimlerin oluşunu sırasında d6nemsel etkisinin varlığını ortaya koymaktadır.

Anahtar Kelime: y6ksek-silis i7eren riyolitler, magma odaları, zirkon eriyik kapanımı, paylaşım katsayısı, zirkon Hf izotop, zirkon iz element.



ABSTRACT

MICROSCALE PETROLOGIC INVESTIGATION OF MINERALS AND INCLUSIONS FROM CAPPADOCIAN IGNIMBRITES: TEMPORAL VARIATIONS IN SILICIC MAGMA RESERVOIRS

Lütfiye Akın

Doctor of Philosophy, Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Erkan Aydar

January 2019, 427 pages

The melt inclusions representing the samples of juvenile melt trapped in the host mineral phase during crystallization, have an important role in controlling the trace element abundances in magmatic systems. The melt inclusions isolated and separated by crystallization from the main magma, reveal the petrogenetic development of the crystal phase and the magmatic system. Thus, trace element partition values have been calculated from trace element concentrations obtained by Secondary Mass Spectrometer (SIMS) analytical method of zircon containing melt inclusion of ignimbrites in the Cappadocian Volcanic Province (from older to younger; Kavak, Zelve, Sarımadentepe, Sofular, Cemilköy, Tahar, Gördeles, Kızılkaya and Valibabatepe). The trace element partition values of the zircon/melt inclusion pairs exhibit compatible behavior due to the increase in the atomic number of the related trace element. Furthermore, correlation of melt inclusion with whole rock and matrix glass trace element compositions has been shown that the dominant process in the petrogenetic development of pyroclastic flow deposits, is fractional crystallization.

The Cappadocia Volcanic Province (CVP) is defined as a region that has hosted SiO₂-rich rhyolitic magma development and consequently the caldera-forming eruptions. Most of the studies conducted in this region on the geochemical and petrological basis of whole rock composition of pyroclastic flow units, show little information about extraction and storage processes of large volume of silicic magmas prior to eruption, existence of processes that control caldera formation and which are thought to have an effect on melt extraction process. Here, we present the extraction and deposition model of the magma source of common pyroclastic flow units in Central Anatolia. The ignimbrites in the Cappadocia region present almost identical pumice composition and similar phenocrystal contents (except for Tahar and Valibabatepe). In order to create the model of the magmatic system before the eruption and reveal the potential triggering effect of each eruption processes, matrix glass, melt inclusions in the zircon, whole rock trace element contents and mineral associations belonging to the units were used. In order to support these studies, trace element compositions obtained from zircon crystals and Hf isotope data were also used. Accordingly, it was concluded that the magma chambers with almost similar compositions developed from the same source and that these magma chambers were stored at the upper crustal levels representing the shallow depths isolated from each other and the melt continued to evolve until the time of the eruption. It has been shown that fractional crystallization represents the most dominant process in the generation of the units stored in the upper crust and in some units (Kavak, Zelve, Cemilköy, Tahar and Gördeles), as well as fractional crystallization, crustal contamination has been observed as the effective process. The effect of the mafic magma recharge before the eruption observed as zircon crystal CL zoning pattern variation and increasing in U and Th content. However, Hf isotope values measured from zircon crystals indicate that crustal effect not only is gradually decreasing towards the older to the young as proposed by the oxygen isotope studies, but also there is a periodic effect of the crustal contribution during the formation of the units.

Keywords: high-silica rhyolites, magma batches, zircon melt inclusion, partition coefficient, zircon Hf isotope, zircon trace element.

TEŞEKKÜR

Lisansüstü eğitimim boyunca engin bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım, sadece bilimsel anlamda değil, sahip olduğu eşsiz bilgisiyle hayatıma yön veren, desteğini esirgemeyerek her zaman yanımda olduğunu hissettiren ve gelecekteki mesleki hayatımda da bana verdiği değerli bilgilerden faydalanacağımı düşündüğüm, danışman hoca statüsünü hakkıyla yerine getiren değerli hocam Sayın Prof. Dr. Erkan AYDAR'a,

Bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde, değerli bilgilerini benimle paylaşan, kendisine ne zaman danışsam bana kıymetli zamanını ayırıp sabırla ve büyük bir ilgiyle bana faydalı olabilmek için elinden gelenden fazlasını sunan, her sorun yaşadığımda yanına çekinmeden gidebildiğim, güler yüzünü ve samimiyetini benden esirgemeyen Sayın Doç. Dr. H. Evren ÇUBUKÇU'ya,

Yine çalışmamda konu, kaynak ve yöntem açısından bana sürekli yardımda bulunarak yol gösteren Sayın Prof. Dr. Axel K. SCHMITT'e,

Lisans ve Lisansüstü üniversite hayatım boyunca kazandırdıkları her şey için ve beni gelecekte söz sahibi yapacak bilgilerle donattıkları için üniversite hocalarıma,

Bu tez kapsamında saha çalışmaları, örnekleme ve tüm kayaç jeokimyasal analizleri TÜBİTAK 108Y063 ve 113Y439 numaralı projeler ile gerçekleştirilmiştir. Bununla birlikte, zirkon ve eriyik kapanımlarına ait iz element analizleri ile zirkon Hf izotop analizleri TÜBİTAK 2214/A, "Yurt Dışı Doktora Sırası Araştırma Burs Programı"nın sağladığı ana destekle tamamlanmış olup, bu desteklerinden ötürü TÜBİTAK'a,

Hayatım boyunca her koşulda bana destek veren ve sabır gösteren, önceliklerini her zaman benim önceliklerime değiştiren ve bunun karşılığını hiçbir zaman tam olarak ödeyemeyeceğim, bugünlere gelmemde en büyük katkıları olan, bu hayatta hiç bir şeye asla değişmeyeceğim canım aileme,

Sonsuz Teşekkürler...

İÇİNDEKİLER

ÖZET	i
ABSTRACT	iv
TEŞEKKÜR.....	vi
İÇİNDEKİLER.....	vii
ÇİZELGELER.....	xi
ŞEKİLLER.....	xiv
1. GİRİŞ	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	4
2.1. Çalışma Bölgesinde Gerçekleştirilen Önceki Çalışmalar	4
2.2. Eriyik Kapanımları ile İlgili Önceki Çalışmalar	16
3. JEOLJİK ÇERÇEVE	22
3.1. Genel Jeoloji	22
3.1.2. Nevşehir Platosu.....	25
3.2. Nevşehir Platosu İgnimbiritleri.....	28
3.3. Volkanostratigrafi	31
3.3.1. Temel Kayaçlar.....	33
3.3.2. Miyosen Volkanikleri	34
3.3.2.1. Yayılmalı (Efüzif) Volkanizma.....	34
3.3.2.2. Patlamalı (Eksplozif) Volkanizma	34
4. TEORİK ÇERÇEVE	59
4.1. Eriyik Kapanımı Tanımlanması ve Analiz Sürecinde Karşılaşılan Sınırlamalar	64
4.2. Jeolojik Sistemlerde Difüzyon Gelişimi	67
4.2.1. Paylaşım Katsayısı	67
4.2.2. İz Element Paylaşımı	68
5. METODOLOJİ.....	70
5.1. Örnek Hazırlama.....	70
5.2. Analitik Teknikler.....	78
5.2.1. Katodoluminesans (CL) ve Geri Saçınımı Elektron Dedektörü (BSD) Eriyik Kapanımı Görüntüleme ve Tanımlama	78
5.2.2. İkincil İyon Kütle Spektrometresi (SIMS) Çalışma Prensibi ve Görüntüleme Tekniği	81
5.2.3. Eriyik Kapanımı Tanımlama ve Nicelleştirmesinde Görüntü İşleme Süreçleri	88
5.2.4. Zirkon CL ve BSD Görüntüleme	91

5.2.4.1. Zonlanmaya Bağlı Olarak Gelişen Dokusal Özellikler	92
5.2.5. Katodoluminesans Görüntüleri ile Zirkon İz Element İyon Görüntülerinin Karşılaştırılması	97
6. MİNERALOGİ-PETROGRAFI	110
6.1. Petrografi	110
6.2. Mineraloji	122
6.2.1. Feldispat Grubu Mineraller	122
6.2.2. Piroksen Grubu Mineraller	124
6.2.3. Mika Grubu Mineraller	128
6.2.4. Amfibol Grubu Mineraller	129
6.2.5. Fe-Ti Oksitler	130
6.2.6. Aksesuar Fazlar	131
7. İGNİMBİRİTLERE AİT TÛM KAYAÇ JEOKİMYASI	131
7.1. Adlandırma ve Ana Element Bileşimleri	132
7.2. İz elementler	137
7.2.1. Uyumlu Elementler	137
7.2.2. Uyumsuz Elementler	138
7.3. Nadir Toprak Elementleri ve Çoklu Element Diyagramları	140
7.3.1. 9.5-8.5 My	141
7.3.2. 6.5-5 My	143
7.3.3. 5-0 My	145
7.4. Sr-Nd-Pb İzotop Sistematiği	147
8. TERMOBAROMETRİ	151
8.1. Plajiyoklaz-Likit Jeotermometresi	151
8.2. Klinopiroksen-Likit Jeotermometresi	155
8.3. Biyotit Termometresi	157
8.4. Amfibol-Likit ve Amfibol-Plajiyoklaz Jeotermometresi	159
8.5. Amfibol Jeobarometresi	160
8.6. Biyotit Jeobarometresi	161
8.7. Jeotermobarometrik Bulgular	163
8.8. Zirkon Doygunluk Termometresi	166
8.9. Zirkon Ti Termometresi	168
8.10. Zirkon Termometresi Bulguları	169
9. ZİRKON VE ERİYİK KAPANIMLARI Li VE B İÇERİKLERİ	173
9.1. Plutonik ve Volkanik Ortamlarda Lityum Difüzyonu	174
9.2. Riyolitik Eriyik ile Eriyik Kapanımı Arasındaki Lityum Paylaşımı	175

9.3. Lityum İçeren Riyolitlerin Muhtemel Oluşum Ortamları	178
9.4. Zirkonlarda Lityum Yer Değiştirmesi	180
9.5. Eriyik Kapanımlarında Bor (B) Elementinin Davranışı.....	183
9.6. Zirkon Minerallerinin Aluminyum İçerikleri.....	188
9.6.1. Zirkonlarda Al Yer Değiştirmesi	188
9.6.2. Al İçeren Zirkonların Muhtemel Kaynağı	189
10. CAM JEOKİMYASI.....	192
10.1. Matriks Cam.....	192
10.2. Zirkon Cam Eriyik Kapanımları	195
11. ZİRKON JEOKİMYASI	213
11.1. Zirkonların İz element Bileşimleri	213
12. ZİRKON-ERİYİK İZ ELEMENT DAVRANIŞI	225
12.1. Zirkon Eriyik Kapanımı, Matriks Cam ve Ana Mineral İz Element Davranışı.	227
12.3. Zirkon/Eriyik Kapanımı ve Zirkon/Matriks Cam Paylaşım Katsayısı... ..	243
13. Hf İZOTOP SİSTEMİ	258
13.1. Kapadokya İgnimbiritlerine Ait Zirkon Kristallerinin Hf İzotop Analizleri.....	261
14. TARTIŞMA VE YORUM.....	278
14.1. İz Element Paylaşımı	278
14.2. Mineral Tabanlı Termobarometrik Varsayımlar ve Kristalleşme Gelişimi.....	281
14.3. Zirkon Jeokimyası Gözlemleri	286
14.4. Kapadokya Volkanizması İgnimbirit Gelişimi ve Riyolitik Magma Rezervuarları.....	296
14.5. Hf İzotop Sistematiği	301
14.6. Tektonizmaya Bağlı Volkanizma Gelişimi	308
14.7. Muhtemel Magma Kaynakları	311
14.7.1. Dalma-Batma Bileşenleri	311
14.8. Riyolit Magma Odası Gelişimi.....	318
15. SONUÇLAR	331
16. KAYNAKLAR.....	334
EKLER	358
EK 1–Zirkon CL ve BSD Görüntüleri ve Kapanım Tanımlamaları.....	359
EK 2– Zirkon Altın Aydınlatmalı Mikroskop Görüntüleri ve Kapanım Tanımlamaları.....	371
EK 3–Plajiyoklaz Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%).	387
EK 4–Amfibol Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%).	403

EK 5–Piroksen Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%).....	406
EK 6–Biyotit Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%).....	411
EK 7–Fe-Ti Oksit Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%).....	417
EK 8–Birimleri Temsil Eden Ana Oksit Element Bileşimleri (%), İz Element ve İzotop Oranları.....	419
EK 9–Tez Çalışması Orjinallik Raporu	423
ÖZGEÇMİŞ	424



ÇİZELGELER

Çizelge 8.1.	Plajiyoklaz minerallerine ait jeotermometre hesaplamaları sonucunda elde edilen sıcaklık değerleri ve kabul edilebilir K_D değer aralıkları.....	153
Çizelge 8.2.	Klinopiroksen minerallerine ait jeotermometre hesaplamaları sonucunda elde edilen sıcaklık değerleri ve kabul edilebilir K_D değer aralıkları.....	155
Çizelge 8.3.	Biyotit minerallerine ait jeotermometre hesaplamaları sonucunda elde edilen sıcaklık değerleri.....	159
Çizelge 8.4.	Amfibol minerallerine ait jeotermometre hesaplamaları ve kabul edilebilir K_D değer aralıkları.....	160
Çizelge 8.5.	Amfibol minerallerine ait çeşitli jeobarometre hesaplamaları.....	161
Çizelge 8.6.	Çalışma alanında bulunan biyotit minerallerinden itibaren hesaplanan basınç değerleri.....	162
Çizelge 9.1.	Zirkonlara ait Al konsantrasyonlarının minimum, maximum ve ortalama değerleri.....	189
Çizelge 10.1.	Cemilköy ve Gördeles ignimbiritleri matriks cam (MC) ana oksit analiz sonuçları.....	203
Çizelge 10.2.	Kavak ve Kızılkaya ignimbiritleri matriks cam (MC) ana oksit analiz sonuçları.....	204
Çizelge 10.3.	Sofular ignimbiriti matriks cam (MC) ana oksit analiz sonuçları.....	205
Çizelge 10.4.	Sarımadentepe ve Zelve ignimbiritleri matriks cam (MC) ana oksit analiz sonuçları.....	206
Çizelge 10.5.	Kumtepe ve Tahar ignimbiritleri matriks cam (MC) ana oksit analiz sonuçları.....	207
Çizelge 10.6.	Cemilköy, Sofular ve Kavak ignimbiritleri zirkon eriyik kapanımı (EK) ana oksit element analiz sonuçları.....	208
Çizelge 10.7.	Kızılkaya ignimbiriti zirkon eriyik kapanım (EK) ana oksit element analiz sonuçları.....	209
Çizelge 10.8.	Zelve ignimbiriti zirkon eriyik kapanım (EK) ana oksit element analiz sonuçları.....	210
Çizelge 10.9.	Sarımadentepe ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı (EK) ana oksit element analiz sonuçları.....	211
Çizelge 10.10.	Gördeles ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı (EK) ana oksit element analiz sonuçları.....	212
Çizelge 11.1.	Kavak ve Sofular ignimbiritine ait zirkonların nokta analiz iz element konsantrasyonları.....	219
Çizelge 11.2.	Sarımadentepe ignimbiritine ait zirkonların nokta analiz iz element konsantrasyonları.....	220
Çizelge 11.3.	Sarımadentepe, Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritlerine ait zirkonların nokta analiz iz element konsantrasyonları.....	221
Çizelge 11.4.	Kızılkaya ignimbiritine ait zirkonların nokta analiz iz element konsantrasyonları.....	222

Çizelge 11.5.	Kavak, Zelve, Sofular ve Sarımadentepe ignimbiritlerine ait zirkonların iyon görüntüleme iz element konsantrasyonları ...	223
Çizelge 11.6.	Gördeles, Cemilköy ve Kızılkaya ignimbiritlerine ait zirkonları iyon görüntüleme iz element konsantrasyonları.	224
Çizelge 12.1.	Kavak ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı ve matriks cam nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).	228
Çizelge 12.2.	Sofular ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı ve matriks cam nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).	228
Çizelge 12.3.	Sarımadentepe ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).	229
Çizelge 12.4.	Sarımadentepe ignimbiriti matriks cam nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).	230
Çizelge 12.5.	Gördeles ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).	230
Çizelge 12.6.	Gördeles ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı ve matriks cam nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).	231
Çizelge 12.7.	Kızılkaya ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).	231
Çizelge 12.8.	Kızılkaya ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).	232
Çizelge 12.9.	Kızılkaya ignimbiriti matriks cam nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).	232
Çizelge 12.10.	Kavak, Zelve, Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritlerine zirkon eriyik kapanımlarının iyon görüntüleme yöntemi sonucunda hesaplanan iz element bileşimleri (ppm).	233
Çizelge 12.11.	Cemilköy, Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritlerine ait zirkon eriyik kapanımlarının iyon görüntüleme yöntemi sonucunda hesaplanan iz element bileşimleri (ppm).	234
Çizelge 12.12.	Kızılkaya ignimbiriti zirkon/eriyik kapanımı ve zirkon/matriks cam iz element paylaşım katsayısı (D) değerleri.	252
Çizelge 12.13.	Sarımadentepe ignimbiriti zirkon/eriyik kapanımı ve zirkon/matriks cam iz element paylaşım katsayısı (D) değerleri.	253
Çizelge 12.14.	Gördeles ignimbiriti zirkon/eriyik kapanımı ve zirkon/matriks cam iz element paylaşım katsayısı (D) değerleri.	255
Çizelge 12.15.	Kavak ignimbiriti zirkon/eriyik kapanımı ve zirkon/matriks cam iz element paylaşım katsayısı (D) değerleri.	256
Çizelge 12.16.	Sofular ignimbiriti zirkon/eriyik kapanımı ve zirkon/matriks cam iz element paylaşım katsayısı (D) değerleri.	257
Çizelge 13.1.	Sarımadentepe ignimbiriti zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.	268
Çizelge 13.2.	Gördeles ignimbiriti zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.	269
Çizelge 13.3.	Cemilköy ignimbiriti ve Yerel geri düşme birimi zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.	270
Çizelge 13.4.	Yerel geri düşme birimleri zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.	271

Çizelge 13.5.	Kızılkaya ve Sofular ignimbritleri zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.	272
Çizelge 13.6.	Sofular ve Zelve ignimbritleri zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.	273
Çizelge 13.7.	Kavak-1 ignimbriti ve Kavak-3 altında bulunan geri düşme zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.	274
Çizelge 13.8.	Kavak ignimbriti Kavak-2 ve Kavak-4 seviyeleri zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.	275
Çizelge 13.9.	Kavak ignimbriti Kavak-4 seviyesi ve Tahar ignimbriti zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.	276
Çizelge 13.10.	Acıgöl granit birimi zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.	277
Çizelge 14.1.	Kristal/Eriyik paylaşımına bağlı olarak fraksiyonel kristalleşme modelinde kullanılan parametreler. Mineral içerikleri çeşitli denemeler sonucunda 'best fit' olarak belirlenmiştir. Başlangıç bileşmi olarak zirkon içerisinde bulunan her bir birime ait temsili eriyik kapanımları kullanılmıştır. Ulaşılmak istenen sonuç bileşim olarak tüm kayaç ve matriks cam ayrı ayrı kullanılarak model denenmiştir.	292
Çizelge 14.2.	Kristal/Eriyik paylaşımına bağlı olarak fraksiyonel kristalleşme modelinde kullanılan parametreler. Mineral içerikleri çeşitli denemeler sonucunda 'best fit' olarak belirlenmiştir. Başlangıç bileşmi olarak zirkon içerisinde bulunan her bir birime ait temsili eriyik kapanımları kullanılmıştır. Ulaşılmak istenen sonuç bileşim olarak tüm kayaç ve matriks cam ayrı ayrı kullanılarak model denenmiştir.	293
Çizelge 14.3.	Kristal/Eriyik paylaşımına bağlı olarak fraksiyonel kristalleşme modelinde kullanılan parametreler. Mineral içerikleri çeşitli denemeler sonucunda 'best fit' olarak belirlenmiştir. Başlangıç bileşmi olarak zirkon içerisinde bulunan her bir birime ait temsili eriyik kapanımları kullanılmıştır. Ulaşılmak istenen sonuç bileşim olarak tüm kayaç ve matriks cam ayrı ayrı kullanılarak model denenmiştir.	294

ŞEKİLLER

- Şekil 3.1. Türkiye'nin ana tektonik bölgelerini gösteren şematik çizim (Sengör ve Yılmaz, 1981; Göncüoğlu ve ark., 2012; Bortolotti ve ark., 2013).
..... 23
- Şekil 3.2. Ana tektonik fay sistemleri ve üç ana volkanik bölgeyi gösteren Türkiye'nin jeotektonik haritası (KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu; BAVP: Batı Anadolu Volkanik Provensi, OAVP: Orta Anadolu Volkanik Provensi, DAVP: Doğu Anadolu Volkanik Provensi) (Lepetit ve ark., 2007; Viereck-Goette ve ark., 2010). 23
- Şekil 3.3. Nevşehir yöresi temel kayaçları gösteren genelleştirilmiş harita (Toprak ve ark., 1994). 25
- Şekil 3.4. Çalışma alanı sayısal arazi modeli ve birimlere ait örneklerin yerlerini gösteren lokasyon haritası (DEM: Digital Elevation Model). Kırmızı yıldızlar, bölgede yayılım gösteren piroklastik akıntı birimlerinin muhtemel kaynak bölgelerini göstermektedir (Beekman, 1966; Pasquare ve ark., 1988; Schumacher ve Mues-Schumacher, 1996, 1997; Le Pennec ve ark., 1994, 1998; Froger ve ark., 1998; Le Pennec, 2000; Şen ve ark., 2003; Mues-Schumacher ve ark., 2004). 27
- Şekil 3.5. Nevşehir Platosu ignimbiritlerinin, önceki çalışmalara ve elde edilen yaş verilerine göre stratigrafik korelasyonu (Aydar ve ark., 2012).
..... 29
- Şekil 3.6. Çalışma alanında bulunan piroklastik akıntı birimleri ve bölgede yaygın olarak gözlenen bazaltik/andezitik lav akıntıları ile riyolitik dom/lav akıntılarını gösteren litoloji haritası. Mostralarına genellikle Tilköy ve Acıgöl çevresinde rastlanılan Üst Kretase gabro/diyorit ve granitik kütleler, çalışma alanının temel kayaçlarını temsil etmektedir. 30
- Şekil 3.7. Çalışma alanında bulunan 10 adet ignimbirit seviyesinin lav akıntı birimleri ve karasal-görsel sedimanter birimler ile ara katmanlı olarak geliştiğini gösteren genelleştirilmiş stratigrafik kesit (Aydar ve ark. 2012). Renk skalası ana metin içerisinde kullanılan sembolojilerde birimleri ifade etmektedir. Yayılım alanı, hacim ve aspect oranı değerleri Le Pennec ve ark. (1994)'den, yaş verileri ise Aydar ve ark. (2012)'den alınmıştır. 32
- Şekil 3.8. Çalışma alanında temel kayaçları temsil eden diyoritik birimler (Güzelöz köyü girişi). 33
- Şekil 3.9. Çalışma alanında gelişen yayımlı (efüzif) volkanizma ürünleri, <http://www.earth.google.com> [Mart 26, 2018]. 34
- Şekil 3.10. Kavak ignimbiriti, stratigrafik olarak üzerine gelen Zelve ve Sarımadentepe ignimbiritleri arazi görünümü (Kavak Köyü). 35
- Şekil 3.11. Kavak ignimbiriti seviyeleri (a) Zemi Vadisi (b) Ayvalı Köyü (c) Güvercinlik Vadisi. 36

Şekil 3.12.	Zelve ignimbiriti arazi görünümü. Geri düşme seviyesi ve akıntı ünitesi ile birlikte.....	38
Şekil 3.13.	Sarımadentepe ignimbiriti arazi görünümü. Yaklaşık 2m'lik geri düşme seviyesi ile birlikte paleotoprak seviyesi üzerine gelmekte (Ayvalı Köyü).....	40
Şekil 3.14.	Sarımadentepe ignimbiritine ait arazi görüntüsü (a) Mustafapaşa köyü kuzeyi Zelve ignimbiritini üzerleyen Sarımadentepe ignimbiriti (b) Sarımadentepe ignimbiritine ait mostra ve ince taneli geri düşme seviyesi.	41
Şekil 3.15.	Çalışma alanında bulunan ignimbiritlerin stratigrafik olarak konumlarını gösteren kolon kesitler (kesitler ölçeksiz olarak çizilmiştir).	42
Şekil 3.16.	Sofular ignimbiriti arazi görünümü. Topuz Dağ etekleri, ince taneli pomza geri düşme seviyesi ile birlikte.	43
Şekil 3.17.	Cemilköy ignimbiritine ait piroklastik akıntı biriminin en iyi gözleendiği lokalite. Kendisinden yaşlı Zelve ignimbiriti ve genç Tahar ignimbiriti ile arazide gözlenen stratigrafik ilişki.	45
Şekil 3.18.	(a ve b) Güzelöz köyü ve çevresinde yaygın olarak gözlenen Cemilköy ignimbiritinin stratigrafik konumunu gösteren arazi görüntüsü. (c) Cemilköy ignimbiriti akıntı ünitesi ve üzerine gelen yerel geri düşme birimi.	45
Şekil 3.19.	Çalışma alanında bulunan ignimbiritlerin stratigrafik olarak konumlarını gösteren kolon kesitler (kesitler ölçeksiz olarak çizilmiştir) (Kurşunlutepe kesiti).....	46
Şekil 3.20.	Çalışma alanında belirli bölgelerde görülen yerel geri düşme seviyelerinin arazi görünümü (a) Mazı Köyü güney çıkışı, Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritleri arasında yerel geri düşme seviyesi (b) Tilköy çıkışı, Kızılkaya ignimbiriti alt seviyesi paleotoprak ve yerel geri düşme seviyesi.....	48
Şekil 3.21.	Çalışma alanında bulunan ignimbiritlerin stratigrafik olarak konumlarını gösteren kolon kesitler (kesitler ölçeksiz olarak çizilmiştir) (Güzel Öz kesiti).....	49
Şekil 3.22.	(a) Tahar ignimbiriti akıntı biriminin arazi görünümü ve stratigrafik olarak üstüne gelen Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritleri. (b ve c) Tahar ignimbirit akıntı seviyesi içerisinde kül ve pomza bakımından zengin seviyelerin ardalanması (Boyalı Köyü).	51
Şekil 3.23.	Stratigrafik olarak altüst ilişkisi içerisinde bulunan birimlerin arazi görünümü (İltaş güneyi vadi içi)	52
Şekil 3.24.	Gördeles ignimbiritine ait akıntı ve hemen altında bulunan 6 cm'lik geri düşme seviyesi ile paleotoprak (Boyalı Köyü).	53
Şekil 3.25.	Çalışma alanında bulunan ignimbiritlerin stratigrafik olarak konumlarını gösteren kolon kesitler (kesitler ölçeksiz olarak çizilmiştir) (Boyalı kesiti).....	55
Şekil 3.26.	Kızılkaya ignimbiriti arazi görünümü. (a) Soğanlı vadisi Kızılkaya ignimbiriti arazi görünümü. (b) Tilköy bölgesinde paleotoprak üzerine gelmiş olan Kızılkaya ignimbiriti akıntı seviyesi (c) Kızılkaya ignimbiritine ait iki patlama fazı.	57

Şekil 4.1.	Kapanma sırasında ve sonrasında eriyik kapanımlarında meydana gelen değişim (Wallace, 2005).	60
Şekil 4.2.	Kapanma zamanlarına ve ana kristal faza göre oluşabilecek üç farklı tip kapanımın şematik gösterimi.	62
Şekil 4.3.	Eriyik kapanımlarından elde edilen verilerin kapanma sırasında magma koşullarını temsil edip etmediğini öğrenmek için izlenecek adımları gösteren akış şeması.	64
Şekil 5.1.	İkincil İyon Kütle Spektrometresi analizi için mineral ayırma ve örnek hazırlama süreçleri.	71
Şekil 5.2.	Zirkonlarda cam eriyik kapanımları (MI) geçirimli ışık mikroskobu görüntüleri. Zirkonlar genellikle apatit (ap), Fe-Ti oksitleri (mgn) ve daha az yaygın olan kuvars ve feldispat katı kapanımlarını içermektedir. (a) Kapadokya ignimbiritlerinden serbestleştirilen zirkonlarda cam eriyik kapanımları. (b) Zelve ignimbiritine ait zirkon kristalleri, apatit ile birlikte "L" şeklinde cam eriyik kapanımı içermektedir. (c) Kızılkaya ignimbiritine ait zirkonda gözlenen cam eriyik kapanımı. Eriyik kapanımı, kapanmanın son aşamasında gelişen iki adet kapanma kabarcığı (shrinkage bubble) içermektedir. (d) Sarımadentepe ignimbiritine ait zirkonun cam eriyik kapanımı, apatit ve Fe-Ti oksitlerin katı kapanımları içermekte ve matriks cam ile çevrelenmektedir.	75
Şekil 5.3.	Zirkon eriyik kapanımı, NIST cam ve 91500 zirkon standartları içeren epoksinin binoküler mikroskop görüntüsü.	77
Şekil 5.4.	Çalışma alanında bulunan birimlerin zirkon kristallerine ait homojen eriyik kapanımları. (a ve b) Eriyik kapanımlarının Elektron Mikroskobu Geri Saçınımlı Elektron Dedektörü (BSD) görüntüsü (c ve d) Eriyik kapanımlarının polarizan mikroskop görüntüsü (EK: Eriyik Kapanımı, ap:apatit).	80
Şekil 5.5.	Heidelberg Üniversitesi'nde CAMECA 1280-IMS ile donatılmış İyon Mikroprob Tesisi	82
Şekil 5.6.	Cameca 1280-HR-IMS cihazı birincil ve ikincil iyon kaynaklarını gösteren şematik çizim.	82
Şekil 5.7.	Zirkon eriyik kapanımı analizlerinde kapanıma hedeflenen birincil iyon demetinin örnek üzerinde yaratmış olduğu etki ile ortaya çıkan ikincil iyon türlerinin elde edilmesini gösteren şematik çizim.	83
Şekil 5.8.	Örnek üzerine ivmelenen birincil iyon kaynaklarının örnekte yaratmış olduğu aşındırıcı etki sonucunda elde edilen ikincil iyonların türlerini gösteren şematik çizim.	84
Şekil 5.9.	İyon görüntü sınıflama ve işlemeyi anlatan şematik çizim. Sarımadentepe ignimbiritine ait zirkon örnek olarak kullanılmıştır. 128×128 piksel ham $^{92}\text{Zr}^+$ intesite değerleri içeren görüntü döngüleri birleştirilmiştir. Grafik, elementlere ait gri tonlama değerlerini kırmızı çizgi boyunca göstermektedir.	89
Şekil 5.10.	İyon görüntü işleme ve sınıflandırmayı anlatan şematik çizim. Sarımadentepe ignimbiritine ait zirkon örnek olarak kullanılmıştır. 128×128 piksel ham $^{89}\text{Y}^+$ ve $^{30}\text{Si}^+$ intesite değerleri içeren görüntü döngüleri birleştirilmiştir. Renkli değerler daha iyi bir karşılaştırma	

	yapmak amacıyla kullanmıştır (renkli görüntüdeki lejand gri değerler kullanılarak çizilmiştir).	90
Şekil 5.11.	Zirkonlarda meydana gelen farklı zonlanma tiplerini temsil eden incelenen birimlere ait temsili CL görüntüleri (Grup 1, 2 ve 3) (EK: Eriyik Kapanımı).....	94
Şekil 5.12.	Zirkonlarda meydana gelen farklı zonlanma tiplerini temsil eden incelenen birimlere ait temsili CL görüntüleri (Grup 4 ve 5) (EK: Eriyik Kapanımı).....	95
Şekil 5.13.	Kapadokya Volkanik Bölgesi'ne ait ignimbirit birimlerin zirkonlarının CL zonlanma tiplerine göre sıklıkları (zonlanma grup tanımlamaları metin içerisinde açıklanmıştır).....	96
Şekil 5.14.	Kızılıkaya ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.....	99
Şekil 5.15.	Gördeles ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.....	101
Şekil 5.16.	Gördeles ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.....	102
Şekil 5.17.	Cemilköy ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.....	103
Şekil 5.18.	Sofular ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.....	104
Şekil 5.19.	Sarımadentepe ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.....	106
Şekil 5.20.	Sarımadentepe ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.....	107
Şekil 5.21.	Zelve ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.....	108
Şekil 5.22.	Kavak ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.....	109
Şekil 6.1.	Kavak ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).	111
Şekil 6.2.	Kavak ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden polarizan mikroskop görüntüleri. (a, c, d) tek nikol görüntüsü, (b, d, e) çift nikol görüntüsü (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).	112

Şekil 6.3.	Zelve ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden polarizan mikroskop görüntüleri. (a) tek nikol görüntüsü (b) çift nikol görüntüsü.	113
Şekil 6.4.	Sarımadentepe ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).....	114
Şekil 6.5.	Sofular ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).....	114
Şekil 6.6.	Cemilköy ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).....	116
Şekil 6.7.	Tahar ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).....	116
Şekil 6.8.	Gördeles ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).....	117
Şekil 6.9.	Gördeles ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden polarizan mikroskop görüntüleri. (a, c) tek nikol görüntüsü (b, d) çift nikol görüntüsü (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).....	118
Şekil 6.10.	Kızılkaya ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).....	119
Şekil 6.11.	Kızılkaya ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden polarizan mikroskop görüntüleri. (a, c) tek nikol görüntüsü (b, d) çift nikol görüntüsü (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Q: Kuvars, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).....	120
Şekil 6.12.	(a, b) Valibabatepe ignimbiriti ve (c, d) Kumtepe ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden polarizan mikroskop görüntüleri. (a, c) tek nikol görüntüsü (b, d) çift nikol görüntüsü (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).....	121
Şekil 6.13.	Çalışma alanında bulunan Kavak, Zelve, Sofular, Sarımadentepe ve Cemilköy ignimbiritlerine ait feldispatların merkez-kenar ve pozisyon belirtilmemiş olan analizlerinin Ab-An-Or feldispat üçgeninde dağılımları.	123

Şekil 6.14.	Çalışma alanında bulunan Tahar, Gördeles, Kızılkaya ve Valibabatepe ignimbiritlerine ait feldispatların merkez-kenar ve pozisyon belirtilmemiş olan analizlerinin Ab-An-Or feldispat üçgeninde dağılımları.....	124
Şekil 6.15.	İncelenen örneklerle ait piroksenlerin QUAD kimyasal grubu içerisinde dağılımını gösteren üçgen diyagram (Morimoto, 1988).	126
Şekil 6.16.	İncelenen örneklerle ait piroksenlerin, QUAD grubu piroksenlerin Wo-En-Fs diyagramı üzerinde pozisyon belirtilmemiş (karışık) analizlere göre ve merkez-kenar analizlerine göre dağılımları. .	127
Şekil 6.17.	Kapadokya volkanik bölgesinde bulunan ignimbiritlere ait mika minerallerinin Al^{IV} değerlerine karşılık Mg/Fe oranlarının dağılımlarını gösteren diyagram.....	128
Şekil 6.18.	İncelenen örneklerde gözlenen amfibol grubu minerallerin Si (a.f.u) karşılık $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ değerlerine göre farklı uç üyelerin sınırlandırdığı diyagramlardaki dağılımları (Leake ve ark., 1997).	129
Şekil 6.19.	Çalışma bölgesine ait örneklerin Fe-Ti içeriklerinin TiO_2 , FeO ve Fe_2O_3 üçgen diyagramında gösterimi.....	130
Şekil 7.1.	Çalışmada alanına ait birimlerin tüm kayaç, matriks cam, eriyik kapanımı ve zirkon bileşenleri için grafiklerde kullanılan semboller.	131
Şekil 7.2.	Kapadokya ignimbiritlerine ait SiO_2 'ye karşı K_2O sınıflama diyagramı.	133
Şekil 7.3.	İgnimbiritlere ait örneklerin AFM ($FeO-MgO-Na_2O+K_2O$) diyagramında gösterimi. Kalkalkali-Toleyitik ayrımı Kuno (1986)'dan alınmıştır.	133
Şekil 7.4.	Kapadokya volkanik kayaçlarının silise karşı çizilen ana oksit değişimleri.....	135
Şekil 7.5.	Kapadokya volkanik kayaçlarının silise karşı çizilen ana oksit değişimleri.....	136
Şekil 7.6.	Kapadokya volkanik kayaçlarının silise karşı çizilen uyumlu iz element değişimleri.	138
Şekil 7.7.	Kapadokya volkanik kayaçlarının silise karşı çizilen uyumsuz iz element değişimleri.	139
Şekil 7.8.	Kapadokya volkanik kayaçlarının silise karşı çizilen uyumsuz iz element değişimleri.	140
Şekil 7.9.	Kapadokya volkanizmasında 9-8.5 My arası görülen ürünlere ait NTE ve çoklu element spider grafikleri.....	142
Şekil 7.10.	Kapadokya volkanizmasında 6.5-5 My arası görülen ürünlere ait NTE ve çoklu element spider grafikleri.....	144
Şekil 7.11.	Kapadokya volkanizmasında 5-0 My arasında gözlenen birimlere ait NTE ve çoklu element spider grafikleri.	146
Şekil 7.12.	$^{87}Sr/^{86}Sr$ 'a karşı çizilen $^{143}Nd/^{144}Nd$ diyagramı (renkli alanlar: Halliday ve ark., 1984; Francis ve ark., 1989; Wark, 1991; De Silva ve ark., 1994; Smith ve ark., 1996).	147

Şekil 7.13.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı çizilen $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramları (renkli alanlar: Dupré ve ark., 1988). GLOSS (Global Subducting Sediment: Planck ve Langmuir, 1990).....	149
Şekil 7.14.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı çizilen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diyagramları.	150
Şekil 8.1.	Denge sabitinin dağılımını gösteren plajiyoklaz için frekans (analiz sayısı) histogramı. K_D , plajiyoklaz ve beraberindeki eriyik arasındaki albit-anortit bileşen dağılımına dayanmaktadır.	152
Şekil 8.2.	Çalışma alanına ait örnekler için plajiyoklaz-likit termometre sonuçlarının SiO_2 (a) ve An (mol%) (b) göre dağılımlarını gösteren diyagram.....	154
Şekil 8.3.	Çalışma alanına ait örnekler için klinopiroksen-likit termometre sonuçlarını gösteren diyagram. (a) Tüm kayaç Mg# değerine karşı çizilen klinopiroksen Mg# diyagramı. Kırmızı çizgiler arasında kalan kısım kristal-eriyik denge koşulunu temsil etmektedir. (b) SiO_2 'ye karşı çizilen klinopiroksen-likit sıcaklık termometresi.....	156
Şekil 8.4.	Biyotit bileşimlerine bağlı olarak magma sınıflamasını gösteren $\text{MgO}-\text{FeO}_{\text{tot}}-\text{Al}_2\text{O}_3$ üçgen diyagram (Abdel-Rahman, 1994).	157
Şekil 8.5.	Biyotit minerallerinden elde edilen veriler doğrultusunda kristalleşme sıcaklıklarını gösteren $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ 'ye karşı çizilen Ti diyagramı (Henry ve ark., 2005).	158
Şekil 8.6.	Uchida ve ark. (2007)'e göre, gözlemlenen biyotitlerdeki Al mol fraksiyonuna göre hesaplanan kristalleşme basınçları.	162
Şekil 8.7.	Birimlere ait kalsik amfibollerin sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$)-basınç (MPa) diyagramında gösterimi (Ridolfi ve ark., 2010).	164
Şekil 8.8.	(a) Sıcaklık - log oksijen fugasitesi diyagramı (MH: manyetit-hematit, NNO: nikel-nikel oksit, FMQ: fayalit-manyetit-kuvars) (Fegley, 2013). (b) Oksijen fugasitesi tahmini alanlarında dağılımlarını gösteren Al^{IV} karşı $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ diyagramı.....	165
Şekil 8.9.	Çalışma alanına ait birimlerin tüm kayaç Zr (ppm) karşı M değeri grafiği (molar Na, K, Ca, Al ve Si kullanılarak hesaplanmıştır). .	170
Şekil 8.10.	Çalışma alanına ait birimlerin zirkon doymunlaşma sıcaklıklarını gösteren ikili kutu diyagramları (a) Watson ve Harrison (1983) eşitliği kullanılarak hesaplanan sıcaklıklar (b) Boehnke ve ark. (2013) eşitliği kullanılarak hesaplanan sıcaklık değerleri.	171
Şekil 8.11.	Çalışma alanında birimlere ait zirkon Ti sıcaklık değerlerinin ikili kutu diyagramında gösterimi.	173
Şekil 9.1.	Elementlerin matriks/eriyik paylaşım davranışını gösteren grafik.	175
Şekil 9.2.	Eriyik kapanımlarının ve matriks camın Li içeriklerini ve tüketilme oranlarını gösteren ikili kutu diyagramı (EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).	177
Şekil 9.3.	Riyolitik magmalardan itibaren kristalleşen mineraller için uyumsuz davranış sergileyen ve fraksiyonel kristalleşme süreci ile zenginleşen uyumsuz Rb elementine karşılık eriyik kapanımı Li konsantrasyonları (veriler Benson ve ark., 2017'den alınmıştır).178	

Şekil 9.4.	Riyolitik magmaya dâhil edilen felsik kabuk malzemenin bir fonksiyonu olarak Li zenginleşmesi. Eriyik kapanımlarındaki Zr konsantrasyonuna karşı eriyik kapanımındaki Li (ppm) grafiği. Grafikte bulunan kutu, zirkon varlığında ve yokluğunda artan farklılaşma ile beklenen eğilimleri göstermektedir (veriler Benson ve ark., 2017'den alınmıştır).	179
Şekil 9.5.	Li bolluğunu gösteren histogram grafiği. (a) Okyanus kabuğu gabro ve kimberlit zirkonları ile Adirondack Dağı pegmatitleri, Temora-1, Temora-2 ve 91500 zirkonları (b) Jack Hill zirkonları (c) Kapadokya ignimbiritlerine ait zirkonlar (Grimes ve ark., 2011; Ushikubo ve ark., 2008).....	181
Şekil 9.6.	İncelenen birimlerin zirkonlarına ait eriyik kapanımları ve pomza matriks cam bileşenlerinin B içeriklerini gösteren ikili kutu diyagramı (EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).	185
Şekil 9.7.	İncelenen birimlerin zirkonlarına ait eriyik kapanımlarının B ve Ti miktarlarının değişimini gösteren diyagram. Üst ve bulk kıtasal kabuk referans noktaları Taylor ve McLennan (1995)'den alınmıştır.	186
Şekil 9.8.	Zirkon cam eriyik kapanımlarından elde edilen B miktarlarının Y, Nb, Ba ve Th karşı değişimlerini gösteren diyagram. Mavi çizgi ile gösterilen alan Anderson ve ark. (2000), gri alan ise Schmitt ve Simon (2002) Bishop tüfleri eriyik kapanımı çalışmalarından alınmıştır.	187
Şekil 9.9.	Tüm kayaç ASI değerlerine karşı zirkon Al konsantrasyonlarını gösteren diyagram. Al içeriğinin 4'ten büyük olduğu bölgeler peralumina, küçük olduğu bölgeler ise metalumina kayaçları temsil etmektedir (Trail ve ark., 2017).	190
Şekil 9.10.	Zirkon doygunluk sıcaklığına karşı çizilen zirkon Al konsantrasyon diyagramı.	191
Şekil 9.11.	Çalışma alanında bulunan birimlere ait zirkonların Al içeriklerinin dağılımlarını gösteren kutu diyagramı.	191
Şekil 10.1.	Kapadokya ignimbiritlerinin matriks cam analizlerine ait SiO ₂ 'ye karşı K ₂ O sınıflama diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).	193
Şekil 10.2.	Kapadokya ignimbiritlerine ait pomzaların matriks cam ana oksit bileşimlerini dağılımlarını gösteren silise karşı CaO, K ₂ O ve Na ₂ O diyagramları.	194
Şekil 10.3.	Çalışma alanında bulunan ignimbiritlerin zirkon eriyik kapanımlarına ait SiO ₂ 'ye karşı K ₂ O sınıflama diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).	195
Şekil 10.4.	Kavak ve Zelve ignimbiritlerine ait matriks cam, eriyik kapanımı ve pomza tüm kayaç bileşenlerinin silise karşı çizilen ana oksit elementlerinin dağılımlarını gösteren diyagram (TK: Tüm Kayaç, EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).	197
Şekil 10.5.	Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritlerine ait matriks cam, eriyik kapanımı ve pomza tüm kayaç bileşenlerinin silise karşı çizilen ana oksit elementlerinin dağılımlarını gösteren diyagram (TK: Tüm Kayaç, EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).	198

Şekil 10.6.	Cemilköy ignimbiriti ve Yerel Geri Düşme birimine ait matriks cam, eriyik kapanımı ve pomza tüm kayaç bileşenlerinin silise karşı çizilen ana oksit elementlerinin dağılımlarını gösteren diyagram (TK: Tüm Kayaç, EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).	200
Şekil 10.7.	Kızılkaya ve Gördeles ignimbiritlerine ait matriks cam, eriyik kapanımı ve pomza tüm kayaç bileşenlerinin silise karşı çizilen ana oksit elementlerinin dağılımlarını gösteren diyagram (TK: Tüm Kayaç, EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).	201
Şekil 11.1.	Birirlere ait zirkonların U içeriklerine karşı çizilen Th diyagramı. Th/U=1 olduğu durumlar magmatik süreçler sonucunda oluşan zirkonları ifade etmektedir.	214
Şekil 11.2.	Birirlere ait zirkonların U içeriklerine karşı çizilen Ti diyagramı. Kesikli çizgilerle gösterilen alanlar zirkon Ti termometresine bağlı olarak hesaplanan sıcaklık değerlerini ifade etmektedir.	215
Şekil 11.3.	Birirlere ait zirkonların Y içeriklerine karşı çizilen U diyagramı. Gri renkli alan kıtasal ortam zirkonlarını temsil etmektedir (Grimes ve ark., 2007).	216
Şekil 11.4.	Çalışma alanına ait birimlerin U/Y oranlarına göre dağılımlarını gösteren diyagram. Gri renkli alan kıtasal granitoyid kayaçlarının dağılımını göstermektedir (Grimes ve ark., 2007).	217
Şekil 11.5.	Çalışma alanına ait birimlerdeki zirkonların U içeriklerine karşı çizilen Ce, Dy, Sm ve Er diyagramları.	218
Şekil 12.1.	Kavak ignimbiritine ait tüm kayaç, matriks cam, zirkon ve zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımlarına ait kondrite göre normalize edilmiş spider çoklu iz element diyagramları (Gri alanlar Thomas ve ark. 2002 verilerine göre çizilmiştir).	236
Şekil 12.2.	Sarımadentepe ignimbiritine ait tüm kayaç, matriks cam, zirkon ve zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımlarına ait kondrite göre normalize edilmiş spider çoklu iz element diyagramları (Gri alanlar Thomas ve ark. 2002 verilerine göre çizilmiştir).	237
Şekil 12.3.	Kızılkaya ignimbiritine ait tüm kayaç, matriks cam, zirkon ve zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımlarına ait kondrite göre normalize edilmiş spider çoklu iz element diyagramları (Gri alanlar Thomas ve ark. 2002 verilerine göre çizilmiştir).	239
Şekil 12.4.	Sofular ignimbiritine ait tüm kayaç, matriks cam, zirkon ve zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımlarına ait kondrite göre normalize edilmiş spider çoklu iz element diyagramları (Gri alanlar Thomas ve ark. 2002 verilerine göre çizilmiştir).	240
Şekil 12.5.	Gördeles ignimbiritine ait tüm kayaç, matriks cam, zirkon ve zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımlarına ait kondrite göre normalize edilmiş spider çoklu iz element diyagramları (Gri alanlar Thomas ve ark. 2002 verilerine göre çizilmiştir).	242
Şekil 12.6.	Kızılkaya ignimbiriti zirkonlarına ait eriyik kapanımı ve matriks cama göre hesaplanan D değerlerinin Onuma diyagramları. Ortalama zirkon-eriyik element paylaşım katsayıları (Dmean) üç değerlikli elementlere ait teorik yapısal gerilme modelinin (eğrilerin) en küçük kareleriyle uyumlu hale getirmiştir.	246

- Şekil 12.7. Gördeles ignimbiriti zirkonlarına ait eriyik kapanımı ve matriks cama göre hesaplanan D değerlerinin Onuma diyagramları. Ortalama zirkon-eriyik element paylaşım katsayıları (Dmean) üç değerlikli elementlere ait teorik yapısal gerilme modelinin (eğrilerin) en küçük kareleriyle uyumlu hale getirmiştir. 247
- Şekil 12.8. Sarımadentepe ignimbiriti zirkonlarına ait eriyik kapanımı ve matriks cama göre hesaplanan D değerlerinin Onuma diyagramları. Ortalama zirkon-eriyik element paylaşım katsayıları (Dmean) üç değerlikli elementlere ait teorik yapısal gerilme modelinin (eğrilerin) en küçük kareleriyle uyumlu hale getirmiştir. 248
- Şekil 12.9. Sofular ignimbiriti zirkonlarına ait eriyik kapanımı ve matriks cama göre hesaplanan D değerlerinin Onuma diyagramları. Ortalama zirkon-eriyik element paylaşım katsayıları (Dmean) üç değerlikli elementlere ait teorik yapısal gerilme modelinin (eğrilerin) en küçük kareleriyle uyumlu hale getirmiştir. 249
- Şekil 12.10. Kavak ignimbiriti zirkonlarına ait eriyik kapanımı ve matriks cama göre hesaplanan D değerlerinin Onuma diyagramları. Ortalama zirkon-eriyik element paylaşım katsayıları (Dmean) üç değerlikli elementlere ait teorik yapısal gerilme modelinin (eğrilerin) en küçük kareleriyle uyumlu hale getirmiştir. 250
- Şekil 13.1. Zamana bağlı olarak zirkon kristali içinde meydana gelen Lu-Hf izotop bozunma sisteminin şematik gösterimi. 259
- Şekil 13.2. Çalışma alanında bulunan birimlerin zirkonlarının $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranlarının dağılımını gösteren sütun grafik. Kırmızı renkte gösterilen çizgi normal dağılım hesaplamalarına bağlı olarak çizilmiştir (n toplam analiz sayısını ifade etmektedir). 263
- Şekil 13.3. $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranlarına karşı çizilen $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranlarını gösteren diyagram. 264
- Şekil 13.4. U-Pb yaşlarına karşı çizilen ilksel $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranlarını gösteren diyagram (U-Pb yaşlar Aydar ve ark., 2012'den alınmıştır). 265
- Şekil 13.5. U-Pb yaşlarına karşı çizilen Epsilon Hf değerlerini gösteren diyagram (U-Pb yaşlar Aydar ve ark., 2012'den alınmıştır). 266
- Şekil 13.6. Çalışma alanında bulunan birimlerin zirkonlarının Hf model yaş dağılımını gösteren sütun grafik. Kırmızı renkte gösterilen çizgi normal dağılım hesaplamalarına bağlı olarak çizilmiştir. 267
- Şekil 14.1. Çalışma alanındaki ignimbiritlere ait zirkon kristallerinin, zirkon/eriyik kapanımı paylaşım katsayısı hesaplamaları sonucunda elementlere ait ortalama D değerlerinin daha önce yayınlanmış verilerle karşılaştırılmasını gösteren diyagram. 279
- Şekil 14.2. Termometrik hesaplamalar sonucunda farklı mineral topluluklarından elde edilen sıcaklık verilerini gösteren diyagram. Gri alan 200-500 MPa basınçları arasında suya doymuş granitlerin katıldığı sıcaklık aralığını temsil etmektedir. H&B'94, Holland ve Blundy (1994); B'13, Boehnke ve ark. (2013); F&W'07, Ferry ve Watson (2007); P'08, Putirka (2008); P'16, Putirka (2016); W&H'83, Watson ve Harrison (1983). 282

- Şekil 14.3. Çalışma alanında bulunan birimlerin minerallerinden itibaren hesaplanan sıcaklık verilerinin stratigrafik korelasyonu. 283
- Şekil 14.4. Kapadokya ignimbritlerinin tek mineral ve mineral-eriyik çiftlerinden itibaren hesaplanan sıcaklık ve basınç değerleri birleştirilerek tasarlanan model kristalleşme gelişimi. 284
- Şekil 14.5. Çalışma alanında bulunan birimlerin tüm kayaç içerikleri ve zirkon minerallerinden itibaren hesaplanan zirkon doymunlaşma ve kristalleşme sıcaklık verilerinin stratigrafik korelasyonu..... 285
- Şekil 14.6. Birimlere ait zirkon kristallerinin U-Pb yaş verilerine karşı çizilen Th/U oranlarını gösteren grafik (U-Pb yaşlar Aydar ve ark., 2012'den alınmıştır). 287
- Şekil 14.7. Çalışma alanına ait ignimbritlerin tüm kayaç Rb-Sr ve Ba-Sr içeriklerinin karşılaştırmasını gösteren diyagram..... 298
- Şekil 14.8. Çalışma alanındaki birimlere ait zirkon minerallerinin Hf izotop dağılımlarını gösteren diyagram (sırasıyla; Kavak, Zelve, Sarımadentepe, Sofular, Cemilköy, Yerel Geri Düşme). 303
- Şekil 14.9. Çalışma alanındaki birimlere ait zirkon minerallerinin Hf izotop dağılımlarını gösteren diyagram (sırasıyla; Tahar, Gördeles, Kızılkaya, Acıgöl Granit). 304
- Şekil 14.10. Çalışma alanına ait birimlerin zirkon kristallerinin epsilon Hf izotop bileşimleri ile ana kayaç epsilon Nd izotop bileşimlerinin karşılaştırılması. Gri alan manto kökenli kayaçları ifade etmektedir (Vervoort ve ark., 1999) (CHUR: Chondritic Uniform Reservoir). 305
- Şekil 14.11. Zirkon Hf izotop bileşimleri ile O izotop bileşimlerinin karşılaştırılması. Renkli çizgiler iki farklı kaynak arasında gelişen izotop karışım modelleri (Oksijen izotop verileri Aydar ve ark., 2012'den alınmıştır). (TM: $\delta^{18}\text{O}=5.3\text{‰}$ (Beard ve Johnson, 1997), $\epsilon\text{Hf}=+14$ (Lackley ve ark., 2012) Hf=4 ppm (Beard ve Johnson, 1997); ZM: $\delta^{18}\text{O}=5.3\text{‰}$ (Valley ve ark., 2003), $\epsilon\text{Hf}=0.0$ (Beard ve Johnson, 1997) Hf=3 ppm (Beard ve Johnson, 1997); Pro. Kabuk: $\delta^{18}\text{O}=8.5-11.5\text{‰}$ (Lackley ve ark., 2012), $\epsilon\text{Hf}=-22-(-30)$ (Goodge ve Vervoort, 2006) Hf=6 ppm (Taylor ve McLennan, 1995); Pant. Kabuk: $\delta^{18}\text{O}=10-12\text{‰}$ (Lackley ve ark., 2012), $\epsilon\text{Hf}=+9-(+12)$ (Lackley ve ark., 2012) Hf=6 ppm (Taylor ve McLennan, 1995)) (Manto eriyik fraksiyonu işaretleri %20'lik aralıklarla ifade edilmiştir) 307
- Şekil 14.12. Orta Anadolu'da etkin magmatizmanın gelişimi ve plaka konumları gösteren şematik model (TGFZ: Tuz Gölü Fay Zonu, EFZ: Ecemiş Fay Zonu) (Toprak, 1998; Dirik, 2001; Koray ve ark., 2011) (a) Miyosen Öncesi, (b) Erken Miyosen, (c) Geç Miyosen-Kuvaterner. 310
- Şekil 14.13. Çalışma alanına ait birimlerin (a) Nb/Y oranlarına karşı çizilen Th/Y diyagramı (Pearce, 1983) ve (b) Nb/Y oranlarına karşı çizilen Rb/Y diyagramı (Üst kabuk, alt kabuk, bulk kabuk bileşimleri Taylor ve McLennan (1985)'dan alınmıştır). Gri alan çalışma alanına ait birimlerin tüm kayaç bileşimlerini ifade etmektedir 313

- Şekil 14.14. Çalışma alanına ait birimlerin Th/Nb oranlarına karşı çizilen Ba/Nb. Gri alan çalışma alanına ait birimlerin tüm kayaç bileşimlerini ifade etmektedir. 314
- Şekil 14.15. Çalışma alanına ait birimlerin Nb/Y oranlarına karşı çizilen Ti/Y. Gri alan çalışma alanına ait birimlerin tüm kayaç bileşimlerini ifade etmektedir. BAVP ultra-K ve BAVP K (Seyitoglu ve ark., 1997); OAVP (Notsu ve ark., 1995); Vulsini (Rogers ve ark. 1985)..... 315
- Şekil 14.16. Çalışma alanına ait birimlere ait eriyik kapanımları, matriks cam ve ortalama tüm kayaç Y'a karşı çizilen Sr/Y oranlarının dağılımlarını gösteren diyagram. Birimlerin oluşumunda etkin baskın sürecin fraksiyonel kristalleşme olduğunu göstermektedir..... 316
- Şekil 14.17. Çalışma alanında etkin volkanizma ve sonucunda meydana gelen ürünlere ait magma odası ve eriyik kapanım süreçlerini gösteren şematik model. (1) orta-üst kabuk bazaltik besleme, (2) sıcak bazaltik beslemenin etkisi ile silisik kütlede konveksiyonel karışımın meydana gelmesi, (3) lokal olarak az miktarda kristalleşmeye uğramış olan bölüm, (4) kristal-likit faz ayrışması, (5) evrimleşmiş eriyik kaynaklı yan kayaç ile silisik kütle sınırında lokal kristalleşme zonları, (6) Asimilasyon, (7) kristal fraksiyonlanması ile oluşmuş kristal bakımından fakir riyolitik cepler, (8) çok fazla kristalleşmeye uğramış lokalize olmuş magma, (9) kristal bakımından fakir andezitik magma yüklemesi ile fraksiyonlanma sonucu oluşmuş riyolitik/dasitik eriyik..... 321
- Şekil 14.18. Kavak ve Zelve ignimbiritlerine ait silisik magma rezervuarları modeli (muhtemel kaynak bölgelerine göre çizilmiştir). 324
- Şekil 14.19. Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritlerine ait silisik magma rezervuarları modeli (muhtemel kaynak bölgelerine göre çizilmiştir). 326
- Şekil 14.20. Cemilköy ve Tahar ignimbiritlerine ait silisik magma rezervuarları modeli (muhtemel kaynak bölgelerine göre çizilmiştir). 328
- Şekil 14.21. Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritlerine ait silisik magma rezervuarları modeli (muhtemel kaynak bölgelerine göre çizilmiştir). 329

1. GİRİŞ

Eriyik kapanımları (MI: Melt Inclusions), magmatik basınçlarda ve sıcaklıklarda kristalleşme sırasında hapsolmuş küçük eriyik damlalarını ifade etmektedir (Roedder, 1979a, 1979b). Bu kapanımlar, kristalleşme sırasında bir kristal tarafından çevrelenen juvenil eriyiği temsil etmektedir. Kristalde hapsolan eriyik kapanımları, kristal gelişimi sırasında magmanın ilksel sıcaklık, basınç ve kimyasal bileşimlerini koruyabilmektedir. Eriyik kapanımlarından elde edilen veriler, magmatik sistemlerin tarihçesini yorumlamada kullanılmaktadır (Webster ve Thomas, 2006). Eriyik kapanımlarının, esas olarak kayaç oluşturan silikat minerallerinin hepsinde bulunması, dilinim içermeyen şeffaf minerallerde (kuvars vb.) korunması ve saptanmasının oldukça kolay olması, petrojenetik çalışmalarda yaygın olarak kullanılmasına imkân vermektedir. Silisik magmatik kayaç türlerinde sıklıkla rastlanılan aksesuar faz olan zirkon minerallerinin ise, her türlü jeolojik ortamda ve farklı kayaç türlerinde (magmatik, metamorfik ve sedimanter) yaygın olarak bulunması, eriyik kapanımı çalışmaları için uygun bir mineral olmasını sağlamaktadır. Bununla birlikte, zirkon minerali gibi aksesuar fazlar, fraksiyonlanma, eriyik ayrışması ve/veya kalıntı eriyikte aksesuar fazların alıkonulması gibi süreçlerde, kristalleşmede etkin olan eriyik fazın iz element konsantrasyonlarını ciddi oranlarda etkileyebilmektedir (Nagasawa, 1970; Thomas ve ark., 2002, 2003; Sano ve ark., 2001; Luo ve Ayers, 2009). Zirkon minerallerinde bulunan eriyik kapanımlarından itibaren hesaplanan iz element paylaşım katsayılarının doğru olarak belirlenmesi, eriyik oluşumu ve kristalleşme için modellerin geliştirilmesi ve test edilmesi açısından önem arz etmektedir (Thomas ve ark., 2002, 2003). Bu kapsamda gerçekleştirilen çalışmaların çoğu, ya deneysel olarak yapılmış ya da sadece matriks cam-mineral ve tüm kayaç-mineral çiftleri üzerine odaklanmıştır (Mahood ve Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986; Hinton ve Upton, 1991; Sano ve ark., 2001; Luo ve Ayers, 2009). Bea (1996), kayaçlardaki fenokristallerin (plajiyoklaz, amfibol), özellikle de peralumina sistemlerde, Nadir Toprak Elementleri (NTE) miktarlarını kontrol etmede, aksesuar fazlarına kıyasla, çok küçük bir role sahip olduğu konusu üzerinde durmaktadır. Bununla birlikte, Chesner ve Ettliger (1989), magmatik sistemlerde çok düşük oranlarda allanit kristalleşmesinin (%0.052), eriyikte bulunan Hafif Nadir Toprak Element (HNTE) miktarında yaklaşık %50 oranında

azalmaya neden olacağını belirtmektedirler. Aksesuar minerallerin kristalleştiği eriyiklerin kimyasal bileşimleri, özellikle plütonik kayalarda iyi tanımlanamamıştır (Webster ve Thomas, 2006). Bu nedenle, bazı çalışmacılar mineral kimyası ile ters modelleme metodunu kullanarak eriyik bileşimlerini ve buna bağlı olarak paylaşım katsayılarını hesaplamakta ve tüm kayaç bileşimlerini kullanarak eriyik kompozisyonuna yaklaşımda bulunmaktadır (Hinton ve Upton, 1991; Guo ve ark., 1996; Hoskin ve ark., 2000). Bu şekilde, eriyik kapanımların ve ana kristal fazın magmatik sistemlerde geleneksel yöntemlerle değerlendirilmesi zor olan (veya imkânsız) kristal/eriyik arasında gerçekleşen iz element paylaşımı hakkında önemli bilgiler sağlanmaktadır (Thomas ve ark, 2002, 2003). Önemli miktarlarda U, Th, Hf ve NTE içeren zirkon kristalleri, petrojenetik ve tarihlendirme süreçlerini sınırlandırmada ve silisik magma sistemlerinde iz element paylaşımının belirlenmesinde sıklıkla kullanılan aksesuar fazı temsil etmektedir.

Bu çalışma kapsamında, eriyik kapanımları, ana kristal faz ve bu fazı çevreleyen matriks cam analiz edilmiş ve elde edilen konsantrasyon verileri doğrultusunda iz element paylaşımına yaklaşımda bulunulmuştur. Çalışma, zirkon kristalleri içindeki eriyik kapanımlarının analizleri sonucunda Ce, Sm, Dy, Er ve Y elementleri için yeni paylaşım katsayısı verilerinin hesaplanması ve sunulmasını içermektedir. Ayrıca, daha önceki çalışmalarda kullanılan geleneksel tekniklerin birçok avantajı ile birlikte, bu tekniklerin dezavantajlarını en aza indirmek ve/veya ortadan kaldırmak amaçlanmıştır. Bununla birlikte yine bu çalışmada, ilk defa İkincil İyon Kütle Spektrometresi (SIMS: Secondary Ion Mass Spectrometry) cihazının iyon haritalama özelliğini kullanarak, yaklaşık 20 µm'den küçük olarak gelişmiş olan eriyik kapanımlarının analizleri yapılmış ve bu teknik ile hem eriyik kapanımından, hem de konakçı zirkon kristalinden eş zamanlı iz element içerikleri elde edilmiştir.

Çalışma alanında bulunan birimlerin oluşumlarına dair yorumlamanın yapılabilmesi adına, birimlere ait zirkon kristallerinden Hf izotop analiz çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Birimlere ait her bir zirkon kristalinden elde edilen Hf izotop verileri, jeolojik tarih boyunca magma gelişimi sırasında kabuk-manto evrimini incelemek adına önemli bir çalışma olmuştur. Bu kapsamda, birincil iyonlaşma potansiyeli yüksek olan elementlerin analizi için geliştirilen Lazer Aşındırma Endüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi (LA-ICP-MS: Laser Ablation-

Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) cihazı, Lu-Hf izotop araştırmalarına da olanak sağlamış ve teknik ilk defa kondrit kayaçları üzerinde denenmiştir. Jeokimyasal açısından büyük öneme sahip olan bu kayaçlar, silikat yerkürenin Lu-Hf izotop bileşimlerini temsil eden referans birimler olarak kabul edilmektedir (Blichert-Toft ve Albarde, 1997, Blichert-Toft ve ark., 1997). Düşük Lu/Hf oranlarına sahip olmaları ve Hf izotop bileşimlerinin sisteme dâhil olması durumunda oldukęa dayanıklı bir davranış sergilemeleri, kristalleşme zamanında sistemdeki ilksel Hf izotop bileşimlerini kaydetmesi zirkonu, Hf izotop ęalıřmaları için uygun kılmaktadır. Bununla birlikte, Hf izotopunun aynı kristal üzerinden elde edilen U-Pb kristalleşme yaşları ile korelasyonu, zirkonun ve kristalleştiği silisik magmanın geğirmiş olduğu sreğte, kabuksal evrimi ęok iyi yansıtılabilmektedir (Cherniak ve ark., 1997; Cherniak ve Watson, 2003). Hf izotop verilerinin, kabuksal sistemlerde silisik magma gelişimi ve kıtasal kabuk evrimleşmesinin belirlenmesindeki önemi bütünleşik olarak geręekleřtirilen oksijen izotop ęalıřmaları ile anlam kazanmaktadır (Valley ve ark., 1998; Iizuka ve ark., 2017; Schmitt ve ark., 2017).

Bu ęalıřma kapsamında, Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde kimyasal bileşimleri riyolit ile riyodasit arasında değişen ignimbritlerin mineralojik determinasyonu ve jeokimyasal özelliklerinin yanı sıra, birimlerden serbestleştirilen zirkon kristallerinin içerdikleri eriyik kapanımlarının iz element bileşimleri incelenmiş ve analiz edilen zirkon-eriyik kapanım ęiftlerinin paylaşım katsayıları hesaplanmıştır. Elde edilen katsayı değerleri daha önce geręekleřtirilen ęalıřmalar ile karşılaştırılmış ve yöntemin uygulanabilirliği tartışılmıştır. Zirkon mineraline ait iyon haritalarından ve nokta analizlerinden elde edilen her bir element için yorumlama yapılmış ve zirkonun oluşumu sırasında zonlama desenlerini etkileyen element davranışları (Y, Ti, U ve Th) ortaya konmuştur. Eriyik kapanımı ve zirkon iz element davranışlarını etkileyen, magmanın gelişimi sırasında etkin olan sreğler (fraksiyonlanma, asimilasyon vb.) yorumlanmıştır. Bununla birlikte, yine zirkon kristallerine ait Hf izotop verileri elde edilmiş ve bu veriler zirkon oksijen izotop ve U-Pb yaş verileri ile birlikte değerlendirilmif ve bölgede dönem dönem etkin olan kabuksal katkının zirkon kristalleri ve dolayısıyla magma gelişimi üzerindeki etkisi tartışılmıştır.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

2.1. Çalışma Bölgesinde Gerçekleştirilen Önceki Çalışmalar

Bölgede ilk çalışma Sassano (1964) tarafından gerçekleştirilmiştir. Çalışma alanı içerisinde bulunan Acıgöl ve çevresini ayrıntılı olarak incelemiş ve bölgede etkin olan Kuvaterner yaşlı volkanizmanın birkaç evrede oluştuğunu belirlemiştir. Daha sonra Pasquare (1968), bölgeyi Orta Anadolu Platosu, Ürgüp Platosu veya Neojen Platosu olarak adlandırmış, bölgedeki ignimbirit birimlerini haritalamış ve stratigrafilerini ortaya koymuştur. Acıgöl-Göllüdağ volkanik birimleri üzerinde çalışan Batum (1978), volkanizmanın Üst Miyosen'de andezitik lav akıntıları ve dom oluşumları ile başladığını, Alt Pliyosen'de andezitik lavlar ve ignimbiritlerle, Alt Kuvaterner'de ise riyolitik dom ve lav akıntılarının devam ettiğini ifade etmiştir. Orta Anadolu volkanik birimlerinin Anadolu levhası altına, Arap-Afrika levhasının dalması, dalan okyanus kabuğunun manto derinliğine inip erimesiyle magmanın oluştuğunu ileri sürmüştür. Daha sonra gerçekleşen kıta-kıta çarpışması ile sistemin tamamen kıtasal bir ortamda geliştiğini ve bunların doğrudan doğruya mantodan türemediklerini belirtmiştir.

Innocenti ve ark. (1975), Orta Toroslar'da, Neojen volkanik aktivitenin gelişimini stratigrafik ve radyometrik yaş verilerine göre inceleyerek, bölgedeki volkanizmanın Üst Miyosen'de ve/veya daha erken başladığını, prehistorik zamanlara kadar sürdüğünü ileri sürmüşlerdir. Volkanizmanın, bu zaman aralığında kalkalkalin bir karakter sunduğunu ve Toroslar boyunca gelişen bu kalkalkalin volkanizmanın, Anadolu kıta kenarının düzensiz şekli nedeniyle, Afro-Arap ile Anadolu levhaları arasındaki farklı çarpışmaya evrelerine bağlı olarak geliştiğini ileri sürmüşlerdir.

Ercan ve ark. (1987a), Hasandağ, Melendizdağ, Göllüdağ ve Erciyes gibi volkanların bulunduğu sistemlerde gelişen volkanik kökenli gaz çıkışlarının olduğu bölgelerden örnekleme yaparak incelemişlerdir. Gazların büyük bir kısmının CO₂ ve H₂O olduğunu belirlemişlerdir. Bununla beraber ender olarak, Metan (CH₄), Azot (N₂), Oksijen (O₂), Argon (Ar), Etan (C₂H₆) ve Hidrojen Sülfür (H₂S) bileşimlerine rastlandığını ifade etmişlerdir.

Ercan ve ark. (1987b), Kızılçin ve Nevşehir arasında kalan volkanizmayı incelemişlerdir. Üst Miyosen'den başlayarak tarihsel zamanlara kadar gözlenen bu volkanizmanın evrelerini ve özelliklerini belirlemek adına, petro-jeokimyasal çalışmalar yapmışlardır. Bölgede Senozoyik volkanizmasının Üst Miyosen'de andezitik lavlar ile başladığını, Alt Pliyosen'de önce tüflerin, daha sonra andezitik lavların ve son aşamada da ignimbiritlerin oluştuğunu söylemişlerdir. Kuvaterner'de gelişen volkanizma ürünlerinin de sırasıyla; andezitik-bazaltik lavlar, riyolitik domlar, perlit ve obsidyen oluşumu ile gerçekleştiği açıklamışlardır. Bölgede gelişen volkanizmanın çoğunlukla kalkalkalin karakterde olduğunu ve Kuvaterner yaşlı bazaltların hafif alkalin özellik sunduğunu ve kabuk ve kısmen manto kökenli oldukları sonucuna varmışlardır.

Ercan ve ark. (1989), Anadolu'da Senozoyik yaşlı volkanik bölgelerde yer alan obsidyen yataklarının en önemlilerinden biri olan Acıgöl-Çiftlik obsidyenlerini incelemişlerdir. Örneklemiş oldukları birimlerin ana ve iz element bileşimlerini belirleyerek, riyolitik bileşim gösteren bu birimlerin kalkalkalin özellikte ve üst kıtasal kabuk kökenli olarak geliştiğini önermişlerdir. Alt Eosen'den itibaren etkin olan volkanizmanın, Arap-Afrika ve Anadolu plakaları arasında gerçekleşen kıta-kıta çarpışması ile kabuk kalınlaşması sonucunda oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Pasquare ve ark. (1988), Orta Anadolu Bölgesi'nde gelişen Neojen ve Kuvaterner volkanizmasının Afrika ile Avrasya plakalarının çarpışması sonucunda gelişen volkanik yay oluşumu ile meydana geldiğini ve Geç Miyosen'de trans-tansiyonel tip kırılmalı tektonik deformasyonlara bağlı olarak geliştiğini öne sürmüşlerdir. Volkanizmanın önemli deformasyon ve erozyon yüzeyleri ile birbirinden ayrılan üç ayrı süreçten oluştuğunu öne sürmüşlerdir. İlk süreç daha çok andezitik yayılım aktivitesi olarak tanımlanırken, ikinci periyod yaklaşık 11.000 km²lik alanda yayılım gösteren kalın ignimbirit tabakalarının yerleşimini temsil etmektedir. Bununla beraber sadece yedi ignimbirit birimini tanımlayabilmişlerdir. Üç ana birimin tahmini kaynak bölgeden yaklaşık 100 km uzakta bile gözlemlenebildiğini belirtmişlerdir. Jeolojik ve volkano-sedimentolojik veriler ile ignimbiritlerin muhtemel kaynak bölgeleri için Melendiz Dağ volkanik karmaşığı ve Çiftlik Kalderası üzerinde yoğunlaşmışlardır. Üçüncü dönemde ise devasa andezitik-bazaltik stratovolkanlar ile monojenetik asidik merkezlerin geliştiğini önermişlerdir. Bölgede gelişen volkanik aktivitenin bölgede hali hazırda bulunan

ve çaprazlamasına gelişmiş fay sistemi ile ilişkili olduğunu ve çoğu volkan merkezlerinin DKD-BGB yönlü Karaman-Sivas hattı ile Ecemiş Tuzgölü fayı birleşiminde gerçekleştiğini öne sürmüşlerdir.

Ercan ve ark. (1990b), Orta Anadolu'da bulunan Hasandağı ve Karacadağ gibi iki volkanik birimi ve bunları oluşturan süreçleri ortaya koymak adına bölgede bulunan kayaçları petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik olarak incelemiştir. 15 adet farklı kayaç birimini haritalamış, bunları petrokimyasal olarak incelemiş, kayaçların genellikle subalkalin (toleyitik+kalkalkalin) ve yer yer alkalin özellik gösterdiklerini saptamışlardır. Volkanik birimlerin Arap-Afrika plakası ile Anadolu bloğu arasında oluşan çarpışma bölgesinde kabuk kalınlaşması ve buna karşın gelişen litosfer incelmesinin yarattığı genleşme kuvvetlerinin etkileriyle basınç boşalımı ve sıgı mantoda bölümsel ergimeler nedeniyle oluştuğunu önermişlerdir. Senozoyik volkanizmasının çok sık karakter değiştirdiği, inceleme alanında saptanan sıcak su ve magmatik kökenli gaz çıkışları, bu bölgede volkanik etkinliğin henüz tam olarak sona ermediğini ve jeotermal enerji açısından olumlu özellikler taşıdığını göstermektedir.

Ercan ve ark. (1991), Acıgöl ve çevresinde gelişen Senozoyik yaşlı volkanizmanın ürünleri olan kayaçları petrolojik olarak incelemiştir. Miyosen'de meydana gelen şiddetli patlamalarla geniş alanlarda yayılım gösteren ve Gülşehir Tüfü olarak adlandırılan dasitik birimlerin, temel olarak adlandırılan Üst Kretase yaşlı granodiyoritik birimlerin üstüne geldiğini söylemektedirler.

İgnimbiritlerin kaynağına ait çalışmalar ilk defa Le Pennec ve ark. (1994) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bölgede genç ve geniş yayılıma sahip ignimbiritlerin kaynağına yönelik yapılan çalışmalar, Le Pennec ve ark. (1998) ve Le Pennec (2000) tarafından devam ettirilmiştir. Devam eden çalışmalarında kaldera tanımlamasında kullanılan yüzey yapılarının arazi çalışmaları ile belirlenememesinden ötürü, bacanın konumunu bulabilmek için AMS yönteminden yararlanmışlardır. Geri düşme seviyelerinin izopak ve izoplet haritaları ile beraber AMS verileri ve petro-fabrik ölçümler birlikte değerlendirilmiş ve Kızılkaya ignimbiriti için kaynak bölge, Göllüdağ Kuvaterner Riyolitik Karmaşığı'na yakın olan, Derinkuyu'nun güneybatısı olarak önerilmiştir. Le Pennec ve ark. (1998), AMS ölçümlerinin biyotit ve apatit kristallerindeki küçük

manyetik kapanımların varlığını da gösterdiğini ve bu kristallerin yönlenmesinin sadece içerisinde bulunduğu fenokristalin akış sırasında yönlenmesi ile mümkün olabileceğini ortaya koymuşlardır.

Toprak ve Göncüoğlu (1993) ve Toprak ve ark. (1994), Orta Anadolu'nun volkan-tektonik özelliklerini belirleyerek tektonizma ve volkanizma arasındaki ilişkiyi ortaya koymaya çalışmıştır. Bölgede bulunan ignimbritlerin Ürgüp Baseni'nde Kızılırmak Fay Zonu'nun güneyinde kıtasal sedimanlarla ara katmalı olarak geliştiğini öne sürmüştür. Bölgede Haymana, Tuzgölü baseni, Ulukışla, Kızılırmak ile Çankırı-Çorum basenlerinin Miyosen öncesi oluşumu ve bölgede hâkim olan tektonik süreçlerin gelişimi (Çemen ve ark., 1999; Dirik, 2001) ve Orta Anadolu Bölgesi'nde yay oluşumu ve çarpışmaya bağlı olarak iki ayrı bölüme ayrılmaktadır. Bunlardan ilkinin Kretase'de ikincisinin ise Eosen'de geliştiği söylenmektedir. Oligosen 'den itibaren bu basenlere hem klastik hem de volkanik birimlerin çökmesi söz konusu olmuştur (Dirik ve Göncüoğlu, 1996; Görür ve ark., 1998).

Aydar ve ark. (1995), Orta Anadolu'daki Kuvaterner yaşlı alkali ve kalkalkali magmatizma birlikteliğinin oluşumunda etkili olan jeodinamik süreçleri ve Karapınar ve Kayseri arasındaki volkanizmanın özelliklerini incelemiştir.

Druitt ve ark. (1995) çalışmasında, Acıgöl Riyolitik Kompleksi'nin birimlerini Alt ve Üst Acıgöl Tüfleri olarak ikiye ayırmıştır. Kuvaterner volkanik faaliyetlerini, bölgede bulunan kalderaya bağlamıştır. Acıgöl magmatik sisteminin uzun vadeli (104-105 yıl) bir termal büyüme durumunda olabileceğini ortaya koymuşlardır. Riyolitik domların dağılımının üzerinde belirgin bir tektonik kontrol eksikliği varlığını ve Acıgöl Kompleksi altında yatan yerel gerilim alanlarını değiştirebilecek kadar etkili bir magma odasının bulunduğunu ifade etmektedirler. Bazaltik sığ zonların varlığı, yoğun mafik magmanın Acıgöl Volkanik Kompleksinin çıkış sistemine dâhil olamamasından kaynaklanabileceğini ve geniş ölçekli silisik magma veya sıcaklık sokulumların, düşük yoğunluklu granitoidlerin bu süreçte etkili olabileceği sonucuna varmışlardır.

Notsu ve ark. (1995), Orta Anadolu'da çarpışmaya bağlı olarak gelişen kayaçların jeokimyasını ortaya koymak amaçlı bir çalışma sürdürmüşlerdir. Orta Anadolu'nun doğusu ve Doğu Anadolu'nun geniş bölgelerinde olivin bazalt

kayaçlarının $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranının 0.7035 ila 0.7040 arasında değiştiğini, bu oranın Batı Anadolu'da bulunan kayaçlardan daha fazla olduğunu ve çarpışma öncesinde, astenosferin yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarına sahip kayaçlar bakımından kirliliğe uğratıldığından bahsetmişlerdir. Batı Anadolu'nun altındaki magma kaynağının çarpışmaya bağlı olarak gelişen transisyonel tektonik ve doğudan batıya doğru dalma-batma tektoniği nedeni ile farklı kimyasal ve Sr izotop verileri sunduğunu ortaya koymuşlardır. Orta Anadolu Erciyes volkanik kayaçlarının ise kalkalkalin andezitik magmanın bazaltik magmadan fraksiyonel kristalleşme süreci ile kabuksal malzemenin de asimilasyonu sonucunda geliştiğini söylemektedirler. Kalkalkalin andezit ve bazaltların petrojenezinin, dalan plakası etkisi olmaksızın fraksiyonel kristalleşme ve asimilasyon süreçlerinin birleşimi ile geliştiğini çalışmalarında ortaya koymaktadırlar.

Mues-Schumacher ve Schumacher (1996), daha önceki çalışmalar temel alınarak stratigrafik istifte düzenlemeye gitmişlerdir. Ayrıca, Kavak stratigrafik biriminin daha da alt bölümlerine ayırma girişimi yapılmıştır. Ürgüp Havzası/Nevşehir Paltosu'ndaki ignimbiritler yaşlıdan gence doğru, Aşağı Göreme, Yukarı Göreme, Akdağ, Zelve, Sarımaden, Cemilköy, Tahar, Gördeles, Kızılkaya, İncesu, Valibaba ve Sofular olarak sınıflandırılmıştır. Bahçeli taban yayılımları ve Sulusaray'daki taban yayılımları ile birbirinden ayrılan Alt ve Üst Göreme ignimbiritleri, eski Kavak biriminin bir bölümünü temsil ettiği ileri sürülmüştür. İgnimbirit örnekleri üzerinde yapılan bazı K-Ar yaşlandırma çalışmalarının, oluşum yaşı kabaca 11 ila 1.1 Milyon yıl yaş arasında olduğu tespit edilen tefraların mutlak yaş ölçeklerinin tamamlanmasına katkıda bulunduğunu ortaya koymuşlardır.

Schumacher ve Mues-Schumacher (1996), çalışmalarında Kızılkaya ignimbiritinin depolanma, tane boyu, kalınlık, içsel yapıları, kaynaklanma derecesi, patlama ve yayılma alanları hakkında veriler toplayarak kaynağına ilişkin bilgiler ortaya koymuşlardır.

Schumacher ve Mues-Shumacher (1997), Akdağ-Zelve ignimbiritine ait patlama öncesi gelişen freato-pliniyen ve freatomagmatik fazlarını incelemişlerdir. Kapadokya Volkanik Bölgesinde geniş alanlarda yayılım gösteren bu ignimbiritin

sekiz ana ve iki ara seviye ile çeşitli pomza geri düşme ve taban yayılımı seviyelerine sahip olduğunu ortaya koymuşlardır.

Aydar (1992), Aydar ve Gourgaud (1998) ve Deniel ve ark. (1998), Hasandağı'nın volkanik gelişimini çalışmıştır. Bu volkanın gelişimini; Paleovolkan, Mezovolkan ve Neovolkan olmak üzere üç aşamaya ayırmıştır. Hasandağı volkanının örnekleri genellikle kalkalkalin karakterde olup, bazaltik andezitten riyolite kadar değişen ürünler sunmaktadır. Bununla birlikte, Neovolkanik mafik örnekler alkali bazalt karakterdedir. Tüm bazaltlar, LILE (K, Rb, Ba ve Th) ve LREE ve güçlü (Paleovolkan) ila orta (Meso- ve Neovolkan) negatif Nb, Zr ve Ti anomalilerinde önemli bir zenginleşmeye sahip olan kıta kenarı magmalarına özgü, çoklu iz element desenleri sergilediğini ve bununla birlikte, genç bazaltların, alkalin benzerliklerine uygun olarak uyumsuz elementler bakımından zenginleştiğini ve negatif HFSE anomalileri göstermediğini ortaya koymuşlardır. Hasan Dağı lavlarının başlangıcında, özellikle en eski lavlar için (Keçikalesi ve Paleo-Hasan Dağı) alt katmanlı bir bileşenin±kabuksal kontaminasyonun rolünü gösterdiğini ve bu bileşenin 6-7 Milyon yıllık bir zaman aralığında etkisinin azaldığını, zengin litosfer katkısının artmasına neden olduğunu ileri sürmüşlerdir. Sr, Nd ve Pb izotop oranlarındaki değişimlerin küçük olsa, magma kaynaklarının zaman içindeki gelişimini yansıttığını söylemişlerdir. Hasan Dağı lavlarının güçlü kalkalkali karakteri sergilediğini, eşzamanlı yitimin yokluğunda, Avrasya plakası altındaki Afro-Arap plakasının erken yitiminin mirasını yansıttığını ve zamanla alkalin kompozisyonlara doğru evrim gösterdiğini öne sürmüşlerdir. Bu durumu, Orta Anadolu'daki Geç Miyosen'deki genişleme tektoniği gelişimiyle açıklamışlardır.

Froger ve ark. (1998), Kapadokya volkanik bölgesini on adet ignimbirit birimi ile karakterize etmiştir. Bunlarla ilgili kalderaların, tektonik ve sedimanter süreçler sonucunda kısmen örtülmüş ve/veya kapanmış olduğunu ve bu sebeple kalderalara arazi koşullarında rastlanılmadığını söylemişlerdir. Bununla birlikte, stratigrafik pozisyonları ve akış desenlerinin iki muhtemel kaynağı gösterdiğini ileri sürmüşlerdir. Kaynak çalışmaları amacıyla gravite araştırmaları, uzaktan algılama verileri ve dijital yükseklik modelleri kullanmışlardır. İki ana kaldera kompleksine rastlamışlar ve bunların eski stratovolkan konilerine ve Neojen tektonizmasına bağlı olarak geliştiklerini söylemişlerdir. Daha yaşlı Nevşehir-

Acıgöl Kaldera kompleksi, Acıgöl ilçesi ile Nevşehir ve Çardak arasında bulunduğunu ve bu bölgenin Kavak ve Zelve ignimbritlerinin muhtemel kaynağı olduğunu öne sürmektedirler. Genç olan Derinkuyu kaldera kompleksi Erdaş Dağ Masifi ile Çiftlik Baseni arasında bulunmaktadır. Bu kalderanın ise Sarımadentepe, Cemilköy, Gördeles ve Kızılkaya ignimbritlerinin muhtemel kaynağı olduğunu öne sürmektedirler. Gravite, uzaktan algılama ve DEM modelleri Erdaş Dağ Masifi, kuzeyde Derinkuyu Kaldera kompleksi ile sınırı olan, bir veya birden çok kaldera çökmesi ile kesilen geniş bir stratovolkanın kalıntıları olduğunu gösterdiğini ileri sürmüşlerdir. Derinkuyu Kaldera kompleksinin merkezinde yer alan ve yaklaşık 15 km genişliğe sahip olan Şahinkalesi Volkanik Masifinin, arazi gözlemleri, DEM ve uzaktan algılama verileri ışığında yapısal özellikleri gözlenmiş ve bu masifin Gördeles ignimbritini oluşturan patlama ile ilişkili olarak gelişen rezürjans dom olduğu ortaya konmuştur. Bu iki kalderanın açılma nedeniyle gelişen grabenin içerisinde bulunduğunu ve bu grabenlerin çökmesi ile beraber kaldera patlaması gerçekleştiğini ve muhtemelen kalderaların kapanmasına neden olan olayın bu süreç olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Temel ve ark. (1998), çalışmalarında bölgede bulunan ignimbritleri jeokimyasal verilere bağlı olarak ayırmışlardır. Her ignimbritin kendine özgü mineral içeriğinin olduğunu ve iz element jeokimyasının stratigrafik korelasyon amacı ile kullanılabileceğini öne sürmüştür. Jeokimyasal verilerin bölgedeki kayaçların oluşumunda manto kökenli magmanın fraksiyonel kristalleşme süreci ile ilişkili olduğunu söylemişlerdir. Kabuksal kirlenmenin de sürece etkili olduğunu belirtmişlerdir.

Toprak (1998), fayların olduğu bölgelerde, faylara bağlı olarak gelişen monojenetik ve polijenetik volkanların dağılımını analiz etmişlerdir. Yaptıkları çalışmalara göre cüruf konilerinin çoğunun Tuzgölü ve Ecemiş fayları gibi ana fay hatları boyunca dağılım gösterdiğini ortaya koymuşlardır. Çalışmalarında, Neojen-Kuvaterner yaşlı Orta Anadolu Volkanik Bölgesi'nde polijenetik ve monojenetik volkanik merkezlerin dağılımlarını baca yerleşimi ve bölgesel tektonik lineasyona bağlı olarak incelemişlerdir. Bölgede aktif olan iki fay sisteminin varlığından bahsetmişlerdir. Miyosen-Kuvaterner'de Tuzgölü-Ecemiş fay sisteminin oblik, Geç Miyosen-Pliyosen fay sisteminin ise Kapadokya volkanik

bölgesinin eksenine paralel olarak geliştiğini söylemişlerdir. Polijenetik volkanların da ikinci sisteme paralel olarak geliştiğini, fakat ilk sistemin çevresinde yoğunlaştığını ileri sürmüşlerdir. Monojenetik volkanları da beş adet jeolojik unsur etrafında toplamışlardır. Orta Anadolu Volkanik Bölgesi'nin batısında, monojenetik bacalar bölgeye paralel olarak gelişmiş, bununla beraber merkezde bulunan daykları besleyen Tuzgölü-Ecemiş sistemi boyunca gelişen çatlaklarda ve doğuda ise Erciyes kompozit volkanı etrafında gelişen radyal çatlaklar boyunca monojenetik baca oluşumunu geliştiğini söylemektedirler.

Dhont ve ark. (1998), ana patlama merkezleri üzerinde durarak Kapadokya volkaniklerinin ilintili olduğunu bölgesel tektonik yapıları incelemişlerdir. Bölgede Geç Miyosen'den bu yana volkanizma ve tektonizma arasındaki ilişkiyi anlamak için yapılan arazi çalışmaları ile Synthetic Aperture Radar (SAR) ve Digital Elevation Models (DEMs) çalışmalarını birlikte yürütmüşlerdir. Orta Anadolu'daki volkanik yapıları, uzunlamasına gelişen stratovolkanlar, doğrusal kümeler ve volkanik sırtlar oluşturmaktadır. Kapadokya'nın Kaldera komplekslerinin, at kuyruk (horsetail) fay modelleriyle ilişkili olduğunu ve volkanların yerleşmesinin, daha büyük ölçekli tektonik yapılardan itibaren kaynaklandığını ifade etmektedirler. Sultansazlığı'na yerleşmiş olan Erciyes stratovolkanının, sol yanal doğrultu atımlı Ecemiş fayı kontrolünde meydana geldiğini ifade etmişlerdir. Deformasyonları, uzama yönüne dik olan gerilim çatlaklarından ve alan yapısal analizlerinden elde etmişlerdir. Bölgesel bir ölçekte, bu yakınsama ve yanal çıkış alanındaki volkanik merkezlerin dağılımından sorumlu tektonik rejimin sıkıştırma değil aksine açılma rejimi olduğunu söylemişlerdir. Orta Anadolu platosundaki açılmanın, alt kabuğa yerleşmiş olan ve ayrılma yüzeyleri boyunca hareket eden kabuk bloklarla ilişkili olduğunu yorumlamışlardır.

Le Pennec (2000), manyetik yöntemlerle Kızılkaya ignimbiritinin kaynağına yönelik çalışmalar yapmıştır. Bununla beraber, Piper ve ark. (2002), Kapadokya ignimbiritlerinin paleomanyetik ve manyetik özelliklerini ortaya koymuşlar ve birimlerin manyetostatigrafilerini sunmuşlardır.

Kadioglu ve ark. (2003, 2006), Orta Anadolu Kristalin Komplexini bimodal plutonlarının tektomagmatik gelişimi ve magmaların geçirdiği kimyasal evrimin

tektonik ile ilişkisini ortaya koymuştur. Torid platformunun kısmen dalma batma eğilimine geçmesi ile astenosferik yükselim, slab break-off olayının gerçekleşmesi ile sonuçlanmış ve dalma batmaya bağlı olarak metasomatizma geçiren litosferik mantonun şiddetli delaminasyonu ile Orta Anadolu Kristalin Kompleksini oluşturan ilksel eriyiğin meydana geldiğini savunmuştur.

Şen ve ark. (2003), Erciyes volkanının gelişimini Pliyosen'den Kuvaterner'e kadar Koçdağ ve Erciyes olarak iki aşamadan itibaren oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Bunlardan Koçdağ aşaması, Kızıltepe ve Topakkayatepe cüruf konilerinden itibaren bazaltik ve andezitik lav çıkışlarında bahsetmişlerdir. Daha sonra Koçdağ piroklastiklerinin yerleştiğini ve bununla beraber 110 km³lik bir hacme ve 14.18 km² çapında kaldera oluşumunun gerçekleştiğini öne sürmüşlerdir. Kaldera oluşumu ile ilişkili olarak cüruf geri düşmeleri ve çamur akışları ile iki patlama fazlarını birbirinden ayırmışlardır. Birinci patlama fazı oluşumunda pliniyen geri düşmeler ve pomza akıntı ürünleri volkanın doğusuna yerleşmiştir. Pomza geri düşme ürünlerine merkezden itibaren yaklaşık olarak 50 km ileri bile rastlanıldığını söylemektedirler. İkinci patlama fazı ise piroklastik akıntı ürünlerinden oluşmaktadır (İki pomzalı akıntı ürünleri ve Valibabatepe ignimbiriti). İki pomzalı akıntı kaynaktan itibaren kuzey ve kuzeydoğuda gözlenirken 2.8 Milyon yıl yaşındaki Valibabatepe ignimbiriti volkanın doğu bölgelerinde gözlenmektedir. Erciyes oluşum evresinde ise iki patlama seviyeleri gözlemlenmişlerdir. İlk seviye yayılmalı, patlamalı ve zayıf patlamalar sonucunda yerleşen andezitik lav akışları, dasitik domlar ve bazaltik-andezitik lavlar ile temsil edilirken ikinci seviye zirvede gözlemlenen dasitik yayılma ve patlamalı aktivite ile temsil edilmektedir. Riyodasitik domlardan itibaren de blok ve kül akıntı seviyelerini gözlemlemişlerdir. Pliniyen akıntı, yayılım ve pomza akıntı birimleri riyodasitik dom oluşumlarından önce bölgeye yerleşmiş olduğunu ve son ürün olarak kaldera oluşumu ile ilişkili yığın akıntı ürünlerinin geliştiğini belirtmişlerdir.

Köksal ve ark. (2004), bölgede bulunan metamorfik kayaçları kesen ve çarpışma sonucunda H ve A tipi granitik magma ile oluşan Orta Anadolu Kristalin kompleksinden U-Pb titanit yaşları elde ederek oluşum sürecini hakkında yorumlamaya gitmişler ve elde edilen üç yaş verisi ile çarpışma sonrasında açılma rejimini ileriye ötelediğini ortaya koymuşlardır (İlbeyli, 2004, 2005).

Kürkcüoğlu ve ark. (2001, 2004), Orta Anadolu volkanik kayaçlarının kaynak özelliklerini sınırlamak için Erciyes stratovolkanına ait toleyitik ve kalk-alkalin bazaltik ürünleri kullanarak petrojenetik modelleme yapmışlardır. İz element grafikleri ve NTE modellemesi, Orta Anadolu volkanizmasının, Eosen'den Miyosen'e kadar Afro-Arap ve Avrasya plakaları arasındaki önceki dalma olaylarını kaydeden bir litosferik manto kaynağından üretildiğini gösterdiğini söylemektedirler. Toleyitik bazalt iz element bileşimlerinden itibaren birimlerin çok az bir fraksiyonel ergime sürecinden geçtiğini ve çok derin merkezli bir ergime sürecinde asimilasyona uğramadan geliştiğini söylemektedirler. Buna karşın, kalk-alkalin bazaltların ise ilksel toleyitik bazaltlardan itibaren asimilasyon ve kristalleşme süreci ile oluştuklarını ifade etmektedirler.

Le Pennec ve ark. (2005), çalışmalarında, Kapadokya ignimbiritleri ile ara katmanlı olarak gelişen kıtasal sedimanlardaki memeli kalıntılarını kullanarak, bölgenin kronostratigrafisini ortaya koymaya çalışmışlardır. Biyostratigrafik yaş verileri ile yayımlanmış olan bazı radyometrik yaş verilerinin korelasyon gösterdiğini, bazılarının ise ayrıma düştüğünü belirtmişlerdir. Bu nedenle yayımlanmış olan jeokimyasal ve manyetik verileri de çalışmalarına dâhil etmişlerdir. Böylelikle revize edilmiş yeni yaş verileri elde etmişlerdir. Aynı zamanda Sofular ignimbiriti ile Gördeles ignimbiritini stratigrafik olarak yeniden düzenlemişlerdir. Bununla birlikte farklı K/Ar yaş verileri ile de ignimbirit birimlerinin hem arazi gözlemleri, hem de jeokimyasal verilere dayanarak birbirlerinden ayrıldıklarını ileri sürmüşlerdir.

Dilek ve Altunkaynak (2007, 2009), Slab-break-off, litosferik delaminasyon, astenosferik yükselim, dekompresyonel erime gibi süreçleri, Senozoyik dönem için kabuk evrimini ve magmatizmayı ve magmatik kayaçların çeşitliliğini sağlayan süreçler arasında göstermektedirler.

Genç ve Yürür (2010), Geç Mesozoyik-Günümüz arasında gelişen açılma tektoniği ve bunun sonucunda oluşan kayaçlardan bahsetmişlerdir. Yüksek dereceli metamorfik kayaçlar ile Tersiyer yaşlı sığ denizel ve kıtasal sedimanların gelişimi, Orta Miyosen ve günümüz zaman aralığında da volkanik faaliyetler sonucunda oluşan volkanik kayaçların varlığından bahsetmişlerdir.

Viereck-Goette ve ark. (2010), Kapadokya ignimbiritlerinin arazi özellikleri ile mineralojik ve jeokimyasal verilere dayanarak stratigrafik istifte birkaç yenileme önermişlerdir. Bunlardan ilki; eski Sofular ignimbiritinin Sarimaden Tepe üyesi olan ignimbirit ile yeni ilişkilendirilmesi, ikincisi yerel geri düşme olarak adlandırılan birimlerin Güzel Dere üyesi olarak tanımlamışlar ve daha önceden "Tilköy Geri Düşmesi" ve "Karain Geri Düşmesi" olarak adlandırılan stratigrafik üniteleri ile ilişkilendirmişlerdir. Karasal sedimanter birimlere bağlı olarak, Güzel Dere Üyesini, Cemilköy ile Tahar ignimbiriti arasında stratigrafik olarak konumlandırmışlardır.

Schmitt ve ark. (2011), Kuvaterner volkanik karmaşığı olan Acıgöl bimodal riyolitlerinin zirkon kristallerinden elde ettikleri U-Th ve U-Th/He yaş verilerini korele etmişlerdir. Aynı kristal üzerinden hem kristalleşme, hem de patlama yaşlarını ortaya koymuşlardır. Yine aynı çalışmanın ikinci bölümünde, Siebel ve ark. (2011), Acıgöl volkanik alanı yüksek silisli riyolitlerin iki büyük patlama döngüsüyle evrimleştiğini öne sürmektedir. Jeokimyasal ve izotopik farklılıkların, her patlama döngüsünde çok küçük olduğunu ifade etmektedirler. Riyolitlerin izotopik bileşimleri, genellikle, ilişkili bazalt/andezit ve bölgesel granitik kayaların değerleri arasında bulunduğunu söylemektedirler. Kompleksin gelişiminde daha belirgin magma kompozisyonları ortaya çıkartan iz ve ana element dağılım eğilimlerine rağmen, iki riyolit grubu, izotopik olarak birbirinden farklı olduğunu ve kapalı bir sistem farklılaşma modelinin neredeyse imkânsız olduğunu ileri sürmektedirler. Bunun yerine, izotop ve iz element bileşimlerinin riyolitlerin, hibrid bir magma kaynağından itibaren türediğini ve/veya çok aşamalı fraksiyonel kristalleşme ve az miktarda (%10) kabuk kontaminasyonu oranları ile oluşabileceğini söylemektedirler.

Aydar ve ark. (2012), Orta Anadolu Volkanik Bölgesi'ndeki arazi verilerinin yanı sıra ignimbiritlerden elde edilen zirkon ve plajiyoklaz kristalleri üzerinden yapılan analizler ile U-Pb ve Ar/Ar yaş verileri elde etmişlerdir. Bu verileri kullanarak birimleri korele etmiş ve zirkonların iz element içeriklerine bağlı olarak, ayrımı güç olan ignimbiritleri birbirinden ayırmışlardır.

Paquette ve Le Pennec (2012), Orta Anadolu Volkanik Bölgesi'nde, ignimbirit patlama ürününde yaşları 2.3 Milyar yıl ve 3.8 Milyar yıl arasında değişen zirkon

kristallerini bulmuşlardır. Erken Arkean zamanına ait bu zirkon kristallerini volkanizmada örneklenen ilk belgelenmiş olay olarak tanımlamışlardır. Buldukları bu zirkon kristallerinin, dünyada keşfedilen en eski zirkon minerallerini temsil ettiklerini savunmuşlardır. Bu zirkon kristallerinin şimdiye kadar bilinmeyen Avrasya'nın Erken Arkean kalıntılarının varlığını işaret ettiğini vurgulamaktadırlar.

Köksal ve ark. (2013), Paquette ve Le Penneç (2012)'in çalışmalarına cevaben, analiz yapılan zirkon kristallerinin dış büyüme zonlarının volkanik zirkonlarda görülen zonlanmalardan olduğunu ve eğer bu bölgelerden yaş verileri elde edilirse, Neojen'de gelişen volkanizmanın yaşını vereceğini söylemektedirler. Magmatik zirkonların Erken Arkean dönemine ait kalıtsal zirkon çekirdekleri içerebileceklerini söyleyerek, çalışmanın yapıldığı yerde Alt Proterozoyik veya Arkean dönemine ait kalıntıların olması yorumunun aşırı olduğunu savunmaktadırlar. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nda Kretase yaşlı granitik kayalarda kalıtsal zirkon kristallerinin çeşitli Gondvana kaynaklı ve sedimanter süreçler sonucunda reworked olarak oluştuğunu savunmaktadırlar.

Lepetit ve ark. (2014), yaptıkları çalışmada kronolojik verileri radyometrik, manyetostratigrafik ve litostratigrafik kontrollere bağlı olarak değerlendirmişlerdir. İgnimbiritler ile ara katmanlı gelişen paleosol seviyelerinin Geç Miyosen ile sınırlı olduğunu ve pedojen kalıpların Messiniyen Tuzluluk Krizi ile geliştiğini ortaya koymuşlardır. Bölgede Kavak ignimbiriti olarak bilinen ignimbiriti Alt-Üst Uçhisar ve Alt-Üst Göreme olarak dört gruba ayırmış ve yeniden isimlendirmiştir. Ayrıca Aydar ve ark. (2012)'in, Güzelöz, Tilköy ve Karain bölgelerinde rastlanılan ve yerel geri düşme birimleri olarak tanımladıkları ve yaş verileri elde ettikleri birimleri, Alt ve Üst Güzel Dere olarak ikiye ayırarak yeniden adlandırmıştır.

Göz ve ark. (2014), Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde bulunan ve ignimbirit seviyeleri, andezitik-bazaltik lavlar ile ara katmanlı olarak gelişen Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal-görsel sedimanların mineralojisi, jeokimyası ve depolanma ortamlarını incelemişlerdir.

2.2. Eriyik Kapanımları ile İlgili Önceki Çalışmalar

Eriyik kapanımlarının varlığını ortaya koyan ilk çalışma Roedder (1984) tarafından gerçekleştirilmiştir. Çalışmasında eriyik kapanımlarının kapanma mekanizmalarını inceleyerek kapanımları sınıflamıştır. Buna bağlı olarak kapanımları ilksel (primary), ikincil (secondary) ve gerçek olmayan ikincil (pseudosecondary) olarak üçe ayırmıştır. İlksel kapanımların genellikle büyüyen bir kristalin içerisine diğer bir kristalin kapanması ile gerçekleştiğini, ikincil kapanımların ise ana kristalin büyümesinden sonra gelişen kapanımları içerdiğini ve bunların kristal gelişikten sonra dakikalar, yıllar veya milyon yıllar sonra bile oluşabileceğini ortaya koymuştur. Gerçek olmayan ikincil kapanımları ise kristalin oluşumu sırasında çatlak sistemine bağlı olarak gelişen kapanımlar olarak tanımlamaktadır. Çalışmasında yaptığı bu sınıflamaya göre, eriyik kapanımlarından petrolojik yorumlamaların doğru olarak yapılabilmesi için kapanımların ilksel olarak gelişmiş olması gerektiğini vurgulamaktadır. Ayrıca kapanımların, silikat eriyikleri dışında Na, Cl, K, Ca, Mg, SO₄ gibi sulu bileşenler ve N₂, NH₄ gibi gazlar ve hidrokarbonların da olabileceğinden bahsetmektedir.

Anderson ve ark. (1989), 760 ka Bishop Tufündeki tek bir patlama fazındaki eriyik kapanımı serilerini kızılötesi (infrared) spektroskopisi tekniği kullanarak analiz etmişlerdir. Çalışmalarında yüksek ve çeşitli oranlarda CO₂ konsantrasyonlarının, farklı magma odalarının gaz bakımından doygun ve izobarik fraksiyonlanmaları ile tutarlı olarak gelişen H₂O ile korele edilebileceğini ileri sürmüşlerdir.

Dunbar ve ark. (1989), eriyik kapanımları içerisindeki H₂O, F ve Cl oranlarını belirlemek için, elektron mikroprob yöntemini ilk olarak kullanmışlardır. Taupo Volkanik merkezindeki homojen camsı eriyik kapanımları içerisinde çözünmüş olarak bulunan uçucuları analiz etmişlerdir. Pliniyen ve freatomagmatik çökellerdeki fenokristallerde çözünmüş uçucu içeriğinin herhangi bir farklılık göstermediğini söylemişlerdir.

Eriyik kapanımına dair yapılan çalışmalar bir döneme kadar sıvı kapanımı çalışanları tarafından gerçekleştiriliyordu. Bu nedenle çalışmacılar bir dönem daha çok magmatik sıcaklıklara ulaşmak amacıyla homojenleştirme deneylerine üzerinde yoğunlaşmışlardı. Bu nedenle, jeotermometre konusunda deneysel birçok ilerleme kaydedilmiştir. Bu çalışmalar daha çok mineral ve/veya mineral-

cam çiftleri arasında mikroprob analiz teknikleri üzerinde ilerlemiş ve yaptıkları çalışmalar ile birçok petrolojik çalışmaya öncü olmuştur (Kudo ve Weill, 1970; Wood ve Banno, 1973). Roedder (1979b) homojenleştirme deneyleri ile elde edilen yüksek sıcaklık değerlerinin eriyik bileşenlerinin yavaş difüzyonu, hazne içindeki termal gradyan, H₂ ve H₂O türlerinin difüzyon kaybı gibi çeşitli nedenlerinin olabileceğini ortaya koymuştur. Bununla birlikte, Massare ve ark. (2002), atmosferik basınç altında yapılan laboratuvar deneylerinin ana mineral faz ile aralarında gerçekleşen uçucuların difüzyonu hakkında yanlış bilgiler sunabileceğini ortaya koymuşlardır. Bandelier Tüflerinin magma odası için yaptıkları kapanım çalışmalarında, belirgin oranlarda CO₂'nin magmada çözündüğünü ortaya koymuşlardır. Sommer ve ark. (1983), aynı birimlere ait kuvars fenokristallerinde bulunan eriyik kapanımlarından su içeriği belirlemek amacıyla çeşitli analiz çalışmaları gerçekleştirmişlerdir. Elektron mikroprobunun eriyik kapanımı analizlerinde kullanılmaya başlanması ile bu konuda çalışanlar, çözülmüş uçucuların konsantrasyonlarını belirlemek amacıyla çalışmalar gerçekleştirmişlerdir (Anderson, 1974; Takenouchi ve Imai, 1975).

Mineral/eriyik iz element dağılımlarını belirleme adına yapılan ilk çalışmalar Onuma ve ark. (1968), Schnetzler ve Philpotts (1970), Hart ve Brooks (1974) tarafından gerçekleştirilmiştir. Çalışmalarında fenokristaller ve bunları çevreleyen cam matriksi incelemiştir. Bunları takiben Irving ve Frey (1984), Ewart ve Griffin (1994), Thomas ve ark. (2000) ve Norman ve ark. (2005), plajiyoklaz, piroksen ve olivin gibi fenokristaller ile cam matriks arasında iz element dağılım çalışmaları yapmışlardır.

Birçok araştırmacı magmatik süreçleri belirlemek için kayaç oluşturan mineraller üzerinden eriyik kapanımı çalışmaları yapmışlardır (Anderson ve ark., 1989; Herving ve Dunbar, 1992, Sobolev ve Shimizu, 1993; Lu, 1991; Sobolev, 1996). Bununla birlikte Danyushevsky ve ark. (2002) yılındaki yayınında, manto kökenli magmalardan itibaren oluşan fenokristallerdeki eriyik kapanımlarından, deneysel ve petrografik çalışmalar yapmış ve eriyik kapanımlarının gelişimi sırasında bileşimlerinin birtakım süreçler ile değişebileceğini ortaya koymuşlardır.

Lowenstern (1995), eriyik kapanımlarını, kristalleşme esnasında araya karışan safsızlıklar olarak tanımlamış ve bunların soğuma sırasında kristal büyümesi

esnasında veya tekrardan gelişen kristalleşme sürecinde sisteme girişin olduğu çeşitli mekanizmalar ile oluşabileceğinden bahsetmiştir.

Lu ve ark. (1995), Bishop Tüflerindeki riyolitik eriyik kapanımları için analitik veriler ile difüzyon teorisini birleştirerek, 50 µm çapından büyük olan eriyik kapanımlarından elde edilen bileşimsel değişimlerin göz ardı edilebileceğinden bahsetmiştir. Bununla beraber 50 µm çapından küçük olan eriyik kapanımlarında da “boundary layer” etkisi göz önünde bulundurarak değerlendirilmesi gerektiğini vurgulamaktadır.

Zirkonun, kabuksal magmadaki nadir toprak elementlerini kontrol eden mineral olması birçok araştırmacının ilgisini çekmiştir (Nagasawa, 1970; Bea, 1996; O’Hara ve ark., 2001). Bea (1996) yaptıkları çalışmada, peralumina karakterli granitlerde tüm kayaç içerisindeki HNTE (Hafif Nadir Toprak Elementleri) elementlerinin %90-95 oranında aksesuar fazlarda yoğunlaştığını ortaya koymuştur. Bununla birlikte metalumina kayaçlarda, amfibolün ise yaklaşık olarak %30-35 oranında ANTE (Ağır Nadir Toprak Elementleri) içerdiğini, bununla birlikte kayaçta daha az miktarda bulunan zirkonun ise yine aynı oranlarda ANTE içerdiğini ortaya koymuştur. Eriyikteki NTE içeriklerini kontrol etmede aksesuar fazların majör elementlere oranla daha etkili rol oynadığını ortaya koymuş ve bu bağlamda fraksiyonlanma sürecinde bu minerallerin kristalleşmesi veya eriyikten alıkonulmasının eriyiğe bağlı iz element içeriklerini etkilediğini ileri sürmüşlerdir.

Watson (1976), kapanma işlemi sonrasında, ana mineral fazda gelişen kristalleşmenin eriyik kapanımlarının ilksel bileşimlerinin değişimine neden olabileceğini ileri sürmüştür. Çalışmasında kapanımlardaki çoklu fazları analiz edecek süreç için kullanışlı bir metot tasarlamıştır. Watson (1980) yılında yaptığı çalışmada ise deneysel olarak nadir toprak elementleri için zirkon/eriyik paylaşım katsayısı hesaplamaları yapmıştır. Watson ve ark. (1982), çalışmalarında hızlı büyüyen kristal sınırına yakın bölgelerde yavaş difüze olan elementler gelişmesi sebebiyle asıl eriyik miktarlarının fazlalığının, H₂O ve CO₂’nin eriyik kapanımları içerisinde çözünmesine neden olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bununla birlikte, uçucu bakımından doygun magmalarda gaz kabarcığının bu süreçler sonucunda gelişebileceğini ve bu durumun magmatik süreçlerin yanlış yorumlanmasına neden olabileceğini öngörmüşlerdir. Bunu takip eden süreçte kabuksal magma

tiplerinde sıcaklık ve kompozisyonun zirkon doygunluğuna olan etkisini araştırmışlardır (Watson ve Harrison, 1983).

Aksesuvar minerallerin oluştuğu eriyiğin bileşimi, bazı araştırmacılar tarafından mineral kimyası ve paylaşım katsayıları kullanarak geri-hesaplama (back-calculate) yöntemi ile hesaplanmaya çalışılmıştır. Bu hesaplama yöntemine ters modelleme (inverse modeling) adını vermişler ve hesaplamalarda eriyik bileşimi olarak tüm kayaç bileşimini kullanmışlardır (Hinton ve Upton, 1991; Guo ve ark., 1996; Hoskin ve ark., 2000). Bazı araştırmacılar ise eriyik bileşimi, magma sıcaklığı ve kristalleşme oranını belirlemek için zirkon minerali kristal morfolojisinden yararlanmışlardır (Pupin, 1980; Vavra, 1990; Vavra, 1993).

Bununla birlikte silisik magmatik kayaçlarda aksesuvar faz olarak bulunan zirkonlardaki eriyik kapanımları ile ilgili çok az çalışma bulunmaktadır. Li (1994), Chesner (1998), Chupin ve ark. (1998), Hoskin ve Black (2000) ve Frezzotti (2001) zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımlarını tanımlamışlardır. Bu alışmalardan Li (1994) ve Chupin ve ark. (1998), eriyik kapanımlarını mikrotermometrik ve/veya jeokimyasal çalışmalar için kullanmışlardır. Li (1994), zirkonlarda bulunan eriyik kapanımlarının, kristalleşmenin gerçekleştiği sıcaklıklarda faz değişimleri üzerinde odaklanmış ve homojenleşme sıcaklıklarını elde etmeye çalışmıştır. Homojenleşmenin yaklaşık olarak 950-1100°C arasında gerçekleştiğini ortaya koymuş ve kapanımlardan yapmış olduğu çeşitli elektron mikroprob analizlerini de çalışmasında rapor etmiştir. Chupin ve ark. (1998), Arkean yaşlı yeşilşişt fasiyesindeki kuvarsitlerden elde ettikleri zirkon kristallerindeki eriyik kapanımlarından detaylı jeokimyasal analizler yapmışlardır. Kapanımlar kristalin şekilde geliştiği için, bunları homojenleştirme için 1 atm basınç altında ısıtma sürecinden geirmış (1250°C) ve bu süreç boyunca buhar fazlarının ortaya çıktığını belirlemişlerdir. Bu süreçte ortaya çıkan fazların ısıtma sırasında gittikçe artan içsel basına bağlamışlardır. Bu ısıtma ve homojenleşme süreçlerinden sonra, eriyik kapanımlarından ana element analizleri yaparak, eriyik kapanımları oluşumu sırasında silikat eriyik ile birlikte erimemiş olan kristallerin de kapandığını ortaya koymuşlardır. Bu durumu da kristalin, 1250°C'ye kadar ısıtıldığında bile erime durumuna geçmemiş olduğuna bağlamaktadır.

Uçucu konsantrasyonlarındaki çeşitlilik, volkanik kayalarda bulunan eriyik kapanımlarında yapılan çalışmalarda, büyük engel teşkil etmektedir. Uçucu bileşimlerindeki bu çeşitlilik, birtakım jeolojik sebeplere bağlı olarak gelişebilmektedir. Magma karışımı (Hervin ve Dunbar, 1992), kristal yerleşimi (Anderson ve ark., 2000), basınç azalmasına bağlı olarak gelişen kristalleşme (Sisson ve Layne, 1993) ve lav-geri akışı ve geri dönüşümü (Wallace ve ark. 1995, 1999) gibi süreçler pomza veya kristalde bulunan eriyik kapanımlarındaki uçucu bileşenlerinin çeşitliliğinin potansiyel sebepleri olabilmektedir.

Zirkon kristalleri eriyik kapanımları ve paylaşım katsayısı hesaplamaları ile ilgili en güncel çalışmalar Sano ve ark., (2002) ve Thomas ve ark. (2002, 2003) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalarda, zirkon kristallerinde bulunan eriyik kapanımlarından SIMS ve ID-TIMS analiz cihazları kullanılarak iz element analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizler sonucunda elde ettikleri veriler ile zirkon/eriyik iz element paylaşım katsayılarını hesaplamışlardır. Bu hesaplamalara bağlı olarak, petrojenetik süreçler boyunca eriyik gelişimini etkileyen durumları daha önceden yayınlanmış olan paylaşım katsayısı verileri ile karşılaştırarak, ortaya koymaya çalışmışlardır. Zirkon minerallerinden elde ettikleri paylaşım katsayı değerlerinin, literatürdekilerden farklı olduğunu ifade etmiş ve zirkon iz element paylaşım değerlerinin, iyonik yarıçapın logaritmik olarak artmasıyla, arttığını ve bu durumun da katsayıların yarıçapa bağımlılığını gösterdiğini ifade etmişlerdir.

Danyushevsky ve ark. (2002), çalışmalarında eriyik kapanımı bileşiminin, kayaç doğal olarak soğurken veya homojenleştirme gibi deneysel koşullarda, uçucuların çözünmesi, oksidasyonu ve/veya ana mineral faz ile kısmi tekrar dengelenme gibi süreçlerden etkilenebileceğini önermektedirler. Tüm mineral gruplarında bulunan eriyik kapanımlarının, kapanma sırasında, patlama öncesinde veya homojenleştirme deneyleri sırasında hidrojen difüzyonuna eğilimli olabileceğini, bu nedenle homojenleştirme ile elde edilen kristalleşme sıcaklıklarının, bu durum göz önünde bulundurularak yapılması gerektiğini önermektedirler.

Bodnar ve Student (2006), çalışmalarında plutonik kayalarda bulunan eriyik kapanımlarının araştırılması üzerine geliştirilen tekniklerin geçirdiği süreçleri özetlemiş ve genellikle silisik ortamlarda gelişen eriyik kapanımlarının üzerinde

durmuştur. Daha genel bir bakış açısıyla, kapanım sürecini izleyen devitrifikasyon veya kristalleşme gibi olayların üzerinde durmuşlardır.

Webster ve Thomas (2006), çalışmalarında felsik granitoyitik kayalarda bulunan eriyik kapanımları ve bunların analizi için günümüzde kullanılan teknikleri ve uygulamaları üzerinde durmuşlardır. Granitoyid kayalarından elde ettikleri eriyik kapanımı verileri ile hem bileşimsel, hem de oluşum olarak benzer diğer granitoyidlerle karşılaştırmışlar ve magma gelişimi, mineral oluşumu, sıvı eksolüsyonları gibi yorumlamalara gitmişlerdir.

De Vivo ve ark. (2005), sub-volkanik sistemlerden biri olan İtalya'nın Napoli bölgesinde ve Pontine volkanik adalarında sıvı ve eriyik kapanımı çalışmaları yapmışlardır. Düşük sülfidasyon epitermal ve porfiri sistemleri birbirine bağlayan bir kavram geliştirmişlerdir. Sıvı ve eriyik kapanımlarının, magmanın gelişimi sırasında magmatikten hidro-magmatik koşula geçiş sürecinde önemli birer kanıt olduklarını ileri sürmüşlerdir.

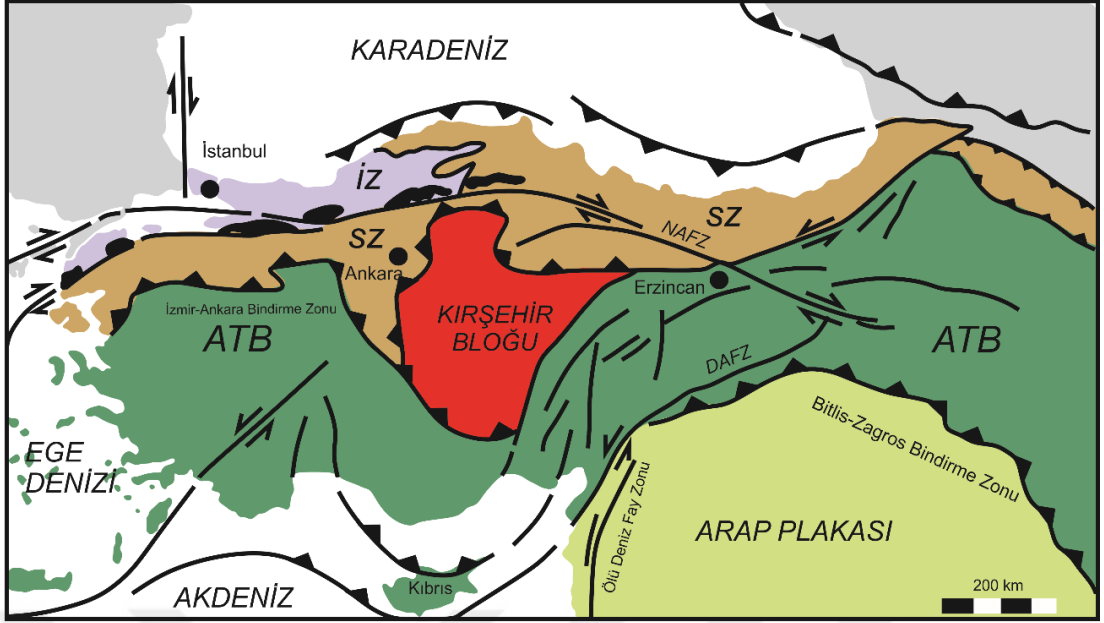
Luo ve Ayers (2009), zirkon ile peralkalin riyolitik eriyik arasında kapsamlı bir iz element paylaşımı üzerine, sıcaklık (800-1300°C), basınç (0.1–1.5 GPa) ve oksijen fugasitesi etkilerini nicel ve sistematik olarak ölçmek üzere tasarlanmış deneysel bir çalışmanın sonuçlarını sunulmaktadır. Daha sonra literatürde yayınlanan zirkon analizlerinden eriyik bileşimlerini tahmin etmek için ölçülen değerleri kullanarak ve sonuçları doğal fenokristal/matris çiftlerinden elde edilen D değerleriyle karşılaştırmışlardır.

3. JEOLJİK ÇERÇEVE

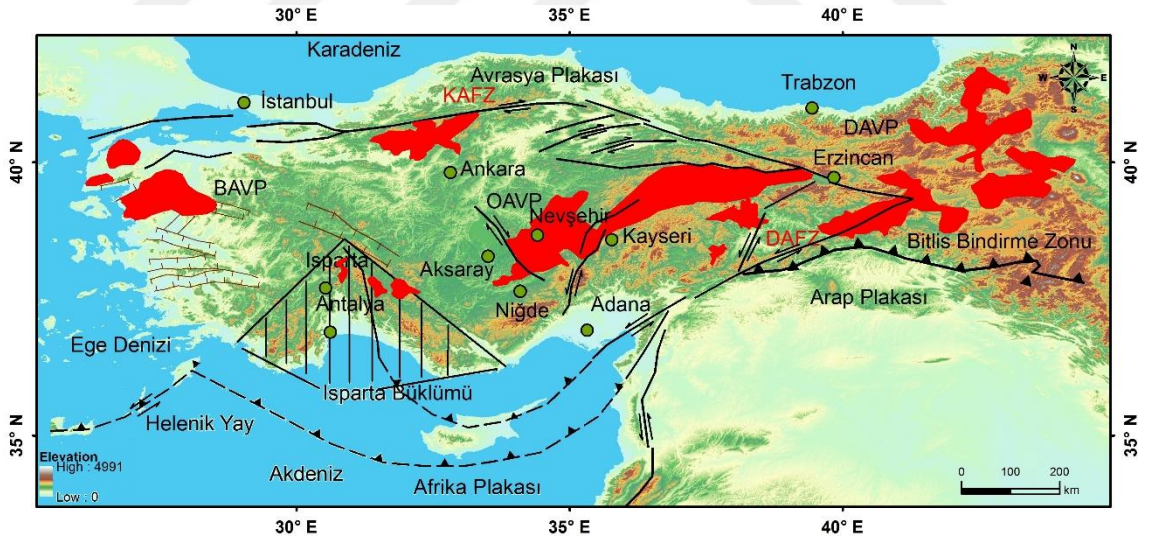
3.1. Genel Jeoloji

Çalışma alanının topografik özellikleri, bölgede gözlenen volkanik birimlere ve tektonik yapılara bağlı olarak değişiklik göstermektedir. Birimlerin büyük bir bölümü kuvvetli erozyon süreçleri sonucunda aşınmış ve peribacası şeklini almış piroklastik akıntı seviyelerinden oluşmaktadır.

Miyosen'de Afrika-Arap Plakası ile Avrasya Plakası'nın birbirine yaklaşması, yeri ve zamanı kıtasal plaka sınırlarının geometrisinin fonksiyonu olarak tanımlanabilecek karmaşık dalma-batmalar üretmiştir (Sengör ve Yılmaz, 1981). Bu dalma-batma zonları Yunanistan ve İran arasında farklı yaş ve bileşimlerde volkanik kuşakların oluşumuna neden olmuştur (Innocenti ve ark., 1982). Anadolu'da volkanizma üç ana bölgeye ayrılmaktadır: (1) Batı Anadolu Volkanik Bölgesi, Eosen'den Üst Miyosen'e kadar lavlar genellikle kalk-alkalin özellikte, daha sonra alkalin karakterine geçiş göstermektedir (Keller, 1983). Bu değişim zamanla K-G yönlü sıkışmadan K-G yönlü açılma ile gelişen tektonik rejimle alakalı olarak görülmektedir (Yılmaz, 1990). (2) Doğu Anadolu Volkanik Bölgesi, Kafkaslar ile Doğu Toroslar arasında Üst Miyosen'den itibaren güçlü bir sıkışma rejimi altında alkalin ve kalk-alkalin karakterde gelişmektedir (Innocenti ve ark. 1975, 1982; Yılmaz, 1990). (3) Orta Anadolu Volkanik Bölgesi, Geç Miyosen'den Oligosen'e kadar uzanan bir süreçte Toroslar ile Kırşehir Kristalen Masifi arasında gerçekleşmiştir (Innocenti ve ark., 1982; Pasquare ve ark., 1988). Bölgede kalkalkalin birimler hâkimdir. Kayseri ve Karaman arasındaki KD-GB volkanik eğilim, Afrika plakasının kuzeyinde bulunan ve dalan küçük okyanusal kabuk kaması kalıntısı olduğu düşünülmektedir (Şekil 3.1 ve Şekil 3.2) (Innocenti ve ark. 1975, 1982).



Şekil 3.1. Türkiye'nin ana tektonik bölgelerini gösteren şematik çizim (Sengör ve Yılmaz, 1981; Göncüoğlu ve ark., 2012; Bortolotti ve ark., 2013).



Şekil 3.2. Ana tektonik fay sistemleri ve üç ana volkanik bölgeyi gösteren Türkiye'nin jeotektonik haritası (KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu; BAVP: Batı Anadolu Volkanik Provensi, OAVP: Orta Anadolu Volkanik Provensi, DAVP: Doğu Anadolu Volkanik Provensi) (Lepetit ve ark., 2007; Viereck-Goette ve ark., 2010).

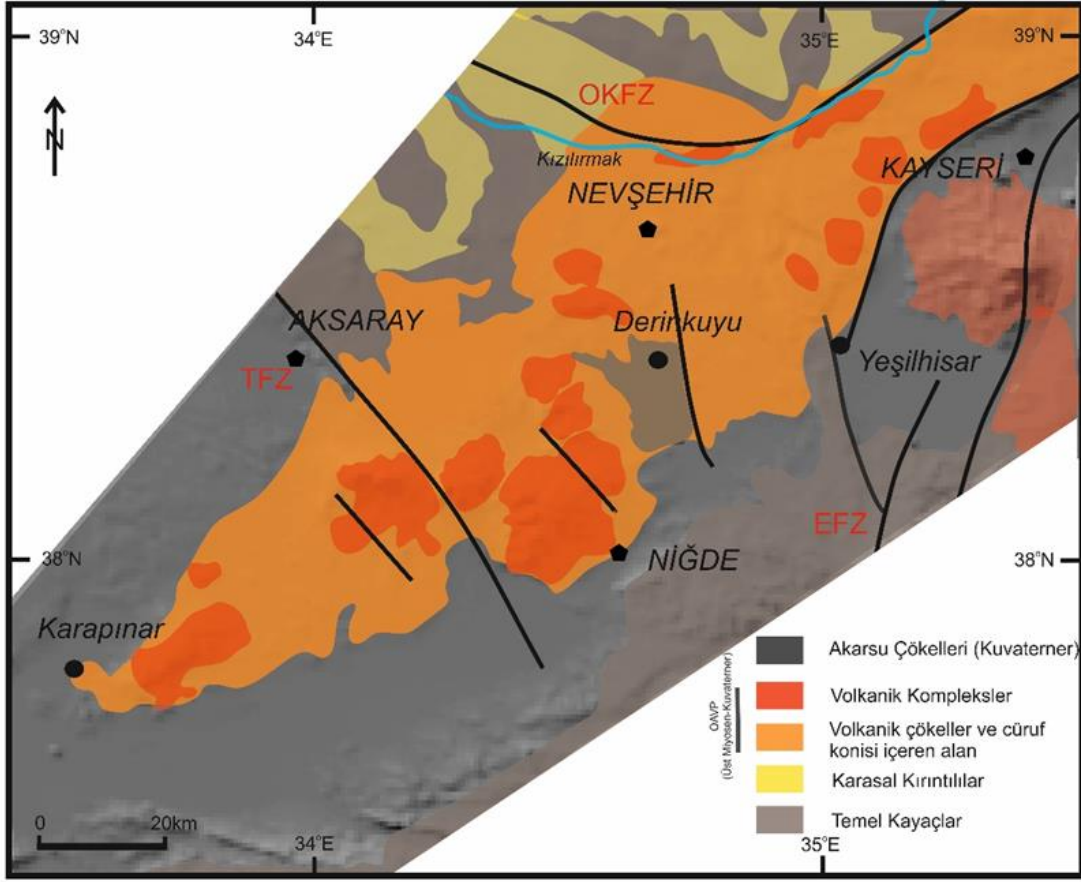
Çalışma alanında bu zamana kadar yapılan jeokimyasal, petrolojik ve petro-tektonik çalışmalar, Kapadokya Volkanik Bölgesi'nin oluşumunu üç önemli evrim basamağına ayırmaktadır (Türkecan ve ark., 2004);

(1) Geç Miyosen-Orta Miyosen: Bu dönemi temsil eden en önemli tektonik hareket Tuzgölü-Ecemiş fay sistemi ile gelişmektedir. Çalışma alanında bulunan birimler, bu fay sistemine ait bileşenler ile deforme edilmiştir. Bu fay sistemi içerisinde yer alan Tuzgölü fayının aktifliği ise Geç Kretase zamanlarına kadar dayanmaktadır. Ecemiş fay sistemi ise ilk olarak Paleosen-Eosen zamanlarında aktif olmuştur (Toprak ve Göncüoğlu, 1993). Ecemiş fay sisteminin etkin olduğu zaman aralığı genellikle andezit bileşime sahip lav akıntıları ile temsil edilmektedir (Pasquare ve ark., 1988).

(2) Orta Miyosen-Erken Miyosen: Bu dönemde, Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde küçük çaplı fay sistemleri etkin olmuştur. Bununla birlikte, KB-GD yönünde gelişen bir açılma rejimi kısa bir süreliğine bölgede etkin olmuştur. Bu dönemi temsil eden en yaşlı birimler Keçikalesi ve Kızılçın volkanik birimleridir. Bölgede hâkim ilk volkanik olayın KD-GB açılma rejimini takiben geliştiği düşünülmektedir. Bu dönemde etkin olan açılma ve sonunda gelişen volkanizma, volkanoklastik birimlerin açılma bölgesinde karasal-gölsel sedimanlar ile beraber depolanmasına neden olmuştur. Güncel açılma bölgesi, Kızılırmak ve Niğde fay zonları ile kuzey ve güneyde sınırlandırılmaktadır. Yine bu dönemde volkanik sistemin en büyük komplekslerinden Keçiboyunduran ve Melendiz birimlerinin oluşumu gerçekleşmiştir (Toprak ve Göncüoğlu, 1993). Ürgüp'ün kuzey ve kuzeydoğusunda gelişen bazaltik akıntılar dönemin aktif ürünleri olarak tanımlanmakta ve yine Ürgüp ve Nevşehir arasındaki bölgelerde yukarıda bahsi geçen ve çalışmanın konusu olan piroklastik akıntı birimleri yüzlek vermektedir (Pasquare ve ark. 1988).

(3) Geç Pliyosen-Yakın Zaman: Bölgede geç Pliyosen'e kadar etkin olan ve açılmaya neden olan fay sistemlerinin hareketi durmaktadır. Aynı zamanda, yukarıda bahsi geçen fay sistemleri, etkin volkanizma ürünleri ve sedimanter birimler tarafından örtülmüştür. Meydana gelen deformasyonlar Tuzgölü-Ecemiş fay sistemi tarafından gerçekleştirilmekte ve aynı zamanda Erciyes, Hasandağ

stratavolkanlarının, monojenik merkez ve cüruf konilerinin oluşumunda etkin rol oynamaktadırlar (Şekil 3.3).



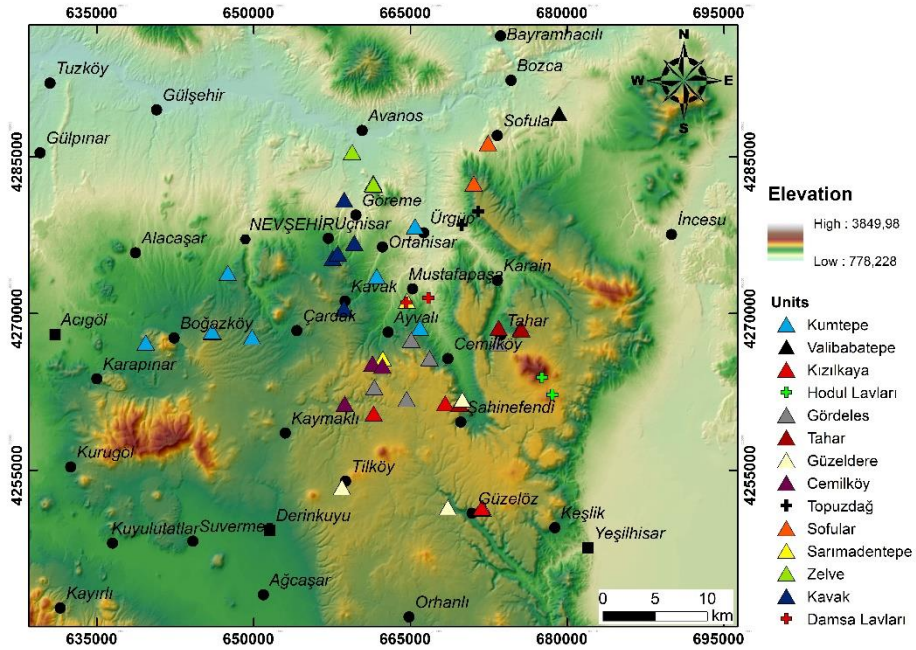
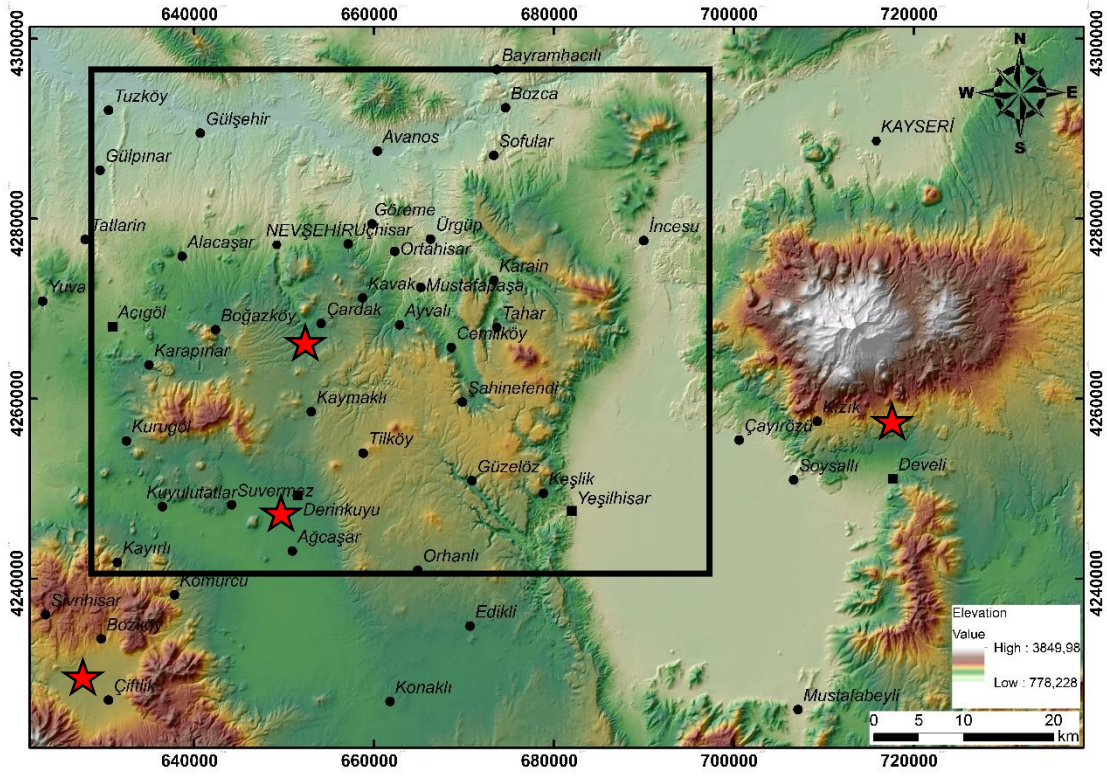
Şekil 3.3. Nevşehir yöresi temel kayaçları gösteren genelleştirilmiş harita (Toprak ve ark., 1994).

3.1.2. Nevşehir Platosu

Kapadokya, Orta Anadolu Volkanik Bölgesi'nin merkezinde yer almaktadır. Neojen'den itibaren gelişen volkanik aktivite riyodasitik-riyolitik ignimbiritlerin, 11.2 ve 2.8 Milyon yılları arasında yerleşimine neden olmuştur (Innocenti ve ark., 1975; Besang ve ark., 1977; Temel, 1992). Bu ignimbiritler, bölgede gelişmekte olan karasal sedimanlar ile ara katmanlı olarak görülmektedir. Volkanosedimanter seviyeler kuzeyde Kırşehir Masifi, güneyde Toros Sıradağları ile sınırlandırılmış bir baseni doldurur şekilde gelişmiştir.

Kapadokya Volkanik aktivitesi Erdaş Dağ, Melendiz Dağ, Koç Dağ ve Develi Dağ gibi geniş Miyosen stratovolkanlarını da üretmiştir. Pleyistosen'den itibaren volkanik aktivite, Hasan Dağ ve Erciyes Dağ gibi iki stratovolkan ve yaygın monojenetik merkezler ile temsil edilmektedir (Aydar ve ark. 1998; Şen ve ark., 2003; Kürkcüoğlu ve ark. 2001, 2004). Yaklaşık 1 milyon yıl yaşındaki Göllüdağ asidik domların oluşturduğu kompleks, Melendiz Dağ stratovolkanının kuzeyinde yer almaktadır (Bigazzi ve ark., 1993; Aydın ve ark., 2014). Erdaş Dağ Masifi'nin kuzeyine doğru asidik dom ve maarların oluşturduğu Acigöl Kompleksi, yaklaşık olarak 150 bin yıl ile 15 bin yılları arasında gelişmiştir (Bigazzi ve ark., 1993; Schmitt ve ark., 2011; Aydın ve ark., 2014). Göllüdağ ile Erdaş Dağ Masifi'nin arasında, stromboliyen tip cüruf konilerinin geliştiği bir alan bulunmaktadır (Şekil 3.4).





Şekil 3.4. Çalışma alanı sayısal arazi modeli ve birimlere ait örneklerin yerlerini gösteren lokasyon haritası (DEM: Digital Elevation Model). Kırmızı yıldızlar, bölgede yayılım gösteren piroklastik akıntı birimlerinin muhtemel kaynak bölgelerini göstermektedir (Beekman, 1966; Pasquare ve ark., 1988; Schumacher ve Mues-Schumacher, 1996, 1997; Le Pennec ve ark., 1994, 1998; Froger ve ark., 1998; Le Pennec, 2000; Şen ve ark., 2003; Mues-Schumacher ve ark., 2004).

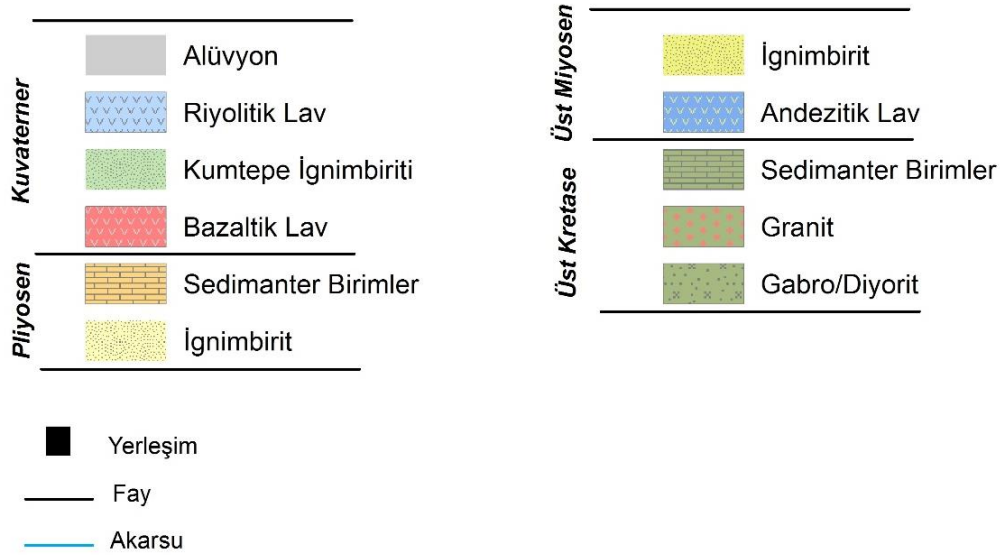
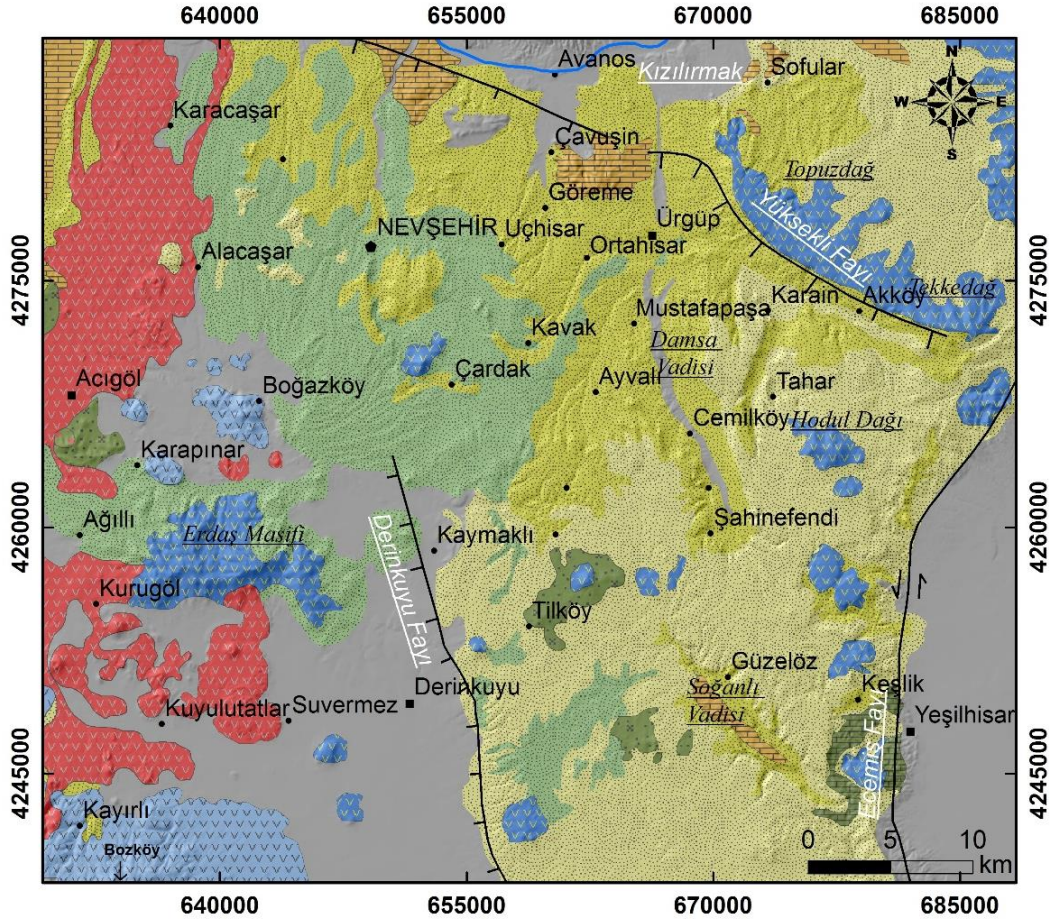
3.2. Nevşehir Platosu İgnimbiritleri

Kapadokya bölgesine ait ignimbiritler, Nevşehir platosunda, Kırşehir Masifi ve Toros Sıradağları ile Tuz Gölü ve Sultansazlığı Baseni arasında geniş bir yayılım göstermektedir (Şekil 3.5). Piroklastik akıntı seviyeleri, 9.43 - 9.12 My yaşa sahip olan karasal-gölsel sedimanlarla birbirinden ayrılan dört farklı akış biriminden oluşan Kavak ignimbiriti ile başlamaktadır (Innocenti ve ark., 1975; Temel, 1992; Aydar ve ark., 2012). Kavak ignimbiritini Miyo-Pliyosen yaşlı altı ignimbirit takip etmektedir: (1) 9.13 My yaşındaki Zelve ignimbiriti (Le Pennec, 1991; Aydar ve ark., 2012) (2) 8.32 My yaşındaki Sarımadentepe ignimbiriti (Innocenti ve ark., 1975; Aydar ve ark., 2012) (3) 6.6 My yaşa sahip Cemilköy ignimbiriti (Aydar ve ark., 2012) (4) 6.07 My yaşa sahip Tahar ignimbiriti (5) 7.8 - 6.33 My yaşa sahip Gördeles ignimbiriti (Innocenti ve ark., 1975; Aydar ve ark., 2012) ve (6) 5.0 - 5.11 My yaşa sahip Kızılkaya ignimbiriti (Innocenti ve ark., 1975; Besang ve ark., 1977; Aydar ve ark., 2012) ve bu birimlerin üzerine Erciyes volkanının ürünü olan Pliyosen yaşlı (2.52 My) Valibabatepe ignimbiriti gelmektedir (Aydar ve ark., 2012; Şen ve ark., 2003). Bununla beraber Kuvaterner'de meydana gelen volkanizmanın ürünleri bölgeyi ve Miyosen yaşlı ignimbiritleri örtecek şekilde gelişmiştir (Druitt ve ark., 1995) (Şekil 3.6).

Yaklaşık 20.000 km²'lik alanda yayılım gösteren piroklastik akıntı birimleri, Nevşehir Platosu sınırlarını da aşmaktadır (Froger ve ark.,1998). Bu geniş yayılıma sahip ignimbirit seviyeleri, yaklaşık >870 km³'lük bir hacme sahiptir. Geniş ignimbirit akıntılarında neden olan patlamalar, çalışma alanında büyük kaldera oluşumları ile ilişkili olarak gelişmektedir (Froger ve ark., 1998).

Beekman, 1966	Pasquaré, 1968	Innocenti ve ark., 1975	Besang ve ark., 1977	Temel, 1992	Le Pennec et al., 1994	Schumacher ve ark., 1990	Schumacher ve Schumacher, 1996	Le Pennec ve ark., 2005	Viereck-Goette ve ark., 2010	Aydar ve ark., 2012
		K/A/R		K/A/R			K/A/R	Muchamad Yag analizi		⁴⁹ A/ ²⁰ A/R ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
	Valibabatepe	Valibabatepe 2.7±0.1 2.8±0.1 3.0±0.1			Valibabatepe	Valibabatepe	Valibabatepe-Sofular 1.1±0.1 2.8±0.1	Valibabatepe 2.6-3.0	Incesu Member	Kumtepe 2.52±0.49
		Andesite (5My)								
	Sofular	Karahoyuk 4.4±0.1								
Kizilkaya	Incesu	Baskoy 5.4±1.1	Kizilkaya 4.9±0.2 5.5±0.2		Kizilkaya	Kizilkaya	Kizilkaya 4.3±0.2 4.3±0.2 4.5±0.2	Kizilkaya 4.5-5.5	Kizilkaya Member	Kizilkaya 5.19±0.07 5.11±0.37
	Gordeles	Sofular 6.8±1.4			Sofular					
	Gordeles	Gordeles 7.8±1.6			Gordeles	Gordeles	Gordeles 4.0±0.2	Gordeles 6.8-7.6	Gordeles Member	Gordeles 6.34±0.07 6.33±0.23
	Tahar	Tahar			Tahar	Tahar	Tahar	Tahar 7.2-7.8	Tahar Member	Tahar 6.14±0.22 6.07±0.67
Selime Tuff	Cemilkoy	Cemilkoy			Cemilkoy	Cemilkoy	Cemilkoy 6.5±0.2 6.8±0.2	Cemilkoy 7.6-8.4	Cemilkoy Member	Cemilkoy 7.20±0.09 6.66±0.40
Gostuk										
	Sarımadenentepe	Sarımadenentepe 8.0±1.6 8.2±1.6			Sarımadenentepe	Sarımadenentepe	Sarımadenentepe 7.5±0.2 7.7±0.2 8.9±0.2	Sarımadenentepe 8.03-8.7	Sarımadenentepe	Sarımadenentepe 8.44±0.12 8.59±0.51
					Zelve	Akdag	Akdag-Zelve 7.5±0.2 7.7±0.2 8.9±0.2	Zelve 8.5-9.0	Zelve Member	Zelve 9.19±0.15 9.13±0.40
	Kavak	Kavak 8.6±1.7		Kavak 11.2±2.5	Kavak	Upper Goreme	Upper Goreme 7.3±0.2 8.7±0.2 9.2±0.2	Kavak 9.0-14	Kavak Member	Kavak 9.20±0.10 9.19/0.05-0.06 9.12±0.09 9.13±0.51
	Akkoy	Akkoy 8.5±0.2				Lower Goreme	Lower Goreme		Lower&Upper Goreme Beds Lower&Upper Uchisar Beds	
									Güvercinlik Member	
									Ereski Member	

Şekil 3.5. Nevşehir Platosu ignimbritlerinin, önceki çalışmalara ve elde edilen yaş verilerine göre stratigrafik korelasyonu (Aydar ve ark., 2012).

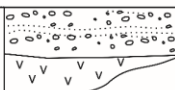



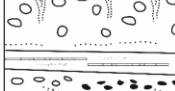
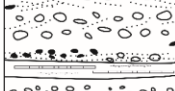



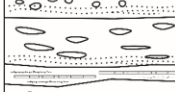
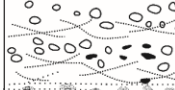
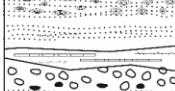
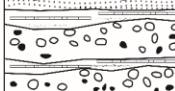
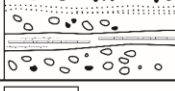










Şekil 3.6. Çalışma alanında bulunan piroklastik akıntı birimleri ve bölgede yaygın olarak gözlenen bazaltik/andezitik lav akıntıları ile riyolitik dom/lav akıntılarını gösteren litoloji haritası. Mostralarına genellikle Tilköy ve Acıgöl çevresinde rastlanılan Üst Kretase gabro/diyorit ve granitik kütleler, çalışma alanının temel kayaçlarını temsil etmektedir.

3.3. Volkanostratigrafi

Üst Miyosen'de meydana gelen patlamalı volkanizma sonucunda oluşan piroklastik birimler, çalışma alanında geniş yayılım gösteren piroklastik akıntı çökelleri şeklinde gelişmektedir. İgnimbiritler, birçok bölgede karasal ve gölgesel sedimanter birimlerle ara katmalı olarak gözlenmektedir. Pasquare (1968), bölgede yaklaşık 6 Milyon yıllık bir süre zarfında çökelimlerine devam eden ve karasal-gölgesel sedimanlar ile birlikte gelişen ignimbiritler ile lav akıntıları ve yer yer paleotoprak seviyelerinden oluşan birimleri, "Ürgüp Formasyonu" olarak tanımlamıştır. Pasquare (1968), günümüzde halen kullanımına devam edilen ignimbirit tanımlamaları ve adlandırmalarını, tip kesitlerin görüldüğü köy ve/veya tepelere göre yapmıştır. Le Pennec ve ark. (1994) ise, Nevşehir Platosu'nda yaygın olarak gözlenen ignimbiritleri, stratigrafik konumlarına bağlı olarak üç ayrı bölgeye ayırmıştır. Çalışma alanının doğusunda, en kalın mostralarını veren birimleri, 9 ayrı piroklastik akıntı seviyesi (Kavak, Zelve, Sarımadentepe, Cemilköy, Tahar, Gördeles, Sofular, Kızılkaya ve Valibabatepe) olarak tanımlamıştır.

Çalışma alanında gözlenen ignimbiritler, genel olarak sedimantolojik özelliklerine, fenokristal içeriklerine, pomza kabarcık davranışına, pliniyen geri düşme seviyelerinin varlığı ve karakterine ve son olarak litik içeriklerine göre sınıflandırılmaktadır (Şekil 3.7). İgnimbiritler arazide çoğunlukla, soğuma seviyesi ve yer yer litik taneler bakımından zengin pomza geri düşme seviyeleri ile birlikte bulunmaktadır. Litiklerin büyük bir çoğunluğu, bazaltik-ortaç bileşimleri temsil eden volkanik parçalardan oluşmaktadır.

LİTOLOJİ			Yaş (My)	Yayılm Alanı (km ²)	Hacim (km ³)	Aspect Oranı
PLEYİSTOSEN		Kumtepe				
		Acıgöl Bazaltları				
PLİYOSEN		Valibabatepe	2.52±0.49	5200	100	1:4000
		Kızılkaya	5.11±0.37	10600	180	1:7000
ÜST MİYOSEN		Hodul Dağı Lavları				
		Gördeles	6.33±0.23	3600	100	1:2200
		Tahar	6.07±0.67	100	25	1:1500
		Yerel Geri Düşme	6.90±0.34 6.76±0.30 6.96±0.28			
		Cemilköy	6.66±0.40	8600	300	1:3100
		Topuzdağ Lavları				
		Sofular	8.32±0.37	100	1	1:1100
		Sarımadentepe	8.59±0.51	3900	80	1:3600
		Zelve	9.13±0.40	4200	120	1:2700
		Kavak	9.43±0.38 10.0±0.5 9.13±0.51	2600	80	1:2000

	pomza		litik		karasal-gölsel sedimanlar		geri düşme
	gaz kaçış bacası		akresyonel lapilli		reworked malzeme		rekristalize pomza

Şekil 3.7. Çalışma alanında bulunan 10 adet ignimbrit seviyesinin lav akıntı birimleri ve karasal-gölsel sedimanter birimler ile ara katmanlı olarak geliştiğini gösteren genelleştirilmiş stratigrafik kesit (Aydar ve ark. 2012). Renk skalası ana metin içerisinde kullanılan sembolojilerde birimleri ifade etmektedir. Yayılm alanı, hacim ve aspect oranı değerleri Le Pennec ve ark. (1994)'den, yaş verileri ise Aydar ve ark. (2012)'den alınmıştır.

3.3.1. Temel Kayaçlar

Çalışma alanının en yaşlı magmatik kayaçları, Acıgöl ilçesi ve çevresinde, yer yer alterasyona uğramış, yer yer aplit damarları ile kesilmiş granitik kütleler ile temsil edilmektedir. Bu birimden alınan örneklerden, zirkon U-Pb yaş yöntemiyle 77 ± 4.4 My'lık bir yaş elde edilmiştir (Aydar ve ark., 2012). Çalışma alanında özellikle bu birimlerle beraber gabroyik kütlelere, Acıgöl, Keşlik ve Tilköy civarında sıklıkla rastlanmaktadır. Gabro/diyorit olarak tanımlanan birimlerin Üst Kretase Karakaya Ultramafit kayaçları içerisinde yer aldığı ilk olarak Seymen (1981) tarafından ortaya konmuştur (Şekil 3.8).



Şekil 3.8. Çalışma alanında temel kayaçları temsil eden diyoritik birimler (Güzelöz köyü girişi).

3.3.2. Miyosen Volkanikleri

Çalışma alanına ait Miyosen yaşlı volkanik kayalar, yayımlı (efüzif) ve patlamalı (eksploziv) volkanizma ürünleri olarak ikiye ayrılmaktadır.

3.3.2.1. Yayımlı (Efüzif) Volkanizma

Çalışma alanındaki yayımlı volkanizma bölgenin güneybatısında yer alan Erdaş Andezitik Kompleksi ve ilişkili lav akıntıları ile batısında yer alan Damsa, Hodul, Topuzdağ Lavları ile temsil edilmektedir (Şekil 3.9).



Şekil 3.9. Çalışma alanında gelişen yayımlı (efüzif) volkanizma ürünleri, <http://www.earth.google.com> [Mart 26, 2018].

3.3.2.2. Patlamalı (Eksploziv) Volkanizma

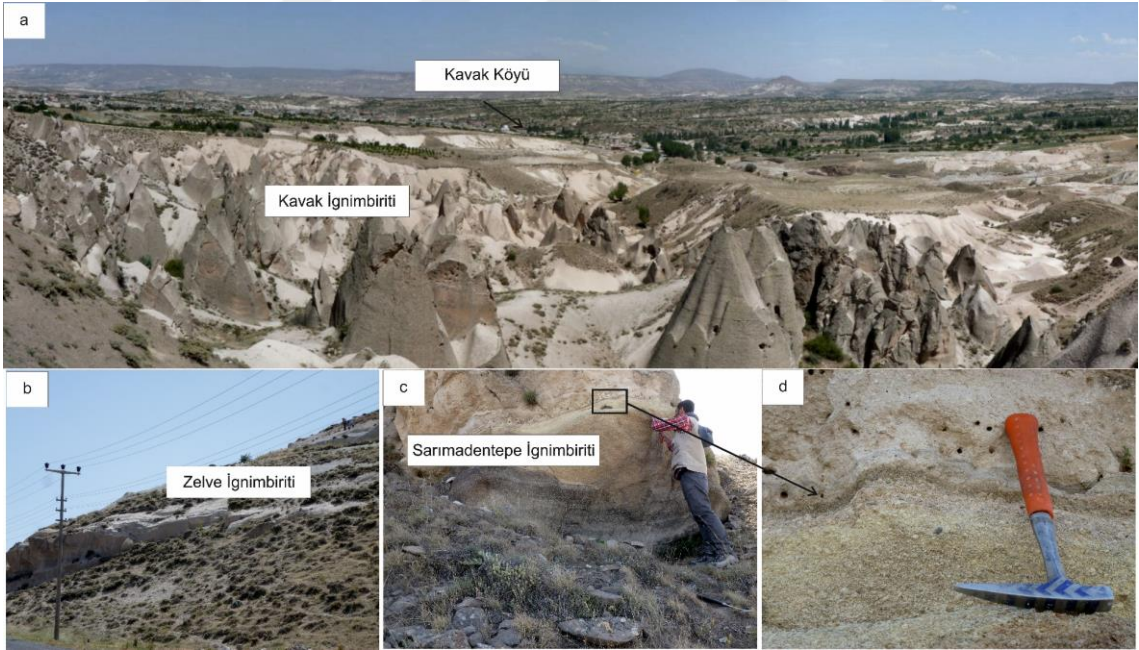
Çalışma alanı Miyosen patlamalı volkanizma ürünleri; Kavak (Kavak-1, Kavak-2, Kavak-3, Kavak-4), Zelve, Sarımadentepe, Cemilköy, Gördeles, Tahar, Kızılkaya ignimbirit akıntıları ile temsil edilmektedir. Bu ignimbirit akıntılarının birçok yerde karasal-gölsel sedimanlar ve lav akıntıları ile ara katmanlı olarak yerleştiği gözlenmektedir.

Kavak İgnimbiriti

Kavak ignimbiritleri, Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde nispeten kısa bir sürede tekrarlanan çok sayıda patlama dizisine sahip en eski piroklastik akış birimlerini temsil etmektedir. Birimin en iyi gözlemlendiği yer Kavak köyü ve civarıdır (Şekil

3.10). Kavak ignimbiriti, Ürgüp, Nevşehir ve Avanos'da yer yer yüzey sularının ikincil alterasyonu sonucunda farklı renk tonlarında (sarı ve kırmızı) görülmektedir. En kalın mostralarına muhtemel kaynak bölgesi olan Çardak'ın kuzeydoğu kesiminde rastlanmaktadır (Froger ve ark., 1998). Topuzdağ'ın batı yamacında ve Kızılırmak boyunca birimin kalınlığında azalma görülmektedir. Kavak ignimbiriti yaş olarak birbirine çok benzer dört ayrı akıntı birimine (Kavak-1'den Kavak-4'e) ayrılmaktadır (Şekil 3.11).

Kavak ignimbiriti akıntı birimleri, mineralojik, pomza dokusu ve sedimentolojik karakteristikleri bakımından çok büyük benzerlik göstermektedirler. Kristal bakımından zengin, iri gözenekli, yer yer lifsi pomzaları, riolitik karakterde olup fenokristal fazı olarak, plajiyoklaz, kuvars, biyotit ve çok az oranlarda oksit mineralleri ile alkali feldispat içermektedir. Pomzaları oldukça karakteristik 3-5 mm'yi bulan biyotit kristalleri ile tanımlanmaktadır. Litik içerikleri genellikle hornblend ve biyotit içeren andezit ve dasitlerdir (Pasquare, 1968). Birimler arasında gözlenen görsel sedimanların varlığı, akıntıların birçok patlama fazı sonucunda geliştiğini göstermektedir.



Şekil 3.10. Kavak ignimbiriti, stratigrafik olarak üzerine gelen Zelve ve Sarımadentepe ignimbiritleri arazi görünümü (Kavak Köyü).

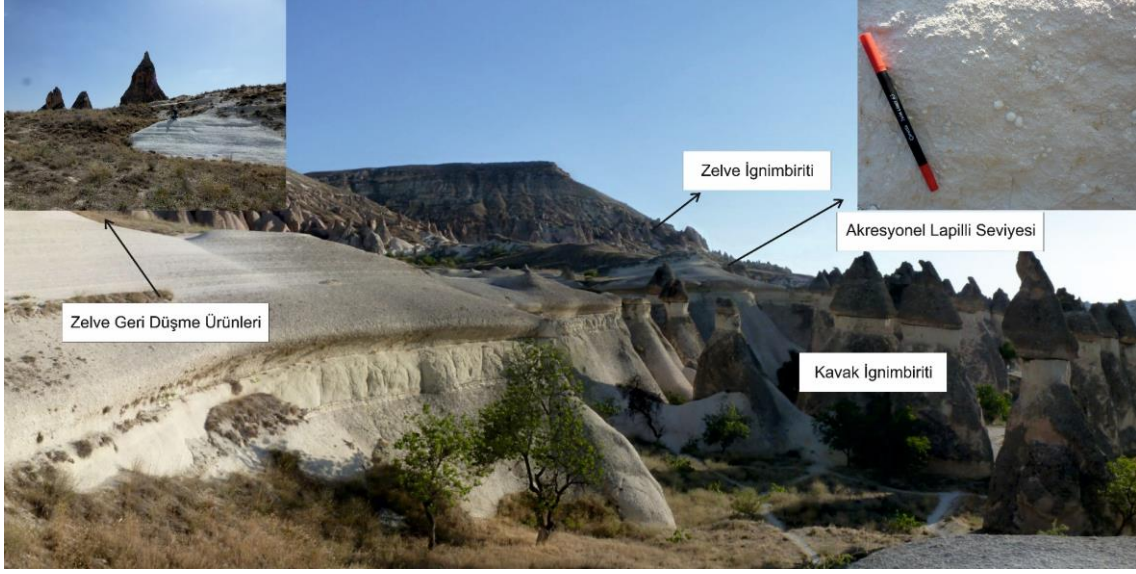


Şekil 3.11. Kavak ignimbiriti seviyeleri (a) Zemi Vadisi (b) Ayvalı Köyü (c) Güvercinlik Vadisi.

Kavak ignimbiriti altta beyaz ve gri renkte kül seviyesi ile başlamaktadır. Bunun üzerine gelen Kavak-1 akıntısı, ince taneli ve pomza bakımından baskın bir seviye ile gelmektedir. Tavanda, bu birim içerisinde boyutları yaklaşık 12 cm'ye kadar ulaşan iri taneli pomza içeren seviyeler gözlenmektedir. Kavak-2, yaklaşık 63 cm'lik geri düşme çökeline sonra litik baskın seviye ile başlamakta ve hemen pomza bakımından seviyelere geçerek tavana doğru tedrici olarak kül baskın akış özelliği göstermektedir. Birim içerisinde yer yer reworked seviyeleri de görülmektedir. Tabanda kül baskın seviye ile başlayan Kavak-3, karasal ve gölsel sedimanter birimler tarafından üzerlenmektedir. Daha sonra pomza baskın geri düşme ve bunların üzerine arazide yaygın olarak gözlenen pembe renkli yer yer alterasyona uğramış, yer yer kül ara katkılı Kavak-4 akıntı ünitesi gelmektedir. Kavak-4 akıntı seviyesi içerisinde Karacaşar yakınlarında o dönemde yaygın olan Gergedan (*Rhinocerotidae*) canlısına ait olan kafatası ve kemiklerine ait (üst ve alt çene, uyluk kemiği) kalıntıları bulunmuştur (Antoine ve ark., 2012). Kavak ignimbiriti akıntı birimleri 2600 km²'lik bir alanda ve 80 km³'lük bir hacimde yayılım göstermektedir (Le Pennec ve ark., 1994). Genellikle Zelve ignimbiriti ile olan dokanağı kolaylıkla takip edilebilmektedir. Bununla birlikte, Zemi Vadisi, Göreme ve Çavuşin dışındaki bölgelerde Kavak ignimbiritine ait seviyelerin ayrımı oldukça zordur. Arazide genellikle orta derecede ve/veya iyi derecede pekişmiş fakat kaynaklanmamış olarak gözlenmektedirler.

Zelve İgnimbiriti

Zelve ignimbiriti, Kavak ignimbiritinden sonra stratigrafik olarak bölgede yaygın olarak gözlenen bir diğer ignimbirit akıntısını temsil etmektedir. Birim, en iyi Zelve Vadisi ve burada bulunan Zelve Açık Hava Müzesi'nde gözlenmektedir (Şekil 3.12). Le Pennec ve ark. (1994) birimin 4200 km²'lik bir alanda ve yaklaşık 120 km³'lük bir hacimde yayılım gösterdiğini ortaya koymuştur. Zelve ignimbiritinin tabanında, yaklaşık kalınlığı 5 ila 12 m arasında değişen beyaz renkte geri düşme seviyesi bulunmaktadır. Bu seviye stratigrafik olarak Zelve ignimbiritini, Kavak ignimbiritinden ayırt edilebilmesine yardımcı olan belirleyici seviyedir. Ayrıca bu seviye bölgede "Esbelli Taşı" olarak bilinen yapı malzemesinin kaynağı olarak sıklıkla kullanılmaktadır. Birimin pomzalarının boyutları, Bozdağ eteklerinde yaklaşık olarak 7-10 cm, Sarımaden Tepe eteklerinde ise 10-20 cm arasında değişmektedir. Bununla birlikte hem geri düşme seviyesinde, hem de ana akıntı seviyesinde bulunan pomzalar, lifsi, tüp şeklinde gelişen gözenekleri, inci parlaklığında, afirik ve/veya subafirik ve az fenokristal içermesi ile kolaylıkla ayırt edilmektedir. Birim kül bakımından zengin bir seviye ile başlamakta ve daha sonra pomza geri düşme seviyesi gözlenmektedir. Pomza geri düşme ile ana ignimbirit akıntı ünitesi arasında yaklaşık boyutları 0.5 cm olan akresyonel lapilli içeren kül bakımından zengin bir seviye bulunmaktadır. Son olarak litik parçalar bakımından zengin sarımsı-beyaz, pembe pekişmemiş ignimbiritten oluşan tek bir soğuma ünitesi yerleşmektedir. Bu akıntı seviyesi, boyutları tabanda yaklaşık 8-10 cm bulan pomza bakımından zengin seviye ile başlamakta ve orta seviyelere doğru kül baskın seviyelere geçiş göstermektedir. Arazide genellikle pekişmiş fakat kaynaklanmamış olarak gözlenen birim özellikle Ulaşlı-Çökek arasında ana ignimbirit akıntısı içerisinde litik bakımından zengin akışın yüksek enerjili yayılım çökeli olarak geliştiğini gösteren seviyeler içermektedir. Zelve ignimbiritinin ana akıntı birimi, orta seviyeleri kül bakımından zengin ve pomzalarda ters derecelenme gösteren birden çok akış seviyesi içermektedir (Schumacher ve Mues-Schumacher, 1997).

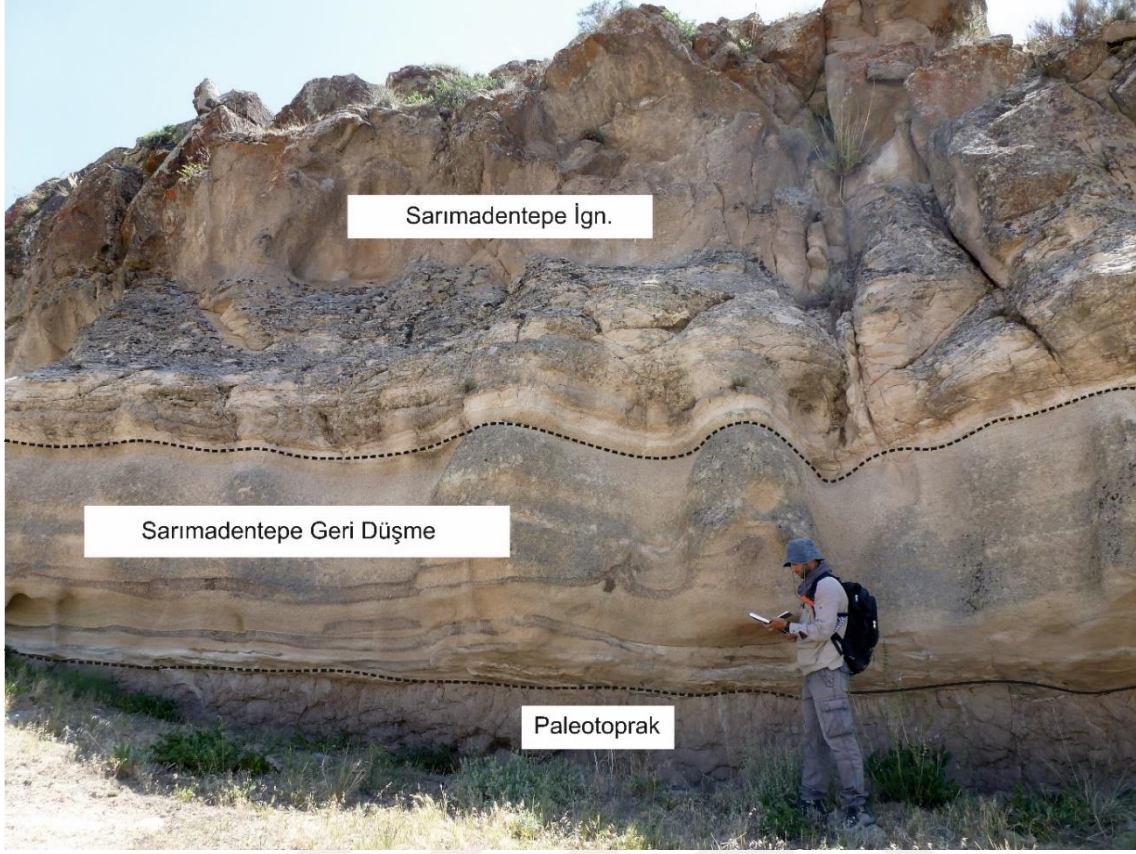


Şekil 3.12. Zelve ignimbiriti arazi görünümü. Geri düşme seviyesi ve akıntı ünitesi ile birlikte.

Kızılırmak kenarında bulunan Sarıhıdır, Tuzköy ve Gülşehir köylerinde, Zelve ignimbiriti, hidrotermal alterasyona uğrayarak gözenekli ve masif bir halde değişime uğramış olarak görülmektedir. Bununla birlikte Zelve ignimbiritinin bölgenin en kuzeydoğu kesimlerinde bulunan mostralarında, kil matriks içerisinde kil topları ve pomza lapillilerinin karışımı şeklinde geliştiği görülmektedir. Geri düşme çökellerinin en yakın fasiyesine, Sarımaden Tepe civarında rastlanılmaktadır. Ürgüp'ün güneyi ve batısında 1200-1150 m'lerde bulunan Zelve, Kızılırmak'a doğru yükseklik değeri 950 m'ye kadar azalmaktadır. Zelve ignimbiritinin kalınlığı, Bozdağ-Çavuşin civarında 102 m'ye kadar ulaşmaktadır. Bozdağ'da yaklaşık olarak 90 m kalınlığa ulaşmakta ve beyazdan, pembeye değişen renkler sunmaktadır. Burada daha sonra üzerine, yaklaşık 40 m kalınlığında karasal çökeller ile yine yaklaşık 45 m kalınlığında gösel karbonatlı birimler gelmektedir. Zelve ignimbiriti geri düşme ürünlerinin, pomza boyutlarına bağlı olarak çizilen izopak haritaları, kaynak bölgesi olarak Nevşehir'in güneybatısını göstermektedir (Le Pennec ve ark., 1994).

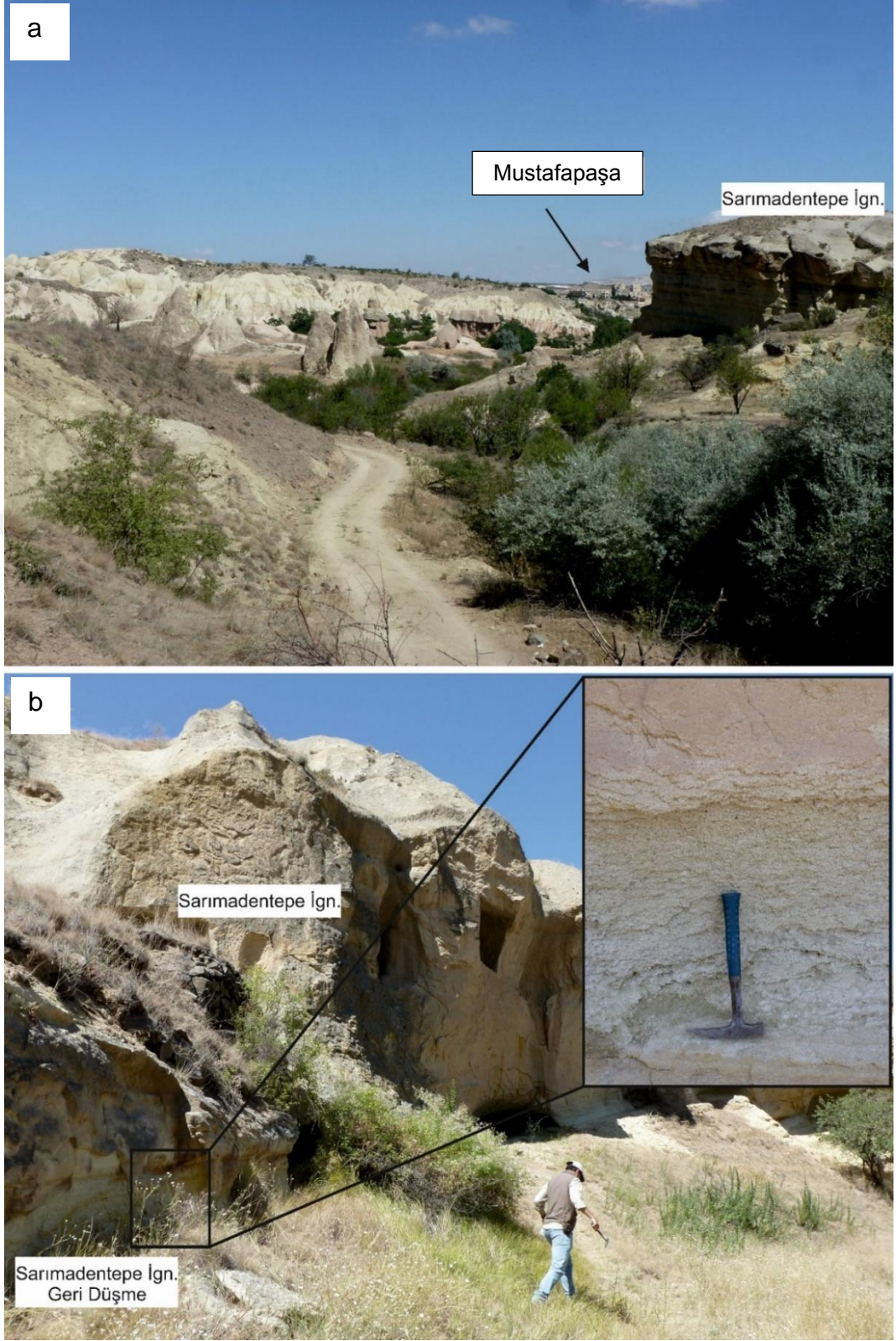
Sarımadentepe İgnimbiriti

Bölgede nadiren karşılaşılan piroklastik akıntısını temsil eden Sarımadentepe ignimbiriti, stratigrafik olarak Zelve ignimbiritini üzerlemektedir. Ayvalı Köyü batısında bulunan Sarımadentepe'den adını alan bu ignimbirit, sahada özellikle iyi derecede pekişmiş ve kaynaklanmış olarak karşımıza çıkmaktadır. Genellikle Kurşunlu Tepe eteklerinde, Çardak köyü güneydoğusunda ve Ayvalı köyü güneyinde gözlenmektedir (Şekil 3.13). Tabanda 90 cm ve yer yer daha fazla kalınlığa sahip iyi pekişmiş pomza geri düşme seviyesi ile başlamaktadır. Sarımadentepe ignimbiriti akıntı birimi ise karakteristik düşey olarak renk ve kristal içeriği bakımından çeşitlilik sunmaktadır. Akıntı, tabanda beyaz kristal bakımından fakir bir özellik sunarken, tavanda koyu kahve-kızıl kahve renkte ve kristal bakımından zengin olarak gözlenmektedir. Özellikle birim kendi içerisinde tavan kısmının tabana göre daha az pekişmiş özellik gösterdiği ve tabanda bulunan pomzaların büyük oranda yassılaştığı şekilde bulunduğu görülmektedir. Birim, 3900 km²'lik bir alanda ve 80 km³'lük bir hacimde yayılım göstermektedir (Le Pennec ve ark., 1994). Bununla birlikte, Viereck-Goette ve ark. (2010) ise aynı birim için 110 km³'lük bir hacim önermiştir. Yapılan arazi çalışmaları ile bu ignimbiritin bahsedildiği kadar geniş hacimli olmadığı, aksine mostralarına sadece Ayvalı ve Kurşunlu Tepe civarında rastlanıldığı sonucuna varılmıştır.

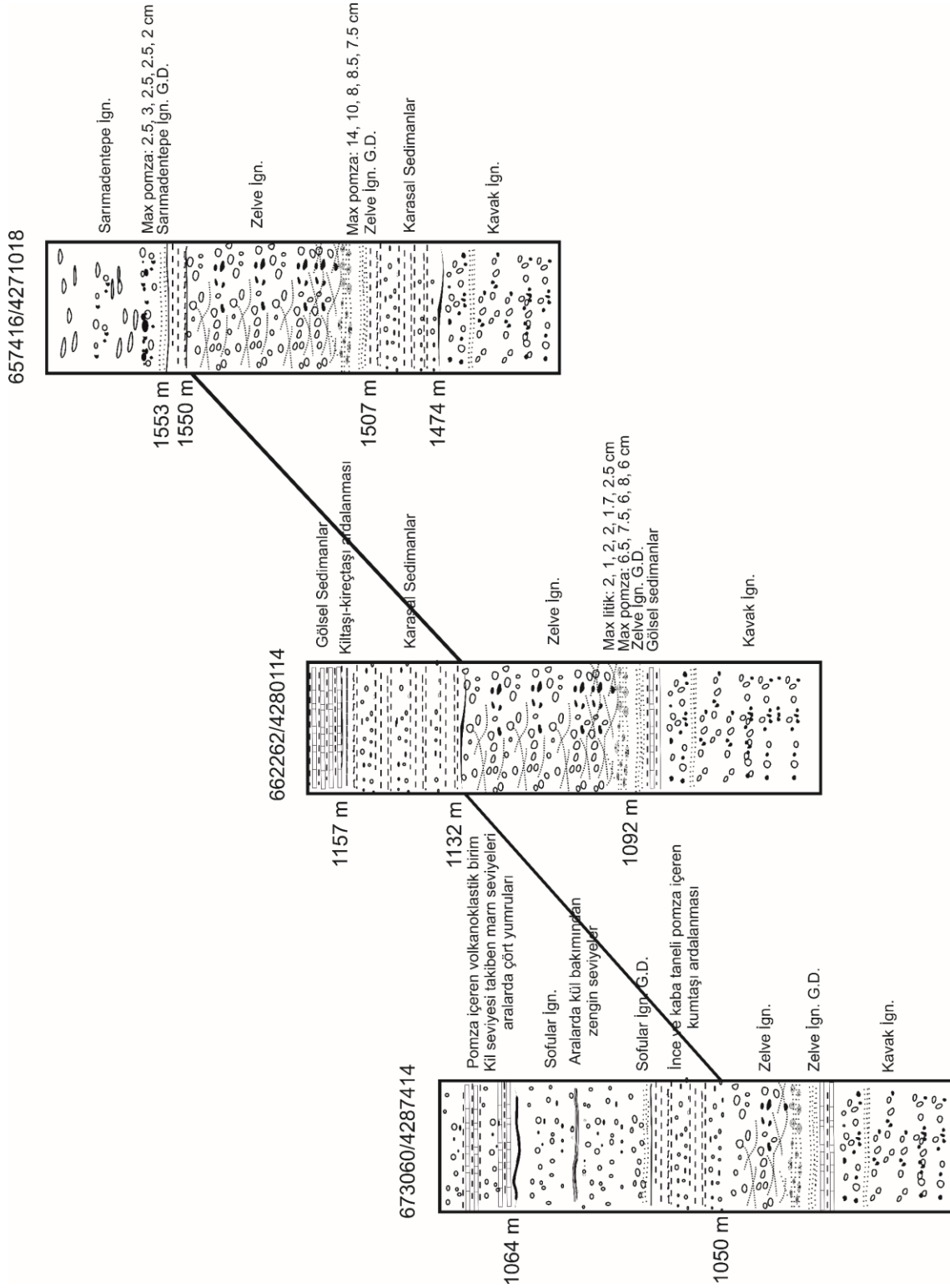


Şekil 3.13. Sarımadentepe ignimbiriti arazi görünümü. Yaklaşık 2m'lik geri düşme seviyesi ile birlikte paleotoprak seviyesi üzerine gelmekte (Ayvalı Köyü).

Sarımadentepe ignimbiriti gözlemlendiği ve tip lokalitesi olan en yüksek lokasyonu 1522 m ile Sarımaden Tepe'de vermektedir. Mustafapaşa civarında ise birim 1197 m ile en düşük yükseklik seviyesine ulaşmaktadır (Şekil 3.14). Yapılan arazi çalışmaları gözlemleri sonucunda birimin ortalama kalınlığının yaklaşık olarak 10 m olduğu sonucuna varılmıştır. Sarımaden Tepe ve Kurşunlu Tepe'de gözlenen geri düşme seviyelerinde bulunan pomzalar yaklaşık olarak 2-3 cm boyutlarındadır (Şekil 3.15). Bununla birlikte, Mustafapaşa güneyinde mostra veren birimlerde ölçülen pomzaların boyutları 1-1.5 cm arasındadır. Tipik olarak porfirik karakter gösteren pomzalar, plajiyoklaz, biyotit ve oksit mineralleri içermektedir.



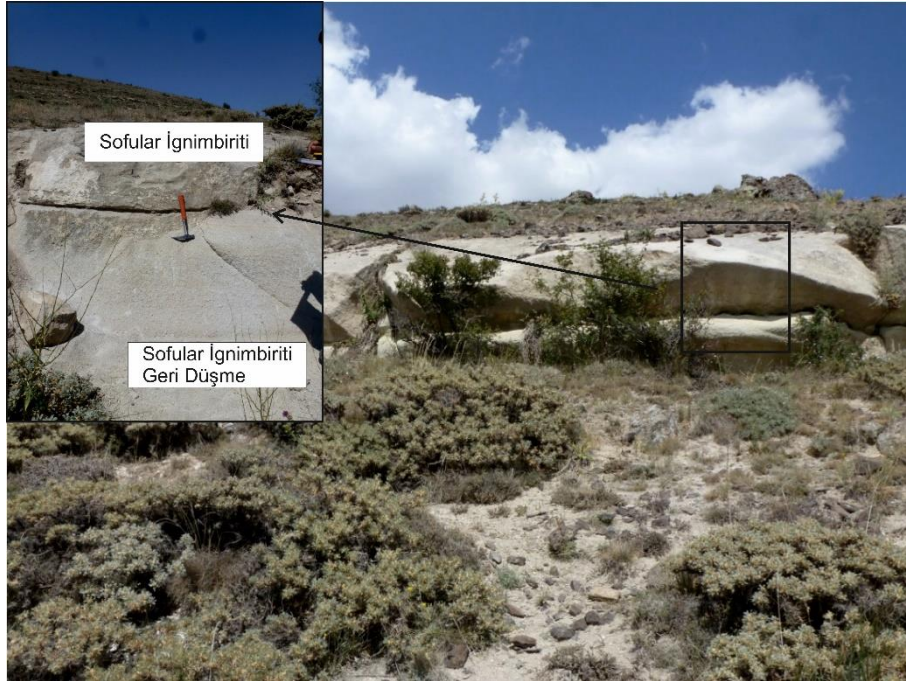
Şekil 3.14. Sarımadentepe ignimbiritine ait arazi görüntüsü (a) Mustafapaşa köyü kuzeyi Zelve ignimbiritini üzerleyen Sarımadentepe ignimbiriti (b) Sarımadentepe ignimbiritine ait mostra ve ince taneli geri düşme seviyesi.



Şekil 3.15. Çalışma alanında bulunan ignimbritlerin stratigrafik olarak konumlarını gösteren kolon kesitler (kesitler ölçeksiz olarak çizilmiştir).

Sofular İgnimbiriti

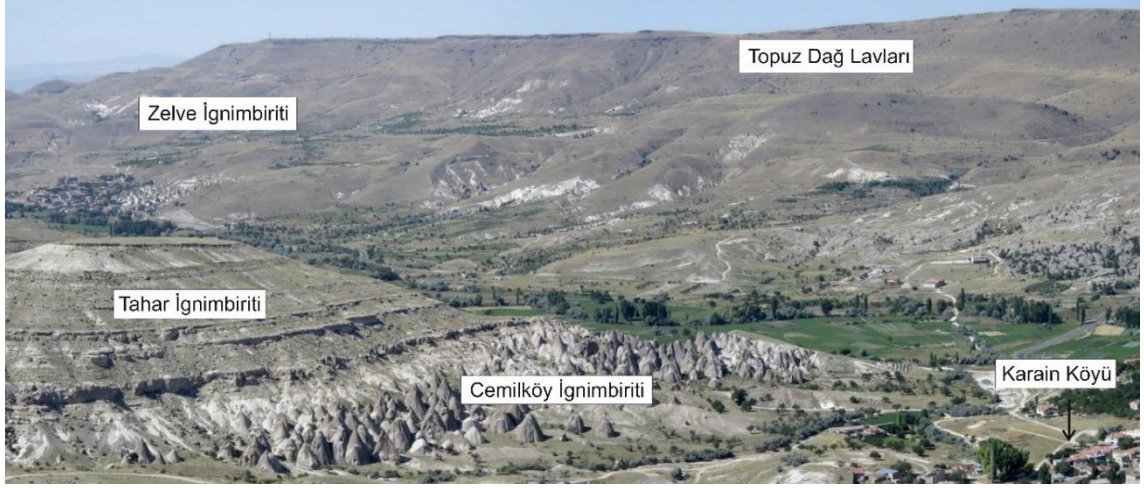
Sofular köyünün kuzeydoğusunda ve lokal olarak Topuz Dağ eteklerinde gözlenen ignimbirit, 100 km²'den düşük bir alanda ve yaklaşık olarak 1 km³'lük bir hacimde yayılım göstermektedir. İgnimbirite ait akıntı birimi, tabanda sarı renkte tavana doğru koyu kahve ve pembe tonlarında gözlenmektedir. Pasquare (1968), birimi stratigrafik olarak, İncesu Üyesi'nin üstüne yerleştirmektedir. Bununla birlikte, Le Penneç ve ark., (1994), yapmış oldukları arazi gözlemleri ve daha önceki çalışmacıların elde ettiği 6.8±1.4 My yaş (Innocenti ve ark., 1975) sebebiyle, birimi stratigrafik olarak Topuz Dağ lavlarının üstünde ve Kızılkaya ignimbiritinin (5.0±0.9 My) altında konumlandırmaktadır. Sofular ignimbiriti, yaklaşık olarak 1 m kalınlığındaki geri düşme seviyesi ile başlamaktadır. Geri düşme seviyesi litik bakımından fakir ve ters derecelenme göstermektedir. Topuzdağ eteklerinde bulunan seviyelerden ölçülen maksimum pomza boyutu yaklaşık olarak 1.5 cm'dir (Şekil 3.16). Sofular ignimbiriti, tek bir akış biriminden oluşmaktadır. İnce taneli pomza geri düşme seviyeleri, tozpembe renkte gözlenmektedir. Pomzaları tipik, plajiyoklaz ve biyotit gibi fenokristaller ile az miktarda oksit mineralleri içermektedir.



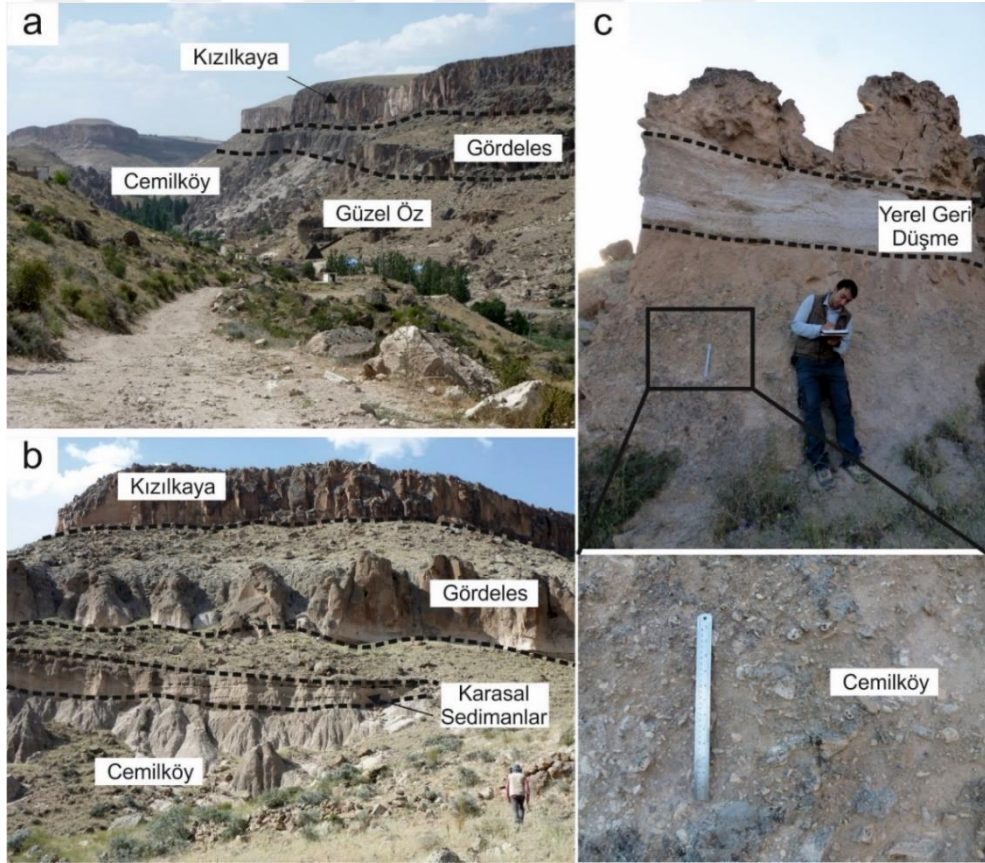
Şekil 3.16. Sofular ignimbiriti arazi görünümü. Topuz Dağ etekleri, ince taneli pomza geri düşme seviyesi ile birlikte.

Cemilköy İgnimbiriti

Cemilköy ignimbiriti, bölgede geniş hacimlerde yayılım gösteren pekişmemiş piroklastik akıntı birimini temsil etmektedir. Birim 8600 km²'lik alanda, 300 km³'lük geniş hacimde yayılım göstermektedir (Le Pennec ve ark., 1994). Çalışma alanında neredeyse her yerde (Kurşunlu Tepe, Soğanlı Vadisi, Topaktaş Tepe, Boyalı Köyü, Mustafapaşa, Taşkınpaşa, Kaymaklı) karşılaşılan bir ignimbirit olmakla beraber adını aldığı tip lokalitesi olan Cemilköy ve Selime'de karakteristik özelliklerini sunmaktadır (Şekil 3.17). Cemilköy ignimbiriti tek bir piroklastik akıntı şeklinde gelişen pekişmemiş bir ignimbirit birimini temsil etmektedir. Kalınlığı yaklaşık olarak 10-110 m arasında değişmektedir (Le Pennec ve ark., 1994). Birimin alt kısımlarında, matrikste dağılmış küçük taneli pomzalar, üst kısımda ters derecelendirmeyi gösteren 40-50 cm'lik pomzalar bulunmaktadır. Cemilköy ignimbiriti tipik olarak lifsi, uzun gözeneklere sahip dikdörtgen şekilli, süt beyazı renkte pomzalar içermektedir. Birim, normal derecelenme ile gelişen bazalt, andezit, riyodasit gibi lavları içermekle beraber, diyabaz ve ofyolitik temelden türeyen diyorit ve gabro gibi plutonik kayalar litik taneler olarak bulunmaktadır (Şekil 3.18). Pomza mineralojisi plajiyoklaz, biyotit, amfibol ve oksitlerden oluşmaktadır. Birimin litik parçalar olarak Derinkuyu ve çevresinde yaygın gözlenen gabro ve ofyolit içermesi, çalışmacıların birime ait kaynak bölgesi olarak burada yoğunlaşmalarına sebep olmaktadır (Şekil 3.19).

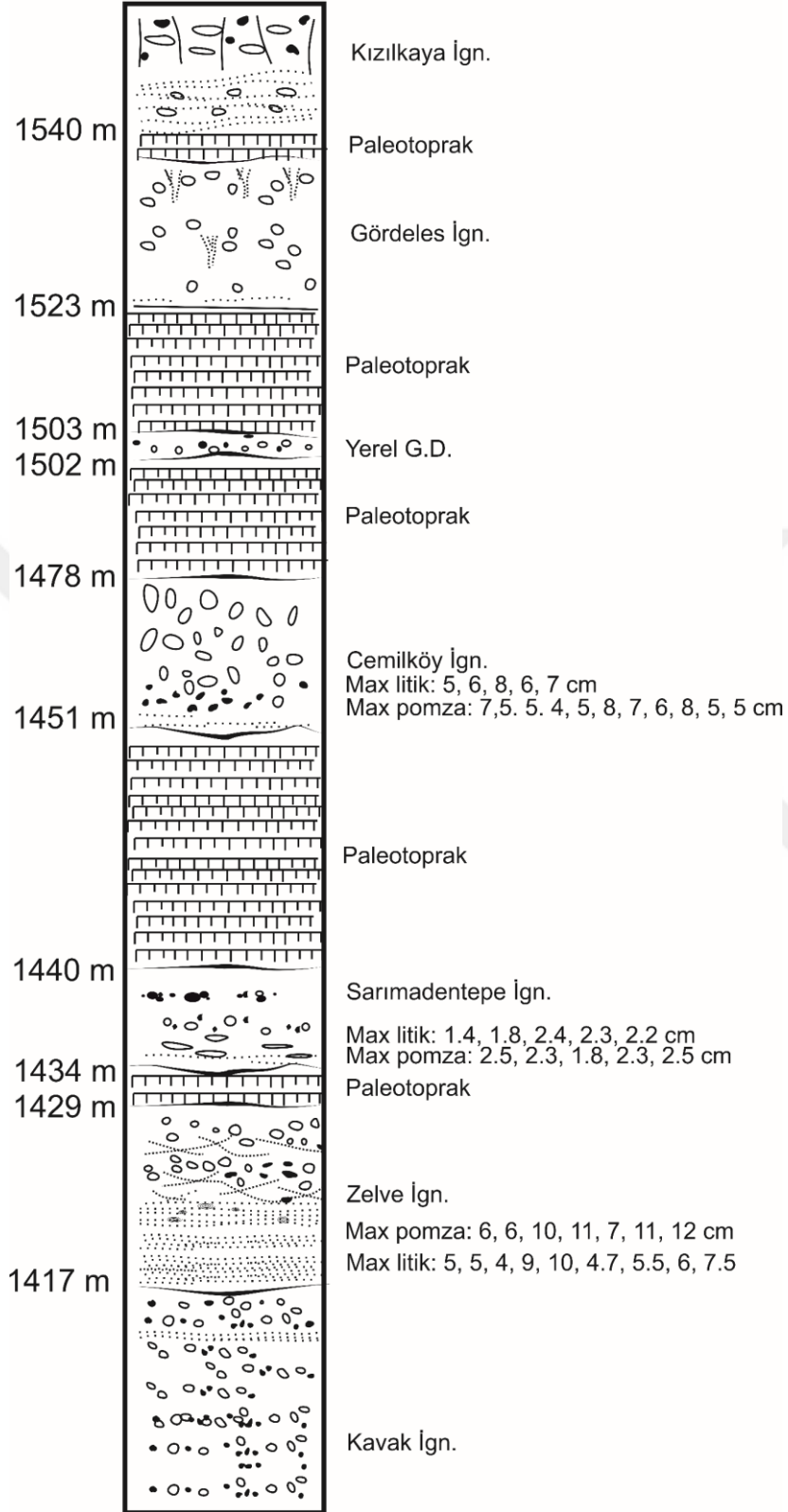


Şekil 3.17. Cemekl y ignimbiritine ait piroklastik akıntı biriminin en iyi gözlendiği lokalite. Kendisinden yaşı Zelve ignimbiriti ve genç Tahar ignimbiriti ile arazide gözlenen stratigrafik ilişki.



Şekil 3.18. (a ve b) Güzelöz köyü ve çevresinde yaygın olarak gözlenen Cemekl y ignimbiritinin stratigrafik konumunu gösteren arazi görüntüsü. (c) Cemekl y ignimbiriti akıntı  nitesi ve üzerine gelen yerel geri düşme birimi.

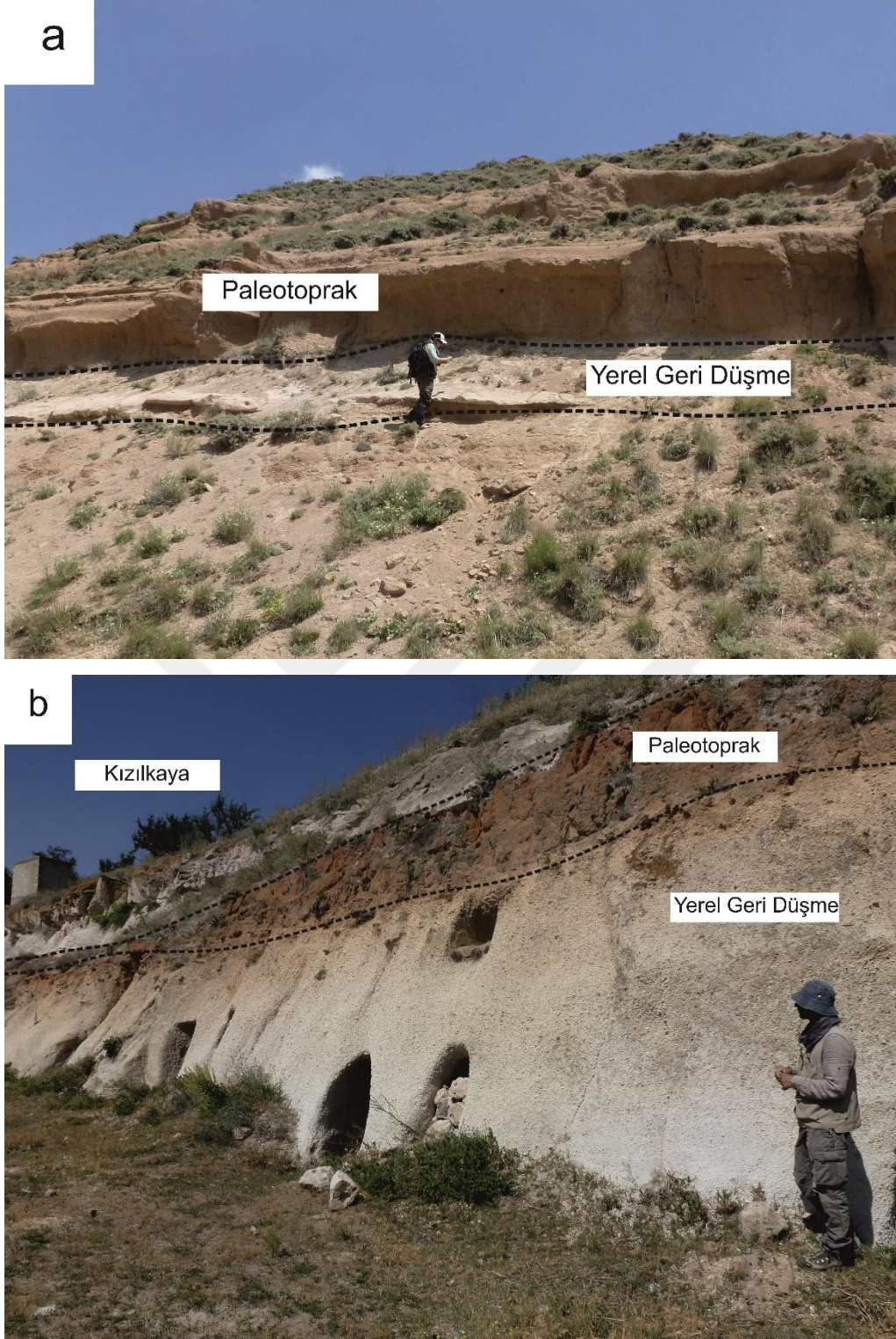
660848/4261961



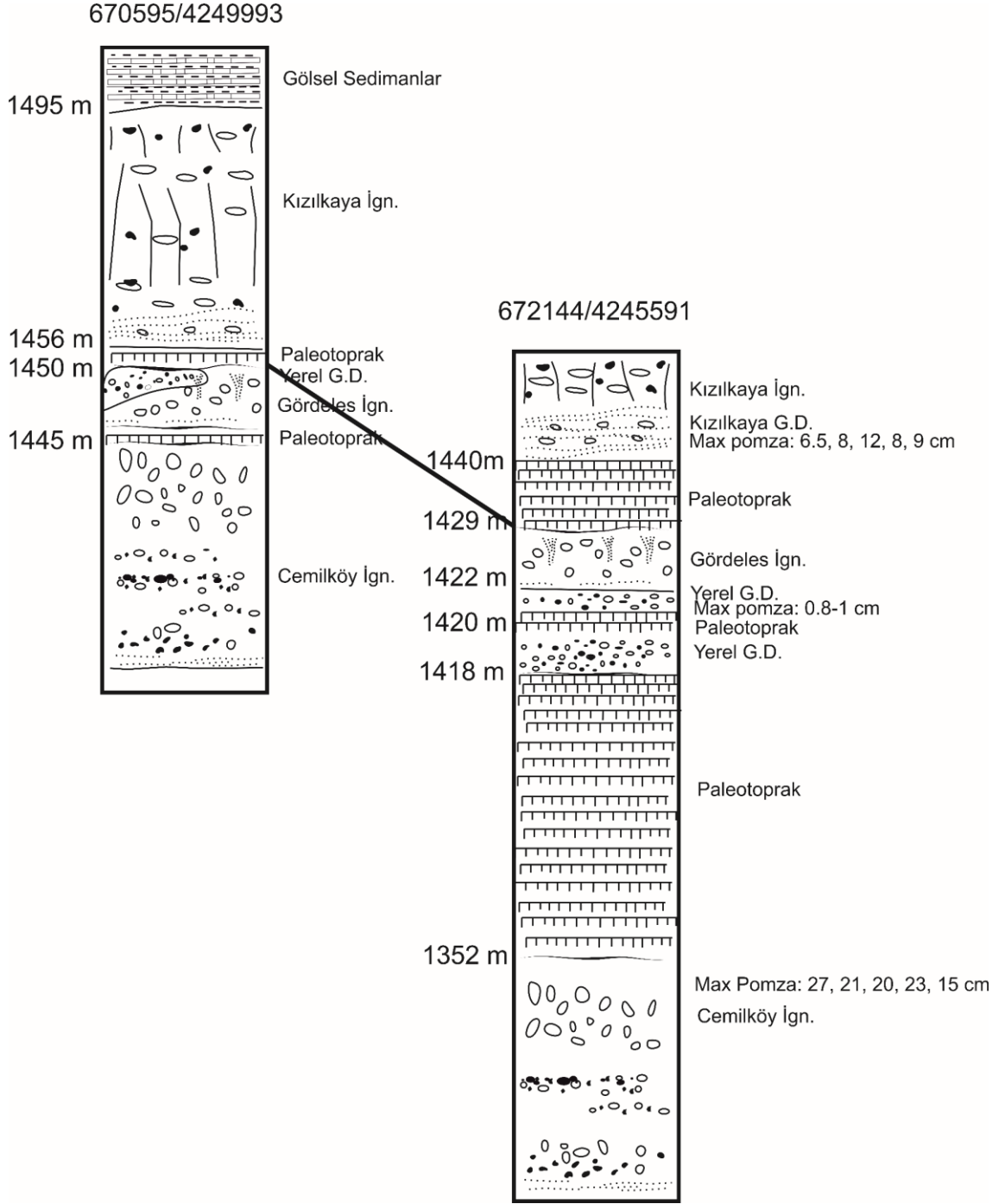
Şekil 3.19. Çalışma alanında bulunan ignimbritlerin stratigrafik olarak konumlarını gösteren kolon kesitler (kesitler ölçeksiz olarak çizilmiştir) (Kurşunlutepe kesiti).

Yerel Geri Düşme

Yerel Geri Düşme birimleri, bölgede herhangi bir ignimbirite bağlı olmaksızın gelişen, özellikle Güzelöz, Tilköy ve Karain bölgelerinde, yer yer iki seviye (Yukarı Soğanlı girişi) yer yer ise tek bir (Güzel Öz yolu, Boyalı, Karlık Bucağı Tepe, Kurşunlu Tepe) seviye olarak gözlenen pliniyen geri düşme ürünlerini temsil etmektedir (Şekil 3.20) (Aydar ve ark., 2012). Stratigrafik olarak, pomza geri düşme seviyeleri, Gördeles ile Cemilköy ignimbiritleri arasında yer almaktadır. Kurşunlu Tepe ve Güzel Öz yörelerinde birimin kalınlığı yaklaşık 1.5-2 m kadar ulaşmaktadır (Şekil 3.21). Özellikle bu bölgelerde iki farklı düşme birimi olarak karşımıza çıkmakta ve birbirlerinden paleotoprak ile ayrılmaktadır. Viereck-Goette ve ark. (2010), bölgesel litolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerine dayalı olarak birimleri stratigrafik açıdan birbirine benzediklerini ve patlama merkezinin de Tilköy/Derinkuyu'nun batısında olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Lepetit ve ark. (2014) bu birimleri Üst ve Alt Güzeldere olarak ikiye ayırmışlardır. Yukarı Soğanlı girişinde yaklaşık olarak 1418-1422 m yüksekliklerde gözlenen bu birimler, Tilköy ve Kurşunlu Tepe'de sırasıyla 1516 m ve 1502 m seviyelerinde, Boyalı civarında ise 1235 m seviyelerinde rastlanmaktadır. Bununla birlikte, Tilköy'de maksimum pomza boyutları 3 ila 5 cm arasındayken Boyalı ve Yukarı Soğanlı girişinde boyutlar sırasıyla 2.2 cm ve 0.8 cm'e kadar düşmektedir.



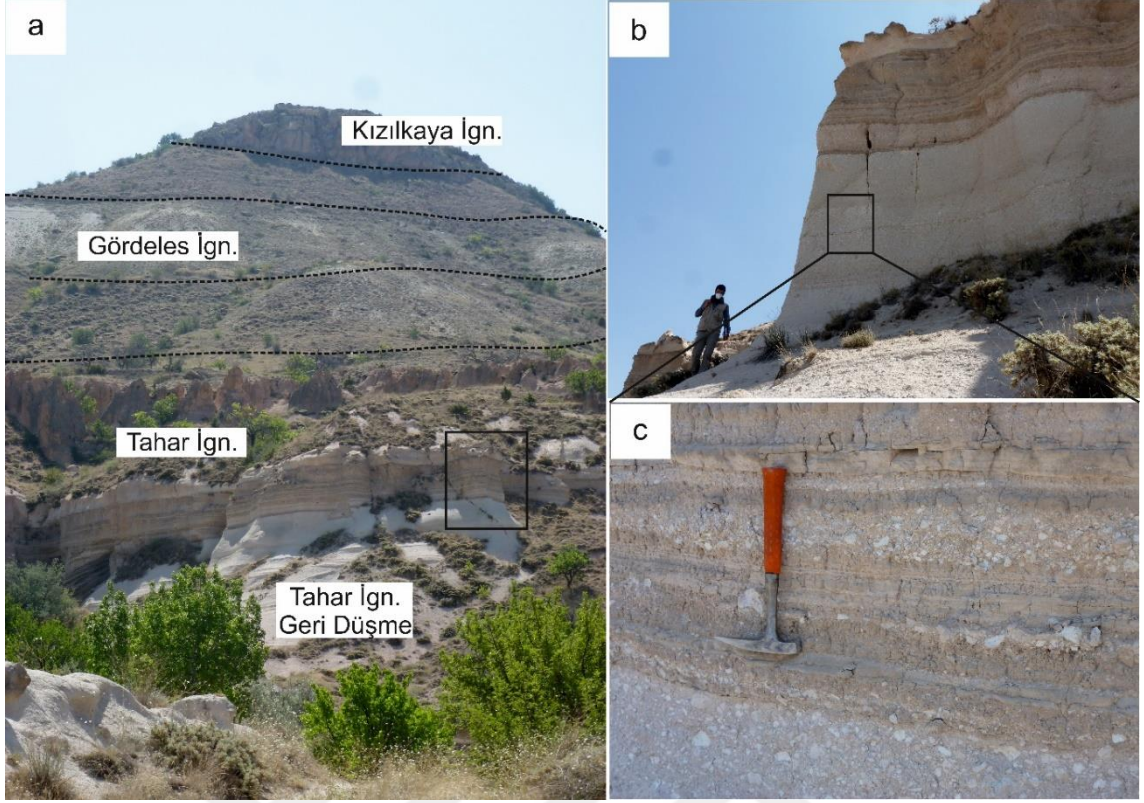
Şekil 3.20. Çalışma alanında belirli bölgelerde görülen yerel geri düşme seviyelerinin arazi görünümü (a) Mazı Köyü güney çıkışı, Gördeles ve Kızılkaya ignimbritleri arasında yerel geri düşme seviyesi (b) Tilköy çıkışı, Kızılkaya ignimbriti alt seviyesi paleotoprak ve yerel geri düşme seviyesi.



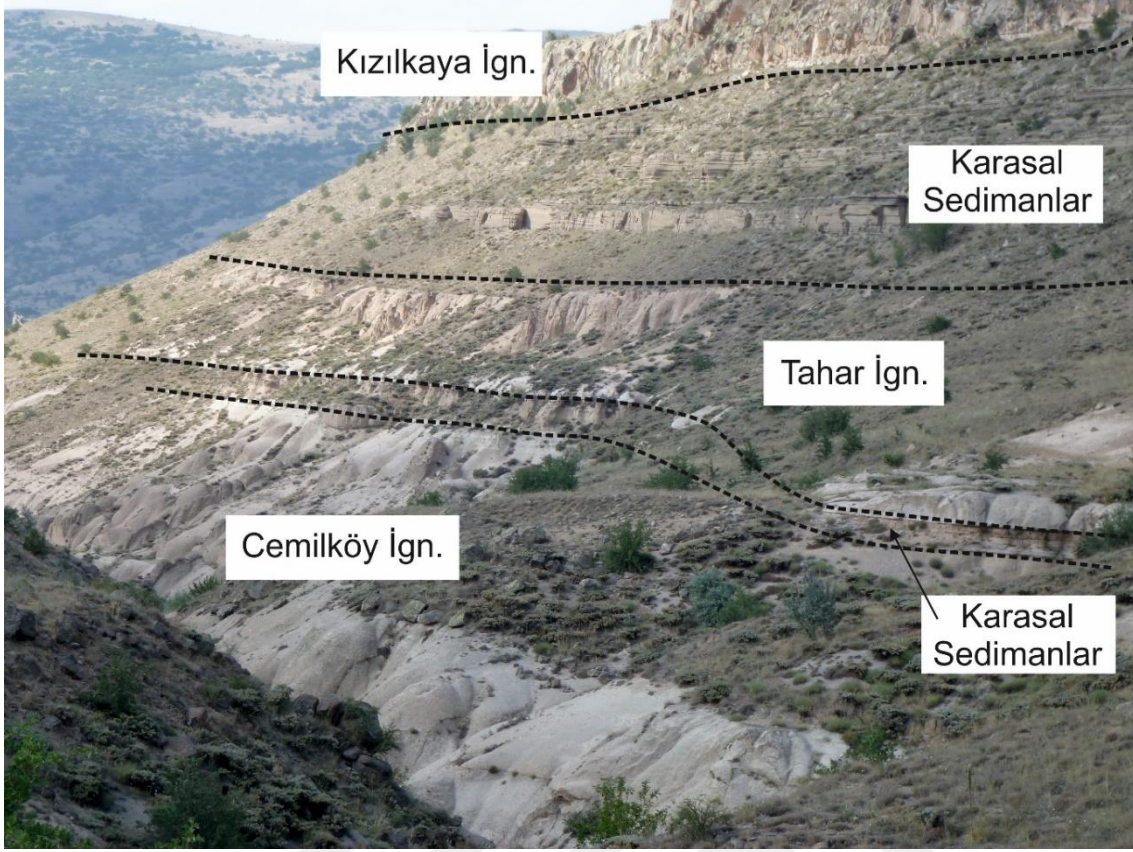
Şekil 3.21. Çalışma alanında bulunan ignimbritlerin stratigrafik olarak konumlarını gösteren kolon kesitler (kesitler ölçeksiz olarak çizilmiştir) (Güzel Öz kesiti).

Tahar İgnimbiriti

Tahar ignimbiriti, arazide çok iyi gelişmiş soğuma sütun yapıları göstermekte ve tipik pembeden sarımsı beyaza kadar değişen renk tonlarında rastlanmaktadır. Tip lokalitesi olan Yeşil Öz ve Akçaören arasında maksimum kalınlığa ulaşmaktadır (yaklaşık 120 m). Topuzdağ eteklerinde, Akköy, Kayabaşı, Boyalı köylerinde ve İtaş'ın kuzey ve güney kesimlerinde yaklaşık 1000 km²'lik bir alanda ve 25 km³'lük bir hacimde yayılım göstermektedir (Şekil 3.22). Bununla birlikte, Bozca'da oldukça belirgin gaz kaçış bacaları ve sert pembemsi pomzaları ile kolaylıkla ayırıt edilmektedir. Tahar ignimbiritinin kalınlığı 4-80 m arasında değişmektedir. Tahar ignimbiriti, Nevşehir Platosu'nun sadece kuzeydoğu bölgesinde yayılım göstermektedir. Birimin yüksekliği Hodul Dağı bölgesine doğru tüm yönlerde artış göstermektedir. Aynı zamanda, maksimum litik boyutları ve yükseklik verileri korele edildiğinde kaynak bölgesi Hodul Dağı yakınlarını göstermektedir. İtaş güneyinde vadi içerisinde atılan kesitlerde Tahar ignimbiritine ait geri düşme seviyelerinde ölçülen maksimum pomza boyutları 25 ila 30 cm arasında değişmektedir (Şekil 3.23). Birim, kül ve pomza seviyeleri ile ayrılmış birden fazla patlama serisi içermektedir. Genellikle tipik bir pembe renge sahip olup yer yer pekişmiş yer yer pekişmemiş olarak rastlanmaktadır. Bununla birlikte Sofular köyü çevresinde iyi derecede kaynaklanmıştır. Pomzaları yuvarlaklaşmış şekle sahip olup ve çoğunlukla plajiyoklaz, amfibol ve az miktarda biyotit ve piroksen içermektedir. Tahar ignimbiriti çoğunlukla bölgede yaygın olan lavlardan itibaren bazaltik ve andezitik litik parçalar içermektedir. Sofular köyü çevresinde prizmatik sütun yapısı sunan Tahar ignimbiriti, bu nedenle Pasquare (1968) ve Schumacher ve ark. (1990) tarafından İncesu ignimbiriti olarak tanımlanmıştır.



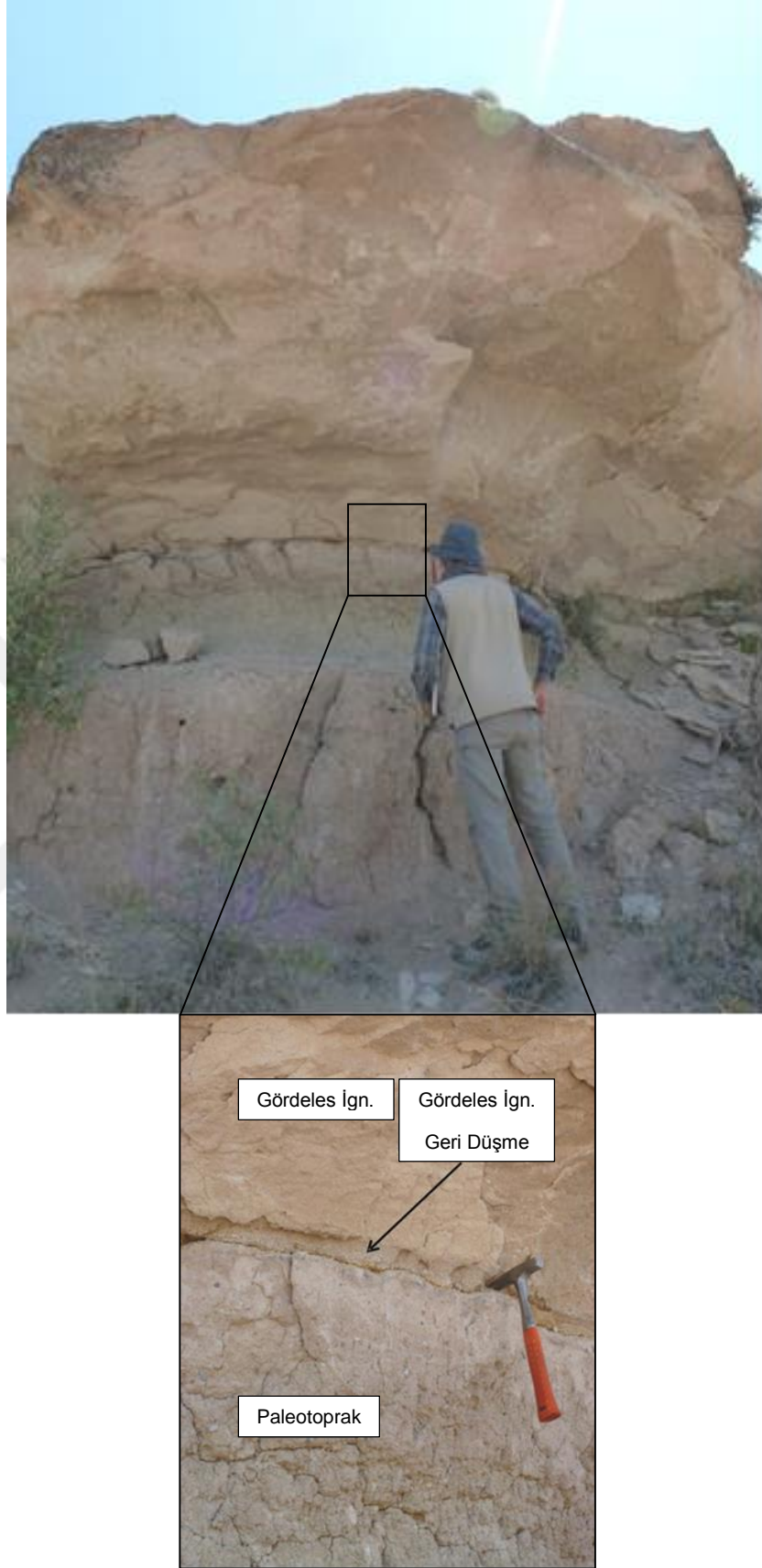
Şekil 3.22. (a) Tahar ignimbiriti akıntı biriminin arazi görünümü ve stratigrafik olarak üstüne gelen Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritleri. (b ve c) Tahar ignimbirit akıntı seviyesi içerisinde kül ve pomza bakımından zengin seviyelerin ardalanması (Boyalı Köyü).



Şekil 3.23. Stratigrafik olarak altüst ilişkisi içerisinde bulunan birimlerin arazi görünümü (İltaş güneyi vadi içi)

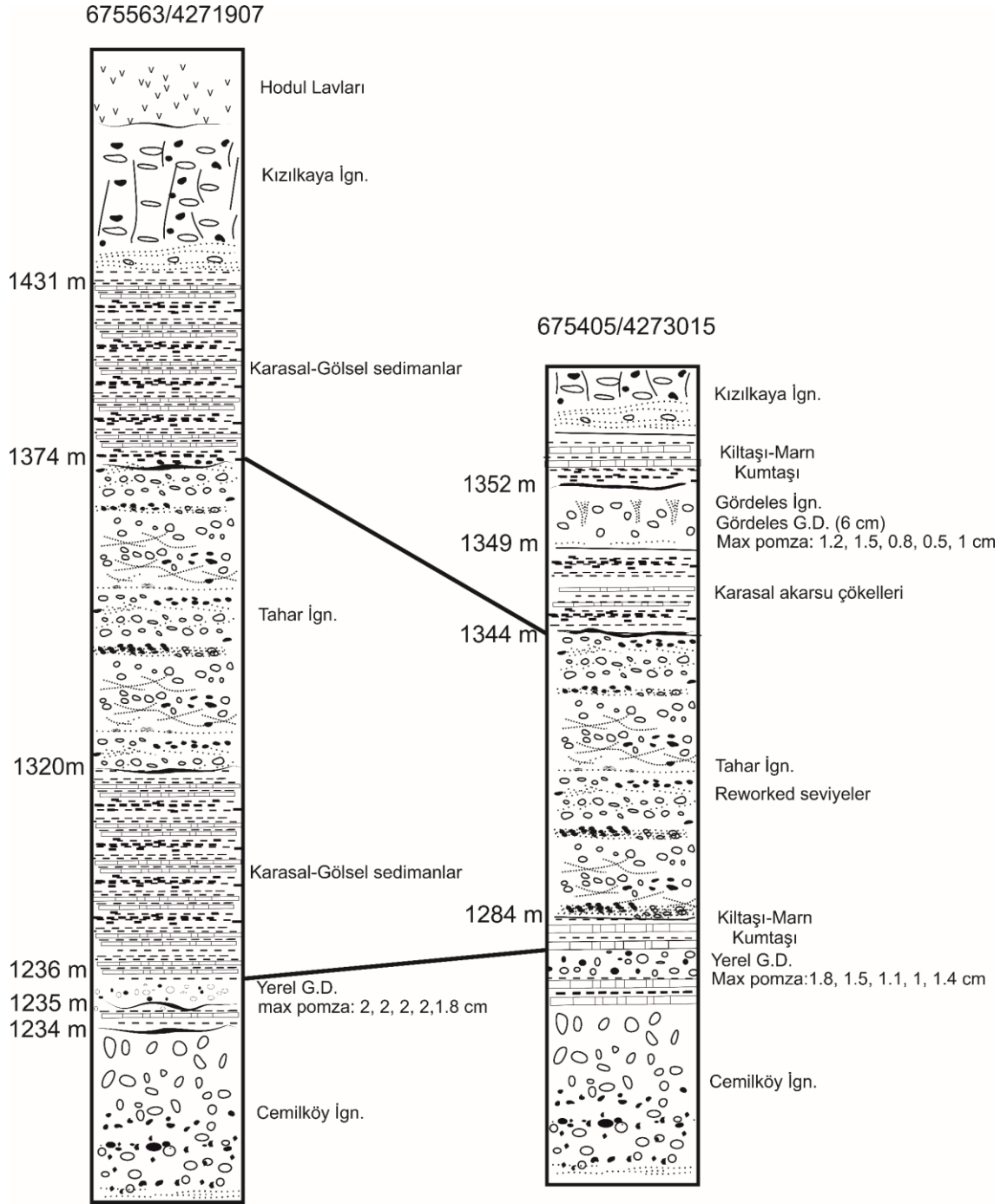
Gördeles İgnimbiriti

Gördeles ignimbiriti genellikle Nevşehir Platosunun güneyinde gelişmektedir. Yaklaşık olarak 3600 km²'lik bir alanda 110 km³'lük bir hacim ile yayılım göstermektedir (Le Pennec ve ark., 1994). Gördeles ignimbiriti akıntı birimi mostraları, soluk griden açık kahverengine doğru değişen renklerde ve yer yer orta derecede pekişmiş olarak gözlenmektedir. Bu özelliği sebebiyle arazide sıklıkla birimi üzerleyen Kızılkaya ignimbiriti ile karıştırılmaktadır. Birim tek bir piroklastik akıntı seviyesinden oluşmaktadır. Gördeles ignimbiritine, genellikle arazide bazal bir pliniyen çökeli ile birlikte rastlanmamaktadır. Birime ait pomza geri düşme seviyesi sadece, Boyalı Köyü ve Soğanlı Vadisinde gözlenmekte ve kalınlığı da yaklaşık olarak 6 cm'yi bulmaktadır (Şekil 3.24). Geri düşme seviyesine ait pomzaların boyutları 1-1.5 cm arasında değişmektedir.



Şekil 3.24. Gördeles ignimbiritine ait akıntı ve hemen altında bulunan 6 cm'lik geri düşme seviyesi ile paleotoprak (Boyalı Köyü).

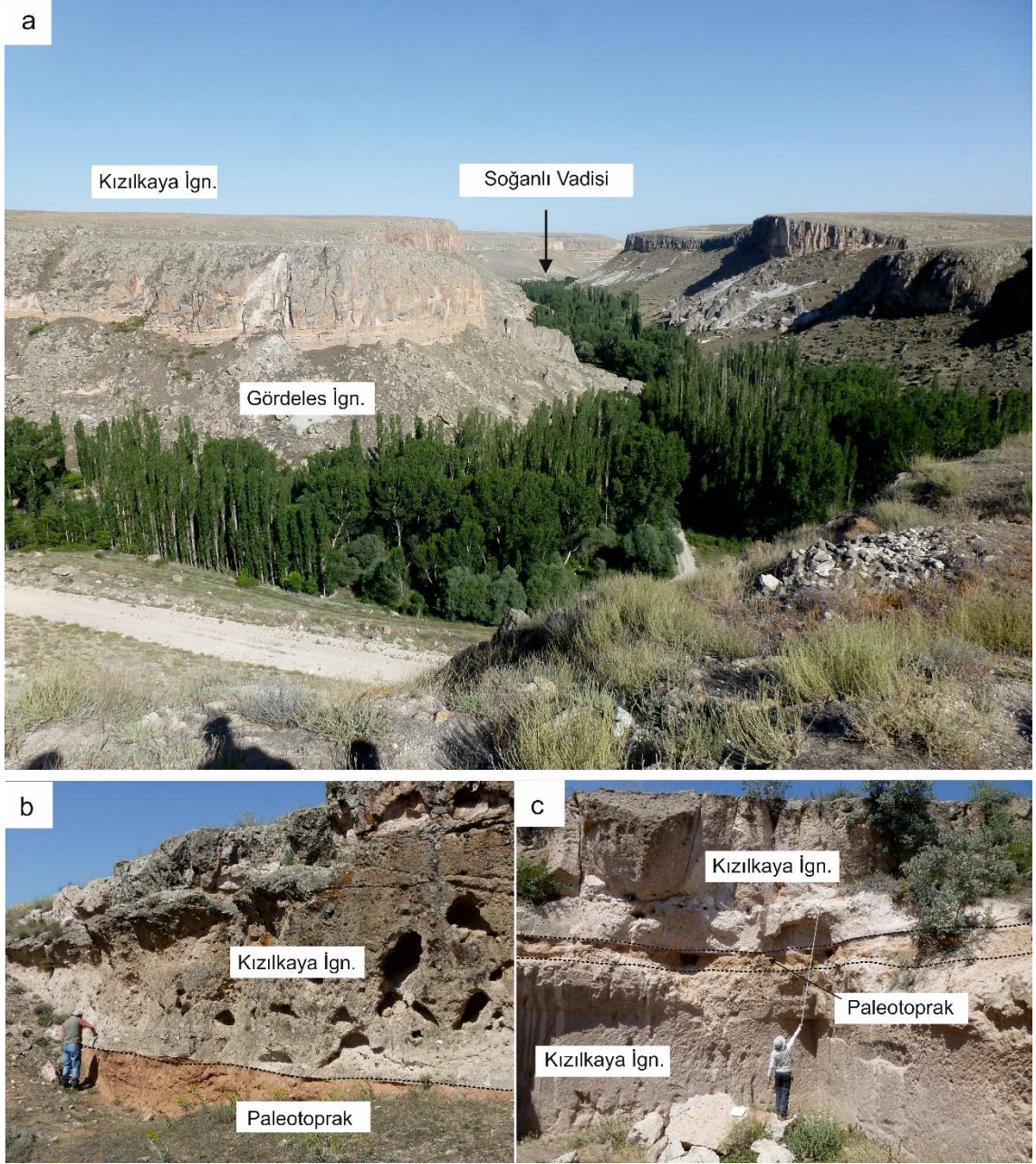
Gördeles ignimbiritine ait akıntı seviyesi Güzel Öz, Kurşunlu Tepe, Yukarı Soğanlı ve Karlık Bucağı civarında 10 ila 30 m arasında değişiklik göstermektedir. Bununla birlikte, birimin kalınlığı Şahinkalesi Tepesi bölgesinde maksimum seviyelere ulaşarak 50-100 m arasında seviyelere ulaşmaktadır. Gördeles ignimbiritine ait ana akış ünitesi renk ve dokusal olarak birbirinden ayrılan iki farklı pomza parçası içermektedir. Pomzalar, soluk gri-kahverengi lifsi ve parlak beyaz yarı yuvarlak boşluklu olarak değişmektedir. Birime ait bu iki pomza parçası fiziksel olarak farklılık göstermelerine rağmen benzer kimyasal bileşim sunmaktadırlar. Birime ait kaynak bölge çoğunlukla iri taneli litik breşlerinin varlığı ile ortaya konulmaktadır. Şahinkalesi Tepe ve civarında birim, iri lav parçaları bakımından zengin bir özellik sunmaktadır. Sahip olduğu litik tanelerin bir bölgede lokal olarak gelişmesi, birimin kaynağının Şahinkalesi Tepe olduğuna işaret etmektedir. Bununla birlikte, bölgenin güneybatı yamaçlarında tabanda gelişen litik breşlerine rastlanılmamıştır. Taban litik breşlerinin birbirine bindirmeli olarak geliştiği bu bölgelerde güneybatıya doğru bir taşınma tespit edilmiştir. Hatta Şahinkalesi Tepe'nin güney kısmında da taşınma yönüne dair kalıntılar gözlenmektedir. Kurşunlu Tepe ve Karlık Bucağı kesitlerinde birim en yüksek seviyelerini 1523 ve 1547 m olarak vermektedir. Boyalı ve Güzel Öz civarında ise yaklaşık olarak 1360 m yükseklik seviyelerinde rastlanmaktadır (Şekil 3.25). Pomza parçaları, fenokristal faz olarak plajiyoklaz, biyotit, klinopiroksen ve daha az oranlarda amfibol ve oksit mineralleri içermektedir. Akıntı ünitesinin alt kesimlerinde ince taneli kül matris baskın şekilde gelişmiş olup, bu kesimlerde bol miktarda biyotit mineralleri bulunmaktadır. Pomza parça boyutu, özellikle Soğanlı Vadisi civarında üst kesimlere doğru artmaktadır.



Şekil 3.25. Çalışma alanında bulunan ignimbritlerin stratigrafik olarak konumlarını gösteren kolon kesitler (kesitler ölçeksiz olarak çizilmiştir) (Boyalı kesiti).

Kızılkaya İgnimbiriti

Kızılkaya ignimbiriti bölgede sıklıkla rastlanan ignimbirit akıntı birimini temsil etmektedir. Mostraları tipik kızıl kaynaklanmış ve çok iyi gelişmiş soğuma kolonları ile arazide kolaylıkla tespit edilmektedir. Pasquare (1968), Kızılkaya ignimbiritini “İncesu Üyesi” ile eşleştirmekte fakat İncesu ve civarında gözlenen birim daha sonra Valibabatepe ignimbiriti olarak adlandırılmaktadır (Le Pennec ve ark., 1994). Çalışma alanının bazı bölgelerinde (Tilköy, Yukarı Soğanlı) çok ince bir pomza geri düşme seviyesi ile birbirinden ayrılan iki akıntı biriminden oluştuğu görülse de genellikle tek bir akış ünitesi ile temsil edilmektedir (Şekil 3.26). Kızılkaya ignimbiriti, bölgede en son gelişen piroklastik akıntı birimini temsil ettiği için arazide genellikle diğer ignimbiritleri örter biçimde geliştiği gözlenmektedir. Başdere Köyü civarında Kızılkaya ignimbiritini üzerleyen Valibabatepe ignimbiritinin varlığı gözlenmektedir. Bölgede yaklaşık olarak 10600 km²'lik bir alanda ve 180 km³'lük bir hacimde yayılım göstermektedir. Kapadokya bölgesindeki en yüksek en/boy oranına (aspect ratio) sahip en geniş yayımlı piroklastik akıntı birimi olarak tanımlanan Kızılkaya ignimbiriti, Soğanlı ve İhlara Vadilerinde en iyi mostralarını sunmaktadır (Le Pennec ve ark., 1994; Schumacher ve Mues-Schumacher, 1996). Genellikle 4-60 m arasında değişen bir kalınlığa sahip olan birim, bazı bölgelerde ana akış ünitesinin tabanında yaklaşık 20 cm kalınlığa sahip pliniyen geri düşme seviyeleri içermektedir. Muhtemel kaynak bölgesi olarak gösterilen Derinkuyu yeraltı kentine doğru birimin kalınlığı (~80 m) maksimum seviyelere ulaşmaktadır (Aydar ve ark., 2012). Pomza parçaları genellikle tipik bir pembe renkte olup, basık şekildedir. Ayrıca pomzaları porfirik ve tipik bol iri kristallere sahiptir. Pomzalar, baskın mineral fazları olarak plajiyoklaz, biyotit, ortopiroksen içermekte ve oksit mineralleri de aksesuar faz olarak bünyede yer almaktadır. Kızılkaya ignimbiriti, genellikle topoğrafik olarak en yüksek seviyelerde, yaklaşık olarak 1470 m'den itibaren gözlenmektedir.



Şekil 3.26. Kızilkaya ignimbiriti arazi görünümü. (a) Soğanlı vadisi Kızilkaya ignimbiriti arazi görünümü. (b) Tilköy bölgesinde paleotoprak üzerine gelmiş olan Kızilkaya ignimbiriti akıntı seviyesi (c) Kızilkaya ignimbiritine ait iki patlama fazı.

Valibabatepe İgnimbiriti

Valibaba ignimbiriti, Nevşehir platosunun doğusunda gelişen, en genç ve geniş ignimbirit olarak adlandırılmaktadır. Bölgedeki düşük en-boy oranlı ignimbirit olup, alan 5200 km²'lik bir alanda ve yaklaşık 100 km³'lük bir hacimde yayılım göstermektedir (Le Pennec ve ark., 1994). Valibabatepe ignimbiriti, 5-15 m kalınlığa sahip siyah renkli, iyi derecede kaynaklanmış piroklastik akış birimini temsil etmektedir (Pasquare, 1968). Pasquare ve ark. (1988) olası kaynak alanını Kayseri bölgesi olarak önermektedir. Şen ve ark. (2003), Valibabatepe ignimbiritinin muhtemel kaynağının 100 km doğusundaki Koç Dağ olduğunu önermektedir.

Kumtepe İgnimbiriti

Acıgöl Volkanik Kompleksi İç Anadolu Volkanizması'nın en genç maar, dom ve piroklastik akıntı birimlerinden oluşmaktadır (Druitt ve ark., 1995; Schmitt ve ark., 2011; Aydar ve ark., 2012). Bölgede bulunan riyolitik dom/lavların (U-Th)/He yaş verileri, bölgeyi iki ayrı zaman aralığına ayırmaktadır. Kocadağ ve Boğazköy yaklaşık 190 ky yaş verisi ile daha yaşlı birimleri, Korudağ ve Güneydağ yaklaşık 25 ky yaş ile genç birimleri temsil etmektedir (Schmitt ve ark., 2011). Bununla birlikte, Acıgöl Volkanik Kompleksi, birbirinden yerel olarak paleotoprak ve cüruf konisi çökellerini içeren birimler ile ayrılmış iki patlama ürünü içermektedir (Druitt ve ark., 1995).

Alt Acıgöl

Alt Acıgöl, yaklaşık 550 km²'lik bir alanı yayılım göstermektedir. Acıgöl Volkanik Kompleksinin doğusunda yer almaktadır (Le Pennec ve ark., 1994). Alt Acıgöl Tüfü'nün tipik özelliği, litik bakımından zengin olmasıdır ve bu karakteristik özellik ile Üst Acıgöl ignimbiritinden kolaylıkla ayrılmaktadır. Bazalt, andezit ve riyolit bileşimde litik parçalar olarak bulmaktadır (Le Pennec ve ark., 1994). Pekişmiş ignimbirit ünitesinin altında, büyük pliniyen pomza geri düşme seviyeleri gözlenmektedir. Jeokimyasal açıdan Üst Acıgöl ile benzer bileşimler sunmasına rağmen, bu birime ait pomzaların afirik, camsı ve orta derecede gözenekli karakter sergilemesi ayırt edici bir özelliktir. Pomzası çoğunlukla süt beyazı renkte ve nadir olarak plajiyoklaz ve biyotit fenokristalleri içermektedirler (Aydar ve ark., 2012).

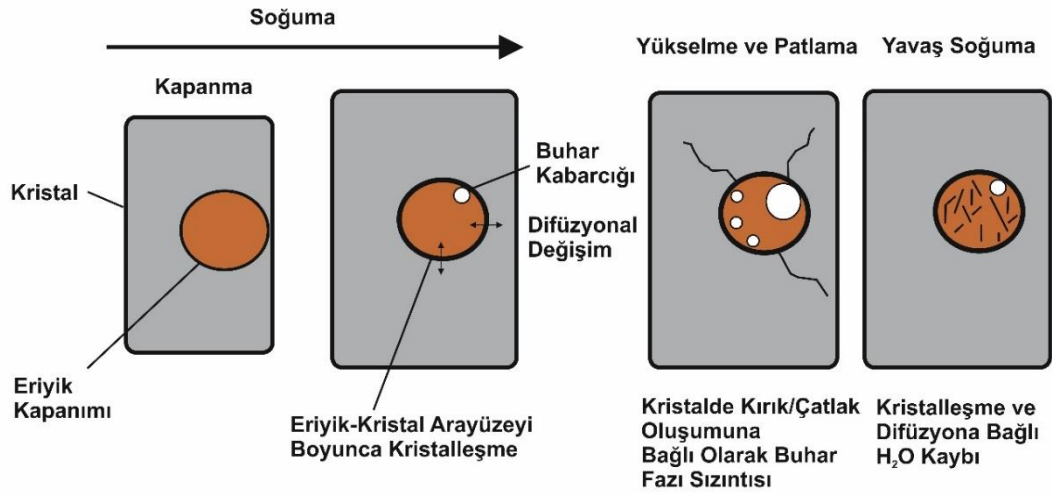
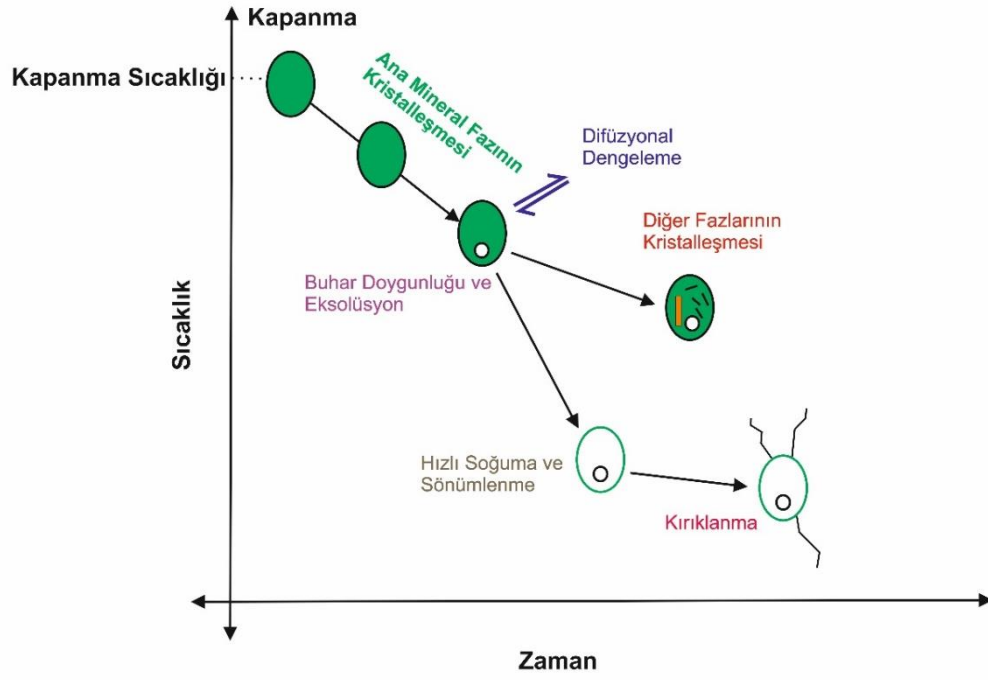
Üst Acıgöl

Üst Acıgöl birimleri özellikle bölgenin batı kesiminde bulunmaktadır. Bu birim, akış bandı gösteren riyolitik pomzalar ve siyah obsidyen litik parçaları içermektedir (Le Pennec ve ark. 1994). Bol miktarda siyah obsidyen varlığı, bu birim için çok karakteristik bir özellik olup pomzaları ise genelde pembe renkte görülmektedir. Lapilli boyutunda gelişen geri düşme seviyesi birden fazla kül seviyeleri içermektedir (Aydar ve ark., 2012).

4. TEORİK ÇERÇEVE

Eriyik kapanımları, ana mineral fazın kristalleşmesi sürecince kristalde hapsolan kristal, cam ve buhar fazlarının çeşitli şekillerde birlikte bulunma durumlarını ifade eden küçük eriyik taneleri (~1-300 µm) olarak tanımlanmaktadır. Son birkaç yıldır özellikle volkanik sistemlerin oluşumuna ve gelişimine yönelik yorumlamalarda da dâhil olmak üzere eriyik kapanım çalışmaları gelişmiş, derinlerde kabuk ve mantodan itibaren magmanın, fiziko-kimyasal gelişimini belirlemede kullanılan bir teknik olarak kabul edilmektedir. Eriyik kapanımları, magmada kristalleşmenin gelişimi sırasında, kristalde hapsolan eriyik bileşimlerini temsil etmektedirler. Bunlardan elde edilecek olan ana ve iz element verileri, fraksiyonel kristalleşme, magma karışımı ve kirlenme gibi petrojenetik süreçlerin anlaşılması ve sınırlandırılması amacıyla kullanılabilir (Roedder, 1979a, 1979b; Lowenstern, 1995, 2003; Sobolev, 1996; Frezzotti, 2001; Hauri ve ark., 2002; Anderson, 2003; Fedele ve ark., 2003).

Volkanik kayaçlardaki eriyik kapanımlarından gerçekleştirilen çalışmalar, derinlerde bulunan eriyiklerin kimyası hakkında çoğunlukla doğru ve kabul edilebilir sonuçlar sunarken, magmada bulunan uçucuların değerlendirilmesinde ise kullanılan en önemli analitik yöntem olarak karşımıza çıkmaktadır (Anderson, 1974; Lowenstern, 1994, 1995, 2003). Eriyik kapanımları volkanik kayaçlarda; genellikle büyük (~50µm), camsı, saydam mineraller içeren ve kolaylıkla tanımlanabilen şekillerde bulunmaktadır (Şekil 4.1). Bununla birlikte, ignimbirit gibi piroklastik kayaçlarda bulunan eriyik kapanımları, çoğunlukla ignimbiritlerin en hızlı soğumaya uğrayan bölümlerinde sıklıkla rastlanılmaktadır (Anderson, 2003).

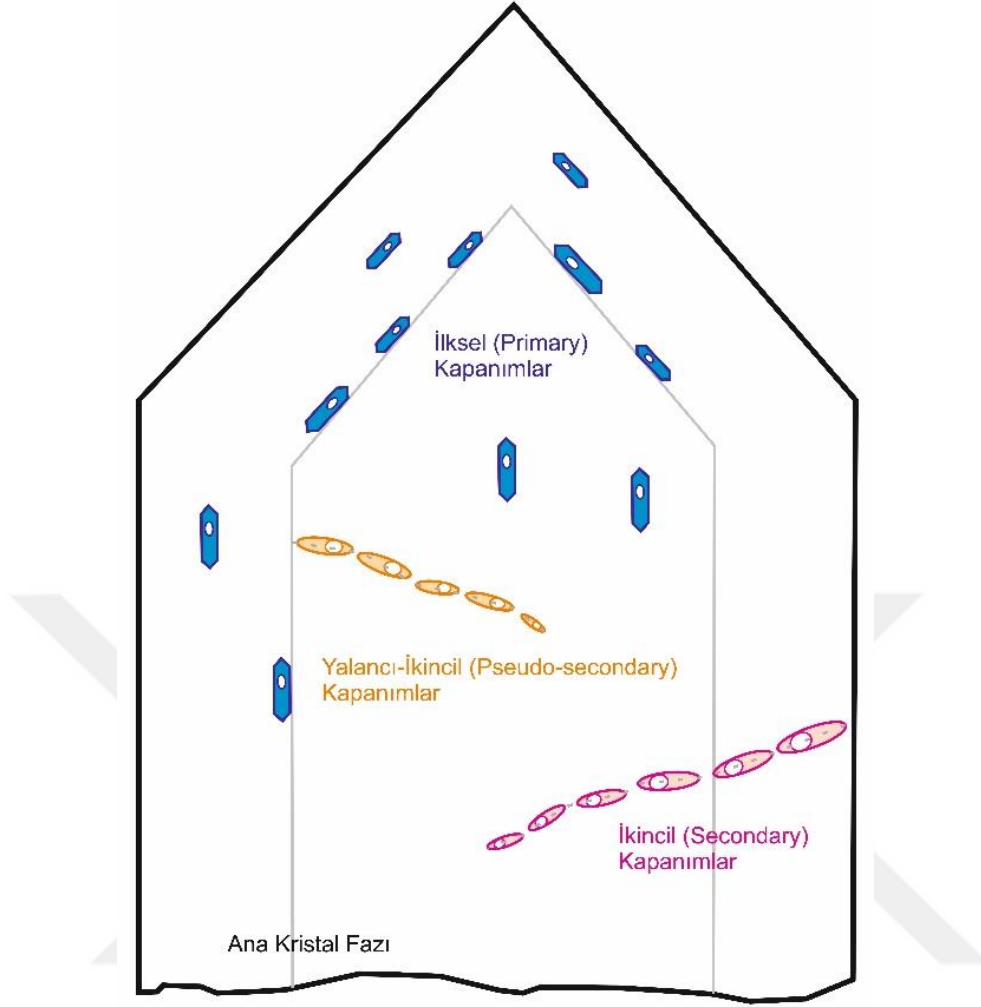


Şekil 4.1. Kapanma sırasında ve sonrasında eriyik kapanımlarında meydana gelen değişim (Wallace, 2005).

Kapanım çalışmaları ile ilgilenen araştırmacılar, kapanım sınıflamalarında kullanmak üzere birtakım sınıflama metotları geliştirmişlerdir. Bu metotların arasında en kullanışlı olanı ise kapanımın içerisinde bulunduğu minerale bağlı olarak geliştiği sınıflamaları içerenlerdir (Roedder, 1984; Goldstein, 2003). Bu sınıflamaya göre kapanımları üç ayrı sınıfa ayırmışlardır. Bunlardan ilki, kapanımın içerisinde bulunduğu kristalin büyümesine bağlı olarak geliştiği ilkel (primary) kapanımlardır. Kristal oluşumundan sonra herhangi bir kırık ve/veya

çatlak oluşumu gerçekleşirse bazı akışkanlar bu kırık ve/veya çatlaklara nüfus ederek çatlak dolgusu olarak ikincil (secondary) kapanımların gelişmesine sebep olmaktadır. Eğer çatlak kristal gelişimi süresinde gerçekleşirse, devam eden kristal büyümesi sırasında yalancı-ikincil (pseudosecondary) kapanımların gelişimi meydana gelmektedir. Bu tip kapanımlar genellikle ilksel-ikincil kapanımlar olarak tanımlanmaktadır. Petrografik olarak yalancı-ikincil kapanımların oluşumu ikincil kapanımlara benzemektedir (Şekil 4.2). Fakat daha sonraları bu kapanımları ek olarak gelişen kristal büyümesi ile ilişkilendirmişlerdir. Bazen de kristalin oluşumuna bağlı olarak gelişen kapanımların kökeni belirlenmemektedir (Goldstein, 2003).

İlksel eriyik kapanımları, gelişmekte olan kristal yüzeyinde, kapanımın hapsoldüğü andaki oluşumları temsil etmektedir. Mineralojik olarak, büyüyen bir kristal yüzeyi, atomların açısız olarak birbirine bağlandığı kusursuz yüzeyler olarak tanımlanmaktadır ki bu da atomik ölçekte büyüyen yüzeyin belirgin bir topografya göstermesiyle açıklanabilmektedir (Bodnar, 2003a). İkincil kapanımlar, tüm kristali enine kesen bir kırık ve/veya çatlak boyunca geliyorsa oldukça kolay tanımlanmaktadır. Bununla beraber, bazı kapanımlar, kristali enine kesen çatlaklar boyunca gelişerek ikincil olan kapanımları ilksel olarak tanımlanmasına neden olmaktadır. İlksel olarak gelişen eriyik kapanımından itibaren gerçekleştirilen çalışmalar kristal/likit eşitliği tarafından kontrol edilen magma gelişimine ışık tutmaktadır (De Vivo ve Bodnar, 2003).



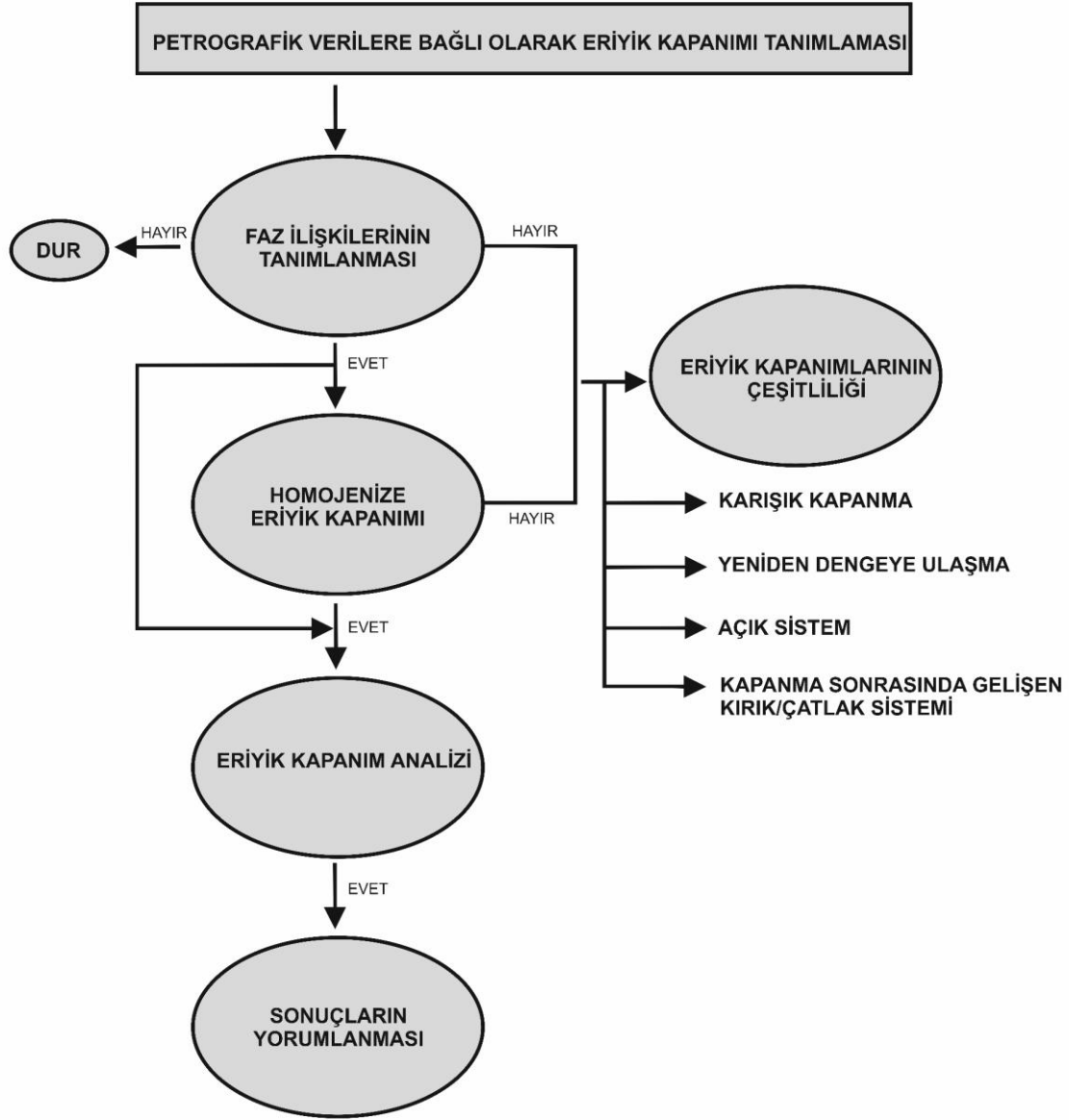
Şekil 4.2. Kapanma zamanlarına ve ana kristal faza göre oluşabilecek üç farklı tip kapanımın şematik gösterimi.

Uçucu gazlar; magma yükselimi, kabarcık oluşumu, genişleme ve fragmantasyona neden olan asıl etken olarak görülmektedir. Çözünmüş veya hali hazırda çözünmemiş olarak bulunan bu gazlar magmatik akışkanların yoğunluk ve viskozitesini kontrol eden en önemli etkenlerdir (De Vivo ve Bodnar, 2003). Sonuç olarak magmatik kapanımlar, özellikle fenokristallerde bulunan silikat-eriyik kapanımları (MI–Melt Inclusions) patlamaya bağlı olarak gelişen yükselim sırasında magmatik akışkanların bileşimi hakkında bilgiler veren ve son derece önemli kökenselel veriler sunan jeolojik yapıları temsil etmektedirler.

Zaman ilerledikçe ve kızılötesi (infrared) spektroskopisi, iyon mikroprob, elektron mikroprob gibi metotların da gelişmesi ile eriyik kapanım bileşimlerini içeren verilerin elde edilmesi de artmış ve yaygınlaşmıştır. Kapanımlardan veri elde

ediniminin yaygınlaşması ile de araştırmacılar eriyik kapanım çalışmalarının magmatik sistemleri sınırlamada verimli ve yorumlanabilir veriler sağlaması açısından güvenilir bir yöntem olduğuna ikna olmuşlardır. Eriyik kapanımlarının analizleri için gerekli olan tekniklerin gelişmesi ile manto ergime ve metasomatizması, cevher formasyonu, pegmatit farklılaşması, volkanizma gelişimi gibi süreçlerin anlaşılmasına olanak sağlamıştır. Eriyik kapanımları, magmatik eriyiklerin çok çeşitli olabileceğini ve bunların magmatik süreçler sonucunda farklı bileşimdeki birimler ile etkileşime geçebileceğini ortaya koyabilmektedir (De Vivo ve Bodnar, 2003). Bu çalışma, volkanik kayaçları oluşturan kristallerdeki silikat eriyik kapanımlarını kullanarak volkanik patlama öncesi magma odasının iz element içeriğini belirleme ve magmanın kristalleşme sürecinde geçirdiği süreçleri ortaya koyma amacıyla geliştirilmiştir.

Bununla birlikte, birçok mineral ya da fenokristal, yalnızca bir ya da birkaç eriyik kapanımı içerebilmekte ve bunlar genellikle mineralde düzensiz olarak dağılmış şekilde gözlemlenmektedir. Belirli bir kristal içinde iki veya daha fazla rasgele dağılmış eriyik kapanımı meydana geldiğinde, petrografik gözlemleri genellikle kapanımların bir eriyik kapanımı temsil edip etmediğini, yani orijinal eriyik ile aynı zamanda ve aynı sıcaklık ve basınçta koşulları altında oluşup oluşmadığını belirlemede yetersiz kalabilmektedir. Bu ayrımların yapılması önemlidir çünkü elde edilecek olan verilerin kalitesi ve verilerin değerlendirilmesini etkilemektedir. Son zamanlarda, çoğu araştırmacı katodoluminesans (CL) görüntülerinin eriyik ve diğer kapanım çalışmalarındaki önemi nedeniyle çalışmalarının ilk aşamalarında büyüme eğilimlerini belirlemede ve kapanımların yerleşimi hakkında bilgi sahibi olmak amacıyla kullanılmaktadırlar (Şekil 4.3).



Şekil 4.3. Eriyik kapanımlarından elde edilen verilerin kapanma sırasında magma koşullarını temsil edip etmediğini öğrenmek için izlenecek adımları gösteren akış şeması.

4.1. Eriyik Kapanımı Tanımlanması ve Analiz Sürecinde Karşılaşılan Sınırlamalar

Eriyik kapanımı-mineral tekniğinde, zirkon/eriyik arasında gerçekleşen iz element paylaşımının belirlenmesinde birtakım yaklaşımlarda bulunmak gerekmektedir. Bunlardan ilki, kapanım halinde bulunan eriyiğin iz element konsantrasyonlarının sınır katman etkisi (boundry layer) süreci tarafından etkilenmediği varsayımdır.

İkincisi ise, kristalleşme sırasında veya sonrasında kapanım sınırları boyunca gerçekleşen difüzyon sonucu gerçekleşen iz element kaybının, kapanım oluştuktan sonra kapalı bir sistem içerisinde kaldığı düşünülerek göz ardı edilmesidir. Üçüncüsü ise, gerçekleştirilen analitik tekniklerin herhangi bir negatif durum oluşturmadığı düşünülmektedir.

Kristal eriyikten itibaren oluşurken, uyumlu elementler kristal/eriyik ara yüzü boyunca, kristal gelişimine katıldığı için tüketilmektedirler. Bununla beraber, uyumsuz elementler ise, kristalleşmenin son evresinde sisteme dâhil olmaları sebebi ile kristal/eriyik ara yüzünde birikmektedirler. Sistemde bulunan uyumlu elementlerin ne kadarının yer değiştireceği, uyumsuz elementlerin ise ne kadarının sistemden ayrılacağı, bu elementlerin eriyikten itibaren kristalleşme ile birlikte gerçekleşecek olan difüzyon oranlarına bağlı olarak değişmektedir (Watson ve ark., 1982; Bacon ve ark.,1989; Blundy ve Wood, 2003; Watson ve Baxter, 2007). Daha önce gerçekleştirilen eriyik kapanımı çalışmalarında elde edilen en önemli sonuçlardan biri ise, eriyik kapanımları boyutlarının 25 µm ve/veya daha fazla olması durumunda, eriyik/kristal sınırı arasında gerçekleşen kimyasal gradyanın etkisinin azalacağı ve hatta 50µm den büyük olan eriyik kapanımlarında bu etkinin göz ardı edileceği yönündedir (Anderson, 1974; Lowenstern, 1995; Lu ve ark., 1995). Zirkon minerallerinde eriyik kapanımı/mineral arasında gerçekleşen nadir toprak element paylaşımı difüzyon oranları zirkon mineralleri için oldukça yavaş gerçekleşmektedir. Bununla birlikte, eriyik kapanımları ve zirkonların nadir toprak element konsantrasyonları kapanımı izleyen difüzyon sonrasında değişiklik gösterebilmektedir. Her ortamda bu tür davranışların gözlenmesi beklenmemektedir.

Cherniak ve ark. (1997), Cherniak ve Watson (2003) yılında yapmış olduğu çalışmada NTE'de bulunan elementlerin atom numaralarının azalması ile difüzyon katsayısının da azaldığını ortaya koymuşlardır. Bununla birlikte, iz elementlerin uyumluluğu arttıkça, yeniden dengeye ulaşma süresi azalmaktadır (Qin ve ark., 1992). Bu kapsamda yapılan teorik modellemeler, element difüzyonu sonucunda zirkon içerisinde bulunan eriyik kapanımlarının NTE kompozisyonlarında gerçekleşecek olan muhtemel bir değişimin anlamsız olduğunu ortaya koymaktadır.

Kristalin gelişimi sırasında kapanım olayının gerçekleşme sürecinin kapalı bir ortamda meydana geldiği düşünülmektedir. Yani eriyik kapanımı ile ana kristal fazı çevreleyen evrimleşmemiş olan ilksel eriyik arasında herhangi bir etkileşimin söz konusu olmadığı varsayılmaktadır. Bu durum iz element paylaşımını kontrol eden temel faktörlerden biri olarak görülmektedir. Bununla birlikte, bazı koşullar altında kapanmış olan eriyik, ana kristal fazı çevreleyen matriks eriyik ile etkileşime devam ederek elementsel olarak eşitliğe ulaşabilmektedir.

Son varsayım ise, eriyik kapanımlarının homojen, heterojen ve/veya kristalin olarak gelişip gelişmediğidir. Kristalleşmiş eriyik kapanımı, plutonik süreçler sonucunda meydana gelen yavaş soğumanın bir ürünü olarak karşımıza çıkmaktadır. Eriyik kapanımları heterojen ve/veya kristalin olarak gelişmiş ise homojen bir eriyik elde etmek için homojenleşme sıcaklığına kadar ısıtmak gerekmektedir. İz element analizleri için homojen eriyik oluşturma sürecindeki ısıtma basamağı zirkon ve eriyik ara yüzünde ergimeye neden olabilmekte ve eriyik kapanımının bileşimini değiştirebilmektedir. Yüksek sıcaklıklarda gerçekleştirilen ısıtma işlemi sonucunda zirkon kristali duvarından yoğunlaşan eriyik malzemenin miktarı sıcaklığın bir fonksiyonu olarak gelişmektedir. Gerçekleştirilecek olan çalışmada, eriyik kapanımları hızlı soğuma ortamında geliştiği için seçilen tüm kapanımlar neredeyse homojen eriyik kapanımları olarak gelişmiştir. Bunun dışında gelişen kapanımlar analitik çalışmalar için seçilmemiştir.

Bununla birlikte, çoğu mineral ve fenokristal içerisinde düzensiz yayılan bir ve/veya birden fazla kapanımı içerebilmektedir. Bir veya birden fazla kapanım düzensiz olarak kristal içerisinde yayılım gösterdiği durumlarda, kapanımların aynı sıcaklık ve basınç koşullarını ifade eden eriyik kapanımlarını temsil edip etmediğinin belirlenmesi petrografik olarak tanımlamalarda zorluk yaratmaktadır. Bu sebeple, çoğu araştırmacı eriyik kapanımlarının gelişimini anlamak amacıyla mikro-analitik yöntemlerden önce kapanımların ve bunları içeren ana mineral fazlarının sırasıyla alttan ve üstten aydınlatmalı mikroskop görüntüleri ile katodoluminesans görüntülerini çekerek karşılaştırma yapmaktadır.

4.2. Jeolojik Sistemlerde Difüzyon Gelişimi

Birden fazla kristal faz içeren kayalarda difüzyon gelişimi birtakım parametrelere bağlı olarak gelişmektedir. Bunlardan ilki hacimsel (kristal kafes) difüzyonu, tek bir kristalde gerçekleşen atomik ölçekteki difüzyonu temsil etmektedir. İkincisi ise, tane sınırları boyunca gerçekleşen difüzyon, her bir tanenin uyumsuz kristal yapıları arasında iki boyutta gerçekleşen elementlerin göç etmesini ifade etmektedir.

Jeolojik sistemlerde, difüzyonunun gelişimi ilgilenilen sürecin önemine bağlı olarak gelişmektedir. İzotopik çalışmalarda, tek bir kristalde gerçekleştirilen çalışmalarda kristal içerisinde meydana gelen difüzyon ilksel olarak öneme sahiptir. Yüzeyde meydana gelen difüzyon ise kristalin eriyikten itibaren kristalleşmesi sırasında nano ölçekte gerçekleşebilmektedir. Kristal sınırları boyunca mineral sınırları arasında gerçekleşen difüzyon, kayada meydana gelen tüm element difüzyonunu temsil eden ana difüzyon olarak gerçekleşmektedir.

4.2.1. Paylaşım Katsayısı

Çoğu element, silikat eriyik oluşumu ve kristalleşmesi sırasında, eriyik faz ile kristalleşen ana mineral faz arasında eşit olmayan bir şekilde dağılım göstermektedirler. Paylaşım katsayısı, farklı fazlar arasında gerçekleşen bu elementlerin dağılımının hangi oranlarda gerçekleştiğini ortaya koymaktadır ve aşağıda belirtilen eşitlik ile tanımlanmaktadır;

$$K_d = C_{\text{kristal}} / C_{\text{eriyik}} \quad (1)$$

Bu eşitliğe göre, K_d paylaşım katsayısını, C_{kristal} elementin kristal fazdaki konsantrasyonunu ve C_{eriyik} ise mineralin kristalleşmiş olduğu eriyikte bulunan aynı element fazın konsantrasyonunu ifade etmektedir. Paylaşım katsayısının 1 olduğu değerler elementlerin eriyik ile ana mineral fazı arasında eşit olarak dağıldığını ifade etmektedir. 1'den büyük değerler ise iz elementlerin mineral fazı tercih ettiğini ifade etmektedir. Paylaşım katsayısı için 1'den küçük değerler, iz elementlerin eriyik fazı tercih etmesi ile uyumsuz bir davranış sergilemesi ile ifade edilmektedir. Mineral ve eriyik fazlarından elde edilen paylaşım katsayı değerleri, kristal fraksiyonlanması, kısmi ergime ve asimilasyon gibi magmatik süreçlerin belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır. İri Katyonlu Litofil Elementler (LILE),

Yüksek Değerlikli Katyonlar (HFSE) ve Nadir Toprak Elementleri (NTE-REE) gibi jeokimyasal açıdan eşitlik sunan ve doğal sistemlerde oldukça geniş bulunma oranlarına sahip olan bu tarz elementler, yukarıda bahsi geçen magmatik süreçlerin anlaşılması ve sınıflandırılmasında oldukça önemli bir yere sahiptir.

Fenokristal ve bunları çevreleyen cam matriks analizleri ile eriyik ve mineraller arasında meydana gelen iz element dağılımını belirlemek mümkündür. Buna alternatif bir teknik olarak, deneysel çalışmalar sonucunda eriyik ile mineral arasında gerçekleşen iz element dağılımları, doğal cam kullanarak ve/veya sentetik bileşimler kullanarak da belirlenebilmektedir. Her iki teknik çok farklı eriyik bileşimleri sunan çeşitli magma bileşimleri (andezit-bazalt) için paylaşım katsayıları belirlemek için kullanılmaktadır. Bu çeşitlilik ise karşılığında temeli fenokristal analizlerine dayanan paylaşım katsayısı hesaplamalarında geniş aralıklarda eriyik bileşiminin belirlenmesi ile sonuçlanmaktadır.

Son zamanlarda, eriyik kapanımı-mineral birliktelikleri arasında gerçekleşen iz element paylaşım davranışını belirlemek amacıyla kullanılan yeni bir teknik karşımıza çıkmaktadır. Bu teknik ile ana kristal faz ve bu faz içerisinde gelişmiş olan eriyik kapanımlarının iz element kompozisyonları analiz edilerek elde edilen sonuçlara bağlı paylaşım katsayısı hesaplamaları yapılmaktadır. Bu yeni teknik son zamanlarda yaygın olarak kullanılan SIMS ve/veya LA-ICP-MS gibi yüksek çözünürlük ve doğruluk sunan mikro-analitik yöntemler ile uygulanabilir bir hal almaktadır. Eriyik kapanım-mineral tekniği, doğal olarak meydana gelmiş olan kristallerden ve doğal iz element bileşimlerine sahip eriyiklerden analiz yapma avantajı sağlamaktadır. Dahası, kapanım olarak bulunan eriyik, ana kristal fazın oluşumu sırasında ortamda bulunan eriyik fazı temsil ettiği düşünülmektedir. Bu çalışma kapsamında zirkon minerallerinde bulunan eriyik kapanımlarının ve zirkon ana kristal fazın analizleri yapılmış ve elde edilen veriler ile iz elementlerin paylaşım katsayısı hesaplamaları yapılmıştır.

4.2.2. İz Element Paylaşımı

Zirkon kristal kafes yapısı, bir adet tetragonal Si ile bir adet üçgen şekilli onikiyüzlü (dodokohedral) Zr^{4+} bölgeleri olmak üzere iki adet katyonik yer değiştirme bölgesi içermektedir. Zr^{4+} (katyonik yarıçapı: 0.84Å) iyonunun katyonik

yer değiştirebilme özelliğinden dolayı ANTE bakımından zenginleşmeye uğramaktadırlar (Speer, 1982).

Zirkon kristal kafes yapısında NTE'lerinin uyumlu olarak bulunmasını kontrol eden bu elementlerin yarıçapıdır. La'dan Yb'a iyonik yarıçapın 1.16 Å'dan 0.985 Å'a azalması ile beraber NTE'lerini paylaşım katsayıları (K_{NTE}) artış göstermektedir. Bununla birlikte, NTE ile Zr^{4+} iyon yarıçapları arasındaki farklılık sebebiyle, zirkon kristal kafes yapısında gerçekleşen yer değiştirme, Zr^{4+} 'yı esas olarak daha büyük NTE^{3+} ile değiştirmek için gereken fazladan serbest enerji kafeste meydana gelen gerilimlerle ve/veya zorlanmalarla telafi edilmektedir.

Mineral/eriyik sistemlerinde gözlenen paylaşım davranışı Brice (1975) yılında yapmış olduğu çalışmada bir eşitlik ile ortaya konmuştur. Daha sonra gerçekleştirilen çalışmalarda ise bu eşitlikler geliştirilmiştir (Blundy ve Wood, 1994). LSM (Lattice Strain Model) olarak adlandırılan modelde bir mineralin kristal kafes yapısında element yer değişiminin nasıl geliştiğini ifade etmektedir. LSM, kristalografik yapıda ideal boyuta eşit olan ve aynı iyonik yarıçapa (r_o) sahip olan elementin paylaşım (D_o) katsayısı ile r_i yarıçapına sahip elementin paylaşım katsayısı (D_i) arasındaki ilişkiyi göstermektedir.

$$D_i = D_o \exp \frac{-4\pi E \left[\frac{r_o}{2}(r_i - r_o)^2 + \frac{1}{3}(r_i - r_o)^3 \right]}{RT} \quad (2)$$

Yukarıdaki eşitlikte, E Young Modülünü, R gaz sabitini ve T ise Kelvin cinsinden sıcaklık değerini ifade etmektedir. E, r_o ve D_o değerleri, deneysel olarak ölçülmüş olan eş değerlikte katyon serilerine ait çizilen bir parabolik denklem ile belirlenmiştir. Parabolik denklemde maksimum, paylaşımda etkin katyonun en etkin katyon boyutunu tanımlamaktadır ve genellikle boyutu yer değiştiren ana katyonun boyutu ile aynı ve/veya ona yakındır. Zirkon minerali için, parabolik denklemde maksimum değer, zirkon kristal yapısındaki Zr^{4+} 'ün iyonik yarıçapına karşılık gelen değer yani yaklaşık 0.84Å olmalıdır (Speer, 1982; Shannon, 1976).

Bununla birlikte, doğal sistemlerde paylaşım katsayısı; iyonik potansiyel, sıcaklık, basınç, oksijen fugasitesi, kristal kimyası ve su içeriği de dâhil olmak üzere eriyik bileşimi gibi birtakım parametrelerin fonksiyonu olarak değişmektedir (Onuma ve ark., 1968; Blundy ve Wood, 1991; Hill ve ark., 2000). Aynı zamanda, zirkon

minerallerinin iz element paylaşımı göz önünde bulundurulduğunda daha çok granat gibi davrandığını ileri sürmektedirler. Son olarak, Watson ve Harrison (1983) çalışmalarında su içeriğinin zirkon çözünürlüğüne herhangi bir etkisinin olmadığını ortaya koymuşlardır.

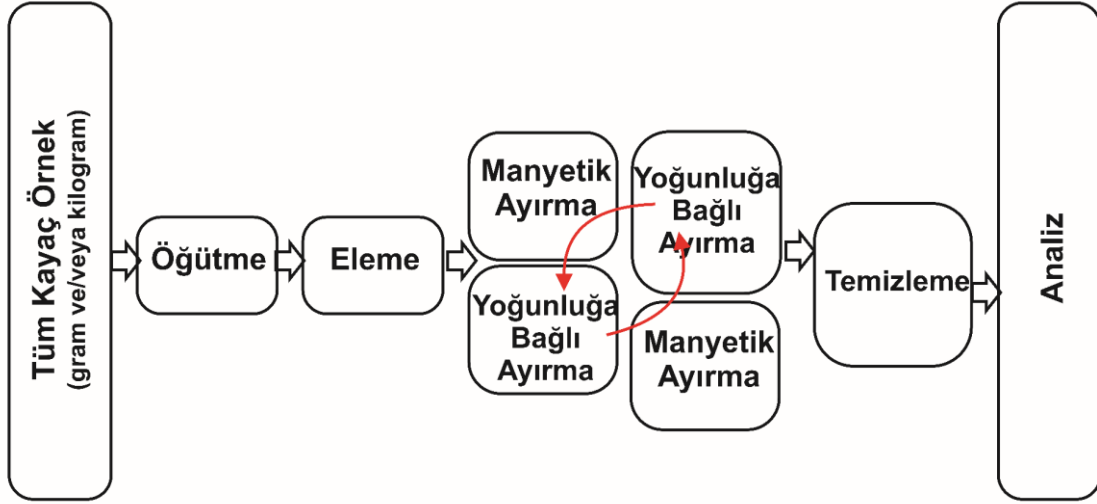
5. METODOLOJİ

5.1. Örnek Hazırlama

Eriyik kapanımlarına, kayaç oluşturan çoğu silikat mineralinde yaygın olarak rastlanmaktadır. Çoğu araştırmacı, eriyik kapanımı çalışmaları kapsamında çoğunlukla kayaç oluşturan pirojenik mineraller üzerine yoğunlaşmış, çok azı aksesuar faz olarak kayaçlarda bulunan zirkon minerallerini eriyik kapanımı çalışmalarında kullanmışlardır. Zirkon mineralleri içerisinde eriyik kapanımlarına sıklıkla rastlanılmaktadır. Bununla birlikte, zirkon ana mineral fazı içerisinde bulunan kapanımların bazıları mikro-analitik yöntemler için uygun bulunmamaktadır. Aynı zamanda, eriyik kapanımlarının çoğu ana mineral faz ve eriyik kapanımı duvarları ile etkileşim içerisinde bulunmaktadır. Çeşitli mineral ayırma yöntemleri ile kayaçlardan ayrılan zirkon minerallerinin yaklaşık olarak %10'luk bir kısmı mikro-termometrik ve jeokimyasal analizler için uygun bulunmaktadır. Ayrıca, mikroprob analizleri için yapılan ince kesitler, çok az zirkon kristalleri içerdiğinden, eriyik kapanımı içeren kristallerin jeokimyasal çalışmalar öncesinde, bulunduğu kayaçlardan itibaren serbestleştirilmesi gerekmektedir.

Bu amaçla, arazi çalışmaları kapsamında, çalışma bölgesine ait ignimbirit birimlerinin hızlı soğuyan ve juvenil magma birimlerini temsil eden pomza örnekleri, piroklastik akıntı birimlerine ait geri düşme seviyeleri içerisinden toplanmıştır. Arazi çalışmaları sırasında, her birimden yaklaşık olarak 1-3 kg'lık örnekler alınmış ve daha sonra geleneksel kayaç öğütme-parçalama cihazları kullanılarak istenilen tane boyuna göre ayrımlanma yapılmıştır. Çeşitli boyutlara sahip pomza örnekleri (cm'den mm'ye kadar değişen), gerekli olduğu durumlarda ilk olarak çeneli kırıcıdan geçirilmiş, örnekler 500 µm ve <500 µm tane boyuna indirgenmiştir. Yaklaşık 500 µm tane boyuna sahip pomza içeren bazı geri düşme seviyeleri için (Sarımadentepe, Sofular) bu işlem uygulanmamıştır. Daha sonra malzeme, daha ince tane boyutları elde edilecek şekilde merdaneli kırıcıdan

geçirilmiştir. Merdaneli kırıcı sonrasında malzeme, 500-250 μm , 250-125 μm ve 125-63 μm tane boyutları fraksiyonları elde edilecek şekilde elenmiştir. Mineral ayırma sürecinde saf zirkon mineralleri serbestleştirmek için, bir aşama yoğunluğa bağlı sallama (panning) yöntemi ile ayırma ve bir aşama da graviteye bağlı ağır sıvı yöntemi ile mineral ayırma işlemi uygulamıştır. Daha sonra bu aşamaları takiben manyetik ayırma ve elle ayırma işlemleri yapılmıştır (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. İkincil İyon Kütle Spektrometresi analizi için mineral ayırma ve örnek hazırlama süreçleri.

Sallama yöntemi ile ayırma işleminde altın aramada kullanılan özel plastik tavalarda kullanılmıştır. Bu yöntem, yoğunluk ajanı olarak suyun kullanılması ile mineral ayırma temeline dayanmaktadır. Bu amaçla, öğütülmüş ve elenmiş malzeme (sırasıyla 500-250 μm , 250-125 μm ve 125-63 μm) ayırma tavaasına yüzeyin 3/4'lük kısmına kadar gelecek şekilde yerleştirilmiş ve tava sola-sağa sallanarak, yoğunluğu yüksek olan zirkon ve diğer minerallerin suyun altında tavanın alt kısmına doğru hareketi etmesi sağlanmıştır. Aynı zamanda, nispeten yoğunluğu düşük ve istenmeyen malzeme (cam, plajiyoklaz, kuvars vb.) sallama hareketi ile tavanın üst kısmına doğru hareket etmiş ve buradan su ile tahliye edilmesi sağlanmıştır. Sallama ve tahliye etme süreçleri, tavada sadece yoğun olan malzeme kalana kadar tekrar edilmiştir. Tavada sallamanın ilk aşamasında, nispeten oldukça düşük yoğunluklu kül boyu malzeme su yardımıyla dışarı alınmıştır. Her sallama ve tahliye aşamasında tava su ile tekrar doldurulmuştur. Sallama aşamasının sonunda tavada kalan malzeme binoküler mikroskop altında incelenmiş ve genellikle koyu renkli mineraller (piroksen, amfibol ve Fe oksit

mineralleri) ile açık renkli zirkon, apatit, sfen gibi aksesuar fazlardan oluştuğu belirlenmiştir. Bu yöntem çoğunlukla mineral ayırmada sıklıkla kullanılan sanayi tipi sallantılı masa yönteminin, laboratuvar ortamında, ayırmanın kontrollü olarak gerçekleştirildiği bir yöntem olarak kullanılmaktadır.

Ağır sıvı ile mineral ayırma yönteminde ise tavada sallama yöntemi ile elde edilen yukarıda bahsi geçen alt fraksiyonlar çeşitli yoğunluklarda ağır sıvılar kullanılarak daha alt fraksiyonlar (zirkon, apatit ve Fe oksit mineralleri) elde edilmiştir. Bu amaçla yaklaşık 6.5 gr/cm^3 yoğunluğa sahip zirkon mineralinin diğer fraksiyonlardan ayrılması için uygun yoğunlukta yani yaklaşık olarak zirkonun yoğunluk değerinden az miktarda düşük yoğunlukta ağır sıvı seçilmiş ve/veya hazırlanmıştır. Laboratuvar ortamında çeker ocak içerisinde gerçekleştirilen bu çalışmada ayırma işlemi için özel düzenek oluşturulmuştur. Bu düzende, ayırma işleminin gerçekleştirildiği ayırma hunisi, atık toplama beheri ve filtreleme için uygun aralıkta filtre kâğıdı ile kâğıdın yerleştirildiği huni bulunmaktadır. Ayırma işlemi için ilk önce ayırma hunisine bir miktar ağır sıvı konulmuş (yaklaşık 100 ml) ve daha sonra üzerine sallama işlemi sonucunda elde edilen fraksiyonlardan bir miktar ilave edilmiştir (yaklaşık 50 g). Bunun üzerine ise fraksiyonları kaldıracak kadar ağır sıvı (yaklaşık 150 ml) eklenerek elde edilen karışım cam bir çubuk yardımıyla karıştırılmıştır. Minerallerin ayrılması için yaklaşık olarak 10-20 dakika kadar bekledikten sonra alt kısma doğru yönelen ve/veya çökelen fraksiyonlar ayırma hunisi musluğu açılarak diğerlerinden ayrılmıştır. Filtre kâğıdı üzerine alınan ağır mineraller daha sonra ultrasonik banyoda çeşitli çözücüler (alkol ve/veya aseton) kullanılarak kristal etrafında bulunan ağır sıvılardan arındırılmıştır. Çoğunlukla, her birim için uygulanan bu aşamada; biyotit, piroksen, amfibol ve zirkon, Fe-oksit mineral fraksiyonları olmak üzere iki ayrı fraksiyon elde edilmiştir. Daha sonra zirkon içerdiği düşünülen alt fraksiyon manyetik ayırma işlemleri ile bir diğer alt mineral bölümüne ayrılmıştır.

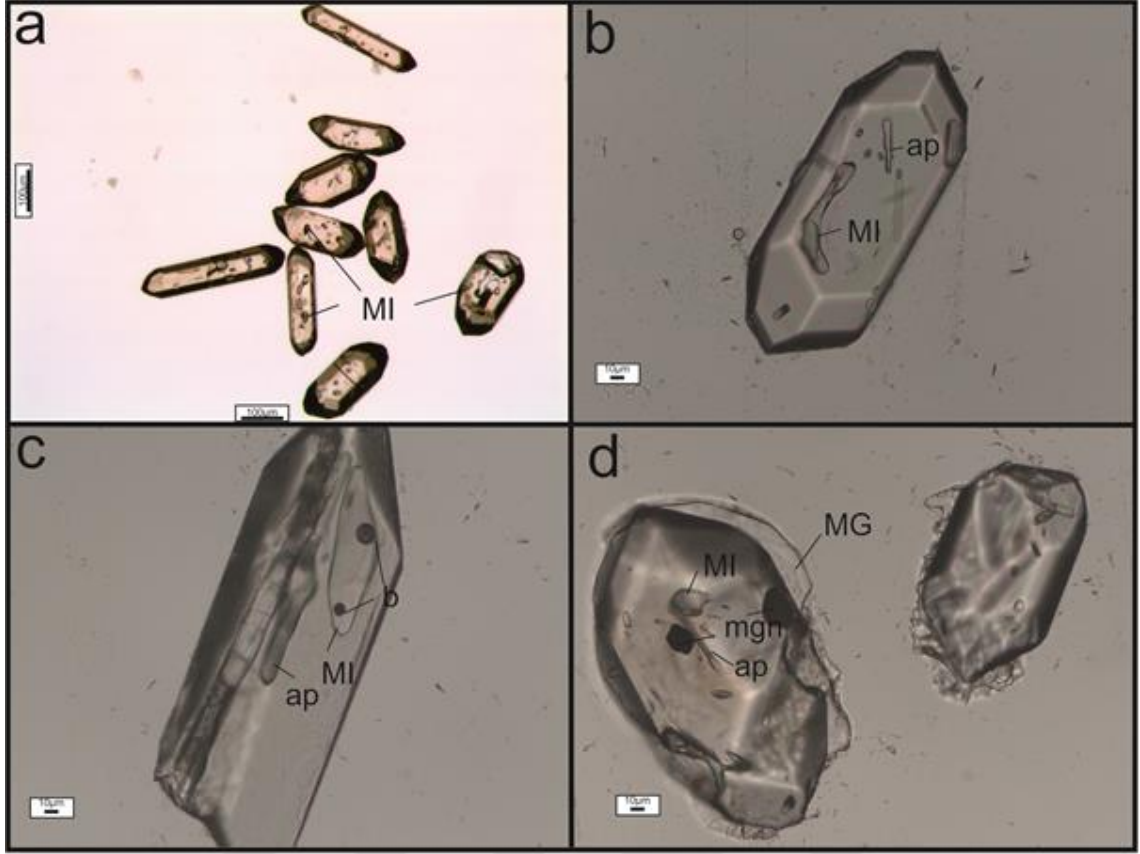
Manyetik olarak ayırma işleminde ise öncelikle el magneti kullanılmıştır. El magneti yardımıyla örnekte yüksek manyetik süssebtibiliteye sahip manyetit gibi kuvvetli ferromanyetik mineraller ayrılmıştır. Böylelikle manyetik ayırma işlemi için kullanılacak olan cihazın aralıklarındaki tıkanmalar önlenmiştir. Geriye kalan malzeme, "Frantz Isodynamic" marka manyetik ayırma cihazı içerisinde akış kanalları eğim açısı 20° ve 25° 'lik meyil açısı ile 1 Amperlik akım kullanarak

sürekli malzeme beslemesiyle manyetik ve manyetik olmayan iki fraksiyona ayrılmıştır. Gerektiği durumlarda, amper değeri arttırılarak işlem tekrarlanmıştır. Manyetik ayırma işleminden sonra geriye kalan malzeme, petrografik mikroskop altında incelenmiş ve malzeme içerisinde zirkon mineraller istenmeyen mineraller fazları içerisinde elle seçilerek ayrılmıştır.

Eriyik kapanımı içeren kristallerin tanımlamasını yaparken, kristaller immersiyon yağlar içerisinde incelenmiş ve binoküler mikroskop altında kapanımlı kristal seçimi yapılmıştır. Seçilen her bir kristal, daha sonra epoksi kalıba alma işleminden önce uygun çözücüler yardımı (saf su, alkol ve/veya aseton) ile temizlenmiştir. Çalışma alanından alınan pomza örnekler içerisinde serbestleştirilen zirkonlar genellikle 5:1 den 10:1 boy/genişlik oranına sahip ve tipik olarak özşekilli, temiz kristaller şeklinde geliştiği belirlenmiştir. Genellikle eriyik ve katı faz kapanımları içermektedirler. Katı kapanımlar ise çoğunlukla apatit ve Fe-Ti oksit mineralleri şeklinde görülmektedir. Kapadokya ignimbiritlerine ait zirkonlar ise biyotit minerallerinde kapanım olarak gelişmektedir. Bu durum, zirkon kristalleşmesinin, piroklastik akıntı ürünlerinin oluşumunun son aşamasında meydana geldiğini göstermektedir. Birimlere ait zirkonlarda bulunan eriyik kapanımları çoğunlukla ilksel olarak gelişmiş ve kristal içerisinde gelişigüzel bir şekilde dağılım göstermektedir. Boyutları da yaklaşık olarak 10 ila 75 µm arasında değişmektedir. Çalışma alanına ait zirkonlarda tespit edilen en büyük eriyik kapanımı da yaklaşık olarak 25 µm civarındadır.

Petrografik mikroskop altında inceleme yaparken uygun eriyik kapanımına sahip zirkonlar iğne uçlu bir toplama aracı ile farklı bir petri kabına alınmıştır. Binoküler mikroskop altında yapılan bu ayırma işlemi sırasında kapanımların karakterizasyonuna dikkat edilmiştir. Bu bağlamda, kristalleşmiş ve hali hazırda cam eriyik kapanımları şeklinde gelişenler birbirinden ayrılmıştır. Kristalen eriyik kapanımları, tipik olarak koyu renkli ve birden fazla mineral içeriği ile tanımlanmıştır. Bazen de belirgin bir şekilde iyi gelişmiş özşekilli buhar fazı (shrinkage bubble) da içerdiği tespit edilmiştir. Bunun aksine, camsı olarak gelişmiş eriyik kapanımları daha açık kahverengi tonlarında ve bir veya birden fazla buhar kabarcığı içerdiği belirlenmiştir. Hızlı soğuma sunucunda oluşan eriyik kapanımlarının çoğu, kristalleşmeye zaman bulamamalarından ötürü patlama sonrasında hızlı bir şekilde eriyik olarak kapanmakta ve ana mineral faz

içerisinde camısı olarak gelişmektedirler. Çalışma alanından alınan pomza örneklerden elde edilen eriyik kapanımlarının da camısı olarak geliştiği belirlenmiştir. Kristalin eriyik kapanımları, heterojen kristal agregaları içeren karışık bir kompozisyon sunmaktadırlar. Bu nedenle, homojen bir eriyik elde edebilmek adına belirli basınç altında çeşitli ısıtma basamakları uygulanmaktadır. Bunun sonucunda elde edilen eriyik kısıtlamalar kısmında bahsi geçen ısıtma sırasında eriyiğe ana mineral fazdan itibaren gerçekleşen difüzyonun oluşmasına neden olmaktadır. Bunun aksine, camısı eriyik kapanımlarının herhangi bir ısıtma işlemine tabi tutulması gerekmemektedir. Mikroskop altında kapanım seçimi yapılırken dikkat edilmesi gereken bir diğer unsur ise kapanımların kırık/çatlak sistemleri gibi ikincil oluşumların etkisi altında gelişip gelişmediğinin belirlenmesidir. Bu tür unsurlar, eriyik kapanımının dış çevre ile etkileşime geçerek kimyasal olarak değişimine sebep olmaktadır. Bu çalışmada istenilen ise eriyiğin kapanmadan sonra herhangi bir etki altında kalmayarak kapalı bir sistemde gelişmiş olmasıdır. Bahsi geçen bu unsurlar eriyik kapanımı seçimi gerçekleştirilirken dikkat edilmesi gereken durumlardır ve eriyik kapanımı tanımlanması ve analiz sürecinde karşılaşılan sınırlamalar bölümünde detaylı olarak anlatılmıştır (Şekil 5.2). Çalışma alanında bulunan ignimbirit birimlerine ait zirkon kristallerinin polarizan mikroskop görüntüleri ve kapanım tanımlamaları Ekler kısmında yer alan Ek.2'de verilmiştir.



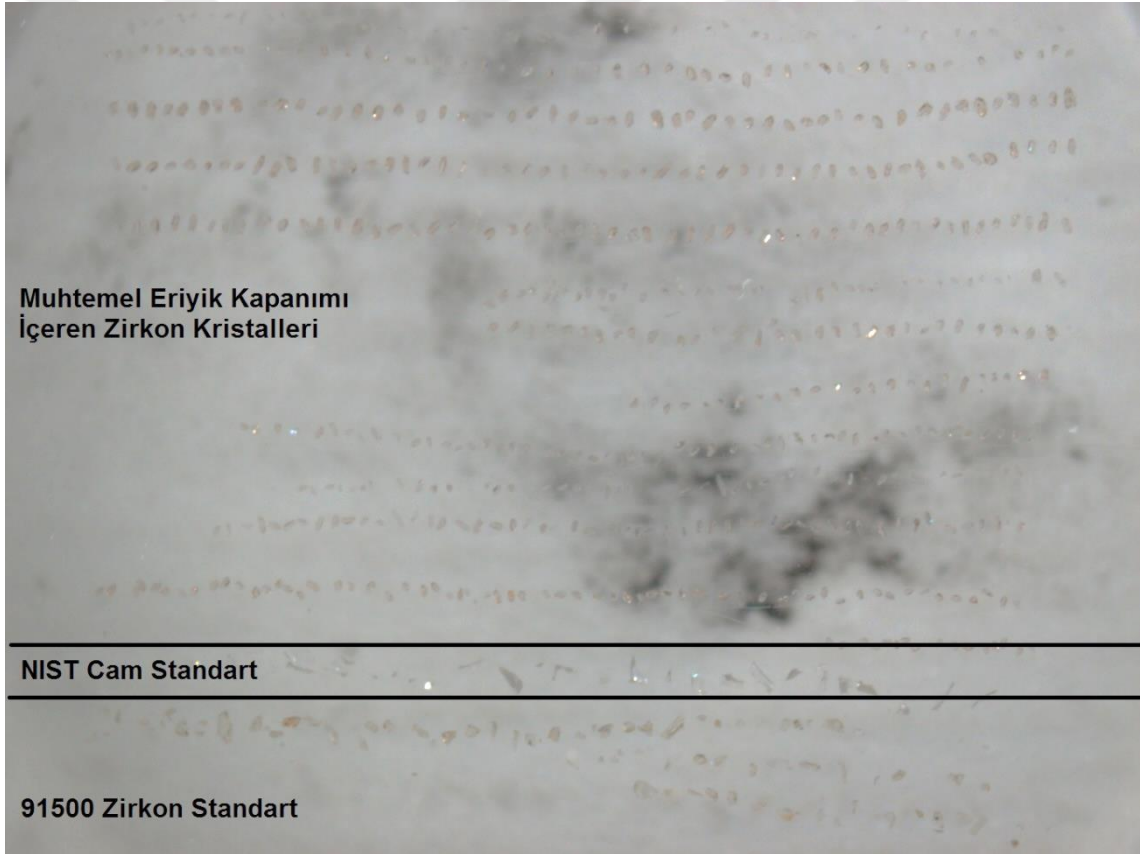
Şekil 5.2. Zirkonlarda cam eriyik kapanımları (MI) geçirimli ışık mikroskobu görüntüleri. Zirkonlar genellikle apatit (ap), Fe-Ti oksitleri (mgn) ve daha az yaygın olan kuvars ve feldispat katı kapanımlarını içermektedir. (a) Kapadokya ignimbiritlerinden serbestleştirilen zirkonlarda cam eriyik kapanımları. (b) Zelve ignimbiritine ait zirkon kristalleri, apatit ile birlikte “L”şeklinde cam eriyik kapanımı içermektedir. (c) Kızılkaya ignimbiritine ait zirkonda gözlenen cam eriyik kapanımı. Eriyik kapanımı, kapanmanın son aşamasında gelişen iki adet kapanma kabarcığı (shrinkage bubble) içermektedir. (d) Sarımadentepe ignimbiritine ait zirkonun cam eriyik kapanımı, apatit ve Fe-Ti oksitlerin katı kapanımları içermekte ve matris cam ile çevrelenmektedir.

Eriyik kapanımları, tüm kayaç kompozisyonel bileşimleri ile kolaylıkla elde edilemeyen bilgiler sunması, bunları petrojenetik süreç belirleme çalışmalarında kullanılmasına olanak sağlamıştır. Bununla birlikte, eriyik kapanımı içeren kristallerin, analize hazırlanması da özel bir çalışma gerektirmektedir. Her bir kristal içerisinde bulunan eriyik kapanımları, aşındırma işlemine maruz kalan

analiz yüzeyinin altında farklı derinliklerde bulunmaktadır. Bununla birlikte aşındırma ve parlatma süreci, bir kristal içerisinde bulunan bir eriyik kapanımını ortaya çıkarabilirken diğer kristallerdeki kapanımlar ya tamamen aşınmış ya da hala yüzeyin altında aşınmamış bir şekilde kalabilmektedir. Daha fazla parlatma işlemi yüzeye çıkmış olan eriyik kapanımlarını kaybetmeye sebep olabilirken, kapanım türleri aşındırma ve parlatma işleminden önce tam anlamıyla tanımlanmamışsa, gerçek eriyik kapanımları ile sisteme sonradan dâhil olmuş bazı kristallerin tanımlanmasını zorlaştırabilmektedir. Bazı araştırmacılar aşınmış, parlamış ve eriyik kapanımları yüzeye çıkmış kristalleri, epoksi içerisinde çıkartma yöntemi ile yukarıda bahsi geçen durumu göz ardı etmişlerdir. Aynı ayrı epoksilerde kalıplanan, parlatılan ve kapanımları yüzeye çıkartılan kristaller daha sonradan tek bir epoksi kalıbı içerisinde toplanmaktadır. Fakat yaklaşık 1mm'den küçük olan her bir kristal için bu yöntem oldukça zordur. Bu nedenle, bu çalışmada farklı bir yöntem izlenmiştir. Elenmiş ve ayrılmış üç ayrı tane boyundaki kristaller mikroskop altında ayrı ayrı incelenmiş ve benzer en ve boy oranına sahip eriyik kapanıma ait kristaller aynı epoksi kalıbı içerisine alınmıştır. Böylelikle aşındırma ve parlatma işlemleri sonucunda her bir kristalin eşit olarak yüzeye çıkarılması sağlanmıştır.

Her bir birime ait uygun kapanıma sahip zirkon kristalleri, mikroskop altında seçilerek, alüminyum plaka üzerine yapıştırılmış olan çift tarafı yapışkan bant üzerine, önceden epoksi kalıp sınırları çizilmiş kare şekilli alan içerisine sırayla yerleştirilmiştir. Kalıbın sınırları içerisinde yeteri kadar kapanıma sahip zirkon örnekleri yerleştirildikten sonra, yapılacak olan analizin türüne ve planlanan analiz sayısı kadar ayrı ayrı zirkon ve cam standartlar aynı epoksi içerisine yerleştirilmiştir. Ana mineral faz olan zirkon ve bünyesinde bulunan eriyik kapanımlarından iz element analizleri gerçekleştirileceği için eriyik kapanımları için NIST610 ve NIST612 cam standartları ile 91500 zirkon standartları kullanılmıştır. Reçine ve sertleştirici iki bileşenden oluşan epoksi laboratuvar ortamında önceden belirlenmiş oranlarda (3:1) karıştırılarak ana epoksi malzemesi hazırlanmıştır. Alüminyum plakalar üzerinde bulunan bantlar üzerine silindirik teflon epoksi kalıbı yerleştirilmiştir. Hazırlanan epoksi ise kalıplara dökülmüş ve yaklaşık bir gün kürlemesi için beklenmiştir. Kürleme süreci tamamlandıktan sonra teflon kalıplardan çıkarılan epoksiler ilk önce 1200 grit

tane boyuna sahip aşındırma kâğıdı ile sadece su kullanarak aşındırılmıştır. İkinci aşamada 2000 grit tane boyutunda aşındırma kâğıdı ve çok ince bir su tabakası ile aşındırma işlemine devam edilmiştir. Her aşamada örnekler dikkatli bir şekilde yıkanmıştır. Aşındırma aşaması sürekli binoküler mikroskop altında kontrollü bir şekilde gerçekleştirilmiş ve kapanım yüzeyi görülene kadar devam edilmiştir. Eriyik kapanımı için daha fazla aşındırmanın gerektiği durumlarda ise 2000 grit tane boyutundaki aşındırma kâğıdı kullanılarak aşındırma devam ettirilmiştir. Kristaller istenilen aşındırma seviyelerine ulaştığında son aşama, bir parça kâğıt üzerinde sırasıyla 3 ve 1 μm 'lik elmas pastalar kullanarak parlatma işlemi gerçekleştirilmiştir. Son olarak tüm epoksi örnekler, sırasıyla deiyonize su ve alkol ile ultrasonik banyo içerisinde yıkanmıştır (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. Zirkon eriyik kapanımı, NIST cam ve 91500 zirkon standartları içeren epoksinin binoküler mikroskop görüntüsü.

5.2. Analitik Teknikler

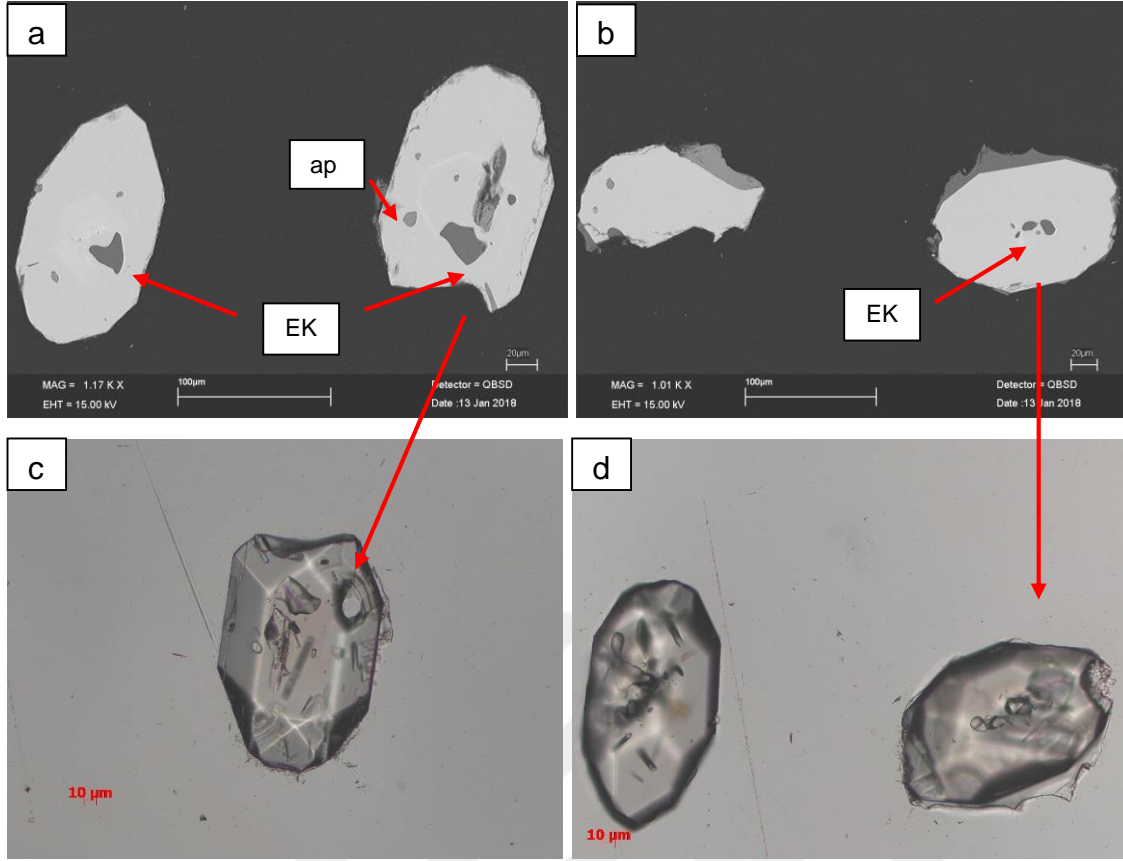
Geleneksel yöntemlerle ayrılan zirkon kristalleri, eriyik kapanıma sahip kristallerin tanımlamasının yapılması amacıyla petrografik mikroskop altında incelenmiştir. Büyüme zonlarında, kristalin çekirdeğine yakın ve kırık/çatlaklardan uzak kapanımlar analize uygun olarak seçilmiştir. Bölgeye ait ignimbiritlerdeki zirkonlarda bulunan eriyik kapanımları hızlı soğumanın etkisi ile camsı ve homojen eriyik kapanımları şeklinde gelişmiştir. Eriyik kapanımlarının bileşimleri, çeşitli mikro-analitik teknikler kullanılarak belirlenmiştir. Bu amaçla, camsı eriyik kapanımı içeren zirkonlar, epoksi içerisine alınmakta ve eriyik kapanımı aşındırma ve parlatma ile yüzeye çıkartılmaktadır.

Zirkonların homojen eriyik kapanımların ve her bir birime ait pomzalardan elde edilen matriks camların, ana oksit element bileşimleri Heidelberg Üniversitesi'nde bulunan Taramalı Elektron Mikroskobu Geri Saçınımlı Elektron Dedektörü (BSD) ile bütünleşik Enerji Dağılım Spektrometresi (EDS) kullanılarak belirlenmiştir (Si, Ti, Al, Mg, Ca, Mn, Fe, Na, K). Eriyik kapanımlarının, ana kristal fazın ve matriks camın iz element miktarları ise Heidelberg Üniversitesi'nde bulunan İkincil İyon Kütle Spektrometresi (SIMS) aleti kullanılarak belirlenmiştir. Analiz için uygulanan laboratuvar prosedürleri ilk olarak ana oksit elementlerin analizi ile başlamış, daha sonra bu prosedürü iz element analizleri takip etmiştir.

5.2.1. Katodoluminesans (CL) ve Geri Saçınımlı Elektron Dedektörü (BSD) Eriyik Kapanımı Görüntüleme ve Tanımlama

Zirkon kristallerinin Katodoluminesans (CL) ve Geri Saçınımlı Elektron Dedektörü (BSD) görüntülerinin çekimi Heidelberg Üniversitesi'nde bulunan Zeiss Leo 1430P marka Taramalı Elektron Mikroskobu ile gerçekleştirilmiştir. Katodoluminesans görüntüleme anında elektron akımının oluşturduğu yayılım sebebiyle görüntüde meydana gelebilecek yüklenmeyi önlemek amacıyla 20 Pa'lık vakum koşulu altında çalışma gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada 10 kv'luk bir ivmelendirilmiş voltaj kullanılmış ve 15 nA'lık bir ışın demeti aletsel çalışma koşulları olarak tanımlanmıştır. Eriyik kapanımı çalışmalarında, CL görüntülerinin çekiminin amacı, eriyik kapanımı ile zirkon büyüme zonlarının arasındaki ilişkiyi ortaya koyabilmektir. Böylelikle, silikat eriyikten itibaren oluşumu sırasında zirkon kristalinin büyüme gelişimi hakkında bilgi sahibi olunmaktadır. CL

görüntülerindeki intensite değerlerindeki zonal değişim, zirkon kafes yapısındaki safsızlıklardan kaynaklanmaktadır. Volkanik zirkonlarda, bazı CL zonları Ti, Y, Th ve U ile korele edilmektedir (Benisek ve Finger, 1993; Hanchar ve Rudnick, 1995; Corfu ve ark., 2003, vb.). Özellikle, bu tarz korelasyonlar eriyiğın oluşumu ve aktivitesi hakkında bilgi vermektedir. Magma odası süreçlerinin belirlenmesinde eriyiğın aktivitesinin belirlenmesi ise oldukça önemlidir. Kapadokya ignimbiritlerine ait zirkon kristalleri çoğunlukla özşekilli, yer yer ise yarıözşekilli olarak gözlenmektedir. Konsantrik osilasyonlu zonlama zirkon kristallerinde yaygın olarak gözlenen bir zonlanma çeşididir. Bununla birlikte, zirkon ve eriyik ara yüzünde zonlanmaya paralel olarak gelişen açık renkli alterasyon tipleri de oldukça yaygın olarak gözlenmektedir. CL görüntülerinde eriyik kapanımları çoğunlukla, gelişigüzel, yuvarlak şekilli veya yer yer I ve L şekillerinde geliştiğı belirlenmiştir. 20 µm'nin altında boyutlara sahip eriyik kapanımları ise çoğunlukla yaygın bir formda iyi derecede gelişmiş fasetalara sahip şekilde görülmektedir (Şekil 5.4).



Şekil 5.4. Çalışma alanında bulunan birimlerin zirkon kristallerine ait homojen eriyik kapanımları. (a ve b) Eriyik kapanımlarının Elektron Mikroskopu Geri Saçınimli Elektron Dedektörü (BSD) görüntüsü (c ve d) Eriyik kapanımlarının polarizan mikroskop görüntüsü (EK: Eriyik Kapanımı, ap:apatit).

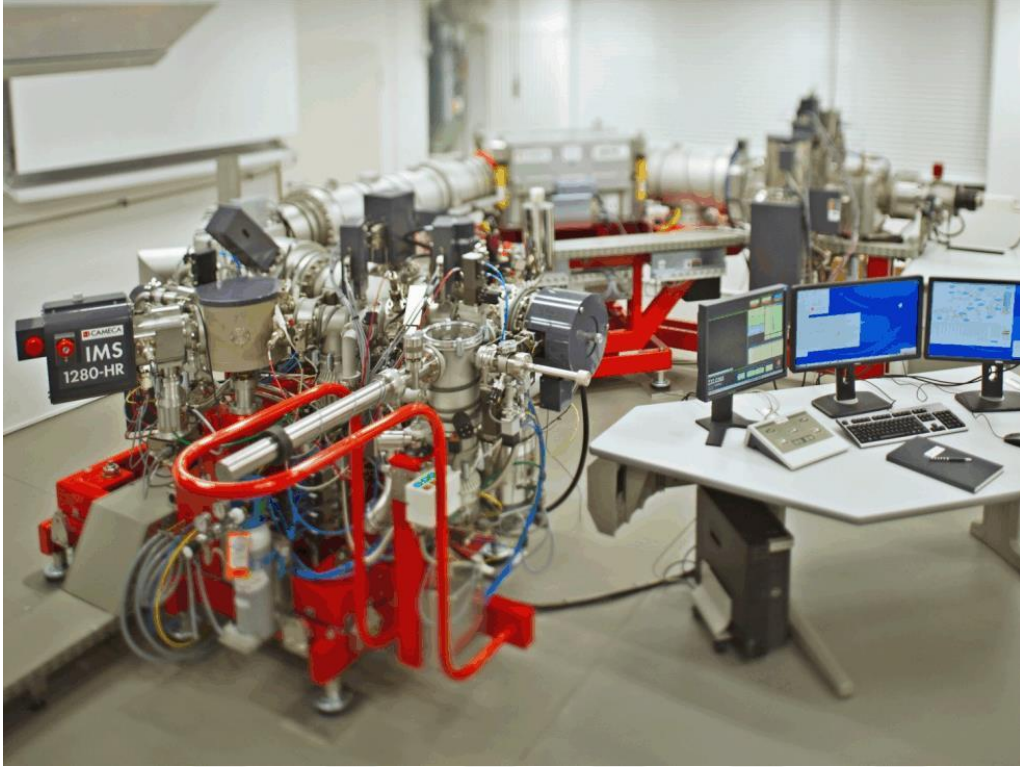
Geri Saçınimli Elektron Dedektörü (BSD), taramalı elektron mikroskopunda yaygın olarak kullanılan bir görüntüleme çeşididir. Bu çalışma, 20 mm'lik çalışma uzaklığında 15 kv'luk bir voltaj ile 3-5 nA'lik ışın demetinin, örnek üzerine ivmelendirilmesi ile gerçekleştirilmiştir. Çalışma kapsamında yürütülen petrografik ve mineralojik analizler, taramalı elektron mikroskopu ile bütünleşik Enerji Saçınım (EDS) Spektrometresi ile gerçekleştirilmiştir. Hızlı ve kantitatif mikrokimyasal analizler sonucunda eriyik kapanımlarına ait ana element oksit değerleri yüzde cinsinden ölçülmüştür. Ayrıca her bir kristalde bulunan kapanım fazlarının karakterizasyonu yapılmıştır. EDS analizleri temelinde, BSD görüntüleme işlemleri için kullanılan çalışma koşulları altında gerçekleştirilmiştir. Örnek ile dedektör arasındaki çalışma uzaklığı bu analiz için 18 mm olarak belirlenmiştir. Cam analizlerinde, Na ve K gibi elementlerin buharlaşma etkisini

aza indirmek amacıyla, elementlerin ölçümleri ilk 30 saniye içerisinde gerçekleşecek şekilde analiz yapılmıştır. Toplam analiz süresi ise 80s olarak belirlenmiştir. Ana element analizleri ve BSD görüntüleri, CL görüntüleri çekilen kristaller üzerinden gerçekleştirilmiştir. BSD görüntülerinde zirkon kristallerinin çoğunun matris cam ile çevrelendiği görülmektedir. BSD görüntüleme, kapanım olarak gelişen farklı mineral fazlarının SIMS analizleri öncesi belirlenmesinde önemli bir yere sahiptir. Bu amaçla kapanım içeren her zirkon kristali dikkatli bir şekilde incelenmiş ve uygun görülen eriyik kapanımları analiz edilmiştir. Zirkonlardaki eriyik kapanımları BSD görüntülerinde koyu gri özşekilsiz damlalar şeklinde görülmektedir. Bununla birlikte, özşekilli apatit ve Fe oksit mineralleri de Kapadokya ignimbritlerindeki zirkonlarda sıklıkla rastlanılan kapanım mineral fazlarıdır. Bu mineral fazlarının çoğunlukla eriyik kapanımları ile beraber geliştikleri görülmektedir. Ayrıca zirkonun büyüme zonlarına paralel olarak gelişen kristalleri de bulunmaktadır. Apatit kristalleri eriyik kapanımlarına nazaran daha açık ve parlak gri tonlarında BSD karşıtlık değerleri sunmakta ve çoğunlukla özşekilli olarak gelişmektedirler. Kapanım olarak bulunan Fe oksit mineralleri ise, kristal kafes yapısında yüksek atom numarasına sahip elementlerin varlığı sebebiyle, apatit ve eriyik kapanımlarına nazaran çok yüksek karşıtlık değerleri sunmaktadır.

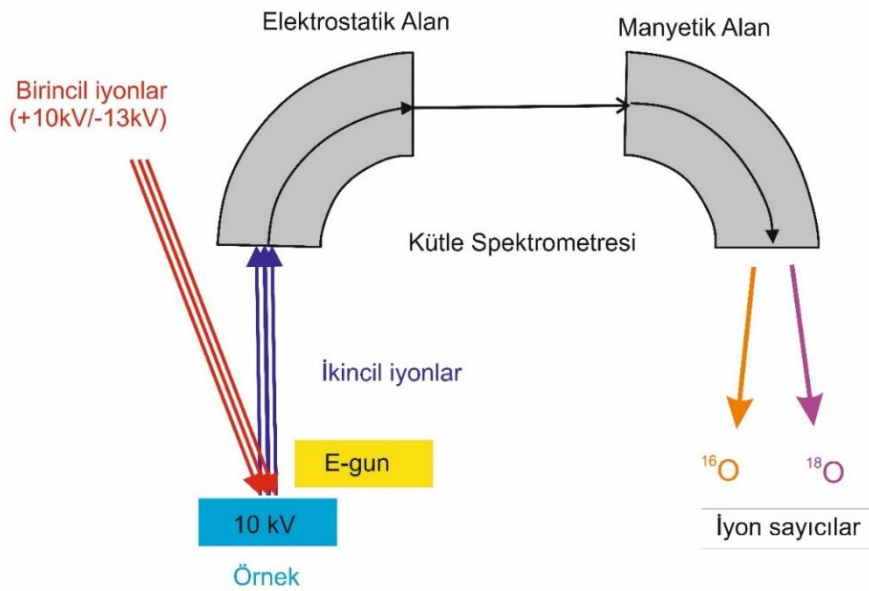
5.2.2. İkincil İyon Kütle Spektrometresi (SIMS) Çalışma Prensipleri ve Görüntüleme Tekniği

İkincil iyon kütle spektrometresi, SIMS, ağır parçacıkların (çoğunlukla O^{2+} , O^- , Cs^+ , Ar^+ , Ga^+) enerjik birincil iyonlar tarafından uyarılması ve katı yüzeyden dışarı atılan iyonize parçacıkları analiz eden kütle spektrometresidir (Şekil 5.5). Yayılan veya ikincil parçacıklar haline gelen elektronlar, nötr atomlar veya moleküller, atomik ve dağılmış şekilde gelişmektedir. Analitik SIMS için, ikincil iyonları etkili bir şekilde ve az enerji ayrımıyla toplamanın en iyi yolu, onları hemen yüzeyden hızlandırmaktır. İkincil iyonlar farklı türdeki lensler ile yüzeyden hızlı bir şekilde hareket ettirilmektedir. Yüzeyden çıkarma işlemi, numune ve lensler arasındaki potansiyel farklılıklara göre gerçekleşmektedir. Bu amaçla, potansiyel farklılıkları sabit tutmak ve sabit bir iyon demeti akımı elde etmek için yüzeyin ince bir altın tabakası ile kaplanması gerekmektedir. Bununla birlikte, voltajda meydana

gelebilecek küçük değişikliklerin etkisini azaltmak ve yüklenmeyi önlemek amacıyla numune yüzeyi altın kaplanmaktadır (Şekil 5.6).

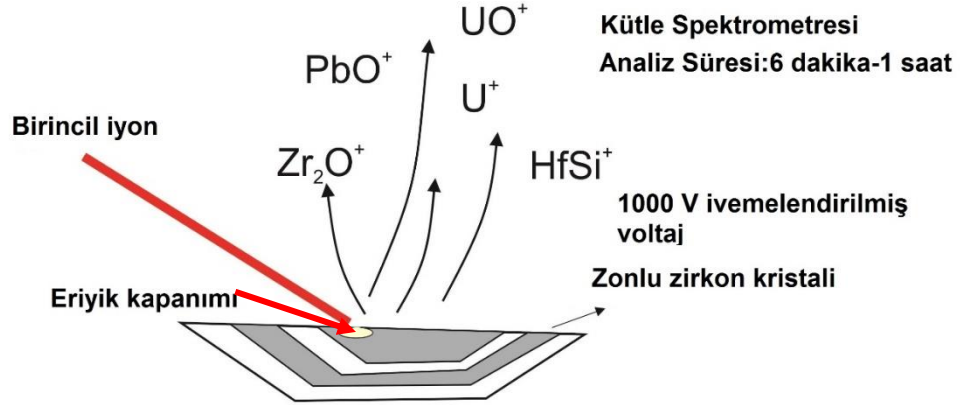


Şekil 5.5. Heidelberg Üniversitesi'nde CAMECA 1280-IMS ile donatılmış İyon Mikroprob Tesisi

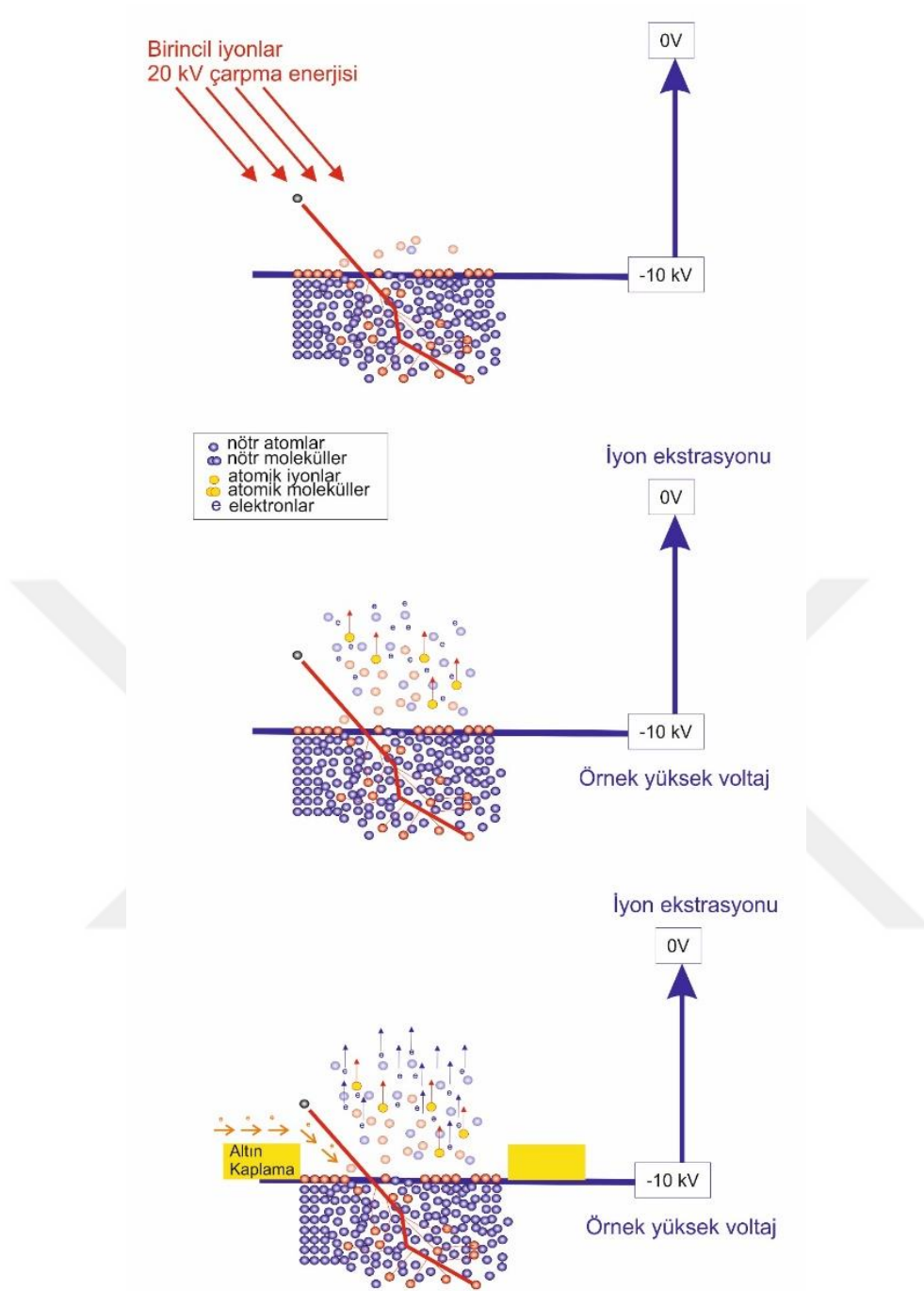


Şekil 5.6. Cameca 1280-HR-IMS cihazı birincil ve ikincil iyon kaynaklarını gösteren şematik çizim.

İkincil iyon transferi, elektro-pozitif ve elektro-negatif yüklü iyonların kütle spektrometresine transfer yolundan geçmesiyle gerçekleşmektedir. CAMECA-1280 HR-IMS, daldırma mercekleri ve transfer mercekleri, bir görüntünün alan diyaframının konumuna göre uygun bir detektör tarafından görülmesini sağlamak için birlikte çalışmaktadır. Saçılma işlemleri sırasında oluşan ikincil iyonlar, geniş ve düşük enerjili iyon iyonlarının enerji penceresi boyunca farklı bir yola sahip olması için geniş bir enerjiye sahip olabilmektedir (Şekil 5.7). Düşük enerji iyonları, yüksek enerji iyonlarının çok daha fazla saptırılmış halidir. Enerji penceresi boyunca, dağılmış ikincil iyonların sadece küçük bir kısmı manyetik analiz cihazına geçebilmektedir. İyonlar bir manyetik alandan geçerken, belirli bir yön hareketini hareket ettirmeye zorlanırlar. CAMECA kütle analizörü dikey doğrultuda bulunan manyetik alana sahiptir. Saptırılmış iyon türüne tanımlanan manyetik alanın büyüklüğü, kütle-yük oranına göre farklılık göstermektedir (Şekil 5.8).



Şekil 5.7. Zirkon eriyik kapanımı analizlerinde kapanıma hedeflenen birincil iyon demetinin örnek üzerinde yaratmış olduğu etki ile ortaya çıkan ikincil iyon türlerinin elde edilmesini gösteren şematik çizim.



Şekil 5.8. Örnek üzerine ivmelenen birincil iyon kaynaklarının örnekte yaratmış olduğu aşındırıcı etki sonucunda elde edilen ikincil iyonların türlerini gösteren şematik çizim.

İkincil iyon kütle spektrometresinin temel prensibi, bir birincil ağır iyon parçacıkları tarafından bombardıman edildiğinde numune yüzeyinden çıkan parçacıkların ölçülmesidir. Birincil iyon kaynağı olarak, modern SIMS cihazlarında bir duoplasmatron, bir Cs kaynağı ve/veya bir Ga iyon kaynağı ve/veya O iyon

kaynağı bulunmaktadır. Heidelberg Üniversitesi'nde Kurulu olan yüksek çözünürlüklü CAMECA 1280-IMS iyon kaynakları üreten duoplasmatron hemen hemen her gaz ile çalışabilmektedir. NTE, Si, Al ve diğer pozitif yüklü iz elementler gibi pozitif yüklü elemanların verimini arttırmak için, tercihen oksijen iyon kaynağı olarak kullanılmaktadır. Duoplasmatron içinde oluşturulan birçok iyon türü, birincil ışın kütle filtresini istenen iyon demetine bırakmaktadır. Negatif oksijen modu ile yüksek miktarda iyon türleri üretilebilmektedir. Bununla birlikte, O^- numune analiz yüzeyinde sarj oluşumunu önlemektedir. Bunun aksine, Cs iyon ışınları genellikle hedef içindeki C, O ve S gibi negatif yüklü elemanların analiz edilmesinde kullanılmaktadır (Heide, 2014).

CL ve BSD görüntülemeleri için karbon kaplanan epoksiler, 3 ve 1 μm 'lik elmas pastalar yardımıyla aşındırılarak kaplamanın epoksi yüzeyinden kaldırılması sağlanmıştır. Daha sonra epoksiler SIMS cihazında iz element analizleri için altın kaplanmıştır. SIMS analizi sırasında iz element türleri çoklu kollektör yardımı ile ölçülmüştür. Analiz sırasında $^{30}Si^+$ türleri de ölçülmüş ve bu değerler iz element normalizasyon değerleri olarak kullanılmıştır. Element fraksiyonlanması ve göreceli çoklu taneleri izlemek amacıyla zirkon iz element analizleri için 91500 zirkon standardı (30 ppm Th, 15.3% Si; Wiedenbeck ve ark., 2004) ile eriyik kapanımı analizleri için NIST610 ve NIST612 cam standartları (Pearce ve ark., 1997) analiz boyunca ölçülmüştür. İz element miktarları Heidelberg Üniversitesi İzotop Jeolojisi ve Petroloji biriminde bulunan Cameca 1280-IMS-HR model iyon prob cihazı ile belirlenmiştir. Altın kaplı epoksiler içerisinde bulunan zirkonlar 5 nA'lık birincil oksijen iyon ışını kullanılarak analiz edilmiştir. İz element analizleri için iyon ışını çapı yaklaşık 10 μm olarak ayarlanmıştır. İz elementlere kıyasla daha düşük iyon verim değerlerine sahip olmaları sebebiyle, NTE analizleri için daha büyük ışın yarıçapı gerekmektedir. Bu nedenle, her iki analiz türü için uygun olan 10 μm ışın yarıçapı seçilmiştir. Elementlerin moleküler iyon ara yüzleri, ikincil iyon türlerinden NTE'ler için enerji filtreleme tekniği kullanarak 10 V'luk bir enerji penceresi ile ivmelendirilmiş voltaj değeri 60 V (diğer iz elementler için 90 V) olarak ayarlanmıştır (Shimizu ve Hart, 1982). Element miktarları ikincil iyon intensite ($^{30}Si^+$ ile orantılı) değerleri, eriyik kapanımı ve zirkonlar için uygun standartlar kullanarak konsantrasyon (ppm) değerlerine dönüştürülmüştür. Ayrıca, hesaplamalarda kullanılmak üzere göreceli sensitivite faktörü (RSF) de

hesaplanmıştır. RSF değeri, örneklerde iz element oranlarını veya türlerin gerçek konsantrasyon değerlerinin hesaplanması için kullanılan düzeltme faktörü olarak tanımlanmaktadır (Schmitt ve Vazquez, 2017). Bu çalışmada iki farklı tür için iz element analizleri yapıldığından iki farklı düzeltme standartları kullanılmıştır. Bu sebeple, ilk önce eriyik kapanım için iz element analizleri gerçekleştirilmiş, daha sonra zirkon kristallerinden aynı çalışma yapılmıştır. Gerçekleştirilen her farklı tür analiz arasında türe ait standart numunelerin ölçümü gerçekleştirilmiştir.

İz element türleri için NIST610 ve NIST612 cam standartları kullanılarak gerçekleştirilen analiz sekansında yeniden üretilebilirlik için ortalama görelî sensitivite faktörleri sırasıyla; $^{11}\text{B}/^{30}\text{Si}$ için 0.0077, $^7\text{Li}/^{30}\text{Si}$ için 0.0344, $^{49}\text{Ti}/^{30}\text{Si}$ için 0.0005, $^{88}\text{Sr}/^{30}\text{Si}$ için 0.0042, $^{89}\text{Y}/^{30}\text{Si}$ için 0.0058, $^{93}\text{Nb}/^{30}\text{Si}$ için 0.0026, $^{138}\text{Ba}/^{30}\text{Si}$ için 0.0018, $^{140}\text{Ce}/^{30}\text{Si}$ için 0.0061, $^{149}\text{Sm}/^{30}\text{Si}$ için 0.0012, $^{161}\text{Dy}/^{30}\text{Si}$ için 0.0014, $^{168}\text{Er}/^{30}\text{Si}$ için 0.0019, $^{232}\text{Th}/^{30}\text{Si}$ için 0.0022 ve $^{238}\text{U}/^{30}\text{Si}$ için 0.0021. Bununla birlikte, 91500 zirkon standartları için nokta analizlerden elde edilen RSF değerleri sırasıyla; $^7\text{Li}/^{30}\text{Si}$ için 0.0225, $^{27}\text{Al}/^{30}\text{Si}$ için 0.1815, $^{49}\text{Ti}/^{30}\text{Si}$ için 0.0005, $^{89}\text{Y}/^{30}\text{Si}$ için 0.0047, $^{149}\text{Sm}/^{30}\text{Si}$ için 0.0015, $^{161}\text{Dy}/^{30}\text{Si}$ için 0.0009, $^{168}\text{Er}/^{30}\text{Si}$ için 0.0013, $^{232}\text{Th}/^{30}\text{Si}$ için 0.0010 ve $^{238}\text{U}/^{30}\text{Si}$ için 0.0016 şeklindedir.

Bu çalışma kapsamında eriyik kapanımı iz element analizlerinde ve veri serilerinin çözümlenmelerinde farklı bir yöntem geliştirilmiştir. Bu yöntem ile eriyik kapanımları ve zirkon kristalleri tek tek ve ayrı nokta analiz yöntemiyle analiz etmek yerine iyon görüntüleme yöntemiyle seçili alan içerisinde her bir element için tarama yaparak bu elementlerin haritaları oluşturulmuştur. İyon görüntüleme analizi için 50 pA'lık bir ilksel O^- iyon ışın demeti 20 kHz'lik bir frekansla 5 μm iyon çapında yaklaşık 30×30 μm 'lik bir çalışma alanında aynı görüntü içerisinde hem zirkon hem de eriyik kapanımı olacak şekilde taranmıştır. Analiz yapılacak olan alan yaklaşık 2 dakika boyunca 1nA'lık bir O^- ilksel iyon demeti ile aşındırılarak örnek yüzeyi asıl analize hazır hale getirilmiştir. Zirkon kristali ve eriyik kapanımı içerisinde homojen olarak dağılan $^{30}\text{SiO}^+$ eş zamanlı olarak ölçülmüştür. Analiz sırasında örnek üzerinde meydana gelen iyon yüklemesi nedeniyle görüntü alanı boyunca iyon verimi varyasyonunun oluşumunu önlemek için türlerle rasyonlamada $^{30}\text{SiO}^+$ kullanılmıştır. İz element konsantrasyonlarının bir fonksiyonu olarak değişen integrasyon zamanı 10 döngü olarak seçilmiştir. Her bir iz element için analiz süresi 5 ila 10 saniye arasında değişmektedir. İyon

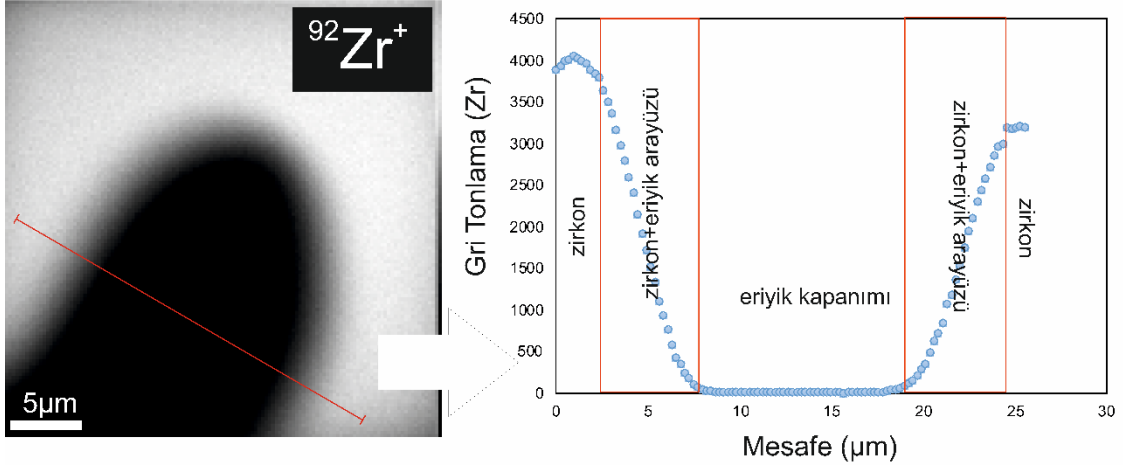
görüntüleme analiz modunda 91500 zirkon standartları için hesaplanan göreceli sensitivite faktörleri (RSF) sırasıyla; ${}^7\text{Li}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.092536, ${}^{27}\text{Al}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.24473, ${}^{49}\text{Ti}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.000913, ${}^{89}\text{Y}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.006102, ${}^{140}\text{Ce}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.053585, ${}^{161}\text{Dy}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.000666, ${}^{168}\text{Er}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.007163, ${}^{232}\text{Th}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.001578 ve ${}^{238}\text{U}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.001785. Bununla birlikte NIST610 cam standartları için iz elementler için göreceli sensitivite faktörleri (RSF) sırasıyla; ${}^7\text{Li}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.116905, ${}^{49}\text{Ti}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.000799, ${}^{89}\text{Y}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.006023, ${}^{140}\text{Ce}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.002876, ${}^{161}\text{Dy}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.000846, ${}^{168}\text{Er}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.001215, ${}^{232}\text{Th}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.001152 ve ${}^{238}\text{U}/{}^{30}\text{Si}$ için 0.001063 şeklindedir.

Silisyum, iyon türlerinin normalleştirilmesinde, farklı iyon kaynaklarından gelen iyonların hem aletsel hem de matris etkilerinden kaçınmak amacıyla yaygın olarak kullanılmaktadır. Birincil iyon türleri tarafından uyarılan ikincil iyonların enerjisi analiz sırasında Si^{+} ya oranla düşüş trendi göstermektedir. Enerjide meydana gelen bu değişim analiz koşulları ve/veya analiz aletine göre değişiklik göstermektedir. Bununla birlikte, örnek haznesinde bulunan örneğin pozisyonu, birincil iyonların bombardımanına uğrayan örneğin element fraksiyonlanması, kenar ve merkez arasında az oranda olsa bile farklılık göstermektedir. Si'nin silikat minerallerinin kimyasal yapısında bulunan ortak element olması element fraksiyonlamada normalleştirme elemanı olarak kullanılmasına izin vermektedir.

5.2.3. Eriyik Kapanımı Tanımlama ve Nicelleştirmesinde Görüntü İşleme Süreçleri

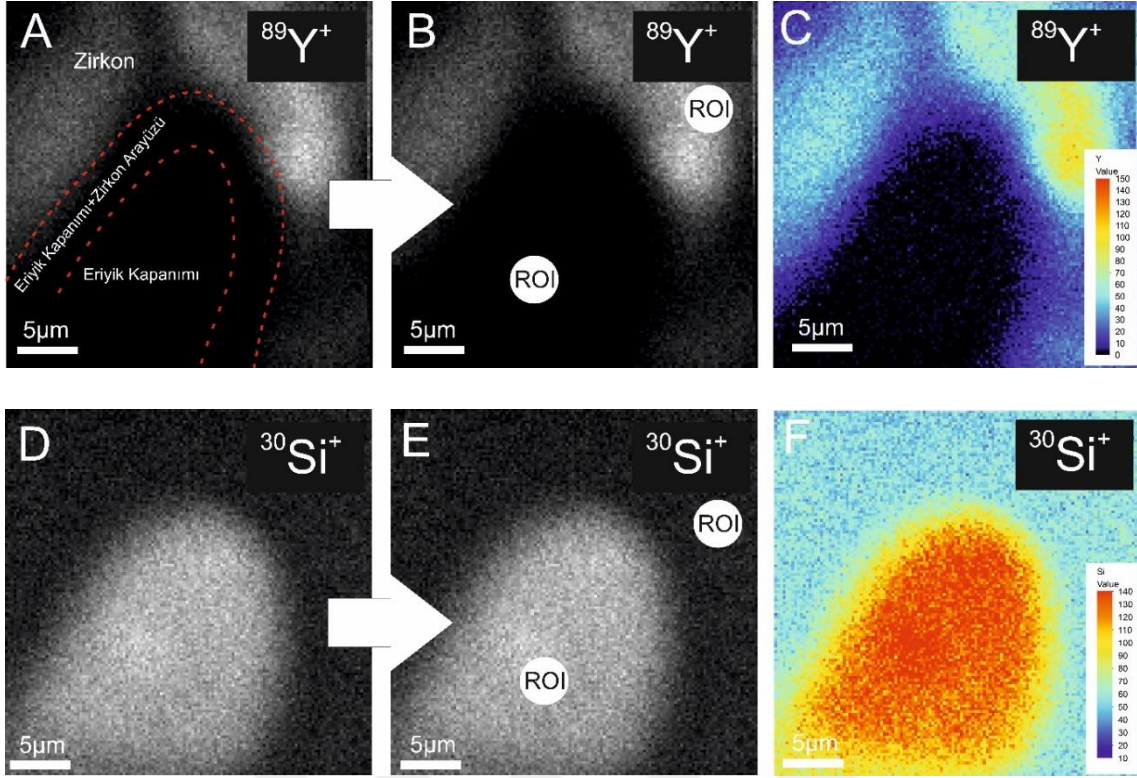
Bu çalışma kapsamında, ham intensite değerlerini içeren 128×128 piksellik tüm analiz döngülerini içeren iyon görüntüleri, Cameca HR-IMS sistemine ait görüntü işleme programı olan WINImage© ile açılmıştır. Her bir görüntüye ait element döngüleri seçilmiş ve tek bir görüntü verisi olarak birleştirilmiştir. Daha sonra, her görüntü ana intensite değerlerini içeren gri ton değerlerine sahip görüntüler olarak kaydedilmiştir. Her bir elemente ait raster görüntü, analiz aletinin görüntü işleme programının yetersizliğinden dolayı ImageJ© programı ile işlenmiştir.

İyon görüntülerinden itibaren çalışma bölgesi belirlemesi yapılırken, eriyik kapanımı ile zirkon arasında bulunan ara yüzün belirlenmesi oldukça önemlidir. Ham verilerden itibaren hesaplanacak olan konsantrasyon değerlerinin belirlenmesi için oldukça önemli olan çalışma alanı seçiminde (ROI: Region of Interest) yapılacak olan hata, iz element hesaplamalarının yanlış yorumlanmasına sebebiyet vermektedir. Bu nedenle, çalışma alanının seçimi yapılırken, görüntü işleme programı yardımıyla $^{92}\text{Zr}^+$ raster görüntüsünde çizgi profil atılarak Zr'un gri tonlamaya karşı mesafe grafiği çizilmektedir (Şekil 5.9). Böylelikle eriyik kapanımının ve eriyik ile zirkon arasında gelişen ara yüzün tam olarak nerede geliştiğini belirlemektedir. Aynı grafik üzerinde eriyik kapanımının boyutunu ve eriyik ile zirkon ara yüzünü ve bu ara yüzün kalınlığını belirlemektedir. Tüm iz elementler için yukarıda bahsi geçen görüntü tanımlama süreçleri uygulanmıştır.



Şekil 5.9. İyon görüntü sınıflama ve işlemeyi anlatan şematik çizim. Sarımadentepe ignimbiritine ait zirkon örnek olarak kullanılmıştır. 128×128 piksel ham $^{92}\text{Zr}^+$ intesite değerleri içeren görüntü döngüleri birleştirilmiştir. Grafik, elementlere ait gri tonlama değerlerini kırmızı çizgi boyunca göstermektedir.

Birleştirilmiş görüntülerdeki ham intesite değerleri, hem zirkon hem de eriyik kapanımı için çizilen çalışma alanı bölgesine göre hesaplanmıştır (Şekil 5.10 ROI; B, E). Aynı prosedür tüm iz element raster görüntüleri için izlenmiştir. Bununla birlikte, iz element türlerinin normalizasyon işlemine kullanılmak üzere $^{30}\text{Si}^+$ analizleri de devamlı olarak yapılmıştır. $^{30}\text{Si}^+$ raster görüntüsünden görüntü işleme süreci ile her iki bileşen için ham intesite değerleri elde edilmiştir. Bu fark, ikincil iyon verimine moleküler $^{30}\text{SiO}^+$ 'nun ofset (ötelenmiş) enerji dağılımları nedeniyle raster alan içerisindeki eser element türlerine göre sistematik olarak baskılamasına bağlanmaktadır. Her bir iz elementin $^{30}\text{SiO}^+$ 'ya göre normalizasyonu sonucunda elde edilen değerler, analiz sırasında sisteme daha önceden her element için tanımlanmış ölçüm döngülerinin süresine göre bir kere daha düzeltilmiştir (5 ila 10 arasında değişmektedir). Böylelikle her görüntüden elde edilen intesite değerleri, tek bir ölçüm değerine indirgenmiştir (Şekil 5.10).



Şekil 5.10. İyon görüntü işleme ve sınıflandırmayı anlatan şematik çizim. Sarımadentepe ignimbiritine ait zirkon örnek olarak kullanılmıştır. 128×128 piksel ham $^{89}\text{Y}^+$ ve $^{30}\text{Si}^+$ intesite değerleri içeren görüntü döngüleri birleştirilmiştir. Renkli değerler daha iyi bir karşılaştırma yapmak amacıyla kullanmıştır (renkli görüntüdeki lejand gri değerler kullanılarak çizilmiştir).

Aynı zamanda çalışma alanı seçiminde farklı şekiller (kare, yuvarlak, serbest çizim) de seçilerek ham intensite değerleri hesaplanmış fakat şeklin hesaplama üzerinde herhangi bir etkisi olmadığı belirlenmiştir. Hesaplamaların belirli bir standartta olabilmesi adına her bir iz element için, raster görüntüde eriyik kapanımı ve zirkon bölgelerinde aynı boyutta ROI'lar kullanılmıştır. Buna karşın, her bir farklı eriyik kapanımı için yukarıda bahsi geçen prosedüre göre, eriyik kapanım boyutları dikkate alınarak farklı ROI'lar çizilmiştir. Aynı zamanda, bir eriyik kapanımı içerisinde zirkon ve eriyik kapanımı ara yüzü dikkate alınarak birden fazla ROI çizilmiş ve intensite değerleri elde edilmiş, bu değerler tek ROI seçilerek elde edilen değerlerle karşılaştırılmış ve çoklu ROI seçiminin konsantrasyon hesaplamalarında herhangi bir etkisinin olmadığı belirlenmiştir. Görüntü işleme sürecinde kullanılan ImageJ© programı, seçilen bölgede bulunan gri tonlamalı ham veriyi alarak seçilen alana bölmekte ve ortalama bir değer

vermektedir. Bu nedenle, seçilen bölge hangi şekilde olursa olsun elde edilecek veri, ham verinin seçilen toplam alana bölünmesi sebebiyle aynı çıkmaktadır. Nokta analizde olduğu gibi her farklı analiz döngüsünde 91500 zirkon standart ile NIST610 cam standardı da raster olarak taranmış ve element haritaları elde edilmiştir. İz elementlere ait element haritalarından yukarıda bahsi geçen süreçlerle sayısal veriler hesaplanmış ve RSF değerleri belirlenmiştir. Bu değerler daha sonra eriyik kapanımı ve zirkon iz elementlerine ait konsantrasyon verilerinin hesaplanmasında kullanılmıştır.

5.2.4. Zirkon CL ve BSD Görüntüleme

Eriyikten itibaren kristalleşmeye başlayan zirkon minerallerinin büyümesi ve doymunluğa ulaşması, düşük sıcaklık ve yüksek Zr içeriği gerekmektedir (Watson, 1996). Yavaş büyüme sürecinden geçen zirkon, eriyiğin gelişimi sırasında karşılaşmış olduğu kimyasal değişimlere ve ani volkanik patlamalar sonucunda tetiklenen değişikliklere duraylı kalamamaktadır (Eichelberger ve Izbekov 2000; Wark ve ark. 2007; Claiborne ve Miller, 2010). Çoğu zirkon kristali, kristal formdaki büyüme geçmişlerini, karmaşık zonlanmalar ile ifade etmektedir. Bu zonlanmalar, mineralin kristalleşmesi sırasında baskın fiziksel ve kimyasal koşulları yansıtmaktadır. Büyük ve tek tip şekilde gelişen zonlanmalar, mineralin nispeten Zr bakımından doymun olduğu bir ortamda geliştiğini ve magmatik koşul/bileşimi temsil ettiğini göstermektedir (Hoskin, 2000; Fowler ve ark. 2002; Claiborne ve ark., 2010). Zirkonlarda gözlenen osilasyonlu (salınımlı) zonlanmalar, eriyikteki bileşim veya koşullardaki hızlı değişikliklerden ziyade katyon yer değişimi, difüzyon, polimerizasyon, süpersatürasyon ve dengesizliğe bağlı olarak kristal/eriyik ara yüzü arasında meydana gelen değişimleri temsil etmektedir (Hoskin, 2000; Hoskin ve Schaltegger 2003). Bununla birlikte, magmatik sistemlerde zirkon fraksiyonlanması, Hf, U, Th, Ti, ANTE, Y ve P gibi elementlerin fraksiyonlanmasını da tetiklemektedir. Çünkü bu elementlerin Zr ile neredeyse benzer iyonik yarıçapa ve katyonik yüke sahip olmaları, eriyik içerisinde bu elementlerin konsantrasyonlarının değişmesine neden olmaktadır. Bu sebeple, magmada kristalleşmenin artmasıyla, zirkon kristallerinde bu elementlerin oranları da artmaktadır (Claiborne ve ark., 2010).

Zirkon kristallerine ait en iyi çözünürlükte dokusal özellikler CL ve/veya BSD görüntüleme yöntemi ile elde edilmektedir. Elektron bombardımanına maruz kaldıkları andan itibaren kristalde meydana gelen CL görüntü davranışı, zirkon ve kuvars gibi ana kristal fazlarında rastlanmaktadır. CL yayılımı çoğunlukla element ve/veya yapısal kontrol altında gelişmekte ve üç değerlikli nadir toprak elementlerinin (REE) 5d ve 4f yörüngesinde bulunan elektronların geçişinden kaynaklanmaktadır (Marshall, 1988). Elektromanyetik spektrumda üç değerlikli NTE'lerinin süperimpoze pikleri geniş bant yayılımı sunmaktadır. Dy^{3+} ise Sm^{3+} , Eu^{3+} ve Tb^{3+} ile beraber temel elementsel faktörlerden oldukları düşünülmektedir. U^{4+} 'un varlığı ve uranyumun kız izotoplara dönüşümü sonucunda ortaya çıkan radyasyon hasarı da CL yayılımının bastırmasına sebep olmaktadır. Aynı zamanda Y^{3+} varlığının geniş bant mavi CL yayılımına, Ti^{4+} ve/veya U^{4+} varlığının da geniş bant sarı CL yayılımına etkisi bulunmaktadır (Remond ve ark., 1992, Hanchar ve Rudnick 1995; Corfu ve ark., 2003).

Geri Saçınımlı Elektron (BSD) görüntüleme kristalde farklı fazlarda ortalama atom numarasındaki kontrastı ortaya koymaktadır. Atom numarası ne kadar büyük olursa, görüntülenen bölgede daha çok elektron geri saçınacak ve görüntü daha beyaza yakın görünecektir. Kabuksal ortamlarda gelişen zirkonlarda, BSD intensite çeşitliliğine, Hf ve U'un ikincil etkisi neden olmaktadır (Hanchar ve Miller, 1993).

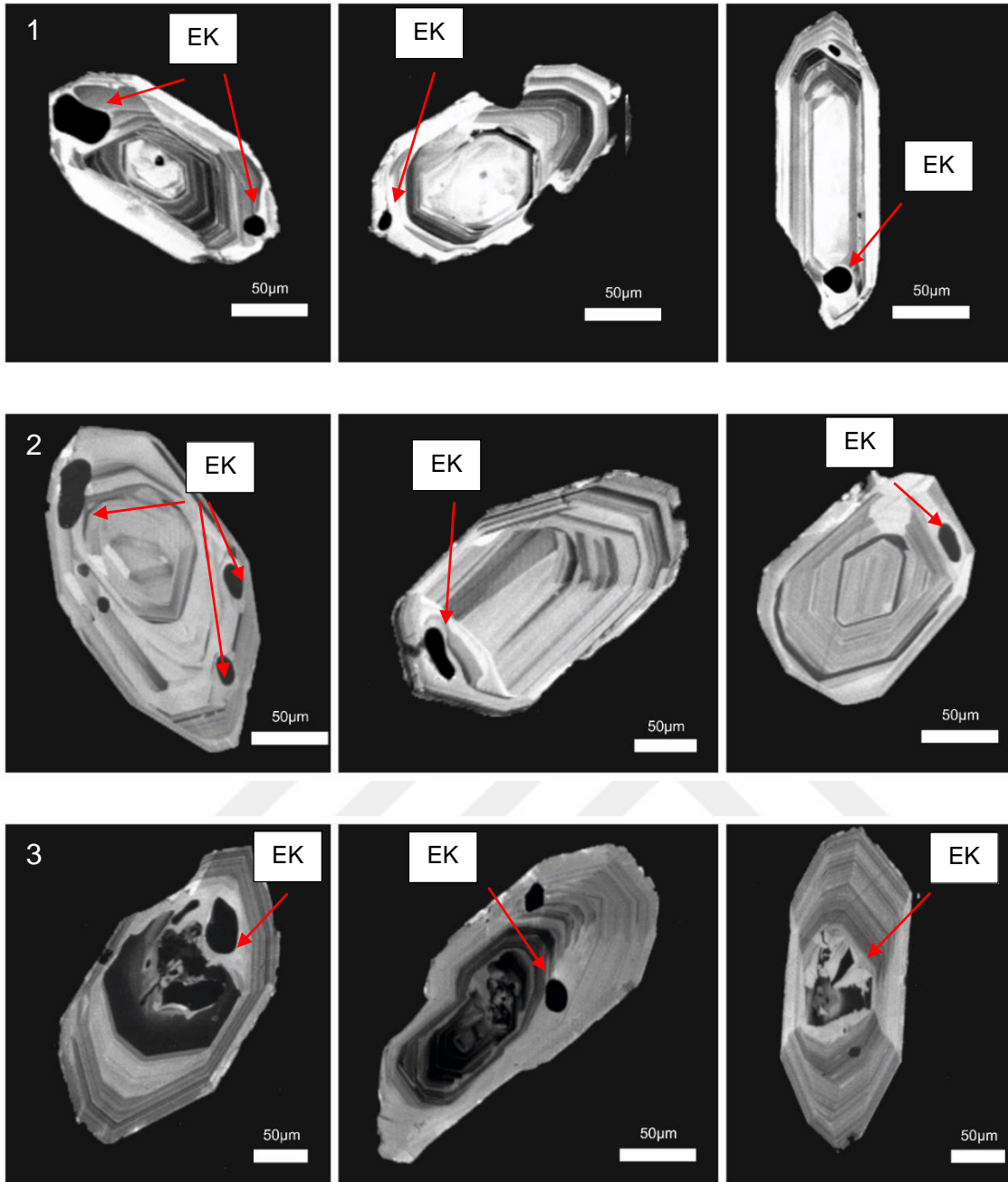
5.2.4.1. Zonlanmaya Bağlı Olarak Gelişen Dokusal Özellikler

Zirkon kristallerinin yukarıda bahsi geçen görüntüleme yöntemleri ile incelenmesi, bu mineraller üzerinden gerçekleştirilecek olan her türlü çalışmada (U-Pb, U-Th tarihlendirme, iz element, oksijen izotop, Hf izotop) birincil önem arz etmektedir. Yapılacak olan çalışmaya göre seçilen görüntüleme tekniği farklılık göstermektedir. Tarihlendirme çalışmalarında sadece CL görüntüleme yeterli olurken, kapanım çalışmalarında her iki görüntüleme tekniği gerek kapanım karakterizasyonu gerekse kapanımların zirkon kristalleşmesinde geçirdiği evrimi belirlemede önemli bir yere sahiptir.

Çalışma alanında bulunan ignimbritlere ait zirkonlar CL ve BSD görüntüleri Taramalı Elektron Mikroskobu'na bütünleşik CL ve BSD dedektörü vasıtasıyla çekilmiştir. Birimlere ait detaylı CL ve BSD görüntüleri ve ışık mikroskop

görüntüleri sırasıyla Ekler kısmında yer alan Ek.1 ve Ek.2'de levha olarak verilmiştir. Görüntülenen zirkon kristallerinin çoğunun matriks cam ile çevrili olduğu görülmektedir. CL görüntüleme, özellikle zirkon kristallerinin oluşumundan itibaren meydana geldiği çevredeki koşulların değişimi ile büyüme basamaklarını ortaya koymaktadır. CL görüntülerindeki intensite değerleri, zirkon kafes yapısında bulunan safsızlıklardan kaynaklanmaktadır. Bazı volkanik zirkonlarda ise U, Hf, Y ve Ti gibi elementlerin konsantrasyonları ile korele edilen bir zonlanma sunmaktadır. Bu gibi korelasyonlar oluşum sıcaklıklarını, eriyiğin Ti aktivitesini, basınç ve büyüme oranı gibi magma odası süreçlerinin yorumlanmasında oldukça önemli olan bilgileri sunmaktadır.

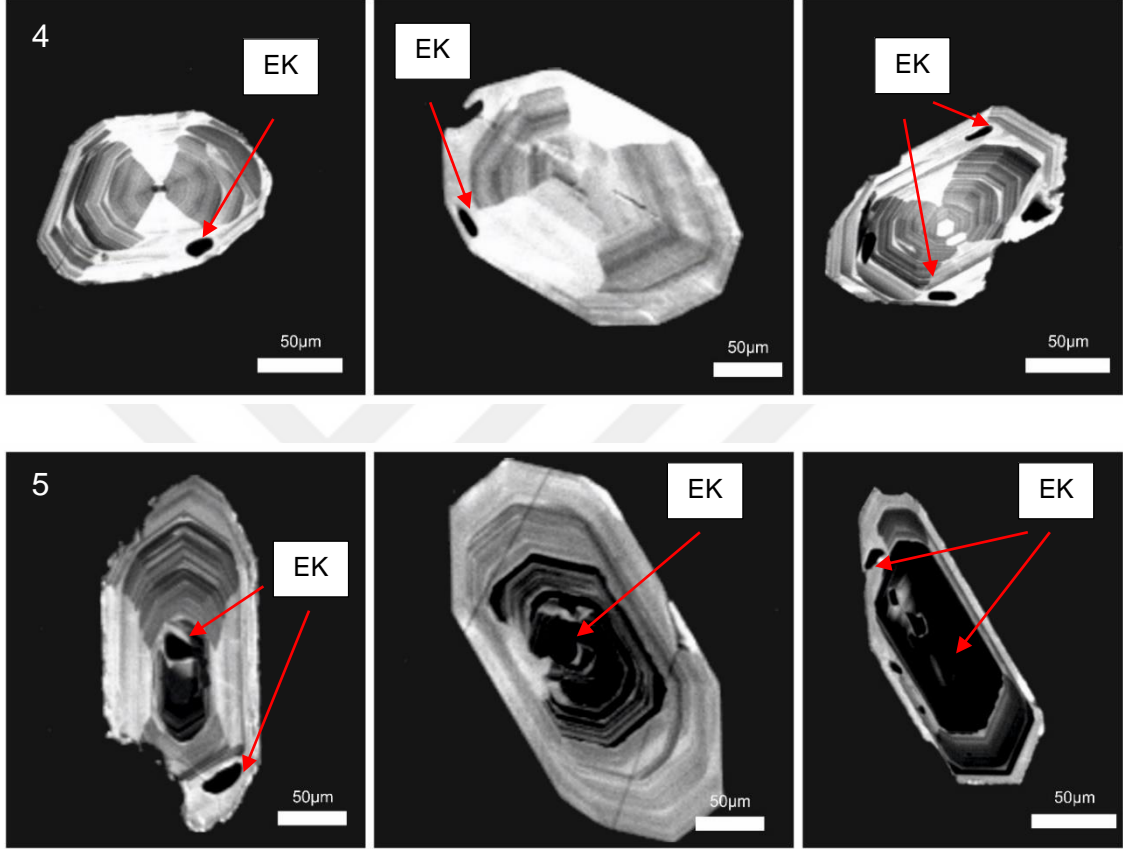
Bu kapsamda görüntülenen zirkonların çoğu, özşekilli ve/veya yazrıözşekilli olarak gözlenmektedir. CL desenleri geniş bir çeşitlilik sunmaktadır. Görüntülenen zirkonların yaklaşık olarak %90'ı çekirdek içermektedirler. Osilasyonlu zonlanma çekirdeklerden sonra da devam etmektedir. Çekirdek ve/veya buna bağlı olarak gelişen zonlamayı dörde ayırmak mümkündür: (1) Nispeten açık tonlarda, çoğunlukla osilasyonlu zonlanma gösteren, bazen de osilasyonlu zonlanma gözlenmeyen, düzenli kristal sınırlarına sahip çekirdek ve genellikle kendinden sonra gelen CL zonu tarafından kesilmiş zirkon zonlanması. (2) Düzensiz sınırlara sahip, kenarları pürüzlü ve çoğunlukla osilasyonlu zonlanma gösteren yer yer parlak fakat çoğunlukla gri tonlamalı olarak gözlenen çekirdeğe sahip zirkon zonlanması. (3) Karmaşık zonlanma ile genellikle koyu CL intensite değerleri gösteren çekirdek ve sonrasında gelişen CL zonları daha açık tonlarda osilasyonlu olarak gelişen zirkon zonlanması (Şekil 5.11).



Şekil 5.11. Zirkonlarda meydana gelen farklı zonlanma tiplerini temsil eden incelenen birimlere ait temsili CL görüntüleri (Grup 1, 2 ve 3) (EK: Eriyik Kapanımı).

(4) Herhangi bir magmatik çekirdek içermeyen ve sektör zonlanması gösteren zirkon (piramidal sektörler U bakımından zengin olduğu için CL düşük intensite, bunun aksine prizmatik sektörler daha az U içerdiğinden yüksek CL intensite sunmaktadır). Kenarları pürüzlü olarak gelişen çekirdek ve sonrasında gelişen uyumsuz zonlanmalar kısmi ergime sürecini işaret etmektedir. Osilasyonlu konsantrik zonlanmalar zirkon kristallerinde yaygın olarak gözlenmektedir.

Birbirine paralel olarak gelişen koyu ve açık zonlanmalarda alterasyon gelişimi de oldukça yaygındır. (5) Düzenli olarak gelişmiş, siyah çekirdek, yer yer osilasyonlu zonlanma yer yer herhangi bir zonlanma göstermeyen, çekirdekten itibaren düzgün gelişmiş yüzeylere paralel olarak, düzenli bir şekilde oluşmuş osilasyonlu zonlanma gözlenen zirkon (Şekil 5.12).

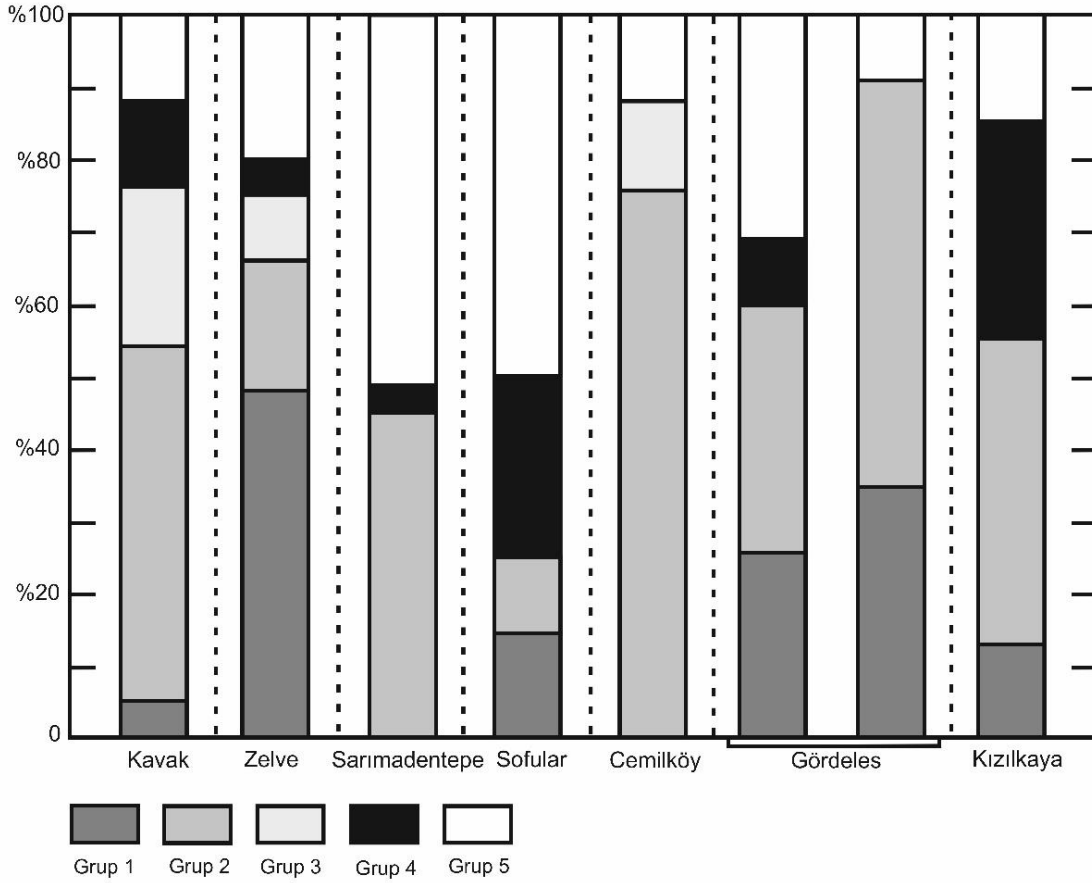


Şekil 5.12. Zirkonlarda meydana gelen farklı zonlanma tiplerini temsil eden incelenen birimlere ait temsili CL görüntüleri (Grup 4 ve 5) (EK: Eriyik Kapanımı).

Ani şekilde hızlı büyüme ile ilişkilendirilen ve kristalleşmenin son aşamasında gelişen iskeletsel büyümeler görüntülenen zirkon kristalleri içerisinde sadece 1-2 kristalde rastlanmaktadır. Kavak ignimbiritine ait örnekler ile Sarımadentepe ignimbiritine ait bazı zirkonlar yer yer kısmi rezorbe bölgeler içeren karmaşık zonlanma gösteren zirkon kristalleri içermektedir (Şekil 5.13).

Eriyik kapanımlarına genellikle çekirdek bölgesinin dışında gelişen koyu zonlarda rastlanmaktadır. Sektör zonlanması gösteren zirkon kristallerinde eriyik kapanımlarının çoğunlukla sektör zonlanmasının açık bölgelerinde geliştiği

görülmektedir. Karmaşık zonlanma gösteren çekirdeğin en dış bölgesinden itibaren başlayan osilasyonlu zonlanmanın olduğu bölgeden itibaren eriyik kapanımlarına rastlanmaktadır. Sadece osilasyonlu zonlanma gösteren zirkonlarda ise bazı zirkonların gelişimi merkezinde bulunan eriyik kapanımdan itibaren devam etmektedir. Koyu renkli düzensiz çekirdeklere sahip zirkonların siyah zonlarında sonra gelişen ilk açık zondan itibaren bazı eriyik kapanımlarının geliştiği görülmektedir. Bazı eriyik kapanımları da kristalin en dış kenar kısmında gelişmektedir. Bu tarz kapanımların sisteme sonradan dâhil olan eriyikler olduğu düşünülmektedir. Çoğu eriyik kapanımı, düzensiz ve/veya yuvarlak şekilli olarak gelişmiştir. Yaklaşık olarak 15 µm'den küçük eriyik kapanımlarının da faseta oluşturacak şekilde küçük yüzeylerden oluştuğu görülmektedir.



Şekil 5.13. Kapadokya Volkanik Bölgesi'ne ait ignimbirit birimlerin zirkonlarının CL zonlanma tiplerine göre sıklıkları (zonlanma grup tanımlamaları metin içerisinde açıklanmıştır).

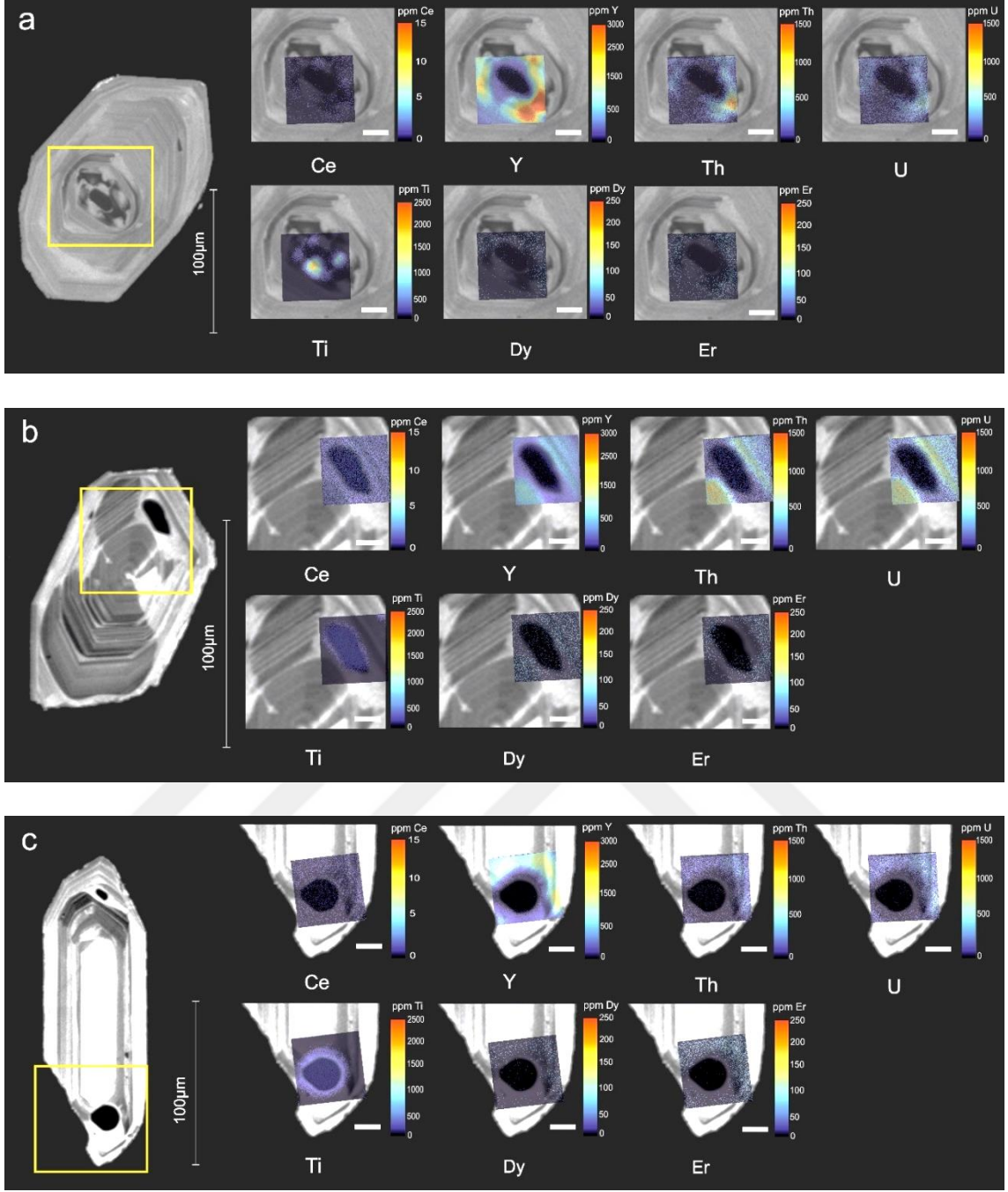
5.2.5. Katodoluminesans Görüntüleri ile Zirkon İz Element İyon Görüntülerinin Karşılaştırılması

Zirkon kristallerinin heterojen CL zonlanmalar göstermesi zirkon bileşimsel özelliklerinin zonlanmaya göre korelasyonunu zorlaştırmaktadır. Bununla birlikte, bazı nokta analizlerinde elde edilen yüksek U ve Th konsantrasyonları CL görüntülerinde bulunan koyu alanlara denk gelebilirken bazı düşük konsantrasyonlardaki elementler ise daha açık CL zonları ile korele edilmektedir. Bu durum, kristalin hemen hemen her yüzeyinde gözlenmeyen sektör zonlanmalarında yanıltıcı olabilmektedir. Bazı kristallerin koyu CL bölgeleri, daha parlak bölgelerden daha yüksek U, daha düşük Th içeriği verebilmektedir. Bununla birlikte, yukarıda tarif edilen durumların belirlenmesi, kristal kimyası ile CL parlaklığı arasındaki genel ilişkiyi ortaya koyma açısından oldukça önemlidir. Bu kapsamda yapılan çalışmalar için en uygun yöntem, kesiti alınmış bir zirkon kristalinin yüksek hassasiyetli iyon görüntülerinin üretilmesi ve bu görüntülerin aynı bölümden alınan CL görüntüleriyle karşılaştırılmasıdır.

Zirkonun yüksek hassasiyette iyon görüntülemesi, bir kristalde seçilen elemanların 2 boyutlu dağılımı hakkında bilgi sağlamak ve element dağılım modelleri, doğrudan CL zonlama modelleri ile karşılaştırılmaktadır. Bu analiz kapsamında, eser elementlerin farklı karakterizasyonlarına ulaşmak için seçilen zirkon kristalleri ve içerisinde bulunan eriyik kapanımları, Cameca-HR IMS'nin yüksek hassasiyetli haritalama özelliği kullanılarak görüntülenmiştir. Görüntülerin gri ton yoğunluk değerlerinden itibaren konsantrasyon hesaplama ve hata dağılımı, metodoloji bölümünün görüntü işleme ve nicelleştirme bölümünde ayrıntılı olarak açıklanmıştır. Bu bölümde, ham yoğunluk verileri içeren 128x128 piksel gri tonlamalı görüntüler ARCGIS© programı içerisine aktarılmıştır. Her element görüntüsü, uygun değer aralıkları ifade eden renk skalasına dönüştürülmüş ve farklı birimlerdeki her bir zirkon için aynı iz element üzerinde elde edilen veriler aynı gösterge değerlerine indirgenmiştir. Eriyik kapanımlarının Li görüntülerinde gri ton yoğunlukları geniş aralıkta değerler sunduğu için Li konsantrasyonunu tek bir göstergeye dönüştürmek mümkün olmamıştır. Bu görüntülerin indirgenmesi, renkli görüntülerde daha düşük değerdeki Li konsantrasyonunun göz ardı edilmesine neden olmaktadır.

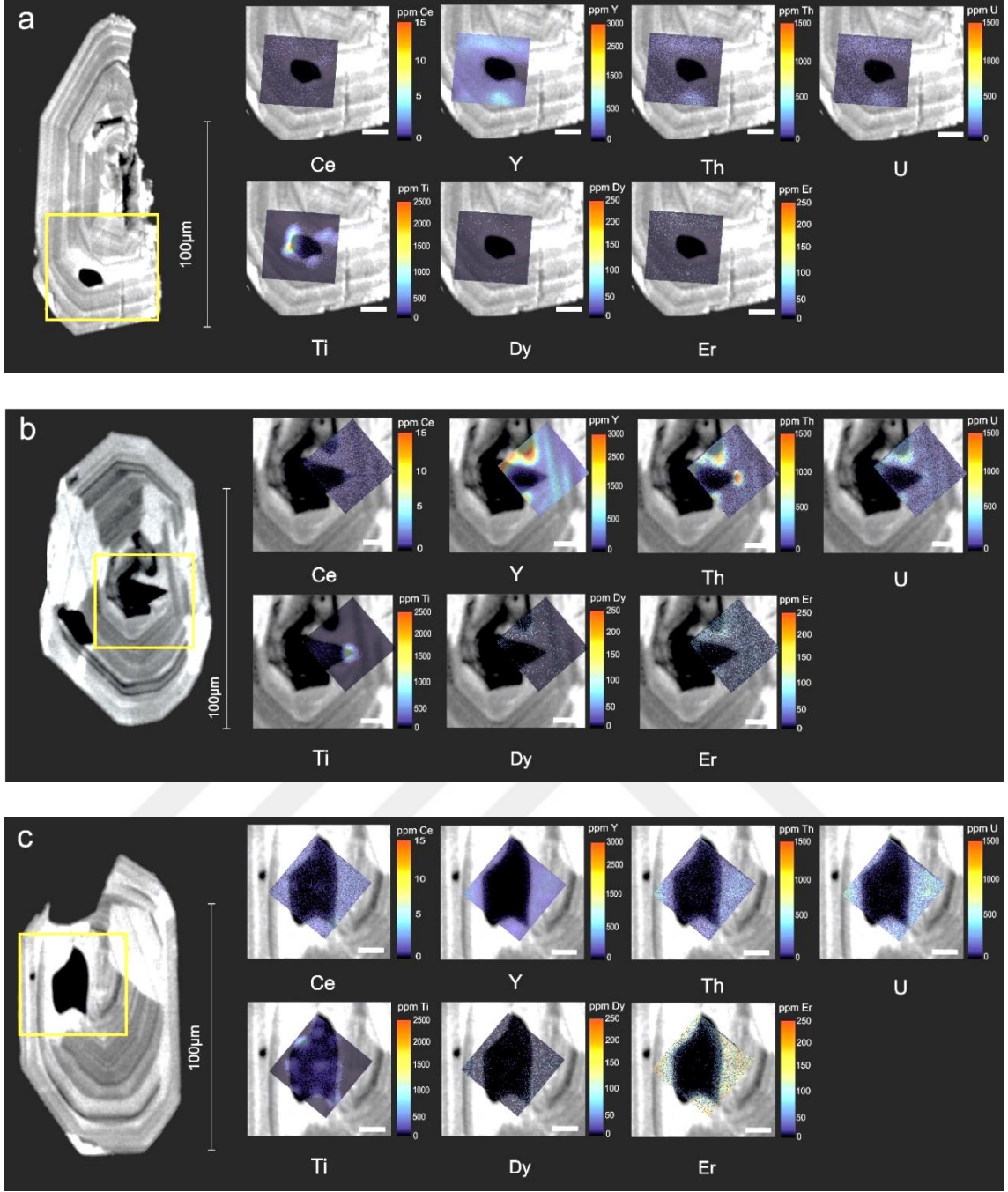
Her bir birime ait gri ton görüntülerinden elde edilen renkli iyon görüntüleri katodoluminesans görüntüleri ile karşılaştırılmıştır (Şekil 5.14'ten Şekil 5.22'ye kadar). Bu kapsamda, iz element görüntü modellerinin CL görüntülerinin gösterdiği büyüme bölgeleriyle uyumlu olup olmadığını görmek amaçlanmıştır. Böylelikle, eriyik kapanımlarında düşük konsantrasyonlu elementlerin (Y, Th, U ve Dy) renkli iyon görüntüsünde görünür hale gelmesi sağlanmıştır. Zirkonların ve içerisinde bulunan kapanımların ara yüzünde gelişen elementsel sınır etkisini ortadan kaldırmak için metodoloji kısmında bahsi geçen ROI (Region of Interest) seçimi sırasında Zr iyon görüntüleri kullanılmıştır. Si iyonuna ait görüntüler de analiz edilen tüm iz element türlerinin normalleştirme işleminde kullanılmıştır.

Kızılkaya birimine ait zirkonlarda görülen zonlanmalar genellikle herhangi bir çekirdek içermeyen sektör zonlanması şeklinde veya düzensiz olarak gelişmiş osilasyonlu zonlanmalar şeklinde görülmektedir. Her iki zonlanma çeşidinde koyu renkli alanların Y, U ve Th bakımından zengin olduğu görülmektedir (Şekil 5.14a,b). Kızılkaya ignimbiritine ait zirkon (Şekil 5.14a) ve merkezinde bulunan eriyik kapanımından itibaren gelişen koyu CL zonlanmaların Y bakımından zengin alanları (~2500-3000 ppm) temsil ettiği görülmektedir. Th ve U bileşimleri ise Y iyon görüntüsünün yüksek olduğu bölgelerde yüksek değerler verirken (Th=~1000 ppm; U=~500 ppm), Dy, Er ve Ce elementlerinin iyon görüntüleri ise zonlanmaya bağlı gelişen herhangi bir desen sunmamaktadır. Yine aynı birimde sektör zonlanması gösteren zirkonun eriyik kapanımından hemen sonra gelişen koyu CL zonunun Y (<1000 ppm) bakımından yüksek değerler sunduğu ve U, Th (~1000 ppm) elementlerinin de aynı zonlanma deseninin takip ettiği gözlenmiştir (Şekil 5.14b). Bununla birlikte, yüksek konsantrasyonlar bazen koyu CL bölgeleri ve bazen de daha açık CL bölgeleri ile ilişkilendirilmektedir. Açık renkli merkez ve koyu kenar arasındaki keskin geçişin olduğu bölgelerde Y bolluğundaki değişiklik tam anlamıyla fark edilememektedir (Şekil 5.14c).

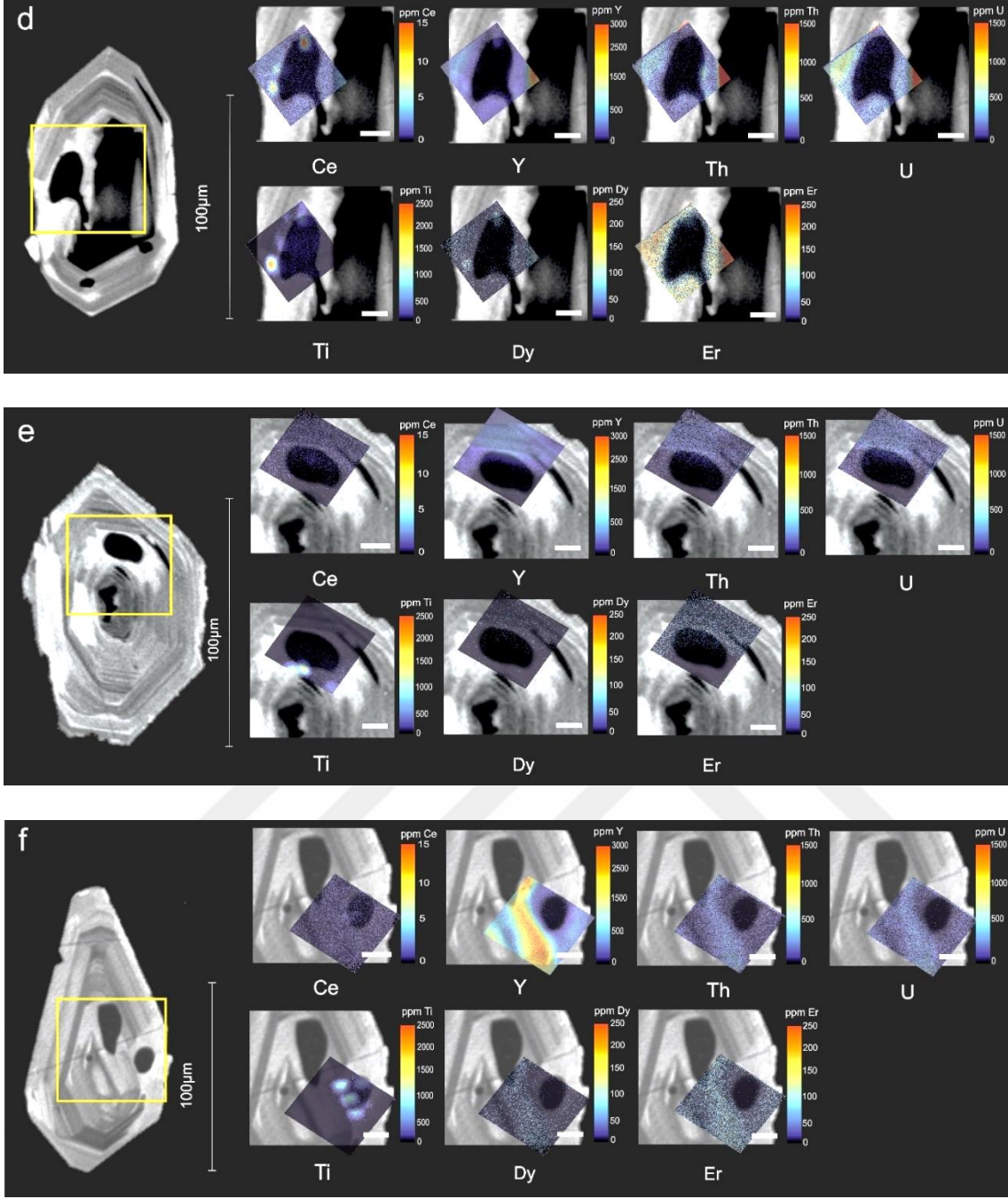


Şekil 5.14. Kızılkaya ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.

Gördeles ignimbiritine ait zirkonlar nispeten açık tonlarda, çoğunlukla osilasyonlu zonlanma gösteren, bazen de osilasyonlu zonlanma gözlenmeyen düzenli kristal sınırlarına sahip çekirdek ve genellikle kendinden sonra gelen CL zonu tarafından kesilmiş şekilde gözlenmektedir. Bazen de yer yer parlak fakat çoğunlukla gri tonlarında gözlenen bir çekirdek etrafında gelişen osilasyonlu zonlanmalar göstermektedirler (Şekil 5.16d). Çok sık bir şekilde gelişmiş olan osilasyonlu zonlanmalarda zonlanma desenleri iz element iyon görüntülerinde kalın zonlanmalara kıyasla daha zor tespit edilmektedir (Şekil 5.15a,c). Merkezden itibaren gelişmiş olan eriyik kapanımının etrafında bulunan koyu CL zonlanmaları Y (~1000 ppm) bakımından oldukça zengin alanları göstermektedir. Zirkonun merkezinde bulunan koyu renkli çekirdeğin ise >3000 ppm Y ve ~1000 ppm Th gibi yüksek değerler ile ifade edilen farklı bir fazı ve/veya farklı yaşta bir zirkon kristalini temsil ettiği düşündürmektedir (Şekil 5.15b). Zirkonların iz element iyon görüntülerinde yüksek U, Y ve Th içerikleri CL görüntülerinde açık olan alanlara denk gelmektedir (Şekil 5.16f). Y içeriği yaklaşık <1500 ppm civarında gözlenirken U ve Th içerikleri ise 500 ppm civarında konsantrasyon değerleri sunmaktadır. Dy ve Er elementleri için bu zirkonda zonlanmaya bağlı olarak hafif bir elementsel değişim söz konusudur. Birime ait iki zirkon örneğinde koyu tonlarda CL intensite değerleri sunan zonlanmalar U, Th ve Y bakımından zengindir (Şekil 5.16d, e).

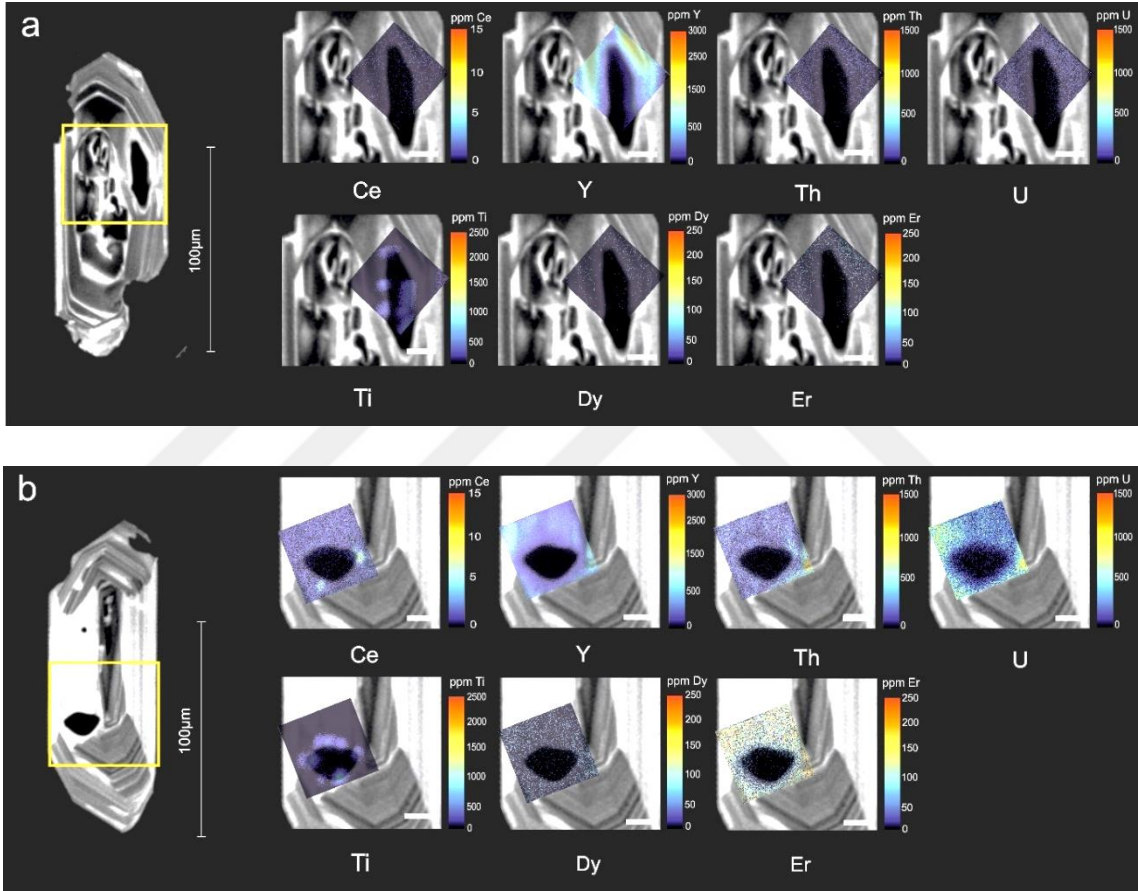


Şekil 5.15. Gördeles ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.



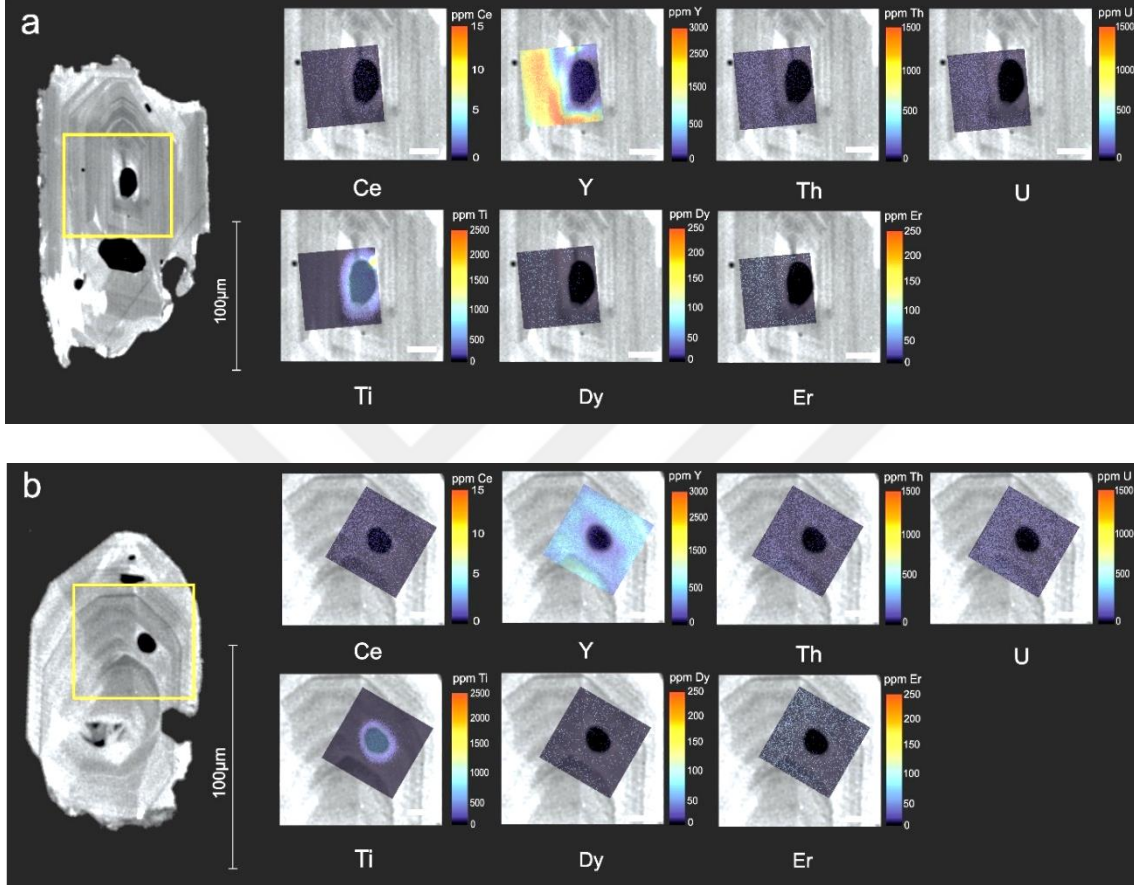
Şekil 5.16. Gördeles ignimbritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.

Cemilköy ignimbiritine ait zirkon kristallerinden gerçekleştirilen iyon görüntüleme element haritalarında zonlanmaya bağlı bir değişim gözlenmezken eriyik kapanımı etrafında gelişen açık CL bölgelerinin Y bakımından zenginleşmeyi gösterdiği tespit edilmiştir. Kompleks zonlanma gösteren çekirdekten sonra gelişen zonlanma ile sisteme dâhil olan eriyik kapanımı kapandığı sırada meydana gelen Y artışı iyon görüntülerinde rahatlıkla gözlenmektedir. Bununla birlikte, bu örnek için U ve Th içeriğinin Y bolluğu ile herhangi bir ilişkisi bulunmamaktadır (Şekil 5.17).



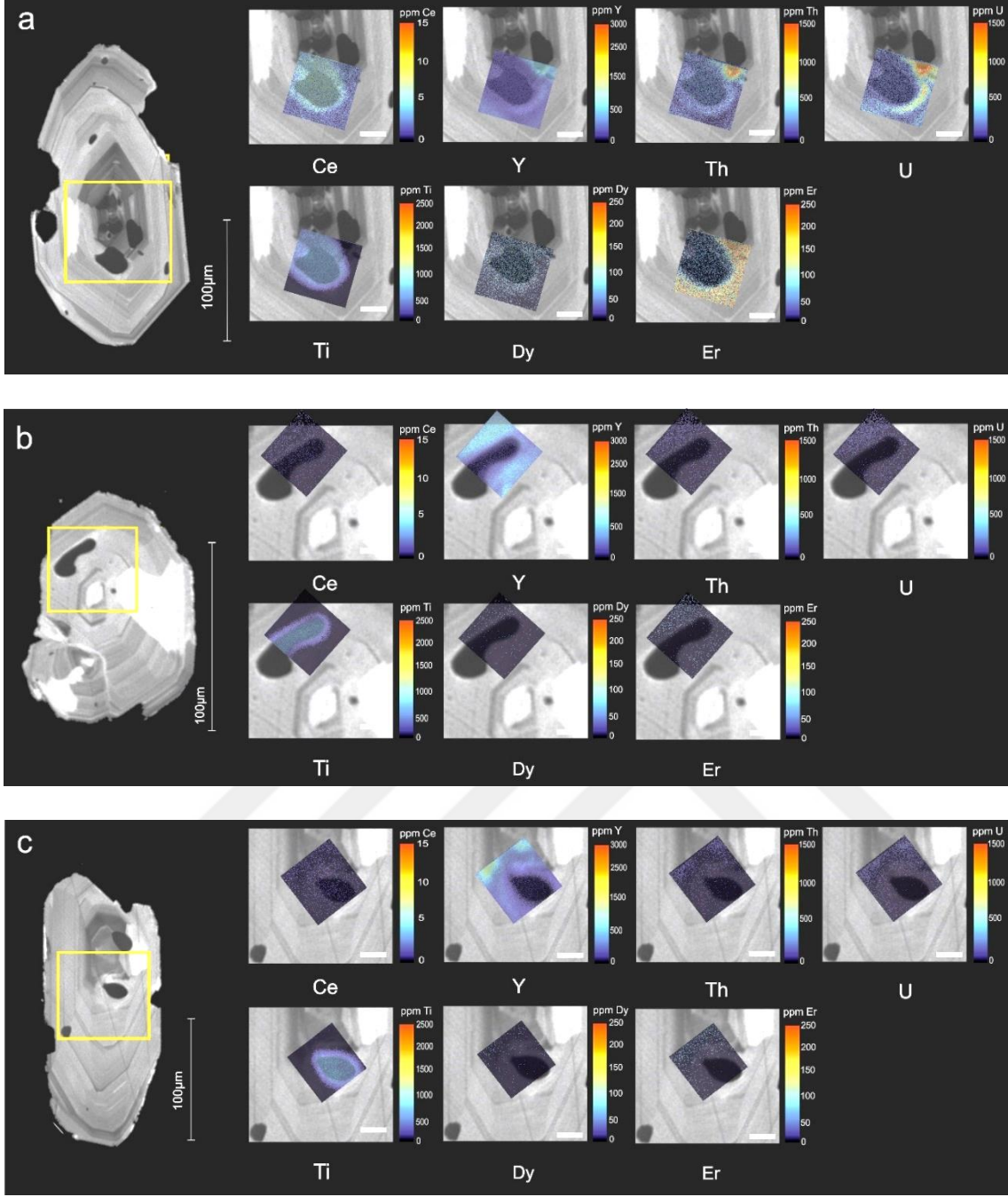
Şekil 5.17. Cemilköy ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.

Sofular ignimbiritine ait iki adet kapanım içeren zirkon kristali iyon CL görüntüsünde çok sık ve ince seriler halinde gelişen osilasyonun iyon görüntülerinde elementsel bir çeşitliliğe neden olmadığı görülmektedir. Eriyik kapanımından sonra gelişen zonlanmalar arasında keskin bir geçiş olmadığı için Y içeriğindeki değişim iyon görüntülerine yansımamıştır (Şekil 5.18).

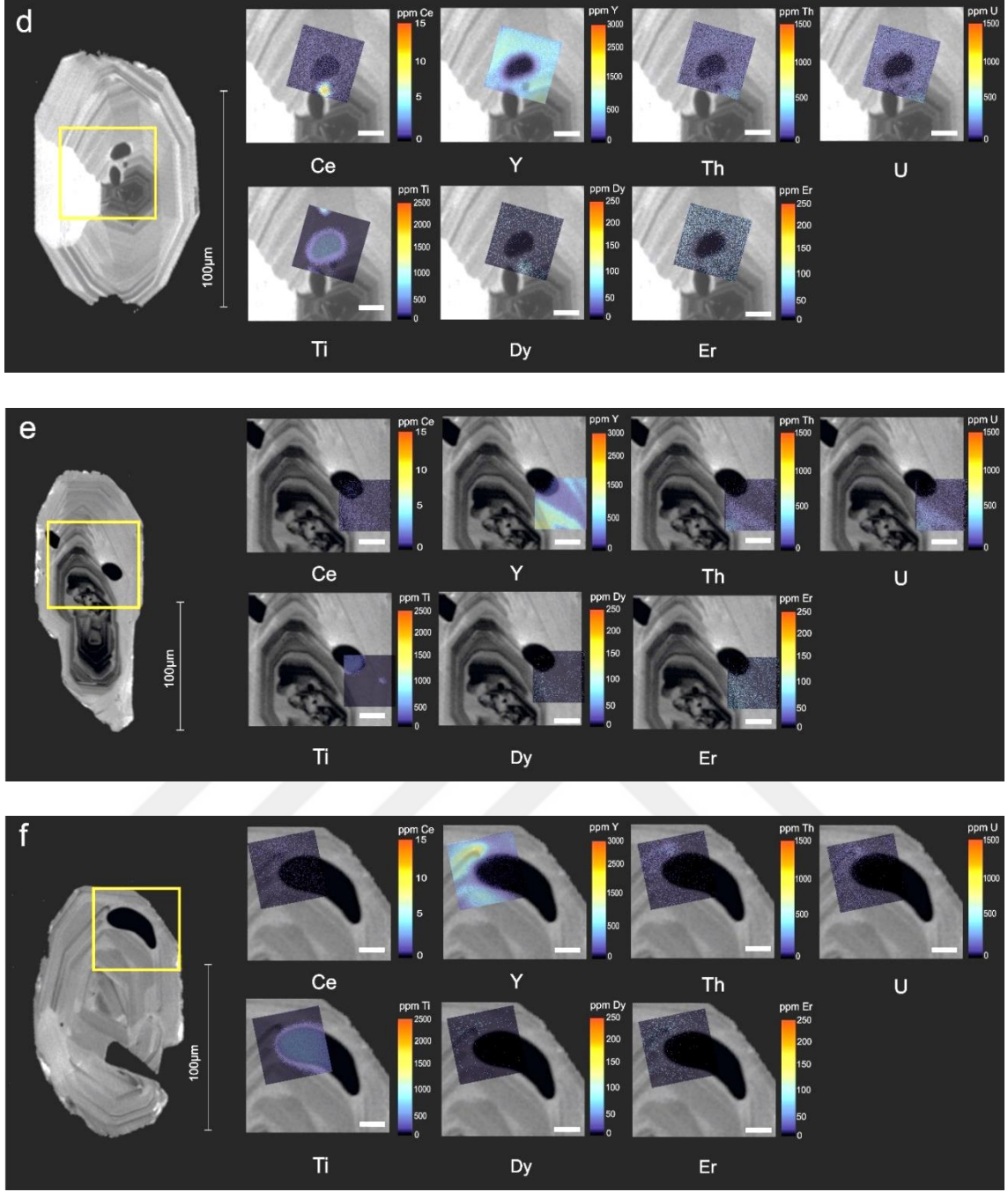


Şekil 5.18. Sofular ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.

Sarımadentepe ignimbritinde eriyik kapanımının uç kısımlarında açık CL tonlamalarının olduğu bölgeler U zenginleşmesini (>500 ppm) gösterirken onu hemen yanında bulunan koyu renkli zonlanmalar yüksek U, Th ve Y içerikleri sunmaktadırlar. Düzensiz sınırlara sahip osilasyonlu zonlanmalar ile yer yer sektör zonlanmaları birimde sıklıkla gözlenen zonlanma tipleridir. Birime ait zirkonların birkaçının merkezinde koyu CL alanları temsil eden bir çekirdeğin varlığı görülmektedir. Eriyik kapanımlarının da bu koyu renkli çekirdek kısımdan sonra geliştiği görülmektedir (Şekil 5.19a, c ve 5.20d, e). Bu kristallerden bazıları sektör zonlanması da göstermektedir. Koyu zonların, açık tonlara sahip CL alanlarına nazaran Y içeriklerini bileşimsel olarak biraz daha fazla olduğu söylenmektedir. Sektör zonlanmasının koyu bölgelerini temsil eden zonlanlarında ve eriyik kapanımı etrafında aynı elementlerin zenginleşmesi görülmektedir (Şekil 5.19b, c ve 5.20d, f). Koyu alanların U ve Th içerikleri de Y içeriği ile benzerlik göstermektedir.



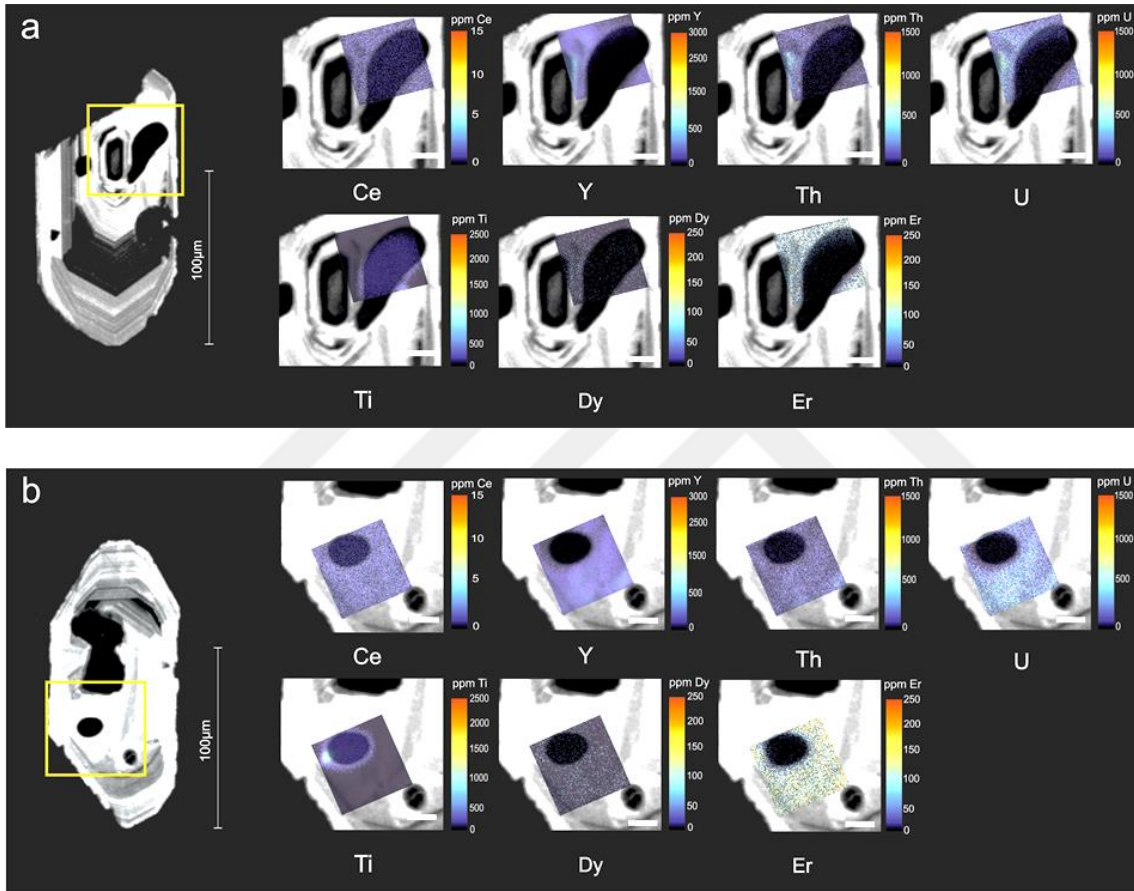
Şekil 5.19. Sarımadentepe ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.



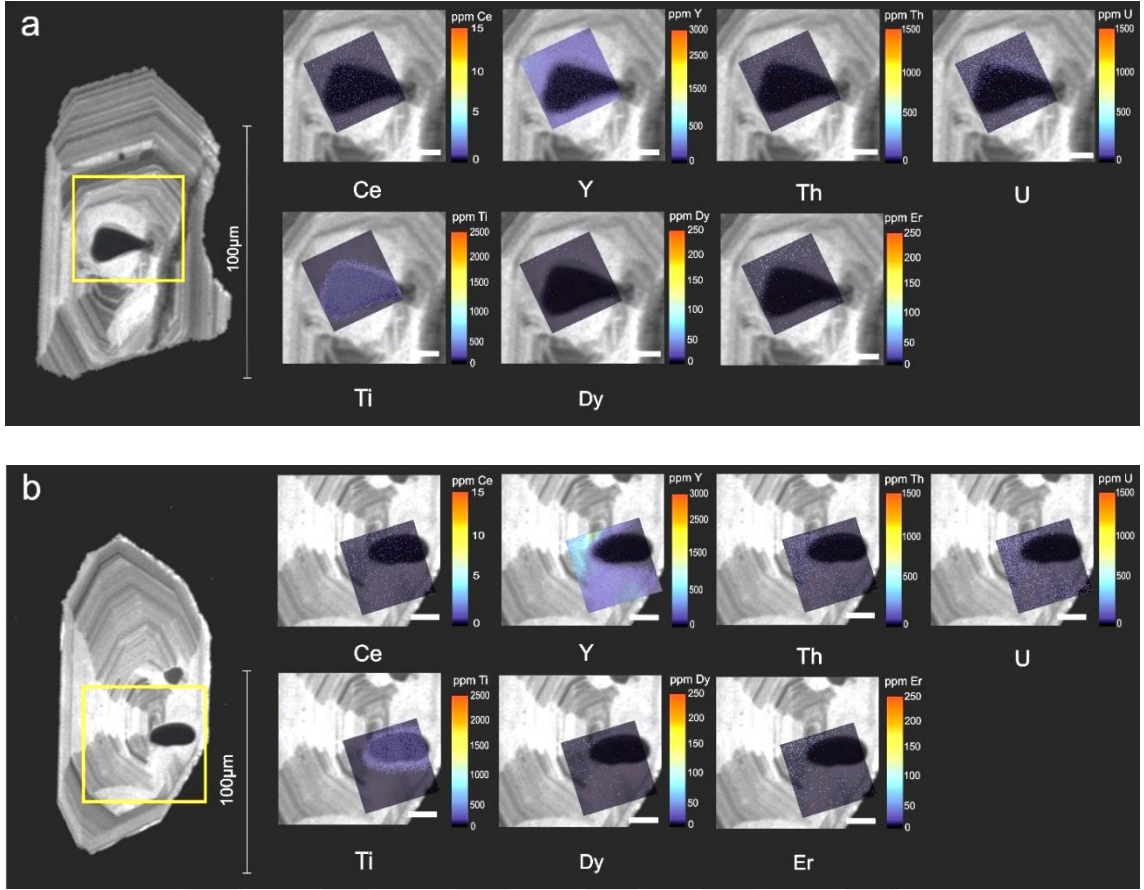
Şekil 5.20. Sarımadentepe ignimbritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.

Kavak ve Zelve ignimbiritine ait zirklonlarda eriyik kapanımını çevreleyen bölgelerde ve sektör zonlanmasının gözlemlendiği kristalde CL görüntüsünün koyu gri tonla ifade edildiği bölgelerde Y, U ve Th bakımından zenginleşmeler gözlenmektedir (Şekil 5.21 ve 9.22).

Birimlerin iyon görüntülerinde Ti içerikleri eriyik kapanımlarına oranla oldukça düşük kalmaktadır (çoğunlukla 5-15 ppm arasında). Bu nedenle zirklonlarda Ti içeriklerine bağlı olarak gelişen herhangi bir zonlanma gözlenmemektedir.



Şekil 5.21. Zelve ignimbiritine ait cam eriyik kapanım içeren zirklonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.



Şekil 5.22. Kavak ignimbritine ait cam eriyik kapanım içeren zirkonların CL görüntüleri ile iyon görüntüleme yöntemi ile elde edilen iz element haritalarının üst üste çakıştırılmış görüntüleri.

6. MİNERALOJİ-PETROGRAFI

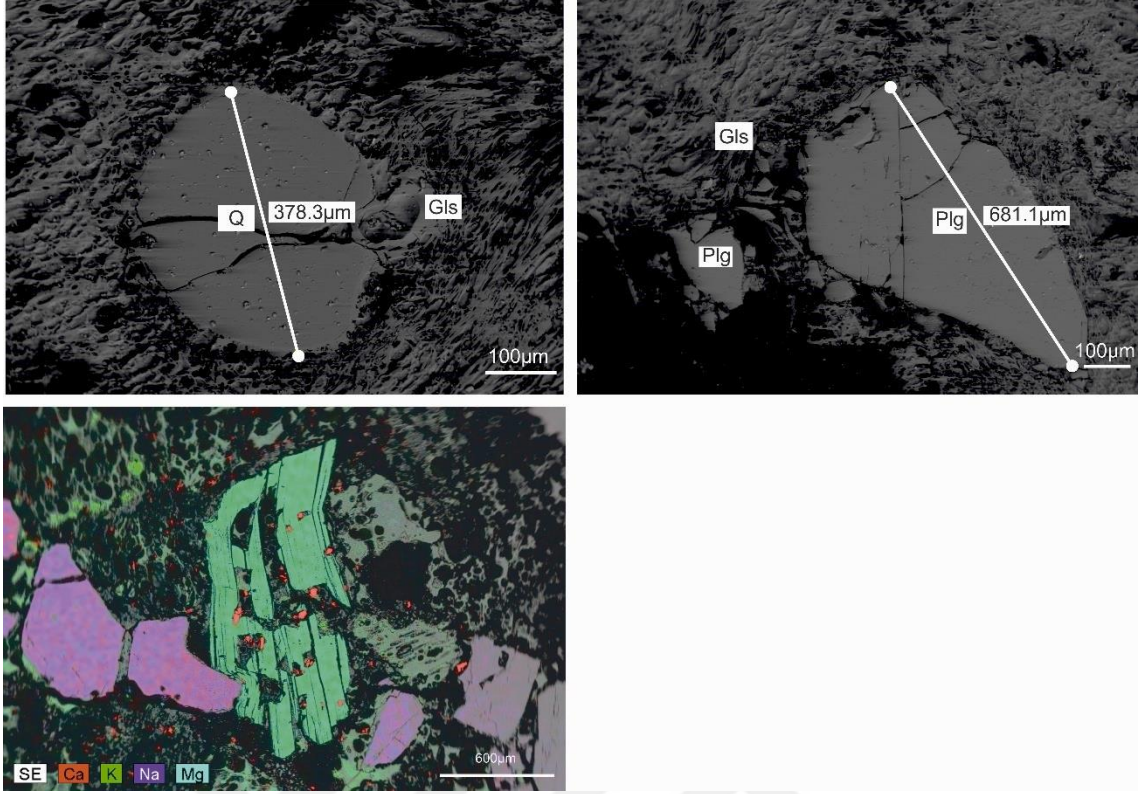
Bu tez çalışmasında, TÜBİTAK 108Y063 numaralı proje kapsamında araziden alınan örneklerden gerçekleştirilen mineralojik ve petrografik analiz ve gözlemler sonucunda elde edilen bulgular aşağıda verilmiştir.

6.1. Petrografi

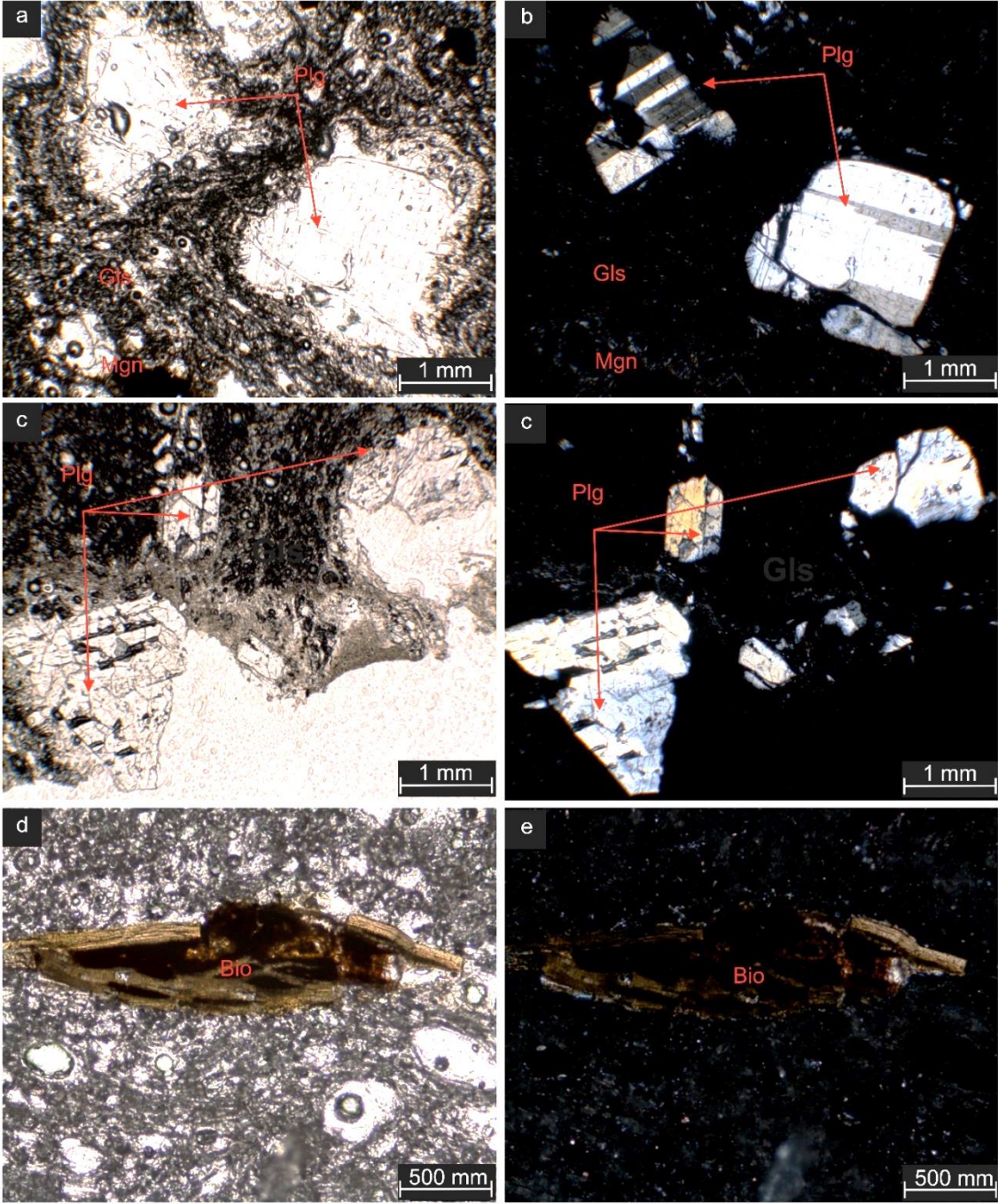
Bu bölümde, Orta Anadolu Volkanik Bölgesi'nde Miyo-Pliyosen zaman aralığında hüküm süren patlamalı volkanik faaliyetin geniş yayılımlar ile karakterize edilen ve farklı çalışmalar tarafından petrolojik, jeokimyasal ve jeokronolojik olarak tanımlanmış 10 farklı ignimbirit birimine ait jüvenil olarak tanımlanan pomza geri düşme seviyesine ait dokusal ve mineralojik gözlemlerine yer verilmiştir.

Çalışma alanına ait örneklerin petrografik ve mineralojik incelemeleri, yöntemler kısmında bahsi geçen Elektron Mikroskobu ile bütünleşik Elektron Geri Saçınım Dedektörü (BSD) görüntüleme ve tanımlama; Enerji Dağılım Spektrometresi (EDS), incelenen örneklerle ait ana element oksit değerlerini yüzde cinsinden belirlemek amacıyla kullanılmıştır. Çalışma alanında yayılım gösteren, yaşlıdan gence doğru; Kavak, Zelve, Sarımadentepe, Sofular, Cemilköy, Yerel Geri Düşme, Tahar, Gördeles, Kızılkaya, Valibabatepe ve Kumtepe olarak isimlendirilen riyolitik-dasitik patlama ürünlerine ait petrografik ve mineralojik gözlemler gerçekleştirilmiştir.

Kapadokya ignimbiritleri, jüvenil magma belirteçleri olarak karakterize edilen pomza fragmanlarının morfolojileri ile birbirlerinden ayrılmaktadırlar. Kavak ignimbiritine ait pomzalar, iri ve yer yer 6 cm'yi bulan gözenekleri, iri mika, feldispat ve kuvars kristalleri ile karakteristiktir (Şekil 6.1). Hipohyalin porfirik dokulu matriks içerisinde yarı özşekilli-özşekilli ve/veya kısmen yuvarlaklaşmış kuvars ve feldispat kristalleri ve yarı özşekilli yer yer rezorbe mika mineralleri bulunmaktadır (Şekil 6.2).

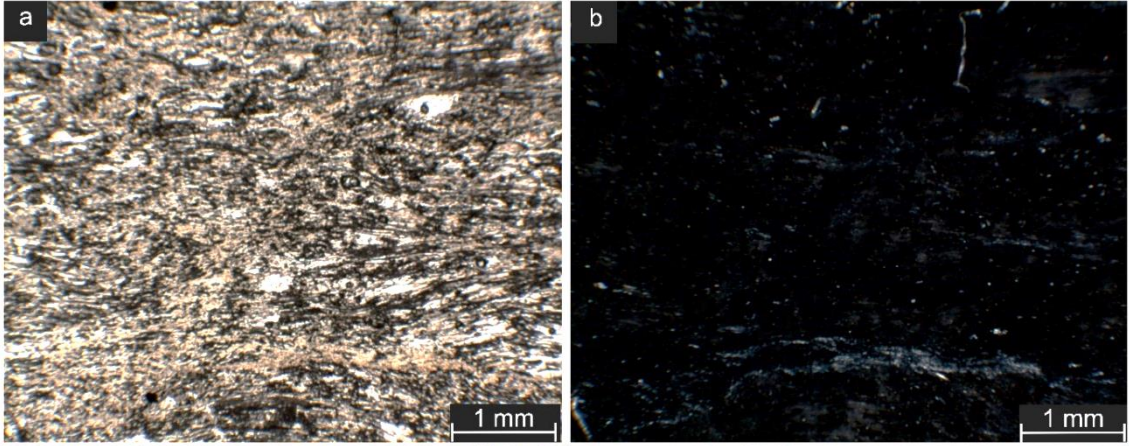


Şekil 6.1. Kavak ignimbriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).

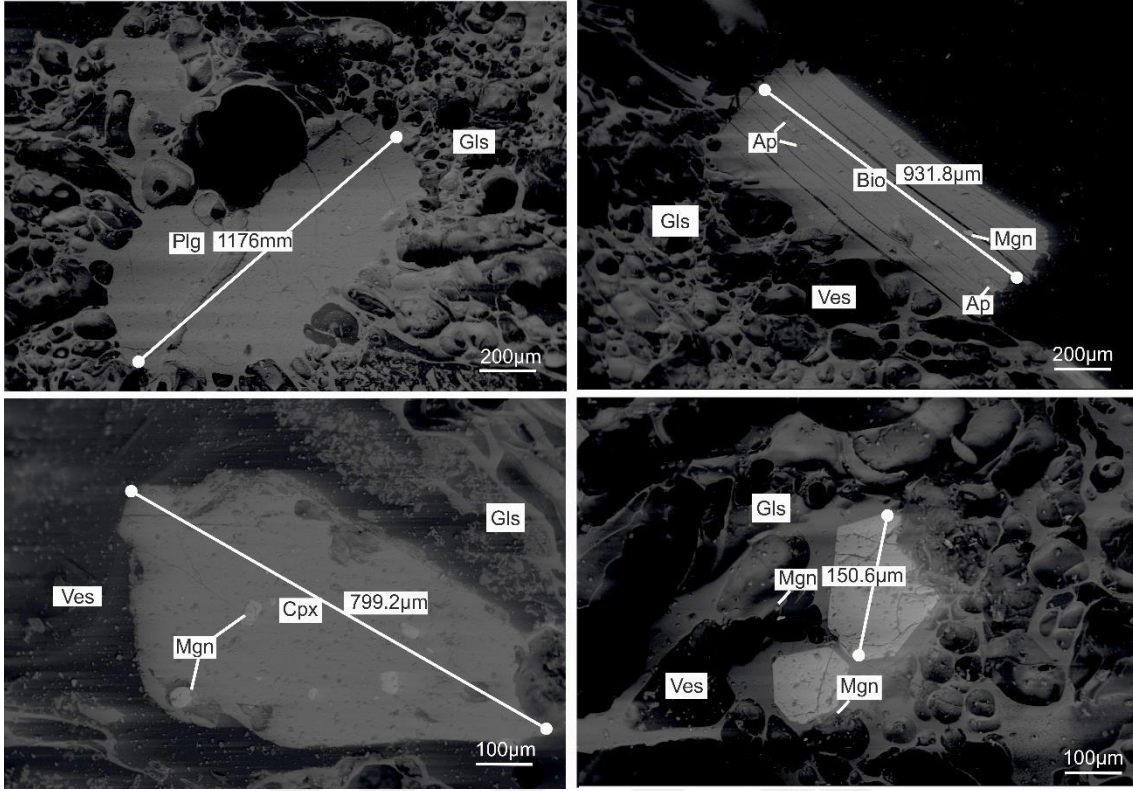


Şekil 6.2. Kavak ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden polarizan mikroskop görüntüleri. (a, c, d) tek nikol görüntüsü, (b, d, e) çift nikol görüntüsü (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, GlS: Cam, Ves: Gözenek).

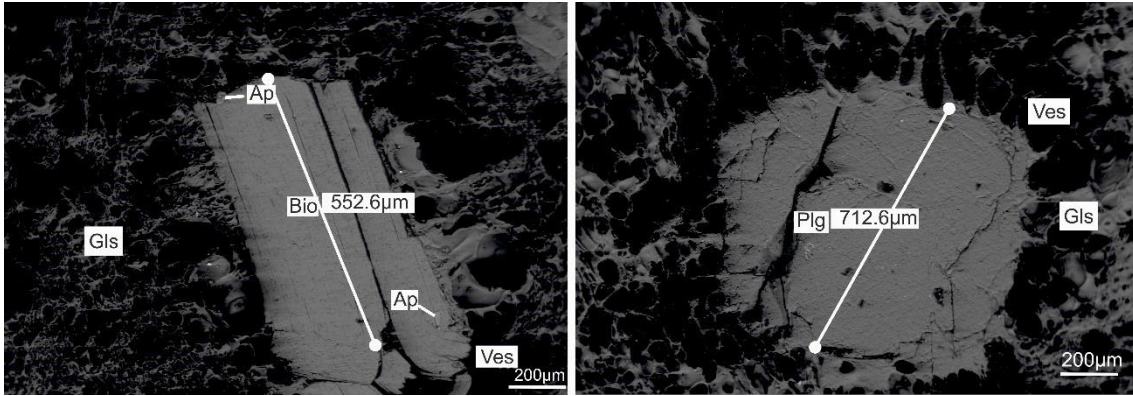
Zelve ignimbiritine ait pomzalar ise, holohiyalin porfirik dokulu ve sedefsi görünümleri tipiktir. Birime ait gözenekler küçük ve sık bir şekilde gözlenmektedir. İgnimbiritin pomzasına ait en tipik özellik ise kristallerin seyrek bir şekilde gelişmesidir (Şekil 6.3). Ayrıca yer yer devitrifikasyona uğramış kesimleri de dikkat çekmektedir. Sarımadentepe ignimbiritine ait pomzalar, hipohiyalin dokulu ve kristal bakımından zengindir. Birime ait pomzalar kızıl-kahve renkte heterojen büyüklükte gözeneklere sahip olmaları ile tanınmaktadır. Özşekilli-yarıözşekilli apatit ve zirkon kapanımı içeren mika, klinopiroksen ve Fe-Ti oksit mineralleri ana ve aksesuar fazları oluşturmaktadır. Klinopiroksen ve feldispat minerallerinin kenarlarından itibaren kısmen rezorbe olduğu gözlenmektedir (Şekil 6.4). Sofular ignimbiritine ait pomzalar tipik 2-3 mm'yi bulan boyutları ve seyrek kristal içerikleri ile karakteristiktir. Hipohiyalin porfirik dokulu olarak gözlenen matriks cam bol gözeneklidir. Pomzalarda bulunan kristallerin büyük bir çoğunluğu gözeneklerle ilişkili olarak gelişmiştir. Özşekilli-yarıözşekilli kısmen rezorbe feldispat ve mika kristalleri tipiktir (Şekil 6.5).



Şekil 6.3. Zelve ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden polarizan mikroskop görüntüleri. (a) tek nikol görüntüsü (b) çift nikol görüntüsü.

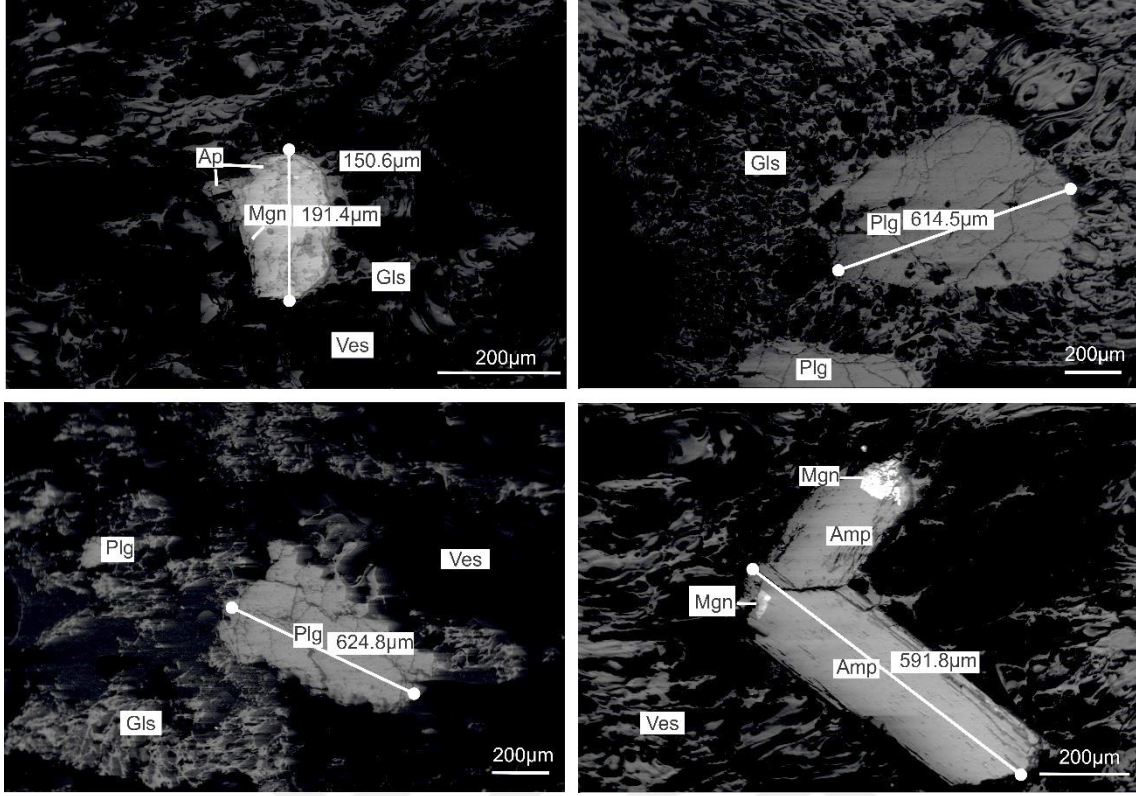


Şekil 6.4. Sarımadentepe ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).

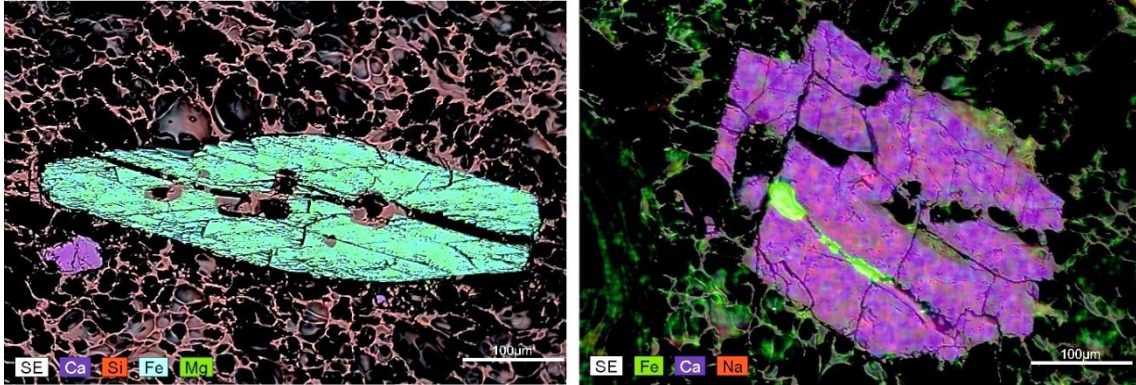


Şekil 6.5. Sofular ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).

Cemilköy ignimbiritine ait pomzalar karakteristik sedefsi parlaklıkta dikdörtgen prizma şekilleri sunmaktadır. Yer yer grimsi-inci beyazı renklere afirik pomzaların varlığı da görülmektedir. Birbirine paralel olarak gelişmiş lifsi gözenekleri Cemilköy ignimbiriti için son derece önemli bir ayırtmandır. Kristal bakımından çok zengin olmayan bu birim çoğunlukla fenokristal faz olarak feldispat mineralleri ile aksesuar mineral olarak Fe-Ti oksit ve zirkon içermektedir (Şekil 6.6). Yerel Geri Düşme birimine ait pomzalar, ortalama olarak 3-4 mm boyutlarında gelişmekte ve kristal bakımından zengin olduğu gözlenmektedir. Holohiyalinden hipokristaline değişen dokusal özellik sunan bu ignimbirit pomzaları açık gri renkte ve mikro-gözeneklere sahiptir. Özşekilli amfibol, orta derecede rezorbe plajiyoklaz ve biyotit fenokristal faz olarak bulunmaktadır. Aksesuar faz olarak ise Fe-Ti oksitler ile apatit ve zirkon kristalleri içermektedir. Tahar ignimbiritine ait pomzalar, kristal bakımından zengin porfirik dokulu, seyrek fakat iri feldispat ve mika kristalleri içermektedir. Pomzalar tipik krem-açık pembe ve yuvarlaklaşmış tıkız yapıları ile tanınmaktadır. Özşekilli amfibol ve plajiyoklaz kristalleri yaygın fenokristal faz olarak gözlenmektedir (Şekil 6.7). Piroksen mineralleri klinopiroksen olarak gözlenmektedir. Piroksenlerde gözlenen merkezde Ca, kenarlarda Mg bakımından zengin olması tipik ters zonlanma ile ilişkilendirilmektedir. Kenarlarından itibaren rezorbe olarak gelişen plajiyoklazlar, matriks cam ile ilişkili olarak hücremsi doku göstermektedir.

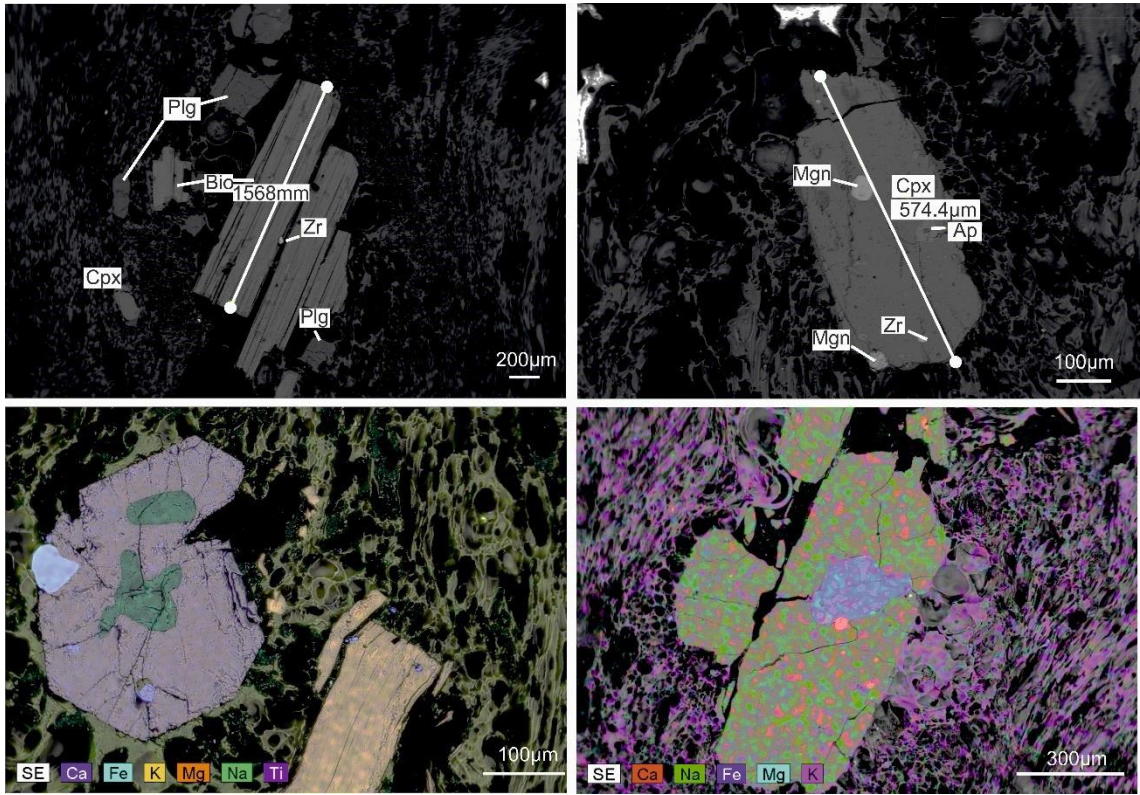


Şekil 6.6. Cemilköy ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).

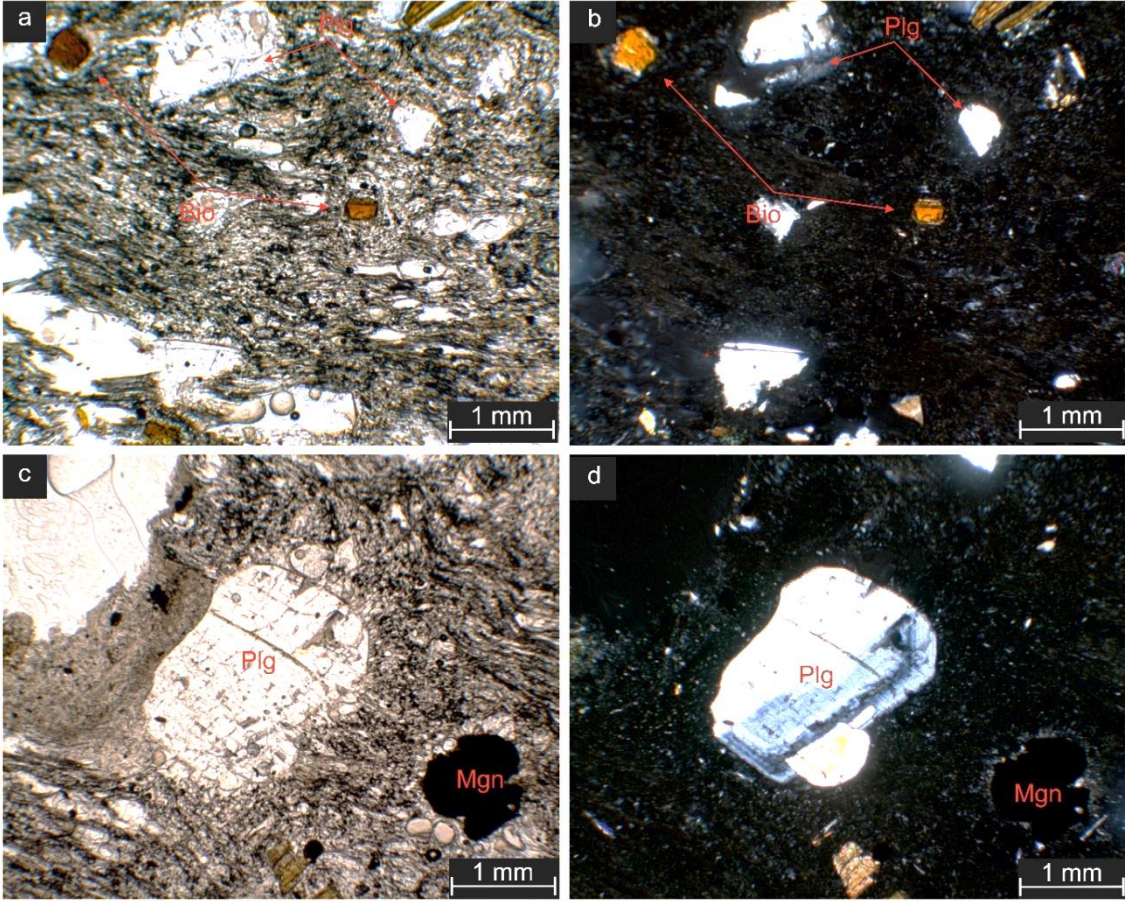


Şekil 6.7. Tahar ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).

Gördeles ignimbiritine ait pomzalar, iki tip olarak karşımıza çıkmaktadır. Bunlar dokusal olarak birbirine benzemekle birlikte kahverengi ve süt beyazı renkleri ile birbirilerinden ayrılmaktadırlar. Gördeles pomzalarına ait gözenekler yer yer cm boyutunda gözlenmektedir (Şekil 6.8). İri kristallerin çoğu da bu iri gözeneklerle ilişkili olarak gelişmektedir. Her iki tipte bulunan gözenekler herhangi bir paralellik sunmamaktadır. Kristal bakımından zengin, bol ve iri gözenekli pomzalar hipohiyalin porifik doku sergilemektedir. Kısmen rezorbe piroksen, özşekilli mika, yarıözşekilli plajiyoklaz mineralleri ana mineral fazları temsil etmektedir. Fe-Ti oksit ve zirkon mineral kapanımları ise tipiktir (Şekil 6.9).

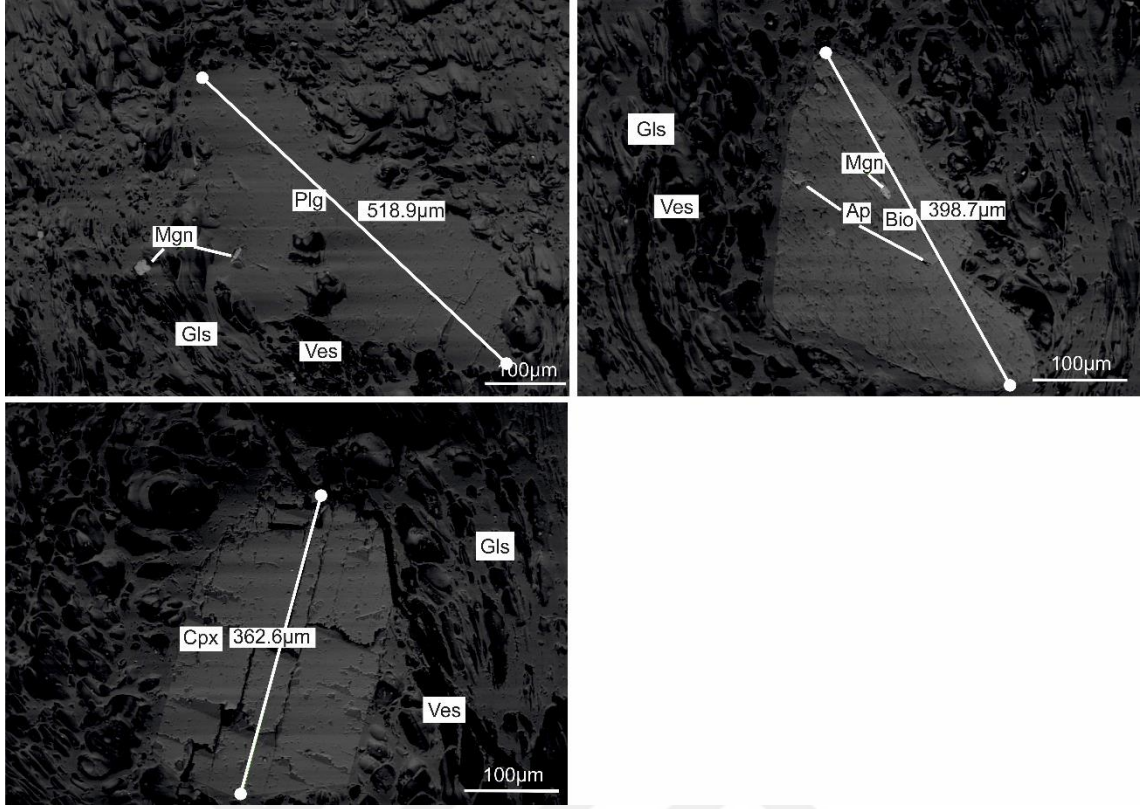


Şekil 6.8. Gördeles ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gl: Cam, Ves: Gözenek).

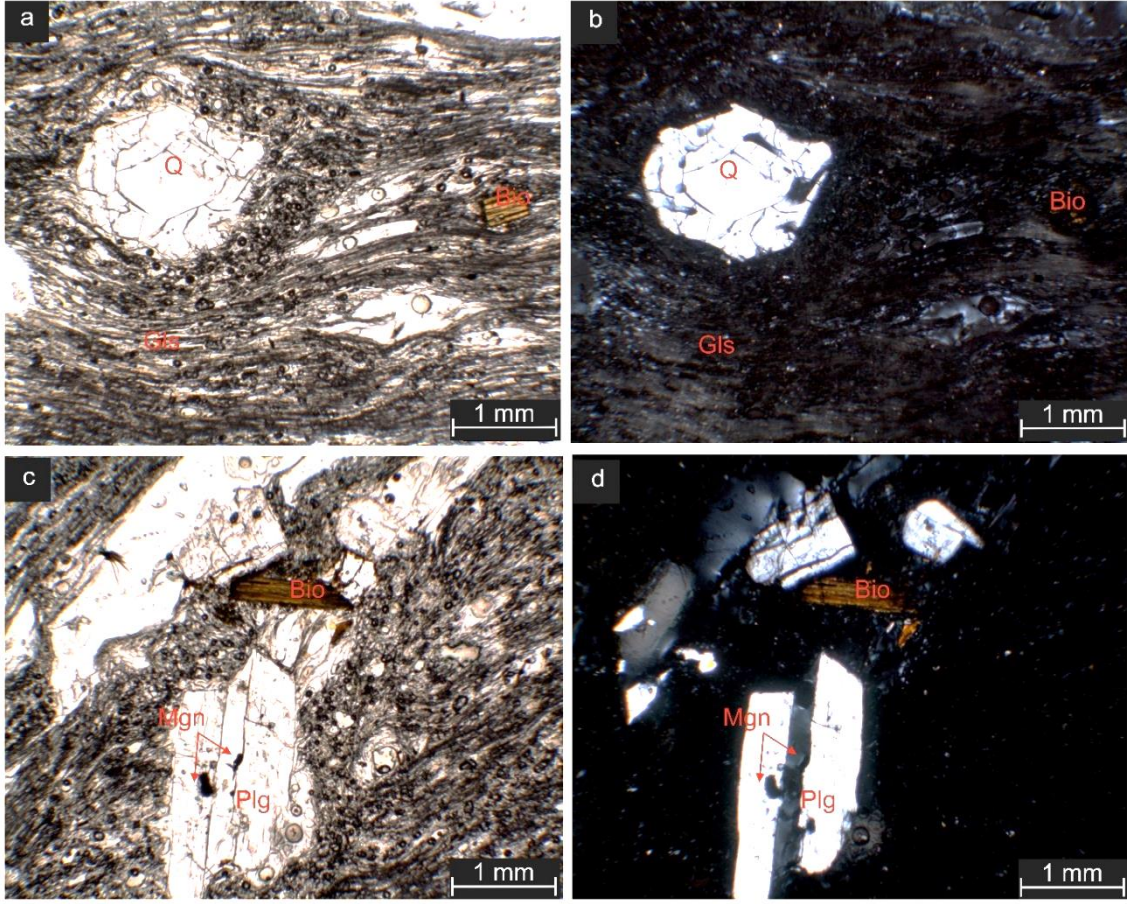


Şekil 6.9. Gördeles ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden polarizan mikroskop görüntüleri. (a, c) tek nikol görüntüsü (b, d) çift nikol görüntüsü (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gl: Cam, Ves: Gözenek).

Kızılkaya ignimbiriti, iki patlama fazını temsil eden pomzalar içermektedirler. İlk patlama fazına ait pomzalar belirgin bir düzlemde çizgisellik sunmayan gözeneklere sahiptir (Şekil 6.10). Bu gözenekler ise çoğunlukla iri plajiyoklaz, mika veya mafik minerallerin gelişimi ile ilişkilidir. İkinci patlama fazına ait pomzalar ise daha çok ufaklanmış görünümde, ana akıntı ünitesi içerisinde boşluklar bırakacak şekilde gelişmişlerdir. Pomzaların cam matrisi devasa büyüklükte gelişen fenokristal bakımından zengindir ve hipohyalin porfirik dokulu olarak gözlenmektedir. Kısmen rezorbe olmuş iri plajiyoklaz mineralleri ile özşekilli mika ve piroksen mineralleri fenokristalleri oluşturmaktadır. İskeletsel büyüme gösteren Fe-Ti oksit mineralleri ise tipiktir (Şekil 6.11).



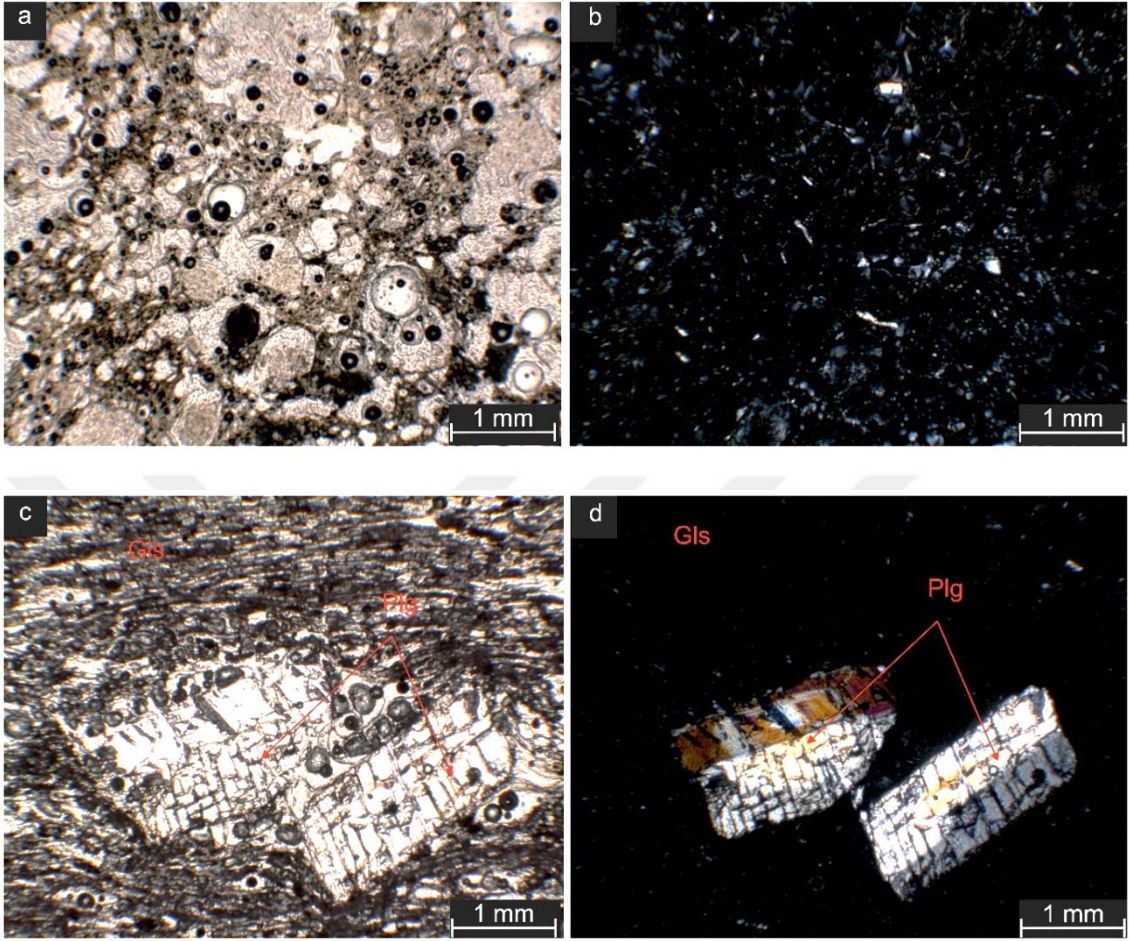
Şekil 6.10. Kızılkaaya ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden elektron mikroskop BSD görüntüleri (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).



Şekil 6.11. Kızılkaya ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden polarizan mikroskop görüntüleri. (a, c) tek nikol görüntüsü (b, d) çift nikol görüntüsü (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Q: Kuvars, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).

Valibabatepe ignimbiriti ise cürufumsu görünümde koyu kahve-yeşil renkte pomzaları ile karakteristiktir. Pomzaları çok az gözenekli olup ve vitrik bir dokuya sahiptir (Şekil 6.12a, b). Kuvaterner yaşlı Kumtepe ignimbiriti ise Alt ve Üst Acıgöl Tüfü olmak üzere iki ayrı patlama fazına ayrılmaktadır. Alt Acıgöl Tüfü, yaygın olarak pomza geri düşme ürünlerinden itibaren oluşmakta ve tamamen afirik, süt beyazı renge benzer renkte ve seyrek olarak gelişen gözenekleri ile tipiktir. Bununla birlikte, Üst Acıgöl Tüfü, obsidyen parçaları ve açık bej, açık sarı- beyaza yakın renkte pomza içermeleri ile karakteristiktir. Ayrıca pomzalara ait fenokristallerin, seyrek ve iri (~3 mm) plajiyoklaz mineralleri ve bunlarda küçük mika mineralleri şeklinde geliştiği görülmektedir. Bu birime ait pomzaların iyi gelişmiş olan gözenekleri diğer birimden kolaylıkla ayırt edilmesini sağlamaktadır.

Genellikle holohiyalin dokulu gözlenen her iki birim, kristal bakımından oldukça fakir olmaları ile tipiktirler (Şekil 6.12c, d).



Şekil 6.12. (a, b) Valibabatepe ignimbiriti ve (c, d) Kumtepe ignimbiriti pomzasına ait genel mineraloji ve özgün dokusal özellikleri temsil eden polarizan mikroskop görüntüleri. (a, c) tek nikol görüntüsü (b, d) çift nikol görüntüsü (Amp: Amfibol, Cpx: Klinopiroksen, Plg: Plajiyoklaz, Bio: Biyotit, Mgn: Manyetit/Fe-Ti oksit, Gls: Cam, Ves: Gözenek).

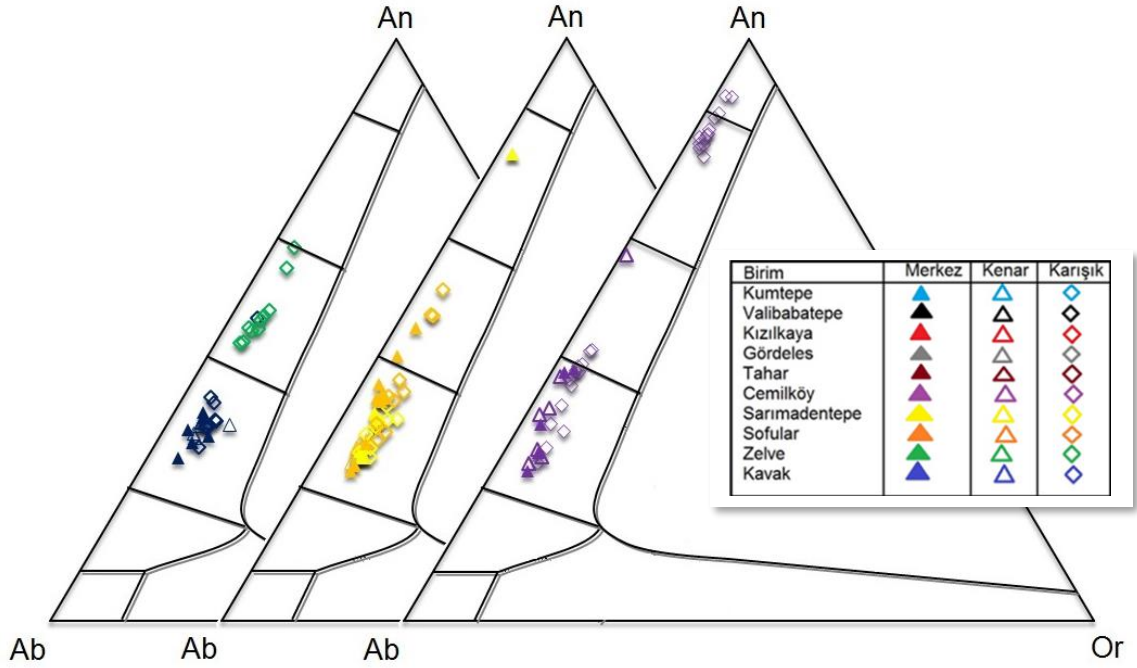
6.2. Mineraloji

Çalışma kapsamında alınan örneklere ait mineralojik bileşim içerikleri Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde yer alan Elektron Mikroskop ve Mikroanaliz laboratuvarında incelenmiş ve gerekli analizler uygun minerallere yapılmıştır.

Kapadokya volkanizması içerisinde yer alan ve piroklastik akıntı birimlerini temsil eden ignimbiritik (sırasıyla; Kavak, Zelve, Sarımadentepe, Sofular, Cemilköy, Tahar, Gördeles, Kızılkaya, Valibabatepe ve Kumtepe) birimlere ait örnekler temel olarak feldispat, piroksen, amfibol, mika, Fe-Ti oksit ve aksesuar fazlar içermektedir.

6.2.1. Feldispat Grubu Mineraller

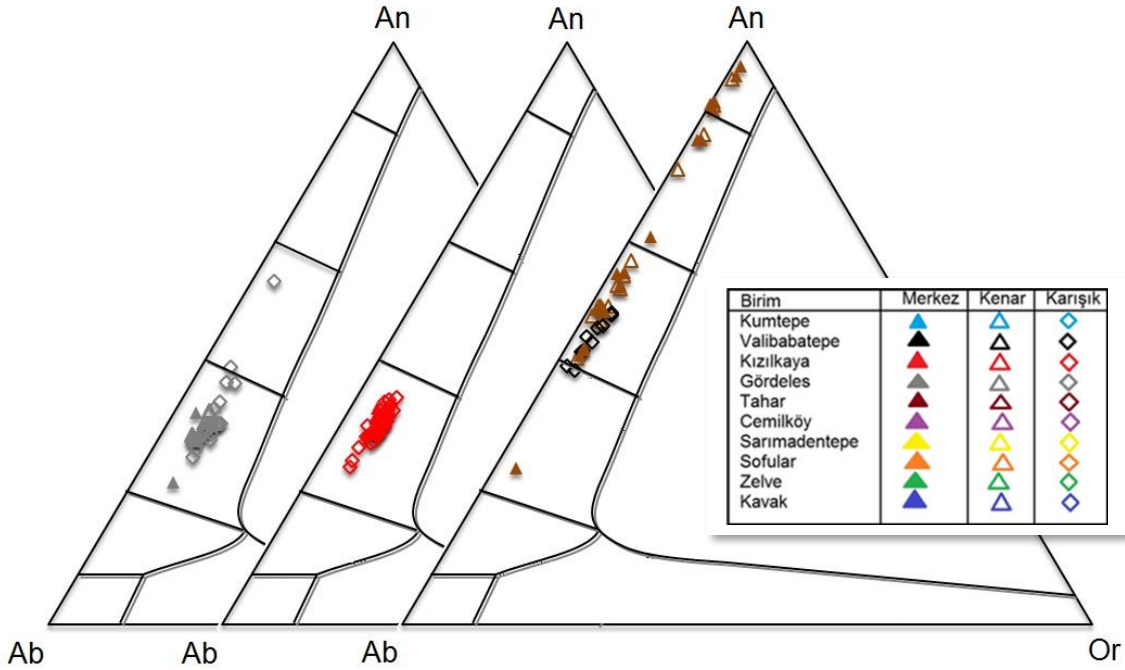
Feldispat grubu mineraller, plajiyolaz ve alkali feldispat olmak iki ayrı grupta incelenmektedir. Plajiyoklazları oluşturan Albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) ve Anortit ($\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$) ve alkali feldispatları temsil eden Ortoklaz (KAlSi_3O_8) uç üyeleri arasında sürekli bir katı karışım meydana gelmektedir. Eriyikten itibaren kristalleşen feldispat mineralleri meydana gelen kimyasal değişimleri ana ve iz element bileşimlerinde yansıtabilmektedirler. Feldispatlarda meydana gelen kimyasal zonlanmalar kristal kafes yapısında meydana gelen elementel değişimleri sunmaktadır. Farklı birimlerdeki feldispat mineralleri molar albit (Ab), anortit (An) ve ortoklaz içeriklerine göre feldispatlara ait üçgen diyagramında sınıflandırılmıştır. İncelenen feldispat fenokristallerine ait ana oksit ve element katyon oranları Ek.3 kısmında yer alan çizelgelerde verilmiştir. Riyolitik-riyodasitik bileşimdeki ignimbirit akıntı birimleri üzerinden gerçekleştirilen mineral kimyası analizlerinde, özellikle Tahar ve Cemilköy ignimbiritlerine ait feldispatların Anortit bakımından zengin plajiyoklaz içeriği dikkat çekmektedir. Tahar ignimbiritine ait plajiyoklazlarda kenar ve merkezden gerçekleştirilen analizlerde Labrador ve Anortit (An_{95-60}) içerikleri görülmektedir. Cemilköy ignimbiritine ait pomzaların feldispat mineralleri Anortit (An_{89}) bileşimleri sunmaktadır. Bazı örneklerden gerçekleştirilen merkez-kenar ölçümlerinde sırasıyla Ab_{69-53} ve Ab_{65-55} albit bileşimleri sunduğu tespit edilmiştir (Şekil 6.13).



Şekil 6.13. Çalışma alanında bulunan Kavak, Zelve, Sofular, Sarımadentepe ve Cemilköy ignimbiritlerine ait feldispatların merkez-kenar ve pozisyon belirtilmemiş olan analizlerinin Ab-An-Or feldispat üçgeninde dağılımları.

Gördeles ignimbiritine ait pomzalar çoğunlukla $Ab_{69-51} An_{38-28} O_{5-7}$ bileşimi sunmaktadır. Ab-An-O diyagramına aktarılan bileşimler feldispat minerallerinin Andezin karakterde olduğunu sergilemektedir. Birime ait bir feldispat minerali Labrador bileşiminde çıkmaktadır. Kızılkaya ignimbiritine ait örnekler üzerinden gerçekleştirilen analizlerde $Ab_{65-55} An_{38-28} O_{6-5}$ Andezin bileşiminde olduğu görülmektedir. Birime ait beş örneğin Anortit (An_{90} , An_{70} , An_{81} ve An_{65}) bileşimi sergilediği görülmektedir.

Sofular ignimbiritine ait pomzaların feldispatlarından gerçekleştirilen merkez-kenar ve gelişigüzel yapılmış olan analizler sonucunda $Ab_{65} An_{30} O_5$ bileşiminde Andezin karakterinde plajiyoklazlar içerdiği görülmektedir. Sarımadentepe ignimbiriti, Sofulara benzer karakterde $Ab_{67-57} An_{38-34} O_{7-5}$ bileşiminde plajiyoklazları içermektedir (Şekil 6.14).



Şekil 6.14. Çalışma alanında bulunan Tahar, Gördeles, Kızılkaya ve Valibabatepe ignimbiritlerine ait feldispatların merkez-kenar ve pozisyon belirtilmemiş olan analizlerinin Ab-An-Or feldispat üçgeninde dağılımları.

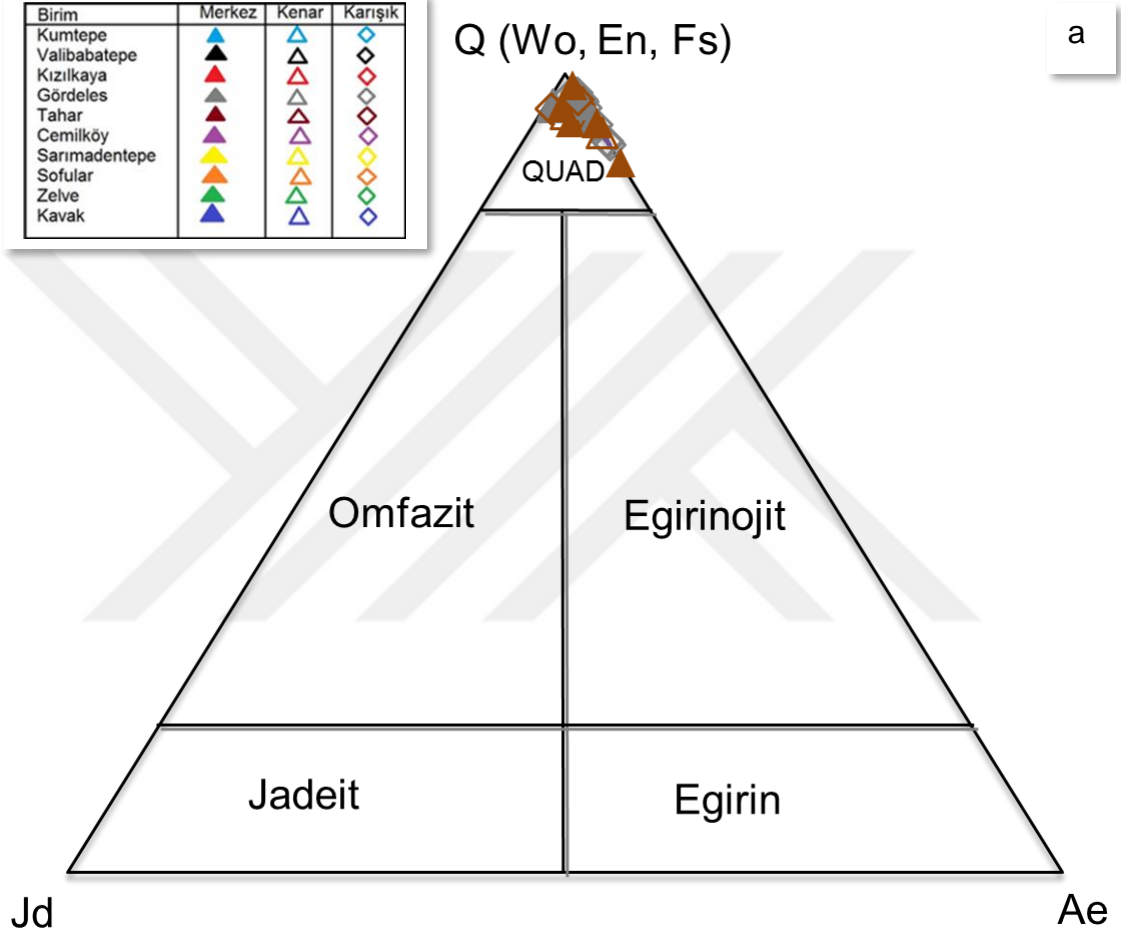
Kavak ve Zelve ignimbiritine ait feldispatlar üzerinden gerçekleştirilen analizler sonucunda Kavak biriminde Andezin ($Ab_{67-57} An_{38-34} O_{7-5}$) karakterde plajiyoklazlar, Zelve ignimbiritinde ise Labrador ($Ab_{48-32} An_{64-47} O_{5-3}$) bileşiminde plajiyoklazlar görülmektedir. Kavak ignimbiritinde bulunan feldispatlardan özellikle merkez-kenar ölçümlerinin benzer alanlara düşmesi dikkat çekmektedir.

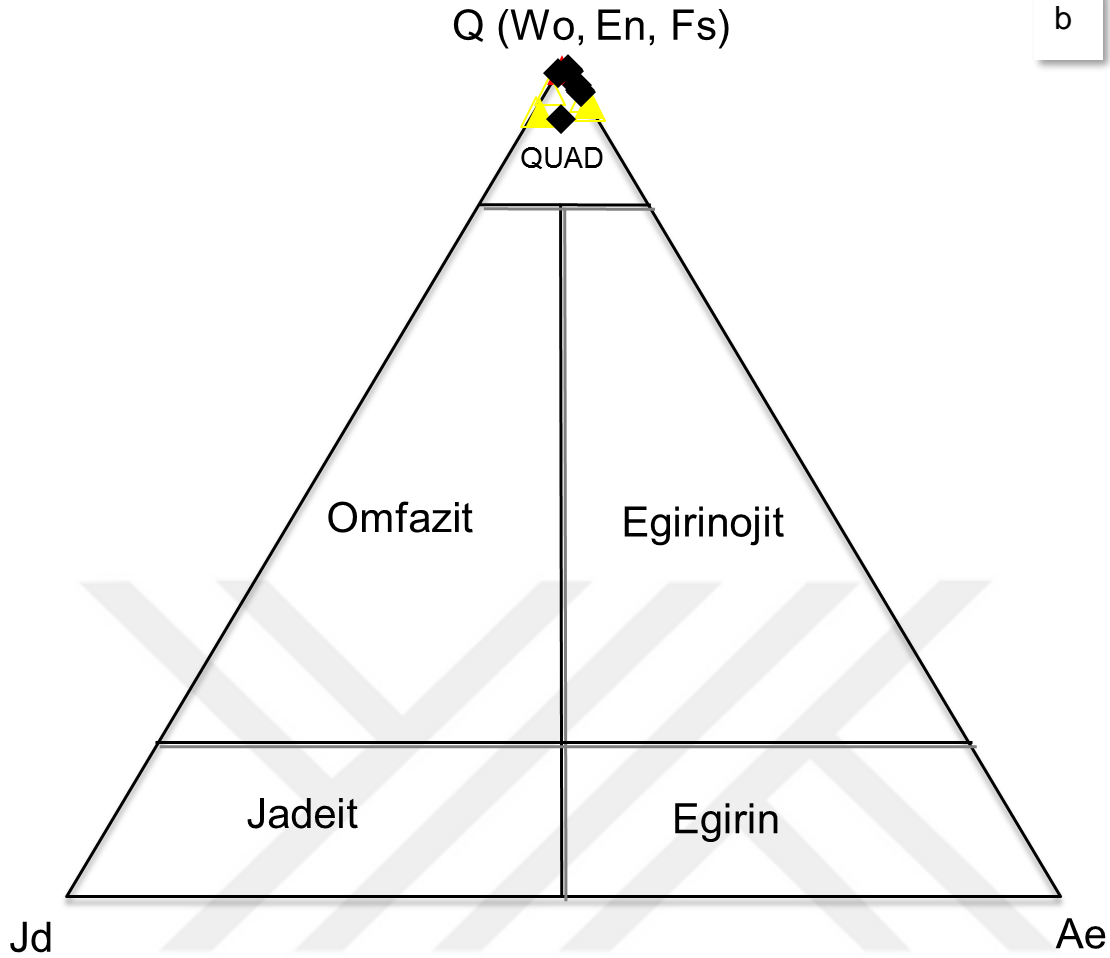
Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde bulunan ignimbritlere ait feldispat formülüne katılan majör elementlerin, yaşlıdan gence ve merkezden kenara doğru gidildikçe önemli bir değişim göstermedikleri yukarıda çizilen Ab-An-Or diyagramlarına bakılarak söylenebilmektedir.

6.2.2. Piroksen Grubu Mineraller

Piroksen kimyası magmadan itibaren kristalleşen bir kütlelerin kristalleşme ortamının fiziko-kimyasal koşullarına göre değişiklik göstermektedir. Bu değişim ise kristalde meydana gelen çeşitli zonlanmalar (normal, ters, yamalı, salınımlı vb.) ile karşımıza çıkmaktadır.

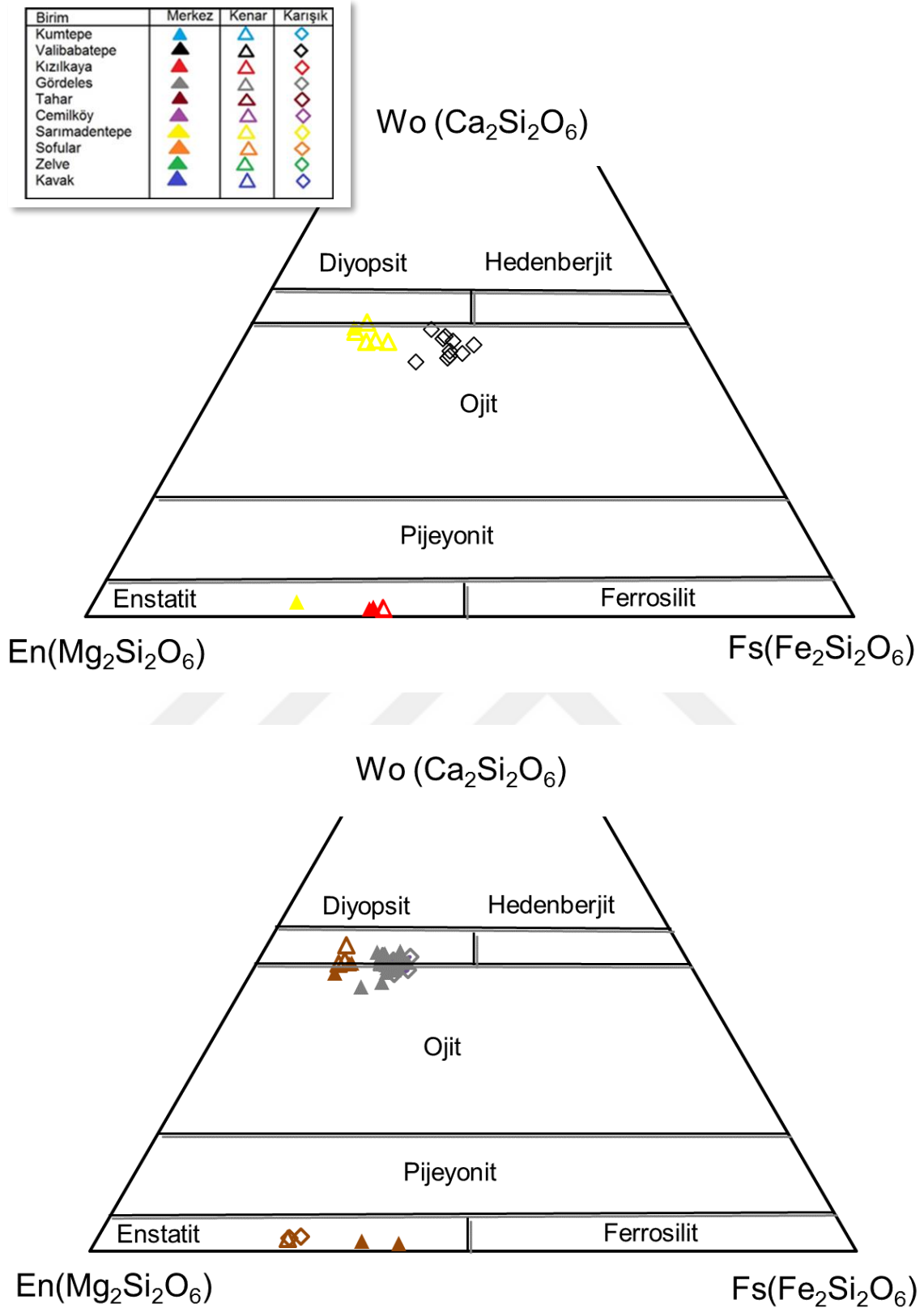
İncelenen birimlere ait piroksen minerallerinin katyonik hesaplamaları 6 oksijene göre yapılmıştır. Çalışma alanında bulunan birimlerin, piroksen grubu mineralleri olan orto- ve klino-pirokseni sıklıkla içerdği görülmektedir. Morimoto (1988)'e göre sınıflandırılan piroksen grubu mineralleri, tüm ignimbirit birimlerine göre Ca-Mg-Fe (QUAD) grubuna ait çıkmaktadır (Şekil 6.15a, b). Her örneğe ait piroksen analizleri ve katyonik oranları Ek.5 kısmında yer alan çizelgelerde verilmiştir.





Şekil 6.15. İncelenen örneklere ait piroksenlerin QUAD kimyasal grubu içerisinde dağılımını gösteren üçgen diyagram (Morimoto, 1988).

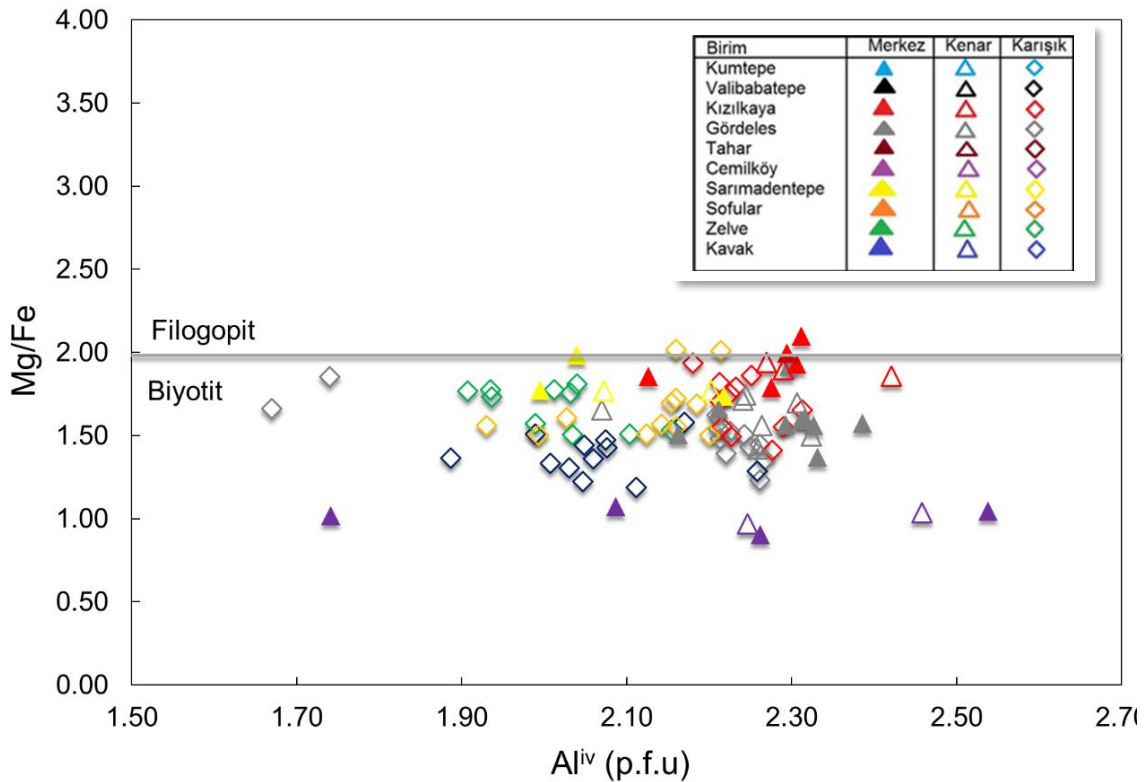
Katyonik oranlarına göre QUAD grubunda olduğu belirlenen piroksenler, tanımlandıkları formüle bağlı olarak Vollastonit (Wo ; $Ca_2Si_2O_6$), Enstatit (En ; $Mg_2Si_2O_6$) ve Ferrosilit (Fs ; $Fe_2Si_2O_6$) molar yüzdelerine göre Morimoto (1988)'nin üçgen diyagramında sınıflandırılmışlardır. Bu sınıflamalara göre 3 farklı ignimbirit üyesinde görülen piroksen minerallerinin, büyük oranda diyopsit-ojit aralığında klinopiroksen olarak karakterize edildikleri; buna karşılık, Tahar, Sarımadentepe ve Kızılkaya ignimbiritlerinde gözlenen ortopiroksenlerin enstatit olarak sınıflandırıldığı görülmektedir (Şekil 6.16). Piroksenler üzerinde gerçekleştirilen merkez-kenar ölçümlerinde Wo - En - Fs diyagramında önemli bir değişim gözlenmese de, kenar analizlerinin $Mg_2Si_2O_6$ (enstatit) uç üyesine doğru dağılım gösterdikleri görülmektedir.



Şekil 6.16. İncelenen örneklere ait piroksenlerin, QUAD grubu piroksenlerin Wo-En-Fs diyagramı üzerinde pozisyon belirtilmemiş (karışık) analizlere göre ve merkez-kenar analizlerine göre dağılımları.

6.2.3. Mika Grubu Mineraller

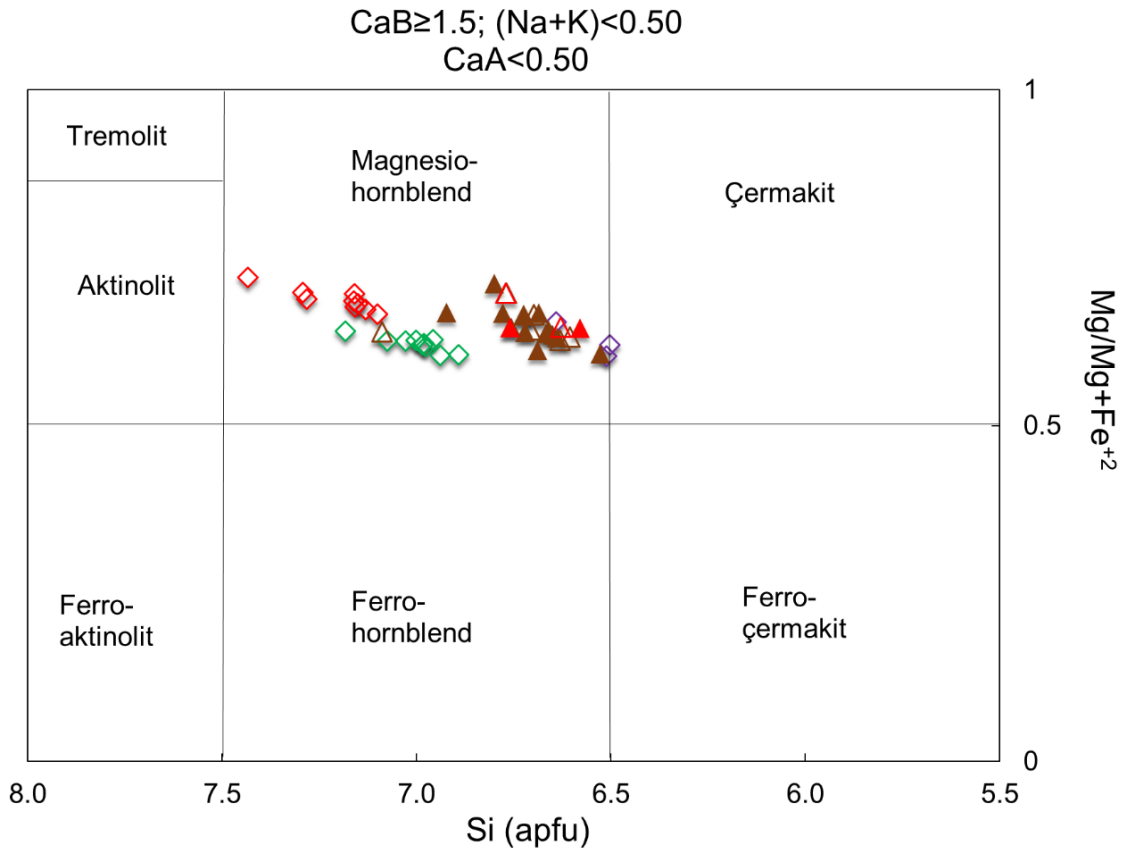
Feldispatlardan sonra en yaygın mineral fazı olarak mika grubu mineralleri görülmektedir. Bu grupta bulunan minerallerin Fe, Mg ve Al katyonik oranları, hesaplamalarda 22 oksijen kullanılarak elde edilmiştir. Birimlere ait mika mineral analizleri ve hesaplanan katyonik oranları Ek.6 kısmında yer alan çizelgelerde verilmiştir. Çalışma alanına ait birimlerin mika grubu mineralleri, $Fe/(Mg+Fe)$ ve Mg/Fe oranları ile toplam Al^{iv} göz önünde bulundurulduğunda büyük oranda biyotit sınıfında kümelendiği gözlenmektedir. Bununla birlikte bazı birimlerde biyotitin yanında filogopitin varlığı da görülmektedir. Mg/Fe 'ye karşı Al^{iv} diyagramında Mg/Fe oranının 2'den büyük olduğu durumlarda mika grubu mineraller filogopit, küçük olanlar ise biyotit olarak adlandırılmaktadır. Kapadokya ignimbritlerinden Kızılkaya'da bu oran 1.4-2.1 arasında; Zelve, Gördeles, Sarımadentepe ve Sofular için bu oran 1.5-1.9 arasında; Cemilköy için ise 0.91-1.05 arasında değişmektedir (Şekil 6.17).



Şekil 6.17. Kapadokya volkanik bölgesinde bulunan ignimbritlere ait mika minerallerinin Al^{iv} değerlerine karşılık Mg/Fe oranlarının dağılımlarını gösteren diyagram.

6.2.4. Amfibol Grubu Mineraller

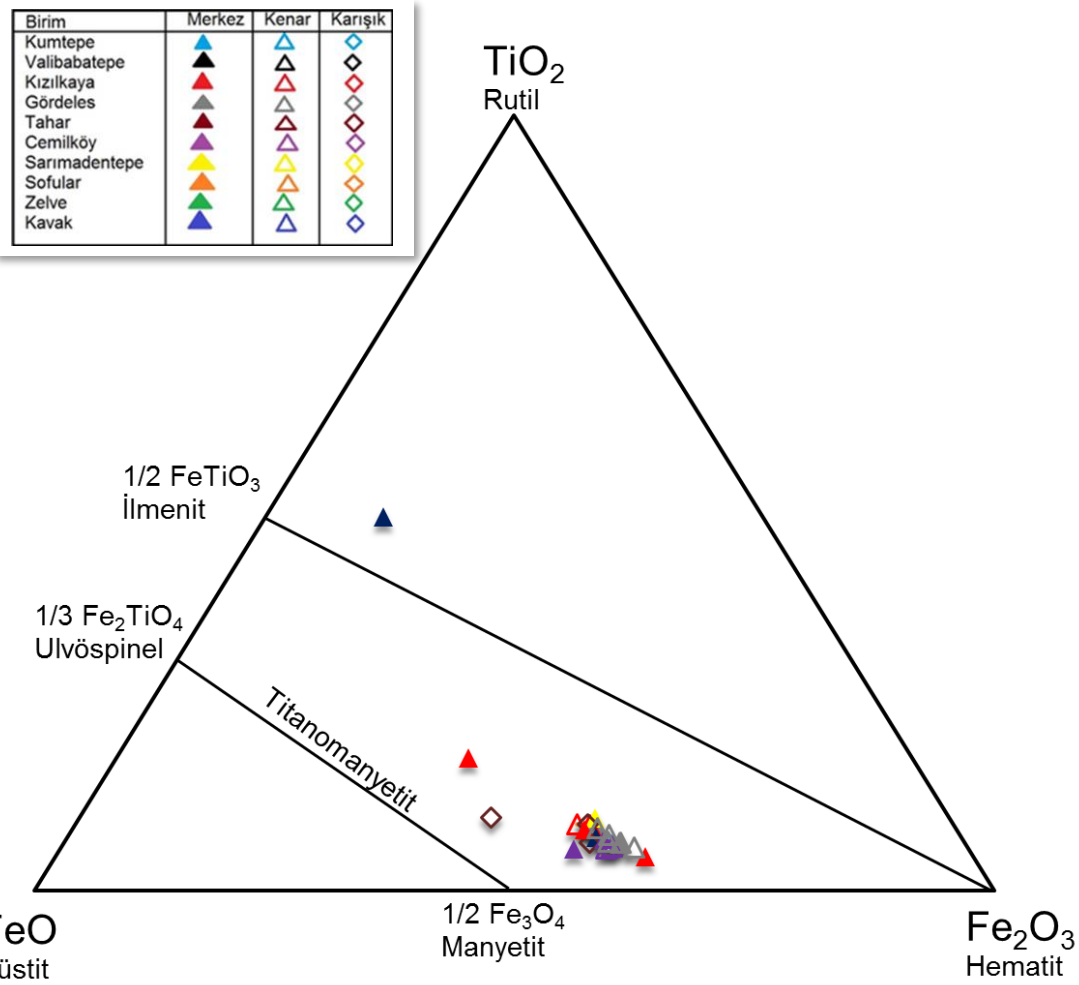
Kapadokya ignimbiritlerinden amfibol grubu mineral içeren birimler Tahar, Cemilköy, Kızılkaya ve Zelve'dir. Birimlere ait amfiboller çoğunlukla özşekilli olarak gelişmiş olarak gözlenmektedir. Amfibol grubuna ait minerallerin katyonik oranları 23 oksijen baz alınarak hesaplanmıştır. Buna göre hesaplanan değerler birimlerin kalsik amfibol sınıfına ait olduğunu göstermektedir (Leake ve ark.,1997). Birimlere ait amfibol analizleri ve katyonik hesaplamalar Ek.4 kısmında yer alan çizelgelerde verilmiştir. Birimlere ait amfibol grubu minerallerin hemen hemen aynı Mg# (60-70) değerlerine sahip oldukları görülmektedir (Şekil 6.18).



Şekil 6.18. İncelenen örneklerde gözlenen amfibol grubu minerallerin Si (a.f.u) karşılık $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ değerlerine göre farklı uç üyelerin sınırladığı diyagramlardaki dağılımları (Leake ve ark., 1997).

6.2.5. Fe-Ti Oksitler

Kapadokya volkanizmasına ait kayalarda Fe-Ti oksitlere sıklıkla rastlanmaktadır. Buna karşın ignimbritler ise bu mineralleri daha çok minör oranlarda içermektedir. Kavak, Tahar, Gördeles, Kızılkaya ve Cemilköy ignimbritlerinde gözlenen Fe-Ti oksit minerallerine ait ana element oksit değerleri baz alınarak Carmichael (1966) uygun olarak yapılan katyonik hesaplamalar sonucunda Fe-Ti oksit minerallerinin büyük oranlarda ulvöspinel¹⁷⁻²⁶ içeriklerine karşılık geldiğini, yalnızca bir örnekte tamamen ilmenit^{88.56} bileşiminde oldukları gözlenmiştir (Şekil 6.19). Fe-Ti oksit minerallerinin kayalar içerisindeki oluşumu, magmadaki oksijen fugasitesinin artışı ile ilişkilendirilmektedir (Wones, 1989). Birimlere ait Fe-Ti oksit analizleri ve katyonik hesaplamalar Ek.7 kısmında yer alan çizelgelerde verilmiştir.



Şekil 6.19. Çalışma bölgesine ait örneklerin Fe-Ti içeriklerinin TiO_2 , FeO ve Fe_2O_3 üçgen diyagramında gösterimi.

6.2.6. Aksesuar Fazlar

Orta Anadolu Bölgesi'nde bulunan kayalara ait aksesuar mineraller, başlıca kuvars, apatit ve zirkon mineralleri olarak tanımlanabilir. Kuvars kristalleri hamur içerisinde serbest halde ve özşekilsiz olarak gözlenmektedir. Kızılkaya ve Kavak ignimbritlerinde yaygın olarak gözlenen kuvars mineralleri, bu birimler için ayırt edici mineral olarak tanımlanmaktadır. Zirkon ve apatit minerallerine ise genellikle mika ve Fe-Ti oksit mineralleri içerisinde kristal kapanım halde rastlanmaktadır.

Zirkon ve apatit mineralleri genellikle kristal kafes yapısına aldıkları U, Th, Sr ve nadir toprak elementleri sayesinde magmanın uçucu ve eser element içeriği hakkında önemli bilgiler vermektedir. Buna göre CAVP'de yayılım gösteren ignimbritler sıkça rastlanan apatit mineralleri, içerdikleri %3-8.5 aralığındaki F nedeniyle flor-apatit ($Ca_5[PO_4]_3F$) olarak tanımlanmaktadır.

7. İGNİMBİRİTLERE AİT TÜM KAYAÇ JEOKİMYASI

Çalışma bölgesinden TÜBİTAK 108Y063 numaralı proje kapsamında alınan örneklerin tüm kayaç ana ve iz element analizleri ACME laboratuvarlarında gerçekleştirilmiş olup, ana element içerikleri ICP-ES, iz element içerikleri ise ICP-MS cihazları kullanılarak belirlenmiştir. Ana element analizleri ölçümleri yaklaşık olarak \pm %0.01 hassasiyette gerçekleştirilirken iz element analizleri için hassasiyet NTE'lerinde \pm 0.02-0.1 ppm ve diğer iz elementler için ise 0.1 ppm civarında tutulmuştur. Birimlere ait ana oksit bileşimleri, iz element ve izotop oranları Ek.8 kısmında yer alan çizelgelerde verilmiştir. Çalışma alanında bulunan birimlerin farklı bileşenleri için kullanılan semboloji Şekil 7.1'de verilmiştir.

△	Tüm kayaç
□	Matriks Cam
○	Eriyik Kapanımı
◇	Zirkon

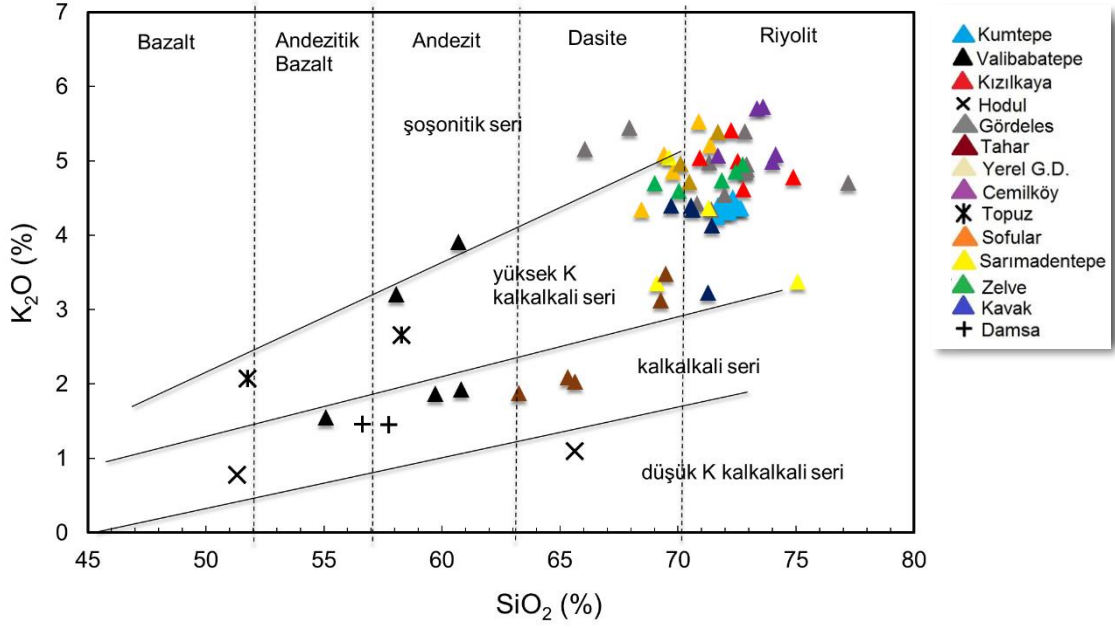
Şekil 7.1. Çalışmada alanına ait birimlerin tüm kayaç, matriks cam, eriyik kapanımı ve zirkon bileşenleri için grafiklerde kullanılan semboller.

7.1. Adlandırma ve Ana Element Bileşimleri

Toplam Alkali-Silis diyagramına göre, Kapadokya bölgesinde yaygın olarak gözlenen Miyosen-Pliyosen yaşlı vakanizma ürünleri, dasit, andezit ve riyolit alanlarına düşmektedir (LeBas ve ark.,1986). Miyo-Pliyosen yaşlı ignimbiritik birimlerden Kavak, Zelve, Sarımadentepe, Sofular, Gördeles, Kızılkaya genellikle riyolit alanında görülmektedir. Bununla birlikte, Valibabatepe andezitik, Tahar ise dasitik alana düşmektedir. Gördeles ignimbiritine ait bazı örnekler ise dasitik karakter göstermektedir. Kuvaterner yaşlı Kumtepe ignimbiritine ait örnekler ise yüksek alkali ve silis içerikleri ile kolaylıkla ayırt edilmektedir.

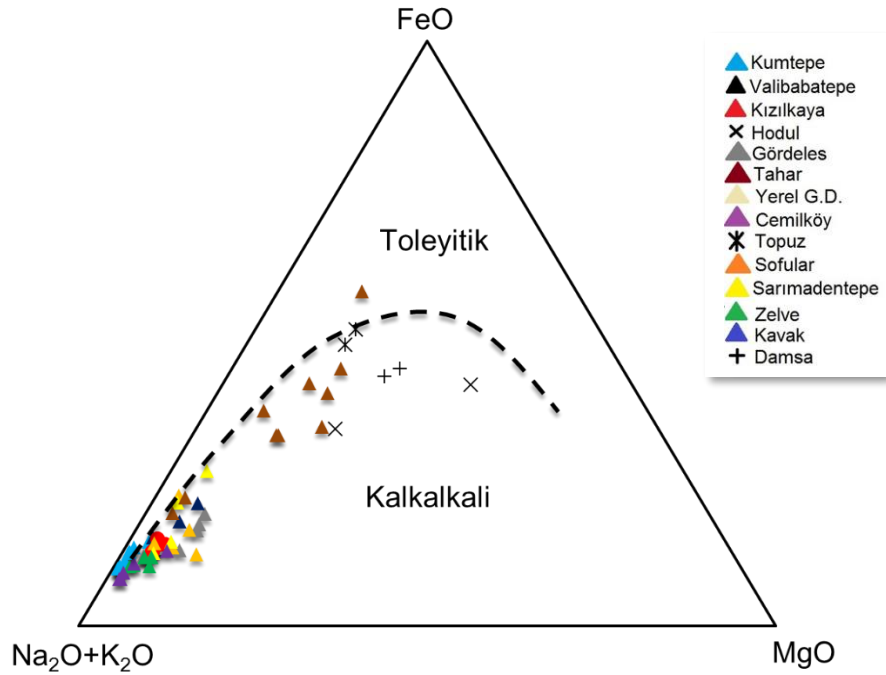
Silise karşı çizilen K_2O (Peccerillo ve Taylor, 1976) diyagramında ise çoğunlukla birimlerin yüksek K kalkalkali seride yoğunlaştıkları gözlenmektedir. Tahar, Valibabatepe ve Sarımadentepe ignimbiritine ait bazı örneklerin ise kalkalkali seride dağılım gösterdiği görülmektedir. Viereck-Goette ve ark. (2010) yılında yapmış oldukları çalışmalarında, stratigrafik olarak alt-üst ilişkisi içerisinde bulunan tüm bazaltik andezitik ve andezitik karakterli lavların (Valibaba'yı üzerleyen Seksenveren lavları, Kızılkaya'yı üzerleyen Çataltepe lavları, Cemilköy'ü üzerleyen Damsa lavları ile Sarımadentepe'yi üzerleyen Ayvalı'da bulunan cüruf saçınımları) da kalkalkali karakterli olduğunu, bununla birlikte Mustafapaşa üyesine ait olan lavların ise yüksek potasyumlu kalkalkali karakterde olduğundan bahsetmiştir (Şekil 7.2).

İgnimbiritlerin çoğunlukla yüksek potasyumlu alanda yoğunlaşması (%2.5-6 K_2O) Doğu Anadolu Bölgesi'nde bulunan birimlerle karşılaştırılabilir bir özellik sergilemesine sebep olmaktadır (Keskin, 2005; Viereck-Goette ve ark., 2010). Tahar ignimbiritine ait örnekler düşük K_2O (<%2) ile karakterize edilmektedir. %63-70 SiO_2 bileşimine sahip olan Tahar ignimbiriti dasitik kompozisyonu ile Orta Pliyosen'e ait kaynak bölgesi olarak Erciyes Dağ-Koç Dağ olarak Valibabatepe ignimbiritine benzerlik göstermektedir (Viereck-Goette ve ark., 2010; Şen ve ark., 2003).



Şekil 7.2. Kapadokya ignimbiritlerine ait SiO₂'ye karşı K₂O sınıflama diyagramı.

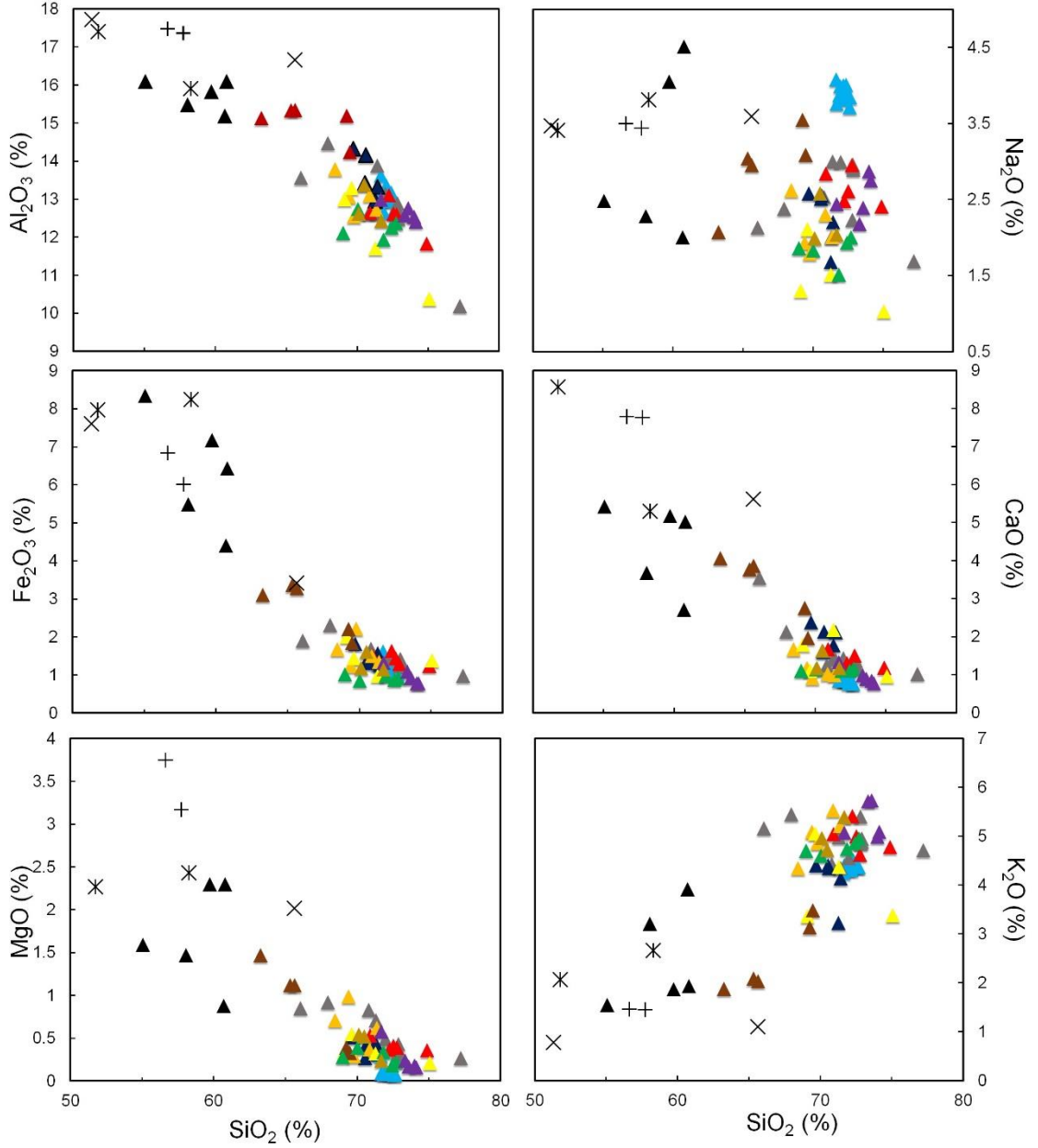
Üçgen AFM (Na₂O+K₂O-FeO_t-MgO) diyagramında riyoitik kayaçların genelde kalkali eğilimde ancak Valibabatepe ve Tahar ignimbiritne ait bazı örneklerin toleyitik trende doğru geçiş gösterme eğilimine sahip olduğu gözlenmiştir (Şekil 7.3) (Kuno, 1968).



Şekil 7.3. İgnimbiritlere ait örneklerin AFM (FeO-MgO-Na₂O+K₂O) diyagramında gösterimi. Kalkalkali-Toleyitik ayrımı Kuno (1986)'dan alınmıştır.

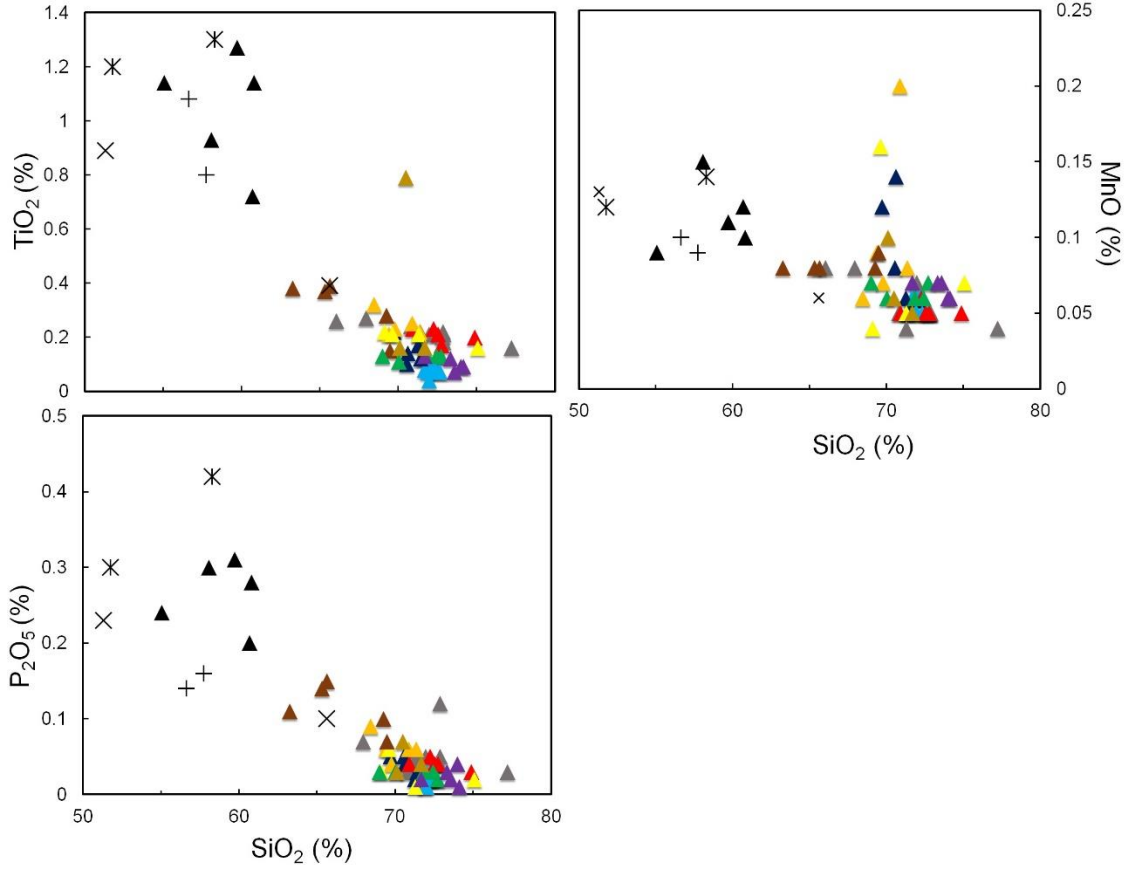
Kapadokya bölgesine ait riyolitik ignimbritler genellikle, $Fe_2O_3=3-1$, $MgO=1.5-0.1$, $CaO=4-0.75$, $Na_2O=3.75-1.5$ ve $TiO_2=0.4-0.15$ değerleri ile karakterize edilmektedir. Silise karşı çizilen ana oksit değerleri, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 ve MnO 'nun artan silis içeriği ile azaldığına, Na_2O 'nun ise hafif bir zenginleşme gösterdiğine işaret etmektedir. Özellikle bu durumun Kapadokya ignimbritlerinde sıklıkla rastlanılan tipik bir azalmayı temsil ettiğini düşündürmektedir (Şekil 7.4).

Çalışma alanının birçok bölgesinde muhtemel beraberlik sunan ve yer yer birbiri ile karıştırılan Kavak ve Zelve piroklastik akıntı birimleri, ana element konsantrasyonları bakımından da benzer değerler sunmaktadır. Aydar ve ark. (2012) yapmış oldukları çalışma kapsamında, birimlerde bulunan feldispat ve zirkon mineralleri üzerinden Ar/Ar ve U-Pb tarihlendirme çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar sonucunda birimlere ait yaş verileri, hata payları da göz önünde bulundurulduğunda benzer yaş aralıkları sunmaktadır (Kavak: U-Pb= 9.13 ± 0.51 My, Ar/Ar= 9.12 ± 0.09 My; Zelve: U-Pb= 9.13 ± 0.40 My, Ar/Ar= 9.19 ± 0.15 My; Aydar ve ark., 2012). Bununla birlikte, yine aynı çalışmada, zirkon minerallerinden yapmış oldukları iz element analizleri doğrultusunda, birimlerin U/Y oranlarının yaklaşık olarak 0.4 civarında olduğunu ve birimlerin benzer HfO_2 ve Ti değerleri sunduğunu ortaya koymuşlardır.



Şekil 7.4. Kapadokya volkanik kayaçlarının silise karşı çizilen ana oksit değişimleri.

Bununla beraber Cemilköy ignimbiriti, nispeten düşük Fe_2O_3 (%0.7-1), TiO_2 (~%0.1) ve MgO (~%0.2) değerleri ile diğer ignimbiritlerden ana oksit elementler bazında kolaylıkla ayrılmaktadır. Gördeles ignimbiritine ait örnekler kendi içerisinde homojen olmayan bir dağılım sergilemektedir. Bazı örneklerinde yüksek oranlarda Fe_2O_3 (yaklaşık 1.8-2.4) değerleri sunarken bazılarında yaklaşık %1 değerinde düşük değerler de sunabilmektedir (Şekil 7.5). Yine aynı şekilde bu heterojelik Al_2O_3 ve CaO ana element değişim diyagramlarında da gözlenmektedir.



Şekil 7.5. Kapadokya volkanik kayaların silise karşı çizilen ana oksit değişimleri.

Çalışma alanında alt-üst ilişkisine sahip olan Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritleri, ana element bileşimleri bakımından da benzerlik göstermektedir. Bununla birlikte, bu birimler Gördeles ignimbiritinden kolaylıkla ayırt edilmektedir. Nispeten yüksek TiO₂ (~%0.2-0.25) değerlerine sahip olan Gördeles, Kızılkaya ve Tahar ignimbiritleri SiO₂'ye karşı TiO₂ diyagramında diğer birimlerden farklılığı gözönüne sergilemektedir.

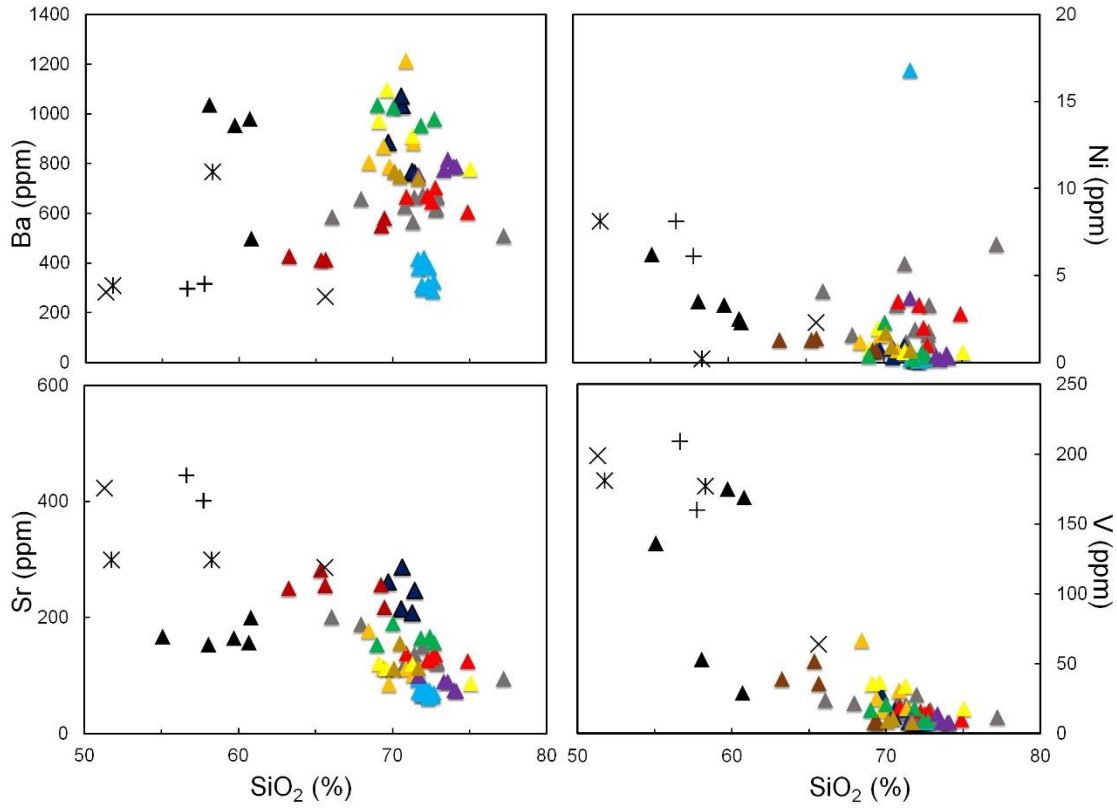
Bununla birlikte ana oksit element ayırtman diyagramlarında, belirgin ayrımlanma Tahar ve Kumtepe ignimbiritlerinin diğer birimlere oranla yüksek ve/veya düşük değerler sunması şeklinde gözlenmektedir. Kumtepe ignimbiriti, %3.5-4.5 oranı ile ignimbiritler arasında en yüksek Na₂O değerlerine sahip olması ile karakteristiktir. Bunun aksine, birimin göstermiş olduğu düşük MgO (~%0.1) ve TiO₂ (<%0.1) değerleri, en iyi şekilde ayırt edilmesini sağlamaktadır. Tahar ignimbiritinin, diğer ignimbiritlere oranla yüksek MgO (%1.2-1.5), TiO₂ (%0.28-

0.4), Fe₂O₃ (%3.1-3.5) ve P₂O₅ (%0.1-0.15) değerleri sunması ve düşük K₂O (≥%2) değerine sahip olması diyagramlarda kolaylıkla tespit edilmektedir.

7.2. İz elementler

7.2.1. Uyumlu Elementler

Kapadokya Volkanik Bölgesi'ne ait piroklastik kayaların silise karşı çizilen iz element içerikleri Şekil 7.6'da verilmiştir. Bu kapsamda, Sr, Ni ve V elementlerinin artan silis içeriğine bağlı olarak azalma gösterdikleri görülmektedir. Ba elementi için ise aynı durumdan bahsetmek mümkün değildir. Bununla birlikte, Ba grafiğine göre piroklastik birimleri iki ayrı gruba ayırmak mümkündür. Kavak, Zelve, Sarımadentepe ve Sofular ignimbiriti yaklaşık olarak 900-1100 ppm aralığında değerler sunarken, Tahar ve Gördeles 400-500 ppm, Cemilköy ve Kızılkaya ignimbiritleri ise 600-800 ppm aralığında değerler sunmaktadır. Birimlerin yaşları dikkate alındığında yaşlıdan gence doğru Ba değerlerinde azalma gözlenmektedir. Bu da birimlerdeki tedrici olarak azalan kıtasal kirlenme oranlarına işaret edebilmektedir. Bununla birlikte Kuvaterner'de meydana gelen Kumtepe piroklastik akıntı birimlerinde 250 ila 450 ppm civarında Ba değerleri görülmektedir. Ba'un Kuvaterner'de bu seviyelerde değerler sunması kıtasal kirlenmenin etkisinin azaldığını doğrulayıcı niteliktedir. Bununla birlikte, Sr değerlerinin 9.1 My yaşa sahip iki ignimbirit olan Kavak ve Zelve için 200-300 ppm değerleri arasında olması ve nispeten genç olan Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritlere doğru bu değer aralığının yaklaşık olarak 100-150 ppm seviyelerinde gözlenmesi ve ayrıca Kumtepe ignimbiritinde (50-100 ppm) daha düşük değerler gözlenmesi yine aynı şekilde kıtasal katkının 9 ila 7 My yaş aralığında bulunan ignimbiritlerde daha fazla olduğunu işaret etmektedir.

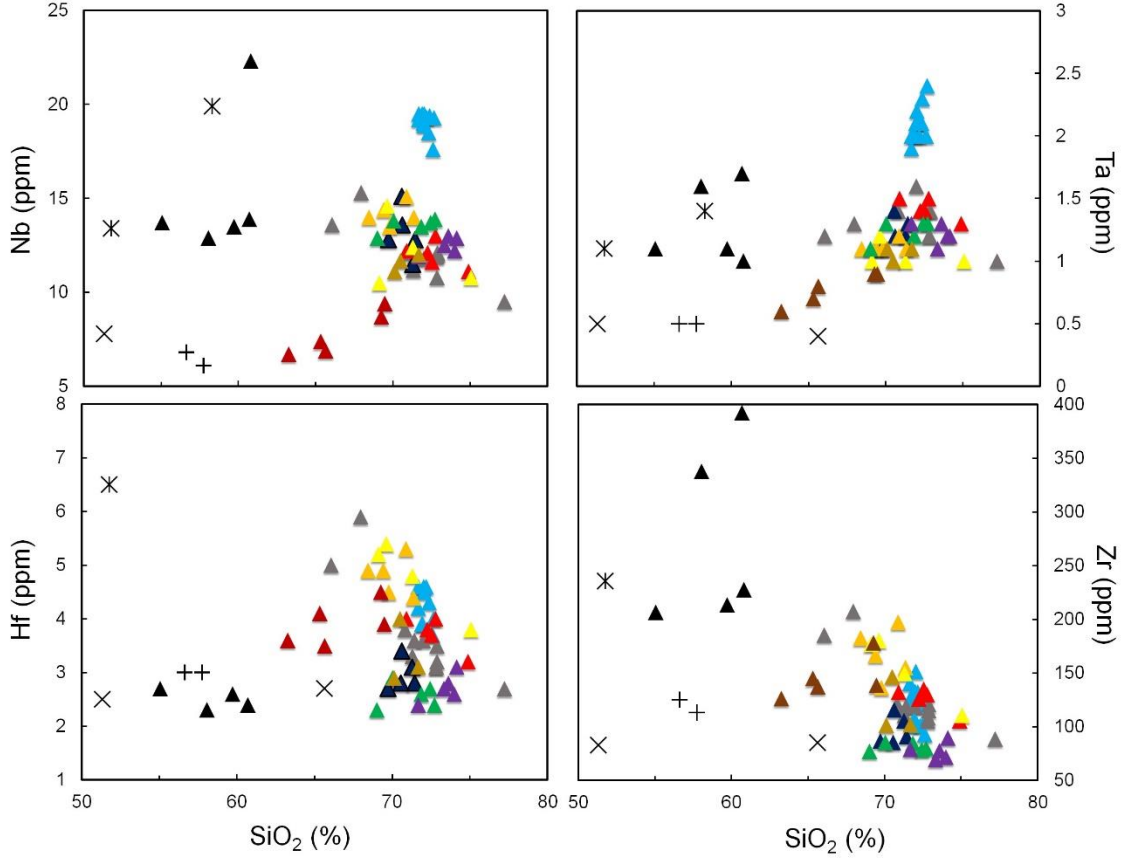


Şekil 7.6. Kapadokya volkanik kayaların silise karşı çizilen uyumlu iz element değişimleri.

7.2.2. Uyumsuz Elementler

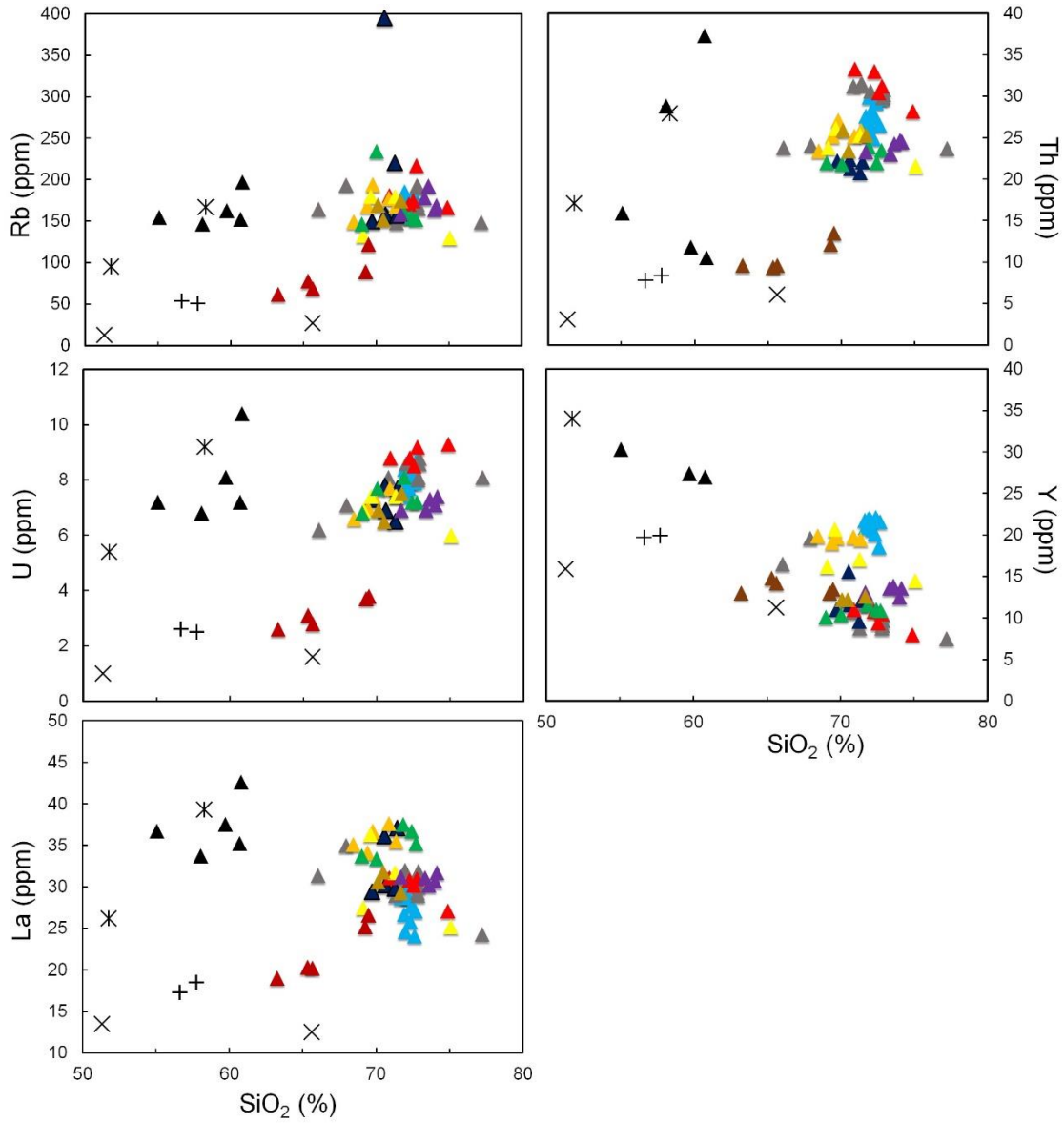
Kayaçlara ait iz element içeriklerinin dağılımlarını gösteren ve silise karşı çizilen uyumsuz iz element grafikleri Şekil 7.7’de verilmiştir. Artan silis içeriğine bağlı olarak çizilen Rb, Th ve U belirgin şekilde benzer eğilim göstermektedir. Nb, Ta ve Y elementleri, Miyo-Pliyosen yaşlı ignimbritlerde artan silise karşılık belirgin bir değişim göstermemekle birlikte Kuvaterner yaşlı Kumtepe riyolitik piroklastik akıntı ürünlerinde zenginleştiği gözlenmektedir. Buna karşın, genç riyolitik ignimbirit birimlerinin Nb, Rb, Ta, Th, U ve Y bakımından daha yaşlı riyolitlerden itibaren zenginleştiği, La elementi bakımında ise fakirleştiği dikkat çekmektedir. Bununla beraber, Valibabatepe ignimbiritinin Nb, Hf, Ta ve Zr bakımından zenginleşmiş olduğu görülmektedir. Buna karşın, Tahar ignimbiritinin ise Nb, La, Th ve Rb bakımından bölgede bulunan diğer ignimbritlerden daha fakir olduğu belirlenmiştir. Zr içeriklerine bakıldığında, Kızılkaya, Gördeles ve Kumtepe gibi ignimbiritlerin 100-150 ppm değerleri arasında benzer konsantrasyonlar, Zelve ve Cemilköy ignimbiritlerinin 60-90 ppm gibi düşük değerler sunduğu

görülmektedir. Buna karşın, Tahar ignimbiriti 125-150 ppm, Sofular ve Sarımadentepe ignimbiritleri ise yaklaşık olarak 150-220 ppm arasında yüksek Zr konsantrasyonları sunmaktadır.



Şekil 7.7. Kapadokya volkanik kayaların silise karşı çizilen uyumsuz iz element değişimleri.

Bununla birlikte, tüm birimler için Zr ve Hf konsantrasyonlarına bağlı olarak çizilen grafikler benzer trend sunmaktadır. Buna karşın, birimlerin artan silise karşı Y konsantrasyonları değişiklik sunmaktadır. Zelve, Gördeles, Cemilköy ve Kızılkaya ignimbiritleri, 7.5-15 ppm civarında düşük değerler sunarken, Sofular, Sarımadentepe ve Kumtepe ignimbiritleri, 17-22 ppm arasında yüksek değerler sunmaktadır. Aynı zamanda Tahar ignimbiritine ait örnekler ise yaklaşık 15 ppm ile orta seviyelerde değerler gözlenmektedir (Şekil 7.8).



Şekil 7.8. Kapadokya volkanik kayaçlarının silise karşı çizilen uyumsuz iz element değişimleri.

7.3. Nadir Toprak Elementleri ve Çoklu Element Diyagramları

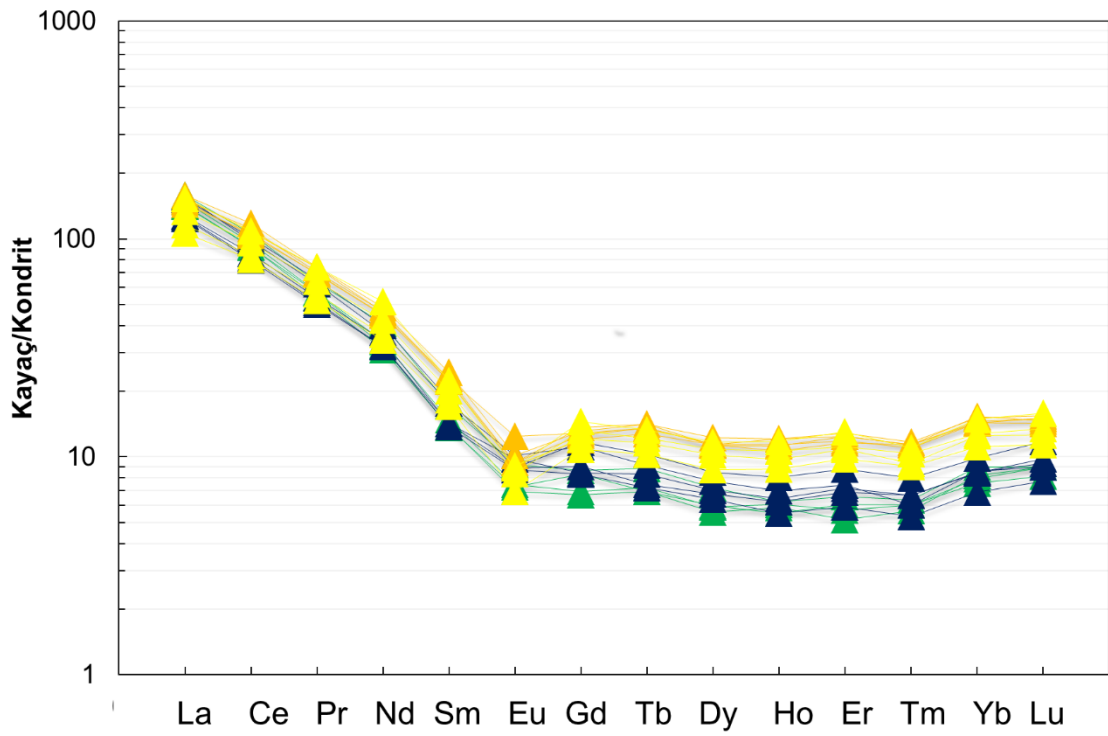
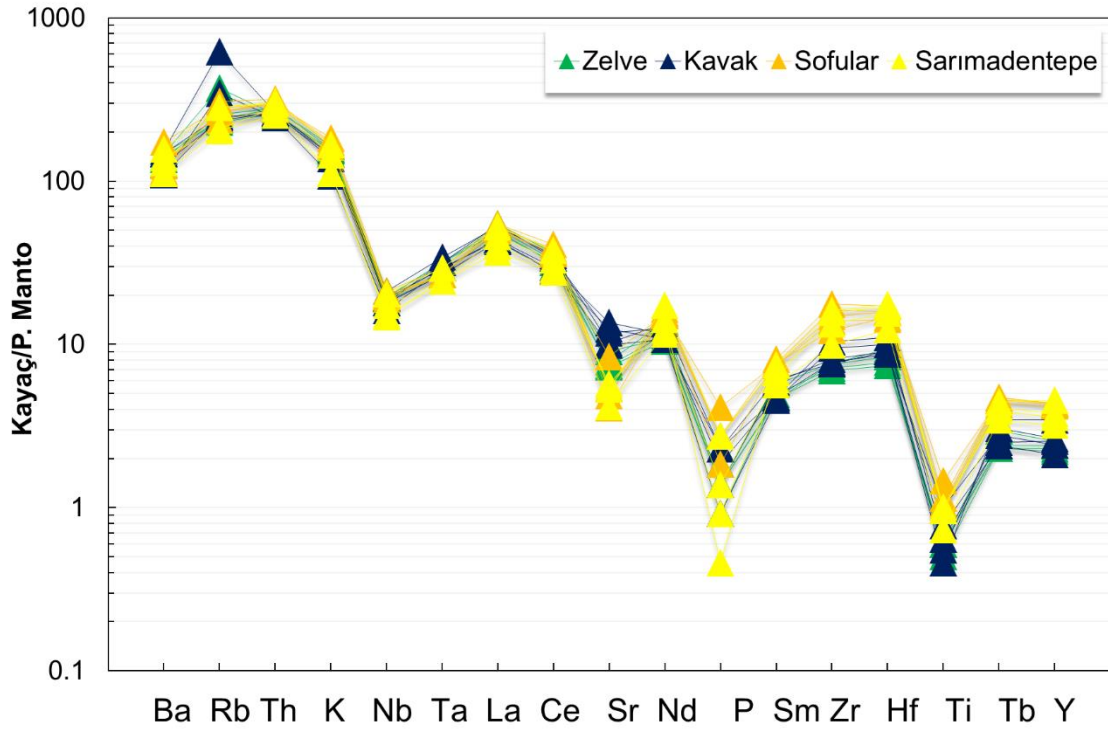
Çalışma alanında bulunan birimlere ait ana oksit ve iz element içerikleri incelendiğinde ortaya çıkan belirgin değişim, Kapadokya'da gelişen volkanizmanın zaman içerisinde farklılık gösterdiğini ve belirli dönemlerde farklı ürünler sunduğunu göstermektedir. Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde meydana gelen ignimbritlerin oluşumu ve etkin olan sürecin daha iyi anlaşılabilmesi için Nadir Toprak Elementleri (NTE) ve ayrıca çoklu element spider değişim diyagramları birimlerin oluşum zaman aralıklarına göre alt başlıklar şeklinde

verilmiştir. Birimlere ait iz element içerikleri ise Ek.8 kısmında yer alan çizelgelerde tablo halinde verilmiştir.

7.3.1. 9.5-8.5 My

9.5–8.5 My arasında gelişen Kavak, Zelve, Sarımadentepe ve Sofular piroklastik akıntı ürünlerinin Nadir Toprak Element değişim desenleri kondrit (Nakamura, 1974)'e göre, çoklu element değişimleri ise primordial mantoya (Sun ve McDonough, 1989)'a göre normalize edilerek verilmiştir.

Çalışma alanına ait piroklastik akıntı birimlerinin NTE desenlerinde birbirlerine paralellik gözlenmektedir. HNTE'nin ANTE'e göre daha zengin olması, ANTE'in gelişim deseninde konkavlık oluşmasına sebep olmaktadır. Sofular ignimbiriti ile diğer ignimbiritler arasında meydana Eu farkı, 8.32 ± 0.37 My yaşa (Aydar ve ark., 2012) sahip olan ve bu ignimbiritler arasında en genci olan Sofular ignimbiritinin plajiyoklaz fraksiyonlanmasından daha az etkilenmiş olabileceğini düşündürmektedir. İgnimbiritlere ait çoklu element desenleri de (Şekil 7.9) birbirlerine paralellik göstermektedir. Nb, Sr, P ve Ti elementlerinde meydana gelen düşüşler tüm ignimbiritlerde gözlenmektedir. Bununla birlikte, Sr, P, Zr ve Hf elementlerinde gözlenen değişimler, Sofular ignimbiritinde diğer ignimbiritlere oranla daha az geliştiği görülmektedir. Bu da plajiyoklaz, apatit ve/veya amfibol minerallerinin fraksiyonlanmasının diğer ignimbiritlere oranla daha az gerçekleştiğini düşündürmektedir. Apatit fraksiyonlanması karşılaştırılan ignimbiritler arasında en fazla Sarımadentepe ignimbiritinde gerçekleşmiştir. Meydana gelen Ti anomalisi Kavak ignimbiritinde belirgin bir şekilde gelişmiştir. Bu durum Kavak ignimbiritinde bulunan biyotit, amfibol ve manyetit gibi fazların diğer ignimbiritlere nazaran daha fazla oranlarda oluşumunu açıklamaktadır.

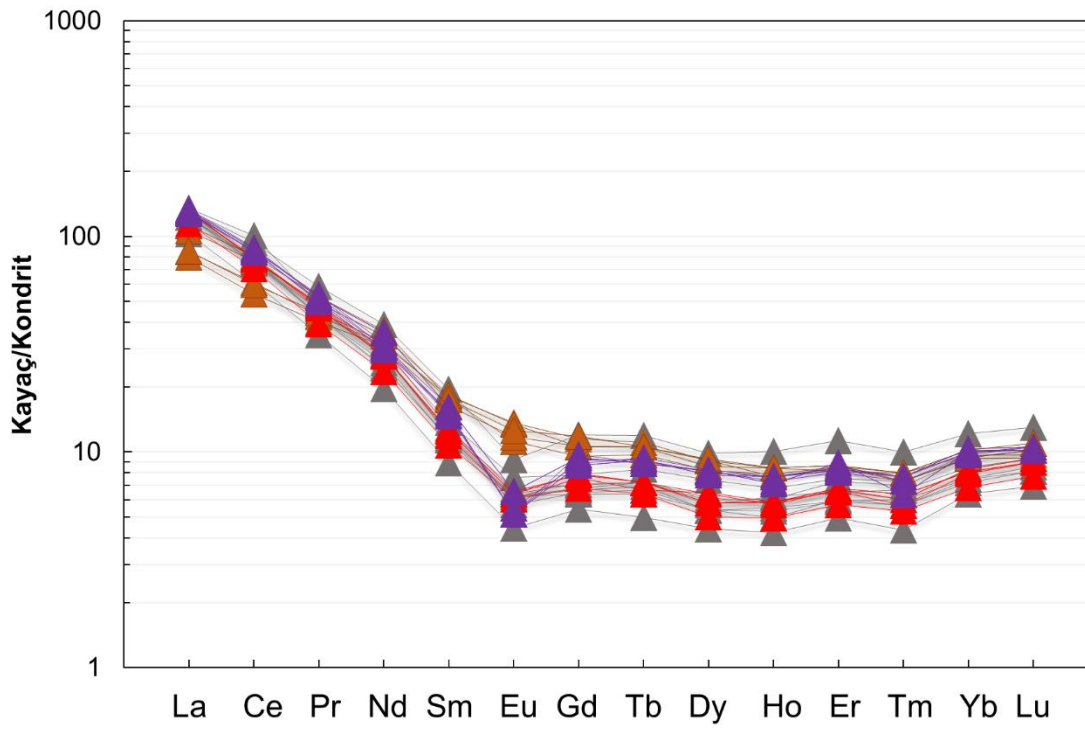
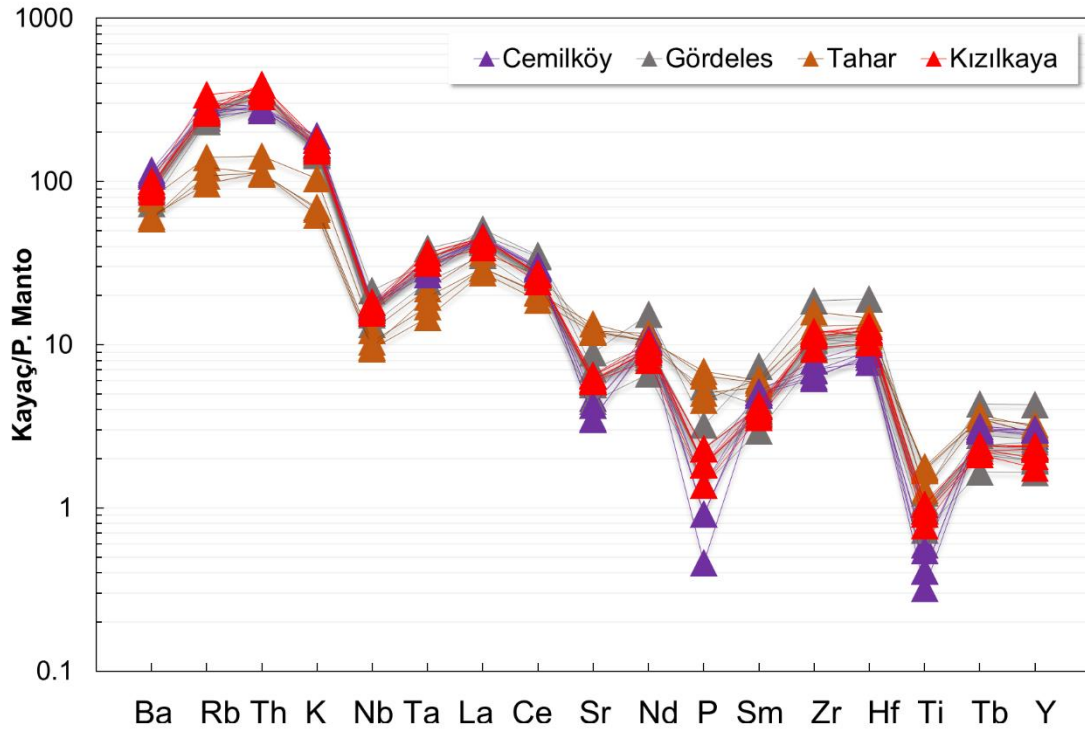


Şekil 7.9. Kapadokya volkanizmasında 9-8.5 My arası görülen ürünlere ait NTE ve çoklu element spider grafikleri.

7.3.2. 6.5-5 My

6.5–5 My arasında gelişen Cemilköy, Tahar, Gördeles ve Kızılkaya piroklastik akıntı ürünlerinin Nadir Toprak Element değişim desenleri kondrit (Nakamura, 1974)'e göre, çoklu element değişimleri ise primordial mantoya (Sun ve McDonough, 1989)'a göre normalize edilerek verilmiştir.

6.5-5 My arasında gelişmiş olan piroklastik akıntı birimlerinde benzer şekilde birbirlerine paralel NTE desenleri bulunduğu görülmektedir (Şekil 7.10). HNTE, ANTE'e göre daha fazla zenginleşmiştir. Çok belirgin olmamakla beraber Kızılkaya, Gördeles ve Cemilköy ignimbiritleri için hafif bir Eu negatif anomalisi gözlenmektedir. Bunun aksine, Tahar ignimbiritinde gözlenen Eu anomalisinin diğer ignimbiritlere oranla daha düşük olarak gelişmesi birimde plajiyoklaz fraksiyonlamasının daha az oranlarda gerçekleştiğini göstermektedir. Bununla birlikte ONTE'nin tüketilmesi ile ANTE'lerinde yukarıya doğru gelişen konkavitenin amfibol fraksiyonlanması ile ilgili olduğu düşünülmektedir. İgnimbiritlerin çoklu element desenleri (Şekil 7.10) birbirlerine paralel olup Nb-Sr-P-Ti elementlerinde değişik oranlarda anomali gözlenmektedir. Özellikle Sr, P ve Ti'nin Tahar ignimbiritinde en yüksek, Cemilköy ignimbiritinde ise en düşük değerleri verdiği gözlenmektedir. Bu durum, feldispat, apatit ve manyetit fraksiyonlanmasının Cemilköy ignimbiritlerinde Tahar ignimbiritine oranla daha fazla geliştiğine işaret etmektedir. Bununla birlikte, Tahar ignimbiritine ait Ba, Rb, Th, Nb, Ta gibi uyumsuz elementlerin diğer ignimbiritlere oranla daha az olarak zenginleştiği gösteren desenler sunduğu dikkat çekmektedir.



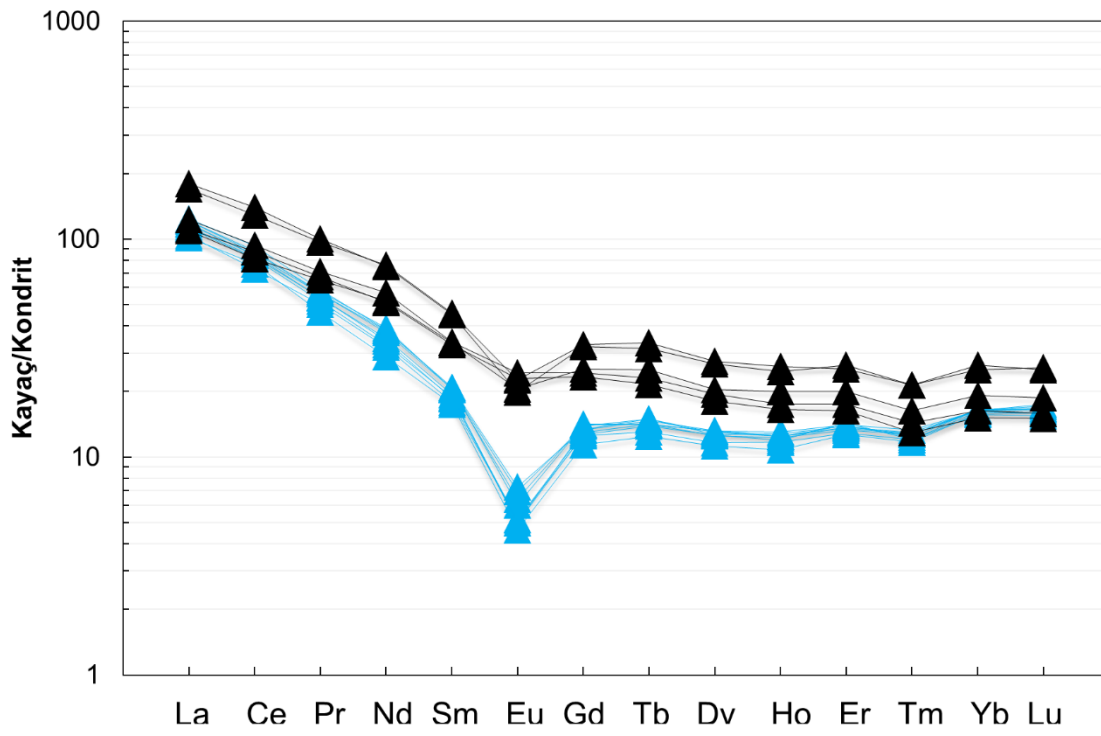
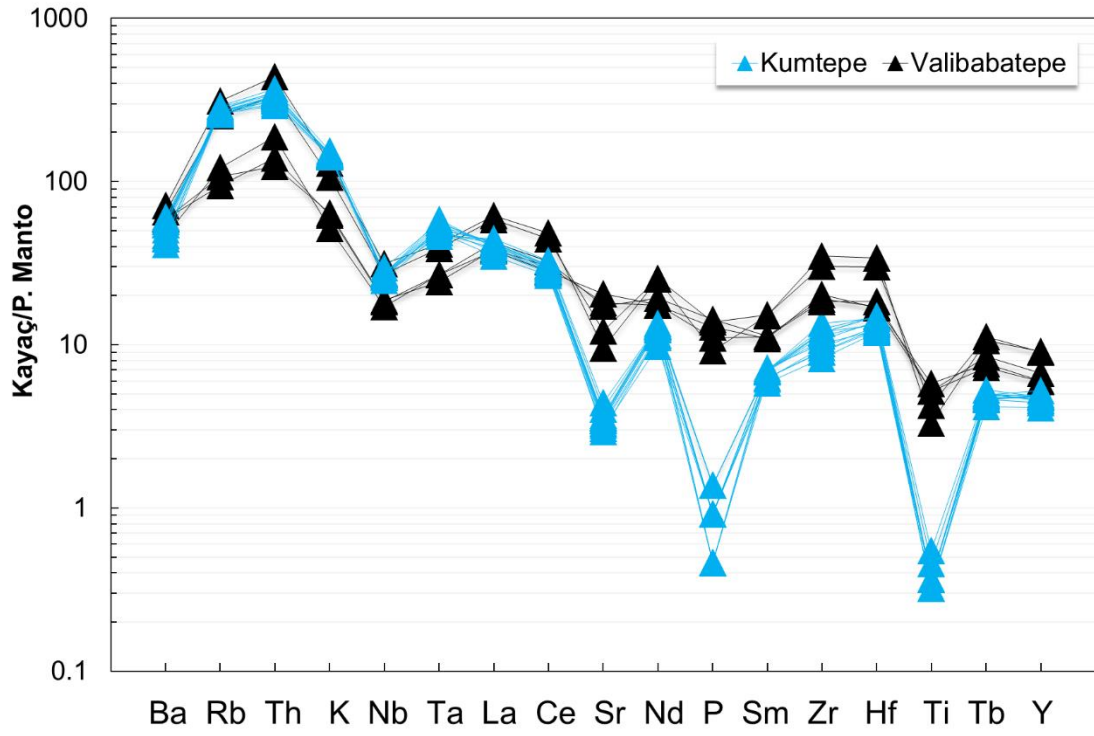
Şekil 7.10. Kapadokya volkanizmasında 6.5-5 My arası görülen ürünlere ait NTE ve çoklu element spider grafikleri.

7.3.3. 5-0 My

5-0 My arasındaki gelişen Valibabatepe ve Kumtepe piroklastik akıntı birimlerine ait Nadir Toprak Element değişim desenleri kondrit (Nakamura, 1974)'e göre, çoklu element değişimleri ise primordial mantoya (Sun ve McDonough, 1989)'a göre normalize edilerek verilmiştir.

2.5 My Kapadokya'da piroklastik faaliyet Valibabatepe ignimbiriti ile temsil edilmektedir. Valibabatepe ignimbiriti çok belirgin olmayan bir Eu negatif anomalisi göstermektedir. Birimde belirgin HNTE zenginleşmesi gözlenmektedir. ANTE ise düze yakın bir desen ile herhangi bir fraksiyonlanmayı göstermeyen bir paralellikte desenler sunmaktadır. Birime ait örneklerin çoklu element grafiğinde ise (Şekil 7.11) çok belirgin olmayan bir Nb-P anomalileri ile belirgin şekilde gelişmiş negatif Sr ve Ti anomalileri gözlenmektedir. Sr (ve Eu) plajiyoklaz, Ti elementi tüketimleri ise manyetit apatite oranla daha fazla fraksiyonlanan bir faz olduğunu işaret etmektedir.

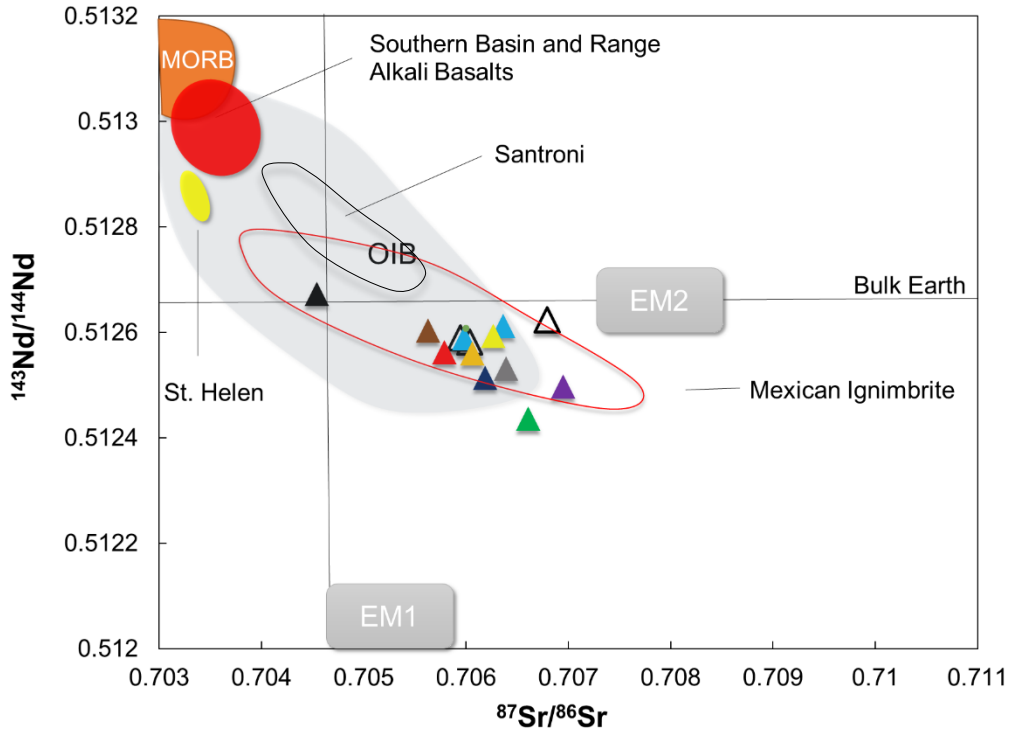
Kuvaterner'de meydana gelen piroklastik akıntı birimini Kumtepe ignimbiriti ile temsil etmektedir. Kumtepe ignimbiriti çok belirgin bir Eu anomalisi sunmaktadır. Bu durum plajiyoklaz fraksiyonlanmasının çok iyi oranlarda geliştiğini göstermektedir. Valibabatepe ignimbiritine benzer şekilde belirgin HNTE zenginleşmesi gözlenmektedir. ANTE ise yataya yakın düz bir NTE deseni sunmaktadır. Çok belirgin Sr, P ve Ti negatif anomalisi, plajiyoklaz, apatit ve manyetit fraksiyonlanmasının çok iyi oranlarda geliştiğini gösterecek şekilde bir desen sunmaktadır.



Şekil 7.11. Kapadokya volkanizmasında 5-0 My arasında gözlenen birimlere ait NTE ve çoklu element spider grafikleri.

7.4. Sr-Nd-Pb İzotop Sistematiği

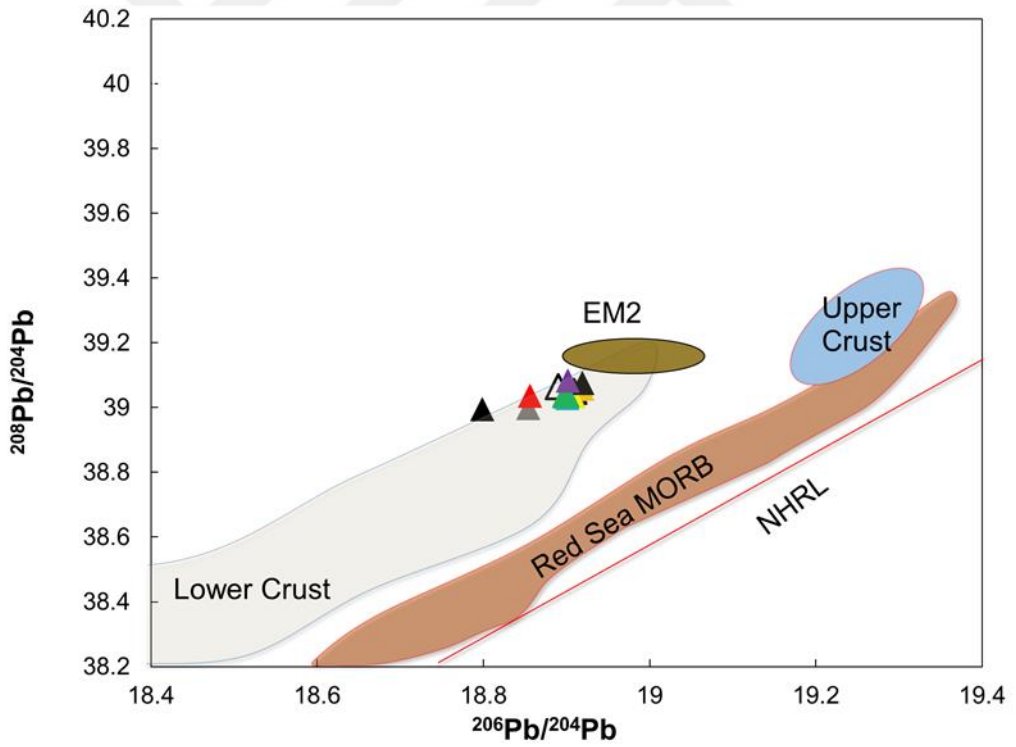
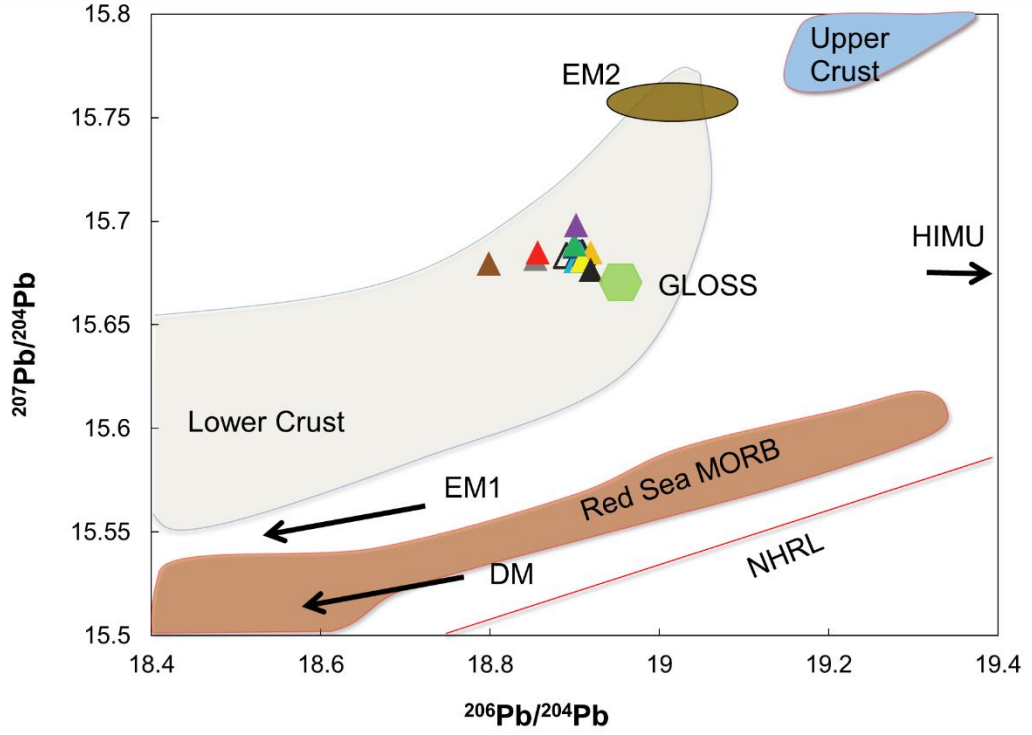
Kapadokya Volkanik bölgesinde yüzlek veren volkanik kayalardan itibaren TÜBİTAK 108Y063 numaralı proje kapsamında gerçekleştirilen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop çözümlenmeleri sonucunda bölgede bulunan çoğu ignimbirit OIB alanına girmektedir. Bununla birlikte, Meksika'da bulunan ignimbiritlerden alınan veriler ile benzerlik göstermektedir. Bölgede dasitik ve andezitik birimleri temsil eden Tahar ve Valibabatepe ignimbiritleri, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ karakteristikleri diğer ignimbiritlere kıyasla farklılık göstermektedir. Özellikle Valibabatepe ignimbiriti düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704523) ve nispeten yüksek $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512673) içerikleri ile kolaylıkla ayrılmaktadır. Aynı zamanda Tahar ignimbiriti diğer birimler içerisinde Valibabatepe'ye yakın tek akıntı birimi olarak görülmektedir. Tüm ignimbiritler içerisinde Kızılkaya ignimbiritine ait örnekten elde edilen 0.705459 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve 0.512562 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ değerleri ile ortaç bir karakter sergilediği açık bir şekilde görülmektedir. 1.5 ila 1.8 arasında değişen Rb/Sr oranı çok küçük derecelerde asimilasyona uğramış olabileceğini düşündürmektedir (Şekil 7.12).



Şekil 7.12. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 'a karşı çizilen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diyagramı (renkli alanlar: Halliday ve ark., 1984; Francis ve ark., 1989; Wark, 1991; De Silva ve ark., 1994; Smith ve ark., 1996).

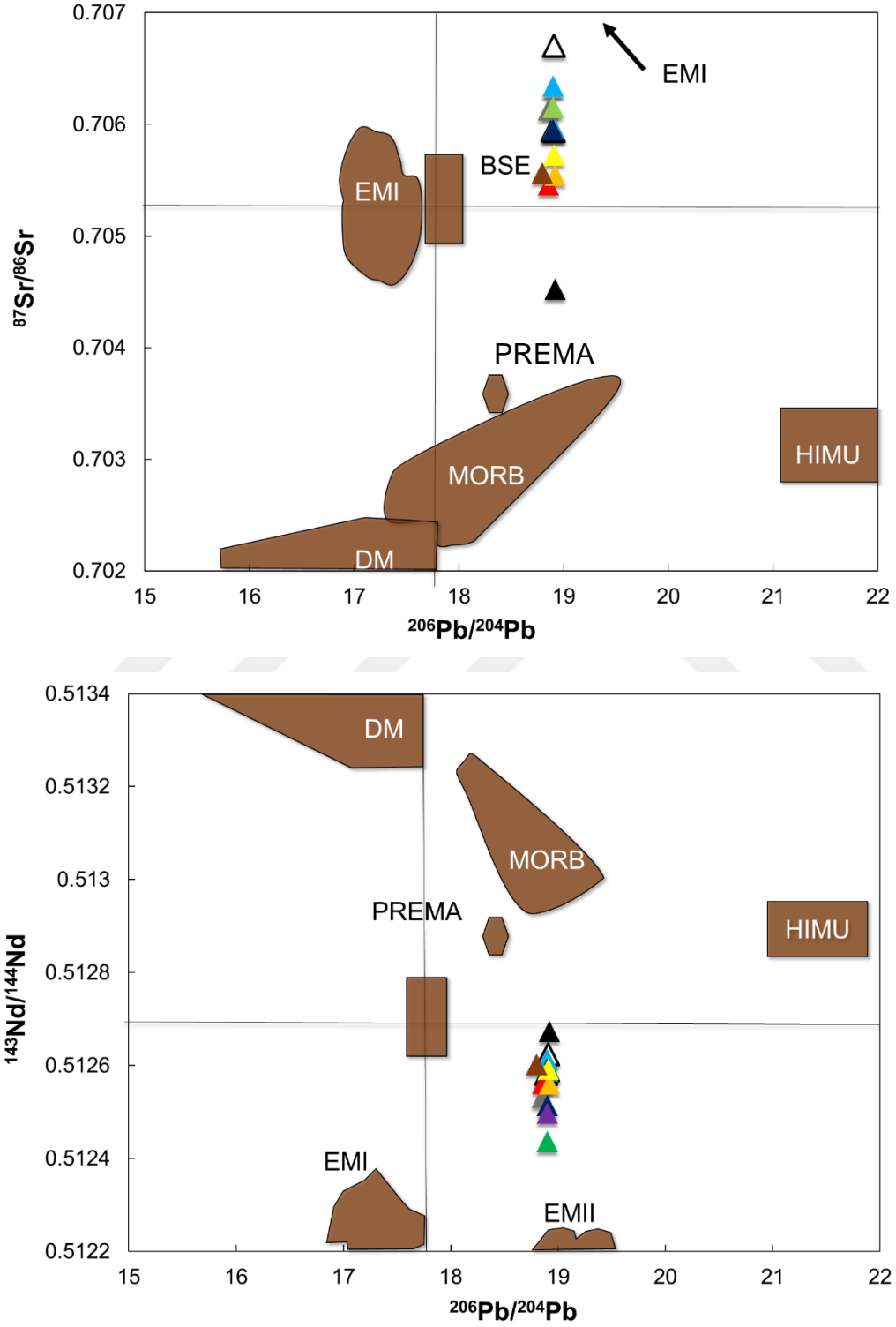
Kavak, Sarımadentepe, Sofular ve Gördeles gibi ana ignimbirit akıntı birimlerine bakıldığında ise neredeyse birbirine benzer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.705953-0.706132) ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512514-0.512593) değerleri sunmaktadırlar. Rb/Sr oranları ise 0.64 ile 1.7 arasında değişiklik göstermektedir. Bununla birlikte, bölgenin iki ana piroklastik akıntı fazını temsil eden Zelve ve Cemilköy ignimbiritleri, yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ile grafiklerde kolaylıkla ayırt edilmektedir.

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı çizilen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ grafiğinde gerçekleştirilen izotop çözümlenmeleri sonucunda Kapadokya Bölgesi ignimbiritik kayaçların alt kabuk alanına düştüğü belirlenmiştir. Bununla beraber, tüm örneklerin ortalama GLOSS (Global Subducting Sediment, Planck ve Langmuir, 1990) alanına yakın olduğu dikkat çekmektedir (Şekil 7.13).



Şekil 7.13. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı çizilen $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramları (renkli alanlar: Dupré ve ark., 1988). GLOSS (Global Subducting Sediment: Planck ve Langmuir, 1990).

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı çizilen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diyagramları, Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde yayılım gösteren ignimbritlerin, MORB ile EMII arasında gelişen bir hat üzerinde değerler göstermektedirler (Şekil 7.14).



Şekil 7.14. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 'ye karşı çizilen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diyagramları.

8. TERMOBAROMETRİ

Termobarometri, magmatik ve metamorfik kayalar için geliştirilen P-T hesaplamalarını kapsamaktadır. Metamorfik kayalara nazaran, çoğu magmatik kayaç termobarometrik hesaplamalar için kullanabilecek uygun mineral bakımından oldukça eksik kalmaktadır.

Volkanik sistemler için geliştirilen jeotermometrik ve jeobarometrik çalışmaları üç ana başlık altında toplamak mümkündür: (1) cam veya tüm kayaç bileşimlerine bağlı olarak geliştirilen modeller; (2) mineral bileşimine bağlı olarak, kristalde meydana gelen sıcaklık-basınç çeşitliliğini ortaya koyan modeller; (3) likit-mineral çiftlerini kullanarak bileşime duyarlı sıcaklık ve basınç modelleri. Bu çalışma kapsamında, sıcaklık ve basınç hesaplamalarında patlama öncesi sıvı bileşimi temsil eden cam bileşimleri ile bunlarla birlikte bulunan mineral fazlarını kullanarak sıcaklık ve basınç hesaplamaları yapılmıştır.

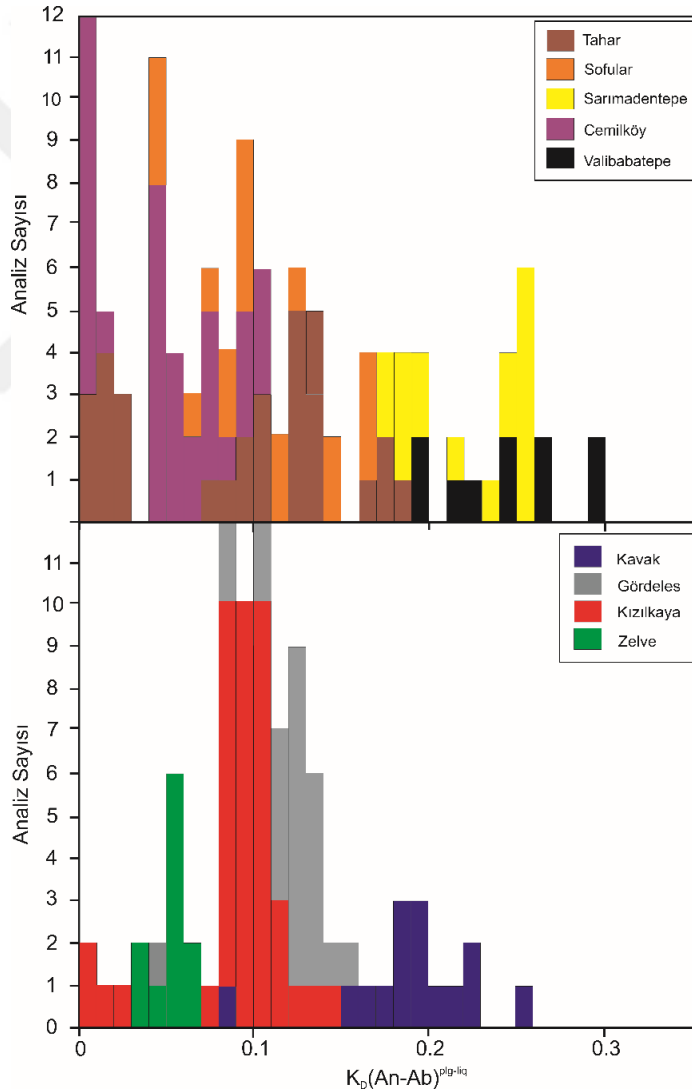
Çalışma alanından alınan örnekler üzerinden gerçekleştirilen mikrokimyasal analiz ve gerektiğinde kayalara ait cam ve/veya tüm kayaç kimyasal verileri kullanılarak, kayaların kaynaklandıkları magma kütlelerinde patlama öncesinde buldukları termodinamik koşullara yaklaşımda bulunmak amacıyla kullanılmıştır.

8.1. Plajiyoklaz-Likit Jeotermometresi

Plajiyoklazlara ait kristalleşme sıcaklıklarının belirlenmesi amacıyla, eriyik ile mineral dengesi altında albit-anortit-ortoklaz uç bileşenleri doygunluklarına dayanan plajiyoklaz termometresi (Putirka, 2008), çalışma alanında bulunan ignimbritlerde sıklıkla rastlanılan mineral fazı olan plajiyoklaz minerallere uygulanmıştır. Birimlere ait plajiyoklaz-likit termometresi sıcaklık sonuçları kabul edilebilir değer aralıkları Çizelge 8.1'de gösterilmiştir. Termometre hesaplamalarında en önemli ön şartlardan biri de mineral-eriyik çiftlerinin denge koşullarını temsil edip edilmediğinin belirlenmesidir. Bu durum, termometrik hesaplamalar yapılırken geçerli sıcaklık ve basınç koşullarını temsil eden dengede bulunan kristal fazın belirlenmesi ile mümkün olmaktadır. Bununla beraber, mineral-likit denge koşullarının belirlenmesi için albit ve anortitin eriyik

ile plajiyoklaz fazı arasında gerçekleşen ayrımlanmanın hesaplanması da termometrik dengeyi ortaya koyabilmektedir.

Bu amaçla, plajiyoklaz mineralleri için denge koşulları, albit-anortit değişim katsayısı ($K_D^{plg/liq}(An-Ab) = [Ab^{plg}Al_2O_3^{liq}]/[An^{plg}Na_2O^{liq}SiO_2^{liq}]$) hesaplanarak test edilmiştir. Molar fraksiyonlar olarak hesaplanan bileşenler yapılan analiz sayısını gösteren frekans diyagramına aktarılmıştır (Şekil 8.1). Putrika (2008), plajiyoklaz-likit termometresi için yapmış olduğu yeni hesaplamalarda denge sabiti için kabul edilebilir değer aralığı olarak $K_D^{plg/liq}(An-Ab)=0.27\pm 0.11$ olarak önermiştir. Çalışma alanından alınan örnekler bakıldığında, bu değer çoğunlukla 0.10-0.30 arasında yayılım gösterdiği görülmektedir (Şekil 8.1).



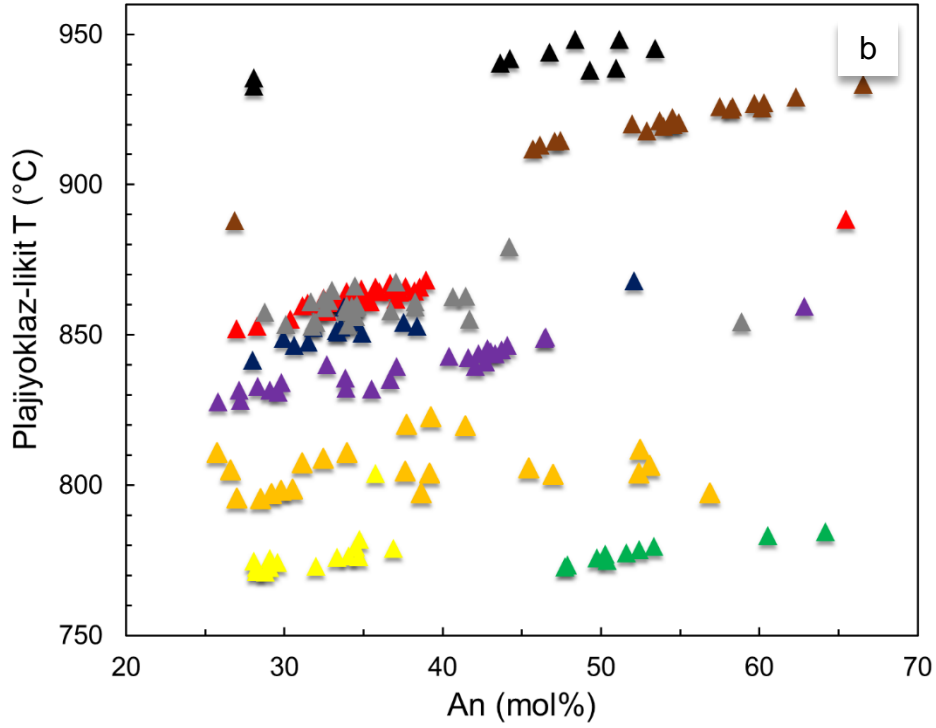
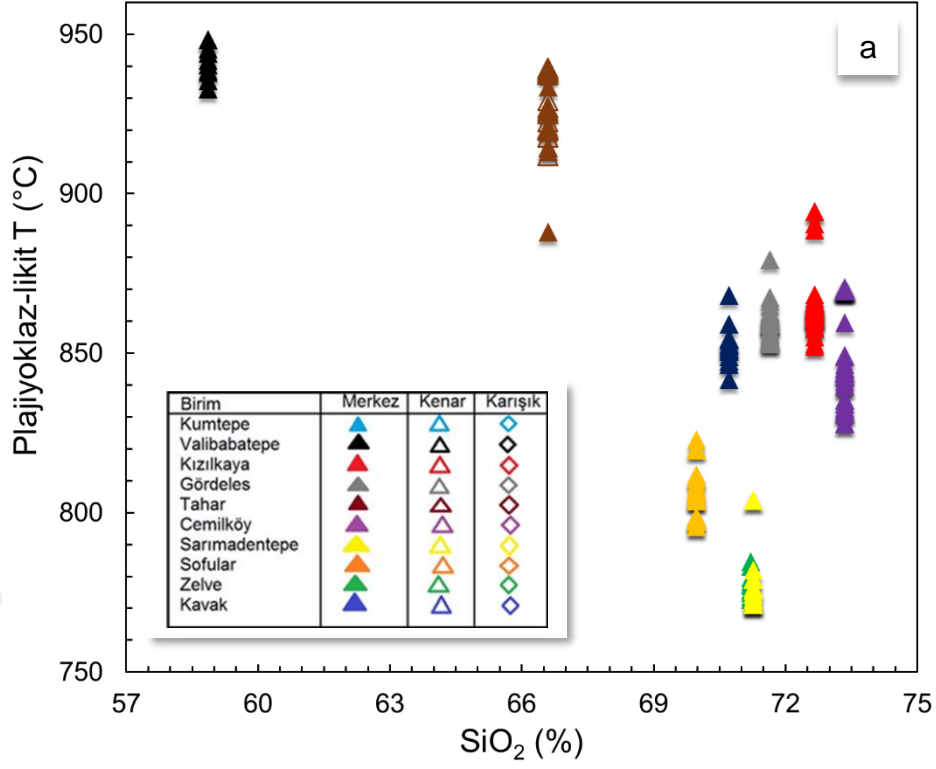
Şekil 8.1. Denge sabitinin dağılımını gösteren plajiyoklaz için frekans (analiz sayısı) histogramı. K_D , plajiyoklaz ve beraberindeki eriyik arasındaki albit-anortit bileşen dağılımına dayanmaktadır.

Plajiyoklaz-likit termometresi bölgede bulunan ignimbirit örnekleri için anlamlı sonuçlar sunmaktadır. Buna göre, riyodasitik-andezitik bileşimlere sahip örneklerdeki plajiyoklazların kristalleşme sıcaklıkları Valibabatepe ve Tahar için 950-900°C değerleri arasında çıkmaktadır. Bununla birlikte riyolitik bileşimlere sahip Kızılkaya, Gördeles ve Kavak ignimbiritleri için kristalleşme sıcaklık değeri yaklaşık olarak 850°C'dir. Cemilköy için bu değer 850-800°C arasında iken Sofular için yaklaşık 800°C plajiyoklaz kristalleşmesi gerçekleşmektedir. Zelve ve Sarımadentepe ignimbiritleri ise yaklaşık 725°C ile birimler arasında en düşük sıcaklık değerleri sunan birimler olarak karşımıza çıkmaktadır (Şekil 8.2).

Çizelge 8.1. Plajiyoklaz minerallerine ait jeotermometre hesaplamaları sonucunda elde edilen sıcaklık değerleri ve kabul edilebilir KD değer aralıkları.

	T(°C)*		K _D (Ab-An)		T(°C) sat
	min	max	min	max	
Tahar	911.9	925.2	0.11	0.19	897.7
Cemilköy	827.8	831.6	0.10	0.11	881.4
Kızılkaya	852.1	863.3	0.10	0.15	890.4
Zelve	773.5	774.9	0.06	0.07	785.0
Kavak	841.6	854.1	0.17	0.26	867.1
Sarımadentepe	779.1	772.6	0.18	0.26	784.9
Valibabatepe	932.8	948.4	0.20	0.30	920.3
Sofular	795.8	804.1	0.13	0.17	830.3
Gördeles	853.4	862.9	0.12	0.16	881.9

*Kristalleşme sıcaklıkları Putirka (2008) 24 numaralı eşitliğe göre hesaplanmıştır.



Şekil 8.2. Çalışma alanına ait örnekler için plajiyoklaz-likit termometre sonuçlarının SiO_2 (a) ve An (mol%) (b) göre dağılımlarını gösteren diyagram.

8.2. Klinopiroksen-Likit Jeotermometresi

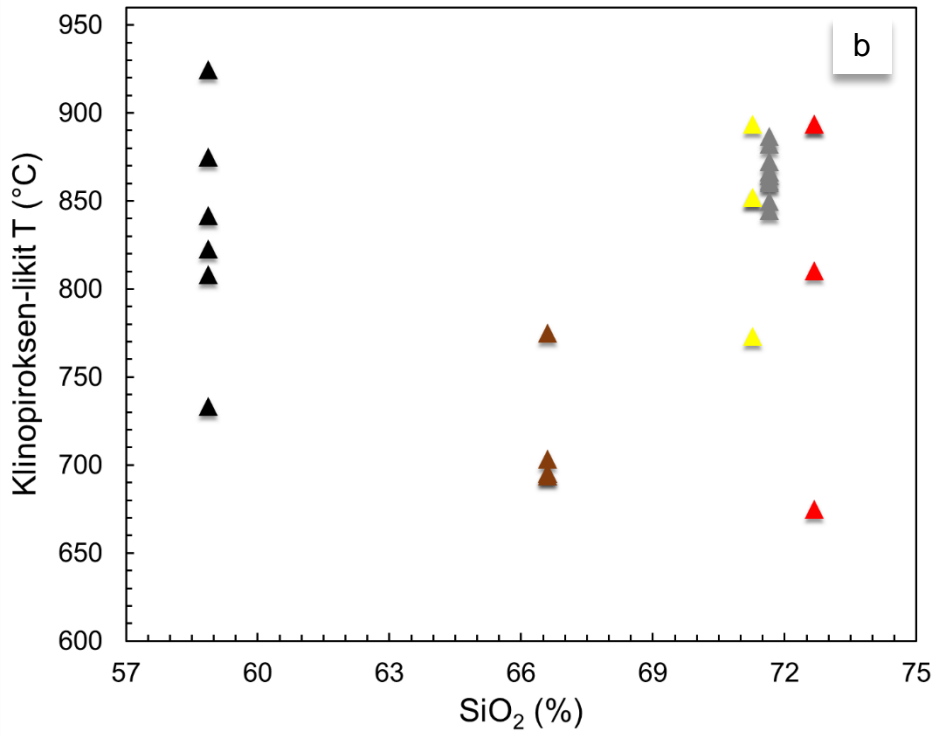
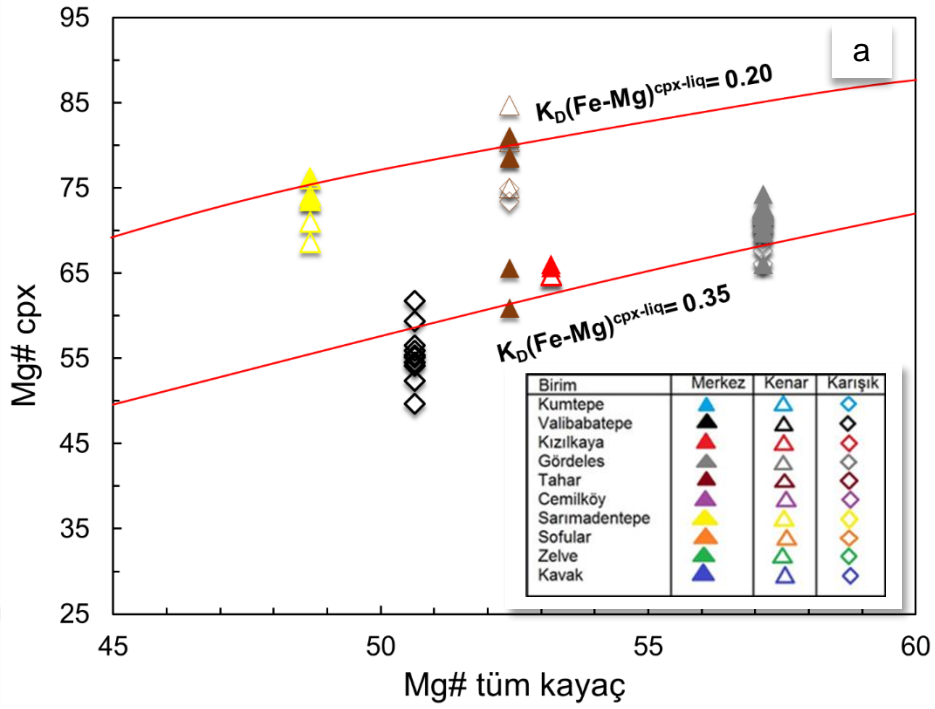
Çalışma alanına ait birimlerin içerdiği klinopiroksen minerallerinin ve beraberinde bulunduğu camın bileşimlerine bağlı olarak değişim denge hesaplamalarına dayanan klinopiroksen-likit jeotermometresi Putirka (2008)'e göre hesaplanmıştır. Klinopiroksenlerin Mg# değerleri genellikle 45-75 arasında dağılım göstermektedir. Mineral-likit denge koşulları, klinopiroksen ve eriyik arasındaki Mg-Fe paylaşımı dikkate alınarak uygulanmıştır. Ana mineral faz ile likit faz arasında gerçekleşen Fe-Mg değişim katsayısı ($K_D^{cpx/liq}(Fe-Mg) = \frac{[MgO^{liq}FeO^{cpx}]}{[MgO^{cpx}FeO^{liq}]}$) denge durumunu kontrol etmek için kullanılmıştır. Putirka (2008), yeni hesaplamalar sonucunda Fe-Mg değişim katsayısının, kabul edilebilir değerlerinin 0.28 ± 0.07 arasında değiştiğini önermektedir. Bu amaçla, birimlere ait klinopiroksen minerallerinin Mg#'na karşılık tüm kayaç Mg# diyagramında bahsi geçen değerler arasında bulunan piroksen minerallerinden elde edilen sıcaklık değerleri görmezden gelinmiştir (Şekil 8.3a).

Klinopiroksen-likit denge durumları sonucunda hesaplanan sıcaklık değerleri Çizelge 8.2'de gösterilmiştir. Buna göre, Gördeles ve Valibabatepe ignimbiritleri en yüksek piroksen kristalleşme sıcaklıkları gösterirken Tahar ignimbiritine ait piroksenler ise ortalama yaklaşık $712^\circ C$ sıcaklıkta kristalleşmektedirler (Şekil 8.3b).

Çizelge 8.2. Klinopiroksen minerallerine ait jeotermometre hesaplamaları sonucunda elde edilen sıcaklık değerleri ve kabul edilebilir K_D değer aralıkları.

	T($^\circ C$)*			$K_D(Fe-Mg)$		
	min	max	ort	min	max	ort
Gördeles	844.82	886.66	865.55	0.25	0.26	0.25
Tahar	694.00	775.05	712.65	0.19	0.23	0.20
Kızılkaya	675.07	893.58	818.19	0.23	0.24	0.23
Sarımadentepe	772.99	852.14	825.75	0.24	0.24	0.24
Valibabatepe	733.38	984.44	887.89	0.19	0.23	0.23

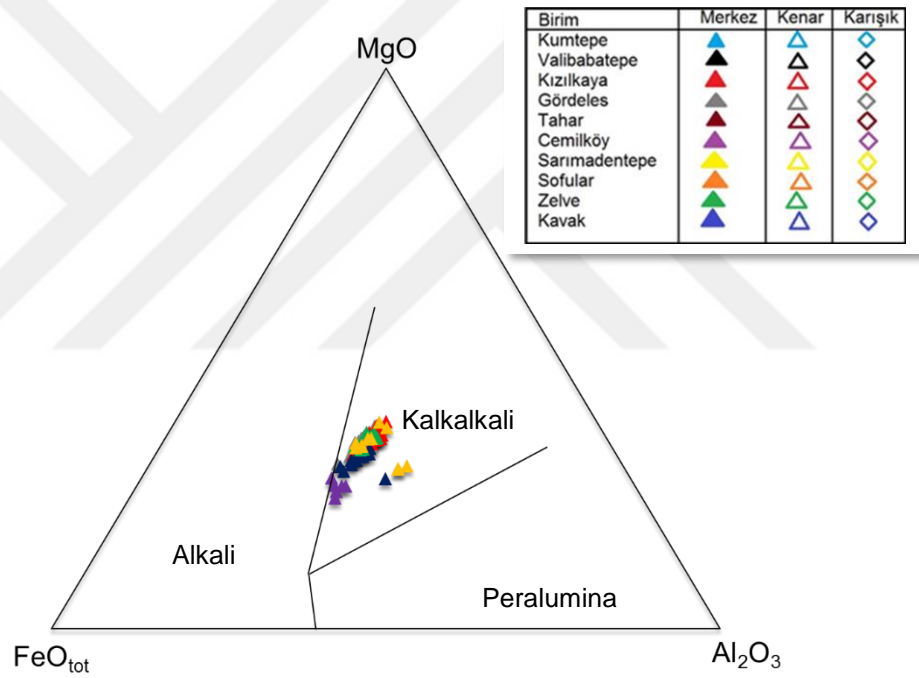
*Klinopiroksen kristalleşme sıcaklıkları Putirka (2008) 34 numaralı eşitliği göre hesaplanmıştır.



Şekil 8.3. Çalışma alanına ait örnekler için klinopiroksen-likit termometre sonuçlarını gösteren diyagram. (a) Tüm kayaç Mg# değerine karşı çizilen klinopiroksen Mg# diyagramı. Kırmızı çizgiler arasında kalan kısım kristal-eriyik denge koşulunu temsil etmektedir. (b) SiO₂'ye karşı çizilen klinopiroksen-likit sıcaklık termometresi.

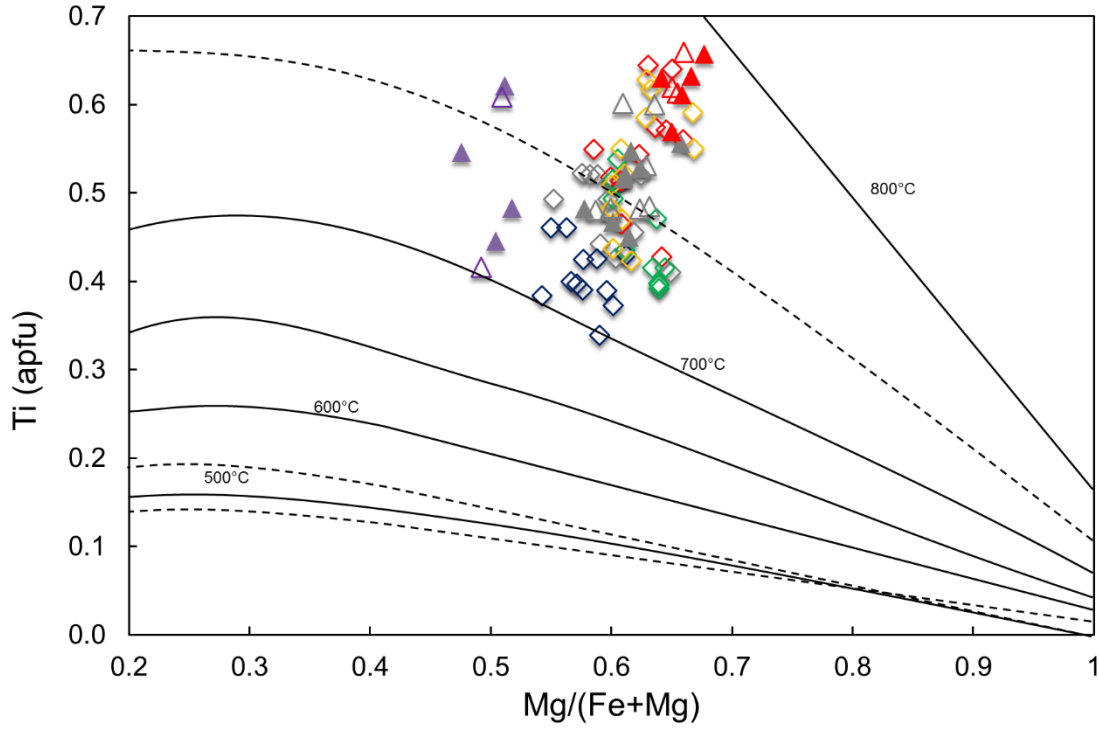
8.3. Biotit Termometresi

Çalışma alanında bulunan birimlerde baskın mineralojik fazı temsil eden mika mineralleri, biyotit olarak sınıflandırılmıştır. Biotitler genellikle Mg (apfu:~3.12) bakımından zengin ve birbirine yakın Fe (apfu:~2.0) ve Al_{tot} (apfu:~2.3) içeriklerine sahiptirler. Biotit bileşiminden itibaren hesaplanan molar Fe/Fe+Mg (57-64) değeri yüksek çıkmaktadır. Bununla beraber, alumina doygunluk indeksi (ASI=Al/Ca+Na+K) ise 1.4-2.5 arasında ortalama değerler sunmaktadır. Biotit minerallerinde toplam Al içeriğindeki artış ile Fe/Fe+Mg oranı kıtasal çarpışmaya bağlı gelişen ürünler ile ilişkilendirilmektedir. Bununla birlikte, kabuksal malzemenin magmanın petrojenetik gelişimi sırasında asimilasyon gibi süreçler ile kütleyle dâhil olduğunu göstermektedir (Şekil 8.4).



Şekil 8.4. Biotit bileşimlerine bağlı olarak magma sınıflamasını gösteren MgO-FeO_{tot}-Al₂O₃ üçgen diyagramı (Abdel-Rahman, 1994).

Mikro-analitik ölçümler sonucunda biyotit kafes yapısında bulunan Si'in çoğunlukla Al^{VI} ile yer değiştirmekte olduğunu ve bu durumun da biyotit minerallerinde yüksek kristalleşme sıcaklıklarının gelişmesine neden olduğunu görmekteyiz. Birimlere ait veriler, Ti karşı çizilen Mg/Mg+Fe diyagramında en yüksek sıcaklık değerlerini (yaklaşık 795°C) Kızılkaya ignimbiritine ait biyotit örnekleri sunmaktadır. Bunun dışında kalan birimlere ait örnekler genellikle 700-750°C sıcaklık değer aralığında yayılım göstermektedir (Şekil 8.5).



Şekil 8.5. Biotit minerallerinden elde edilen veriler doğrultusunda kristalleşme sıcaklıklarını gösteren Mg/Mg+Fe'ye karşı çizilen Ti diyagramı (Henry ve ark., 2005).

Çalışma alanına ait birimlerin biyotit minerallerinin Ti içeriği temeline dayanan sıcaklık hesaplamaları Henry ve ark. (2005) yılında yapmış olduğu Ti termometre çalışmaları sonucunda elde edilen eşitliğe göre hesaplanmıştır:

$$T = [(\ln(Ti) - (-2.3594) - (-1.7283)(X_{Mg})^3 / 4.6482 \times 10^{-9})]^{0.333} \quad (3)$$

Bu eşitlikte T (°C) cinsinden sıcaklık değerini ifade ederken, Ti ise 22 oksijen atomuna göre hesaplanmış olan atomik formül birimini ifade etmektedir. Bu hesaplamalar sonucunda sıcaklık için kalibrasyon değer aralığının 400-800°C arasında Ti için 0.04-0.60 apfu (atoms per formula unit) ve X_{Mg} değerlerinin ise 0.275-1.00 arasında olması beklenmektedir. Biotit mineralinin, yukarıda bahsi geçen eşitlik sonucunda Ti içeriğine bağlı hesaplanan sıcaklık değerleri Çizelge 8.3'de verilmiştir.

Çizelge 8.3. Biyotit minerallerine ait jeotermometre hesaplamaları sonucunda elde edilen sıcaklık değerleri.

	T (°C)		
	min	max	ort
Gördeles	745.73	795.69	767.08
Kızılkaya	756.08	816.37	791.52
Cemilköy	718.71	774.67	748.67
Kavak	710.71	748.52	732.60
Zelve	744.16	775.70	756.54
Sofular	747.97	802.11	776.82
Sarımadentepe	761.09	804.97	781.62

Biyotit mineralinin içerdiği Ti'a bağlı olarak hesaplanan sıcaklık değerleri Kızılkaya, Sofular ve Sarımadentepe ignimbiritleri için en yüksek sıcaklık verileri >800°C olduğu gözlenmektedir. En düşük sıcaklık değerlerine ise Kavak ignimbiritinde rastlanmaktadır.

8.4. Amfibol-Likit ve Amfibol-Plajiyoklaz Jeotermometresi

Çok çeşitli kimyasal bileşimler sunan magmatik ve metamorfik kayalarındaki amfiboller, sıcaklık-basınç koşullarını belirlemede kullanılan önemli minerallerdir. Bu nedenle, amfibol mineralleri pek çok termobarometrik hesaplama modeline konu olmuştur. Bu kapsamda gerçekleştirilen ilk çalışmalarda, magmatik kayalar için amfibol kristalleşme sıcaklığı, amfibolün Ti bileşimine bağlı olarak belirlenmiştir (Otten, 1984). Daha sonra basınca bağlı plajiyoklaz-amfibol birlikteliğinin kullanıldığı birtakım sıcaklık hesaplamaları geliştirilmiştir (Blundy ve Holland, 1990; Holland ve Blundy, 1994). Daha yakın zamanlarda ise ana katyonik değerler kullanılarak sıcaklık, basınç ve oksijen fugasitesi gibi verilerin elde edildiği termometrik modeller geliştirilmiştir (Ridolfi ve ark., 2010; Ridolfi ve Renzulli, 2012). Bu kapsamda gerçekleştirilen en yeni çalışma ise kalsik amfibol mineralleri ve likit bileşimleri kullanarak, magmatik sistemlerde felsik magmaların patlama mekanizmaları hakkında yorumlamalarda bulunmak amacıyla geliştirilen termometrik modeldir (Putirka, 2016).

Çalışmanın bu bölümünde ise, amfibol-plajiyoklaz (Holland ve Blundy, 1994) ve amfibol-likit (Putirka, 2016) birlikteliğinin kullanıldığı iki ayrı termometre hesaplaması kullanılmıştır. Bu hesaplamalar sonucunda elde edilen veriler Çizelge 8.4'de verilmiştir. Amfibol-plajiyoklaz çiftlerinin kullanıldığı termometrik

hesaplama Na ve Ca dağılımları dikkate alınırken amfibol-likit termometresinde ise Fe-Mg arasında gelişen değişim paylaşım değerleri kullanılmıştır. Klinopiroksen-likit termometresinde olduğu gibi amfibol-likit termometresi hesaplamalarında Fe ve Mg arasında gelişen $(K_D^{amp/liq}(Fe-Mg) = [MgO^{liq}FeO^{amp}]/[MgO^{amp}FeO^{liq}]$ denge katsayısı kontrol edilmiş ve K_D için kabul edilebilir değer aralığı 0.28 ± 0.11 (Putirka, 2016) arasında olan sıcaklık değerleri dikkate alınmıştır.

Çizelge 8.4. Amfibol minerallerine ait jeotermometre hesaplamaları ve kabul edilebilir K_D değer aralıkları.

	T (°C)*			$K_D(Fe-Mg)$			T (°C)**		
	min	max	ort	min	max	ort	min	max	ort
Tahar	768.73	872.41	846.72	0.24	0.33	0.30	769.65	870.81	808.17
Cemilköy	734.83	835.76	803.77	0.21	0.32	0.26	592.38	813.59	738.73
Kızılkaya	773.27	829.76	795.10	0.20	0.28	0.24	634.30	728.23	694.73
Zelve	764.32	789.59	781.97	0.30	0.35	0.33	729.25	858.16	790.65

*Putirka (2016) termometrik modele göre hesaplanmıştır.

**Holland ve Blundy (1994) termometresine göre hesaplanmıştır.

Hesaplamalar sonucunda, amfibol analizleri gerçekleştirilen ignimbirit örneklerinden elde edilen sıcaklık verileri amfibol-likit çiftlerinde oldukça yakın sonuçlar verirken amfibol-plajiyoklaz çiftlerinden elde edilen sıcaklıklar belli bir heterojenlik sunmaktadır. Amfibol-likit termometresi hesaplamaların denge katsayısı değerleri de kabul edilebilir değer aralığında dağılım göstermektedir.

8.5. Amfibol Jeobarometresi

İlk olarak Hammarstrom ve Zen (1986) tarafından önerilmiş olup, kalk-alkalin volkanik kayaların yerleşme koşullarını, basınç ve derinlik hesaplamalarını kapsamaktadır. Barometrik hesaplamalar arasında Anderson ve Smith (1995) geliştirdiği sıcaklığa bağlı basınç hesaplamalarının kalibrasyonu, Johnson ve Rutherford (1989) ve Schmidt (1992) 'nin deneysel verileri kullanılarak yapılmış ve hornblendin tetrahedral alüminyum içeriğinin artmasına büyük etkide bulunmuştur. Bu nedenle Anderson ve ark. (2008), yaptıkları çalışmada Al barometrelerinin erken kullanımlarında sıcaklık düzeltmelerinin olmaması nedeniyle sağlıklı sonuçlar vermeyeceği üzerinde durmuşlardır. Bu kapsamda

gerçekleştirilen en güncel çalışma ise kalsik amfiboller kullanılarak yapılmış ve amfibol-likit çiftleri kullanılarak felsik magmaların patlama mekanizmalarına ilişkin yorumlamalarda bulunmuşlardır (Putirka, 2016). Bu kapsamda gerçekleştirilen hesaplamalar, farklı araştırmacıların önerdiği hesaplama denklemleri kullanılarak yapılmıştır (Çizelge 8.5).

Çizelge 8.5. Amfibol minerallerine ait çeşitli jeobarometre hesaplamaları.

	Ridolfi ve ark. (2010)			Putirka (2016)			Hammerstrom ve Zen (1986)			Hollister ve ark. (1987)		
	min	max	ort	min	max	ort	min	max	ort	min	max	ort
Tahar	1.48	1.81	1.64	2.52	3.22	2.88	4.34	5.15	4.75	4.50	5.40	4.96
Cemilköy	2.18	1.99	2.11	2.73	3.13	2.97	5.48	5.91	5.74	5.78	6.26	6.07
Kızılkaya	0.55	1.71	0.92	1.20	1.87	1.45	0.37	4.94	2.10	0.05	5.17	1.99
Zelve	0.86	1.19	1.00	1.23	2.05	1.58	2.17	3.42	2.72	2.07	3.47	2.68

Çizelge 8.5 devam ediyor...

	Johnson ve Rutherford (1989)			Anderson ve Smith (1995)			Blundy ve ark. (1990)			Schmidt (1992)			log[fO ₂]*
	min	max	ort	min	max	ort	min	max	ort	min	max	ort	
Tahar	4.50	5.40	4.96	0.74	1.51	1.02	4.73	5.54	5.14	5.57	4.81	5.20	-13.90
Cemilköy	4.45	4.81	4.66	2.40	2.82	2.54	5.87	6.30	6.13	5.89	6.29	6.13	-13.36
Kızılkaya	0.15	3.99	1.60	0.20	2.37	1.13	0.76	5.33	2.49	1.05	5.37	2.68	-15.09
Zelve	1.66	2.71	2.12	1.21	2.07	3.81	1.67	2.56	3.11	2.75	3.93	3.27	-14.87

*Fegley (2013)'e göre hesaplanmıştır.

Farklı araştırmacıların geliştirmiş olduğu jeobarometrik denklemler sonucunda elde edilen veriler doğrultusunda, amfibol minerali içeren Tahar, Kızılkaya, Cemilköy ve Zelve ignimbiritlerinin yaklaşık olarak 2-5 kbar basınç altında, 6-17 km (1 kbar= 3.3 km) derinlik değerinden itibaren oluştuğu ortaya konmuştur.

8.6. Biyotit Jeobarometresi

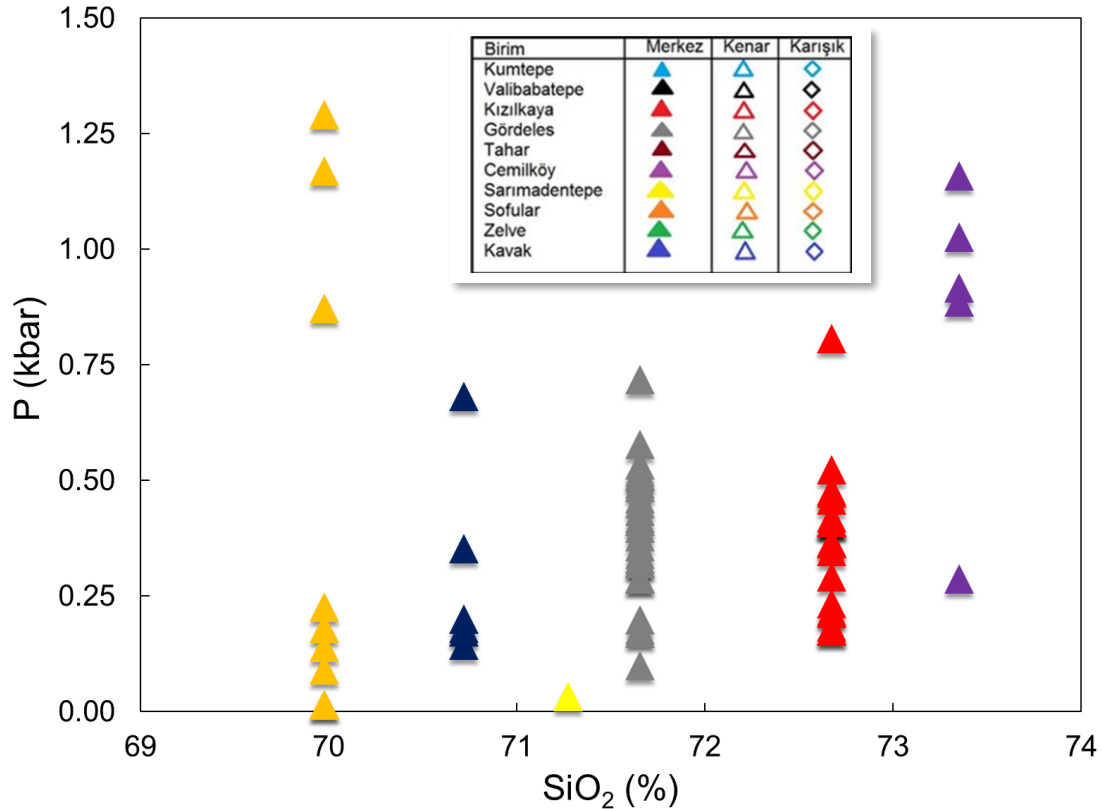
Biyotit minerali içerisinde bulunan toplam Al içeriğine bağlı olarak hesaplanan basınç değerleri (kbar) Çizelge 8.6'da verilmiştir. Biyotit minerallerinin molar fraksiyonlarına bağlı olarak elde edilen basınç değerleri, Uchida ve ark. (2007)'nin granitik kayalarda bulunan biyotit mineralleri üzerinden gerçekleştirilmiş olup granitik kütlelerin katılma derinliklerini belirlemek amacıyla geliştirmiş olduğu çeşitli barometrik hesaplamalar sonucunda elde ettiği denkleme göre belirlenmiştir.

Çizelge 8.6. Çalışma alanında bulunan biyotit minerallerinden itibaren hesaplanan basınç değerleri.

	P (kbar)*		
	min	max	ort
Gördeles	0.10	0.72	0.39
Kızılkaya	0.17	0.81	0.37
Cemilköy	0.29	1.16	0.85
Kavak	0.14	1.65	0.48
Zelve	-	0.03	0.03
Sofular	0.02	1.29	0.40
Sarımadentepe	-	0.03	0.03

*P(kbar) = 3.03 x Al_{tot}-6.53 (±0.33)

Elde edilen veriler doğrultusunda birimlere ait biyotit mineralleri için en yüksek basınç değerleri (1.1-1.29) Sofular ve Cemilköy ignimbiritinde gözlenmektedir. Bunun dışında, Kavak, Kızılkaya ve Gördeles ignimbiritine ait biyotit mineralleri 0.25-0.75 kbar basınç aralığında oluşmaktadır (Şekil 8.6).



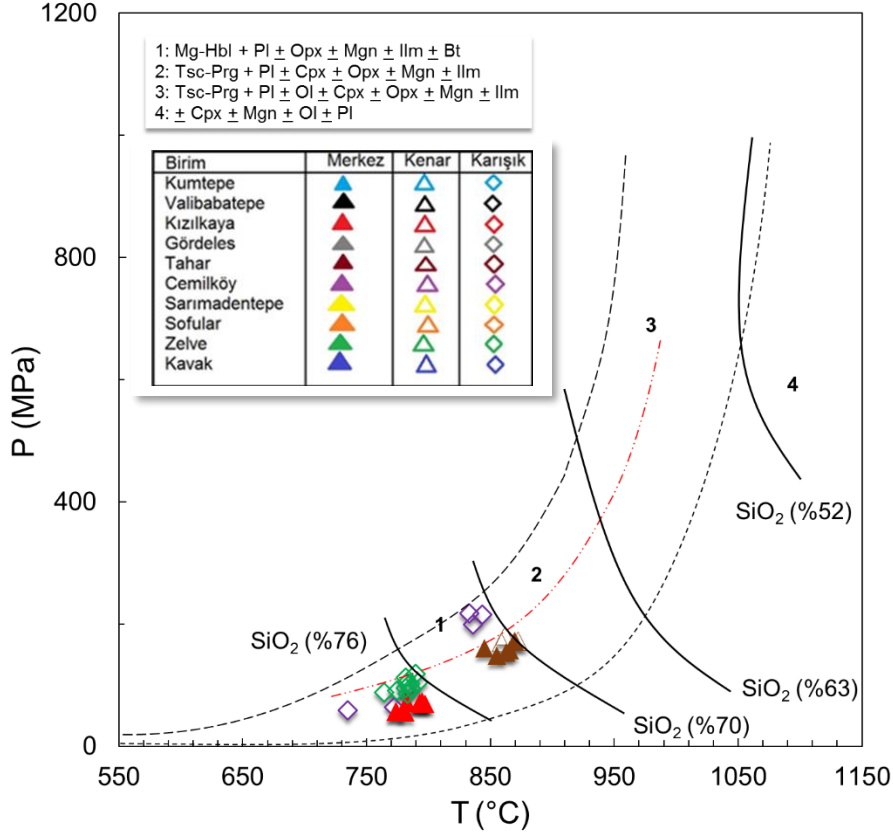
Şekil 8.6. Uchida ve ark. (2007)'e göre, gözlemlenen biyotitlerdeki Al mol fraksiyonuna göre hesaplanan kristalleşme basınçları.

8.7. Jeotermobarometrik Bulgular

Yukarıda verilen tüm termodinamik hesaplamalar doğrultusunda riyolitik-riyodasitik karaktere sahip kayaçları oluşturan magmaların patlama öncesi değişkenleri ortaya konmaya çalışılmıştır. Kayaç oluşturan minerallerin kimyasal bileşimlerinden itibaren, bu kayacı oluşturan magmanın jeokimyasal özellikleri ve kristallenme koşulları belirlenmektedir. Bu nedenle magma kristalleşmesi sırasında etkin sıcaklık, basınç ve oksijen fugasitesi gibi parametrelerin belirlenmesi oldukça önemlidir. Fakat termobarometrik hesaplamalarda her mineral uygun bulunmamaktadır. Bu nedenle incelenen mineral fazın denge koşulunu temsil ettiğinden emin olmak gerekmektedir. Bu amaçla örneklerde bulunan mineral ve/veya mineral toplulukları kullanılarak çeşitli termobarometrik hesaplamalar yapılmıştır.

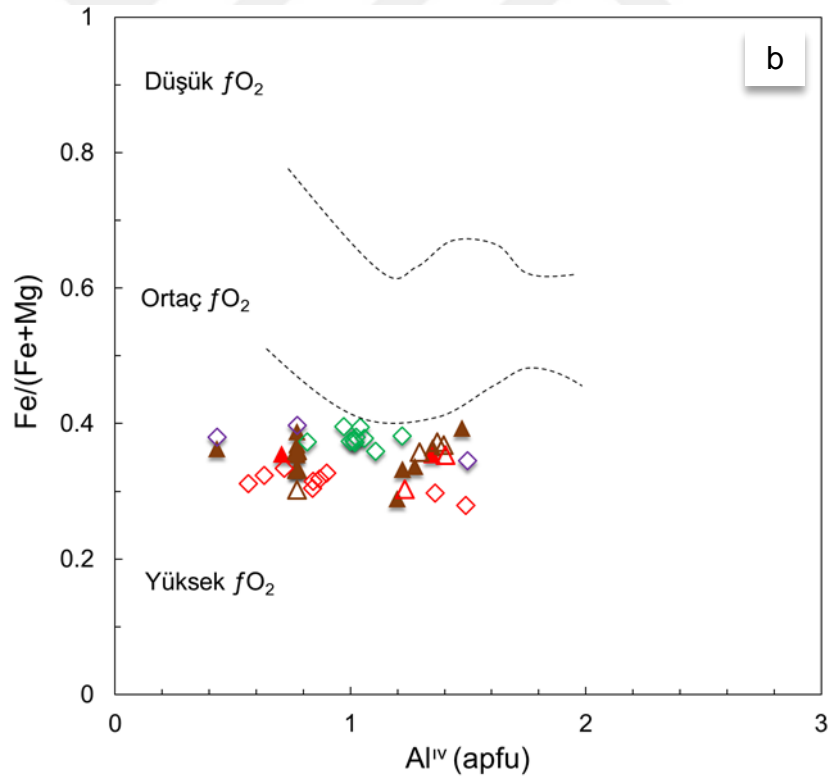
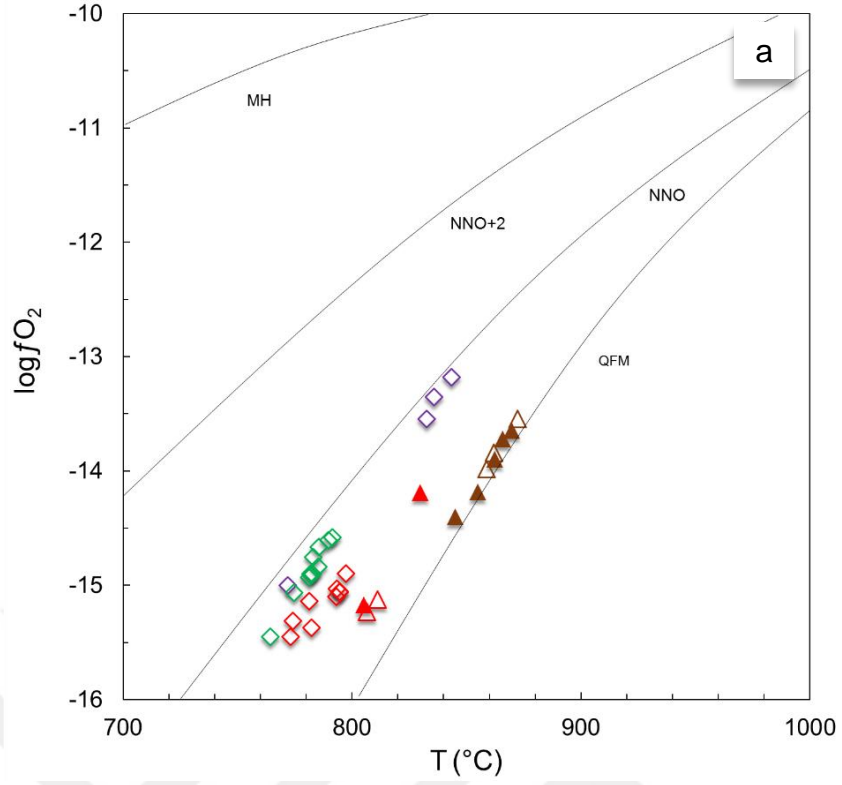
Buna göre Üst Miyosen'de aktif olan volkanizma sonucunda meydana gelen ignimbritlerin mineral içeriklerine bağlı olarak termobarometrik hesaplamalar yapılmıştır. Bu kapsamda gerçekleştirilen amfibol termobarometresi oldukça önemli veriler sunmaktadır. Mineraloji kısmında belirtildiği üzere birimlerdeki amfiboller kalsik amfibol olup magnesio-hornblend bileşimindedir. İncelenen amfibol minerallerinin katyonik hesaplamaları 23 oksijen baz alınarak yapılmıştır. Hesaplamalar sonucunda Al_{tot} değerlerinin 2.0'dan düşük olduğu belirlenmiştir. Hornblend minerallerinin $Al_{tot} \leq 2.0$ değerleri genellikle sığ derinlikteki magma kütlelerini işaret etmektedir (Hammarstrom ve Zen, 1986). Amfibol kimyasına dayalı olarak gerçekleştirilen jeobarometrik çalışmalarda mineralde bulunan Al içeriğinin ve Al'ye göre hesaplanan basıncın, sıcaklık ve oksijen fugasitesi kontrolinde geliştiği düşünülerek sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresi (Anderson ve Smith, 1995) test edilmiştir. Daha sonra Putirka (2016) yılında basınç kontrollü termobarometresi denenmiş ve buradan denge koşullarını sağlayan minerallerden sıcaklık ve basınç verileri elde edilmiştir. Basınca ve sıcaklığa bağlı hesaplamalarda doğru sonuca ulaşabilmek adına belirli değer aralıklarında sürekli hesaplamalar yapılmıştır (Çizelge 8.5). Bu hesaplamalar sonucunda bazı veriler birbirini desteklerken bazıları ise aykırı sonuçlar vermektedir. Barometri hesaplama verileri deneştirildiğinde, birimlerin 2-5 kbar basınç aralığında geliştiği söylenebilir. Bununla beraber, Ridolfi ve ark. (2010) amfibol barometresi hesaplamalarında 1.0-2.1 kbar basınç değerleri elde edilmiş

ve buna bağı olarak çizilen P (MPa)-T (°C) diyagramında birimlerin 1 numaralı alana düştüğü gözlenmiştir. Bu bölgenin, magnezyumluhornblend+plajiyoklaz ±ortopiroksen±manyetit±ilmenit±biyotit denge alanını temsil etmesi yapılan mineralojik determinasyonun sıcaklık-basınç hesaplamalarıyla örtüştüğünü göstermektedir (Şekil 8.7).



Şekil 8.7. Birimlere ait kalsik amfibollerin sıcaklık (°C)-basınç (MPa) diyagramında gösterimi (Ridolfi ve ark., 2010).

Birimlerde bulunan magnezyumlu hornblend mineralinin nispeten erken faz kristallenme ürünlerini temsil etmesi sebebiyle, amfibol mineralinin oksijen fugasite hesaplamalarında kullanılmasına olanak sağlamaktadır. Amfibol minerallerinin içermiş olduğu Fe, Mg ve Al içeriklerine bağı olarak çizilen Fe/(Fe+Mg)-Al^{IV} diyagramında, amfibollerin yüksek oksijen fugasitesini temsil eden alanda yayılım gösterdiği tespit edilmiştir (Şekil 8.8b). Amfibol kimyası, tüm birimlerde NNO (Ni-Ni-O)-QFM (kuvars-fayalit-manyetit) tamponları arasında kalarak nispeten yüksek oksijen fugasitesi değerlerine işaret etmektedir (Şekil 8.8a).



Şekil 8.8. (a) Sıcaklık - log oksijen fugasitesi diyagramı (MH: manyetit-hematit, NNO: nikel-nikel oksit, FMQ: fayalit-manyetit-kuvars) (Fegley, 2013). (b) Oksijen fugasitesi tahmini alanlarında dağılımlarını gösteren Al^{IV} karşı $Fe/(Fe+Mg)$ diyagramı.

8.8. Zirkon Doygunluk Termometresi

Watson ve Harrison (1983), bileşimi felsik ile mafik arasında değişen beş farklı eriyik karışımından itibaren hidrotermal koşullar altında ZrO_2 çekirdeklenmesini izleyen zirkon oluşumunun gözlemlendiği deneyler gerçekleştirmişlerdir. Kalkalkalin magmalarındaki zirkon çözünürlüğünü; eriyik, sıcaklık ve magma kompozisyonundaki Zr konsantrasyonunun bir fonksiyonu olduğunu gösteren deneyler sonucunda, termodinamik etkiyi kontrol eden elementlerin molar oranları kullanarak $M = (Na + K + 2Ca)/(Al \times Si)$ parametresini geliştirmişlerdir. Aynı zamanda Watson ve Harrison (1983), granitik eriyik üzerinde zirkon çözünme deneyleri gerçekleştirmiş ve Zr paylaşım katsayıları (D_{Zr}) elde etmişlerdir. Bu sonuçlara bağlı olarak, ıslak felsik eriyikte zirkonun yaklaşık 100 yıl içinde $750^\circ C$ 'de çözüldüğünü, kuru sistemlerde ise zirkonun çözünmesi için yaklaşık 200 milyon yıllık bir süre gerektirdiğini ileri sürmüşlerdir. Zirkon çözünürlüğü için geliştirmiş oldukları, M ve T (K) değerlerini içeren model:

$$\ln D_{Zr} = \frac{12900}{T(K)} - 0.85 \times (M - 1) - 3.80 \quad (4)$$

Burada D_{Zr} , zirkon ($Zr = 500000$ ppm) ve eriyikteki (ppm) Zr konsantrasyonlarının oranını temsil etmektedir.

Deneyler sonucunda elde edilen eşitlik, kabukta gelişen magmalarda zirkon oluşumunu tahmin etmek ve magmatik kayaçların maruz kaldığı en yüksek sıcaklığı belirlemek amacıyla yaygın olarak kullanılmıştır. Bununla birlikte, hem analitik hem de deneysel yaklaşımlardaki sınırlamalar, modelin çözümünü kısıtlamıştır. Deneysel bakış açısından, birçok kristalleştirme ürünü, mikron boyutlu kristaller, cam ve kabarcıkların karmaşık karışımından oluşmaktaydı. Bu durum, elektron ışınının bitişik kristaller üzerine üst üste binmesinden kaçınmanın zor olduğu etkilerinin analizlerde saptanmayan sinyal oluşturabilmesi nedeniyle, elektron mikroprob analizini sorunlu hale getirmiştir. Bu nedenle, 30 yıl sonra Boehnke ve ark. (2013), yüksek çözünürlüklü iyon mikroprobunun üstün hassasiyetinin yanı sıra, basınç, sıcaklık ve kompozisyonun bir fonksiyonu olarak, kabukta meydana gelen eriyiklerdeki zirkon çözünürlüğünü yeniden incelemek için geliştirilmiş hesaplama yöntemleriyle birlikte bir deney tasarımı kullanarak zirkon çözünürlüğü için aşağıdaki modeli ortaya çıkarmışlardır:

$$\ln D_{Zr} = \frac{(10108 \pm 32)}{T(K)} - (1.16 \pm 0.15)(M - 1) - (1.48 \pm 0.09) \quad (5)$$

Burada D_{Zr} , zirkon ile eriyik arasındaki Zr paylaşım katsayısıdır ve hataların oranları bir sigmaya göre hesaplanmıştır. Gerçekleştirilen çeşitli testler sonucunda, sıcaklığın ve bileşimin, kabuktaki eriyğin zirkon çözünürlüğü üzerinde etkisi olduğunu, basınç (<25 kbar) ve/veya su içeriğinden dolayı gözlemlenebilir etkilere sahip olmadığını göstermektedir (Boehnke ve ark., 2013).

Yüksek silika içeriği (bazaltdan riolitik bileşime) ile sonuçlanan magmatik farklılaşma, Zr konsantrasyonunun artışı üzerinde güçlü bir etkiye sahiptir ve bu durum M değerinde azalmaya ve sonuç olarak zirkonun doymuşlaşma sıcaklığında artışa neden olmaktadır (Siegel ve ark., 2018). Bu nedenle, yüksek silisli magmatik kayaların fraksiyonel kristalleşmesi sırasında, Zr içeriğinde küçük bir artış ile zirkon doymuşlaşma sıcaklığının artması beklenmektedir (Harrison ve ark., 2007). Bu termometrik hesaplama ya zirkon kristalleşmesi sırasında soğuyan magmadan itibaren sıcaklık değerlerini veya zirkonun zirkonyum çözünme sıcaklığını zirkon bakımından doymuşlaşmamış eriyik içinde kaldığı sıcaklık değerini tahmin etmektedir (Watson ve Harrison. 1983).

Siegel ve ark. (2018), bu termometrik hesaplamayı zirkon kristalleşme koşullarına yaklaşmak için gerçek bir magmatik sıcaklık değil, teorik sıcaklık değeri olarak tanımlamakta ve aynı zamanda, jeotermometre olarak doymuşlaşma sıcaklığının zirkonun kristalleşmesi sırasında orijinal eriyik bileşimi ile tüm kayaç bileşiminin benzer olduğu durumlarda uygunluğunu vurgulamaktadır. Hancher ve Watson (2003), bu çerçevede çok az fenokristal içeren ya da hiç içermeyen silisik volkanik kayaların, herhangi bir değişime uğramamış zirkon içeren en muhtemel örnekler olduğunu öne sürmektedir. Plütonik kayaçlar ise katılmış ve tamamen kristalli eriyikleri temsil etmektedir. Bu nedenle, tüm kayaç kompozisyonu, orijinal eriyik için temsili olmayacaktır. Hızlı soğutmayı temsil eden volkanik kayaçlarda, doymuşlaşma sıcaklığı plütonik kayaçlara kıyasla daha yüksek değerlere kaymaktadır (Siegel ve ark., 2018). Burada çalışma kapsamında, çalışma alanında bulunan ignimbiritlerin pomzalarının kristal-fakir yapısı ve bu birimlerde ksenokristal zirkonun genel yokluğunu makul olarak temsil eden tüm kayaç kompozisyonları, zirkon doymuşlaşma sıcaklıklarını değerlendirmek için kullanılmıştır.

8.9. Zirkon Ti Termometresi

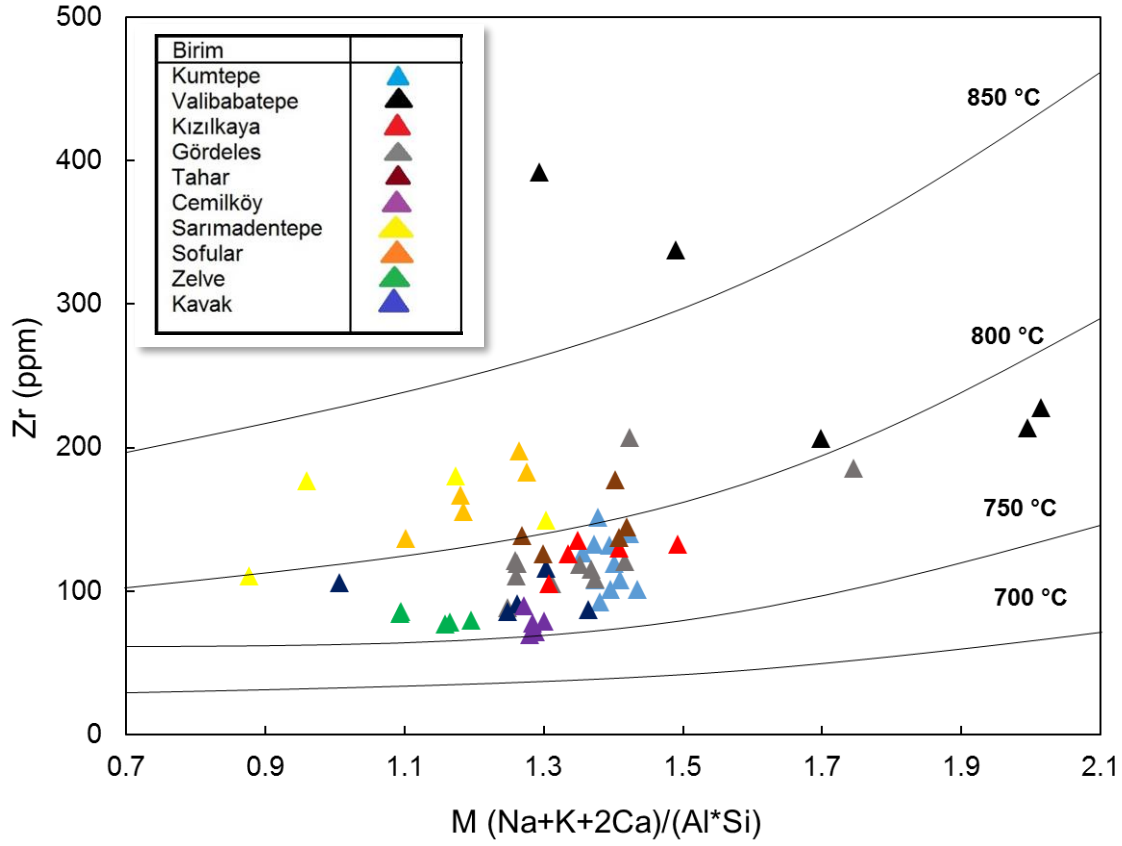
Zirkonun içerisinde bulunmuş olduğu eriyikten itibaren gelişiminde meydana gelen ayrılanma, kristalleşme sıcaklıklarının belirlenmesine kullanılmaktadır. Ferry ve Watson (2007), kuvars bakımından zengin eriyiklerden itibaren kristalleşen zirkonlar için TiO_2 ve SiO_2 aktivitesini (αTiO_2 ve αSiO_2) yapılan termometrik hesaplamalara dâhil ederek rutil ve kuvars doygunluğunun hesaplamalardaki etkisini de koymaya çalışmışlardır. Bu amaç doğrultusunda aşağıdaki eşitliği geliştirmişlerdir:

$$T(K) = \frac{-4800 \pm 86}{\log Ti (ppm) + \log \alpha SiO_2 - \log \alpha TiO_2 - (5.711 \pm 0.072)} \quad (6)$$

Bu termometrenin doğru şekilde uygulanması için zirkon kristalleşmesi sırasında TiO_2 ve SiO_2 aktivitesinin bilinmesini gerektirmektedir. Zirkonun büyümesi sırasında bu aktivitelerini sınırlandırılması bu modelin kullanımında zorluklar çıkarmaktadır. Zirkonlar ilksel magma ile denge koşulunda olmadığı için kristalleşme sırasında muhtemelen aktivitelerde değişime neden olacaktır. Hesaplanan sıcaklıklar genellikle kuvars veya rutilin doymamış olduğu koşulları temsil etmektedir. Sıcaklık denklemi, her iki aktivitenin benzer veya yakın değerler olarak tahmin edilmesi gerektiğini, SiO_2 aktivitesinin aşırı tahmin edilmesinin, yüksek sıcaklık değerleri ile sonuçlanacağını, TiO_2 aktivitesinin aşırı tahmin edilmesinin ise sıcaklık değerlerini hafife almak ile sonuçlanacağını ileri sürmektedir. Doğal ortamlarda gelişen zirkonlarda, doygunluk sıcaklıklarına ulaşana kadar her iki aktivite değerinin de fraksiyonlanma ile artması beklenmektedir (Ferry ve Watson 2007). Zirkon Ti sıcaklık aralığı genellikle diğer termometrelerden daha büyüktür. Zirkon Ti sıcaklığındaki geniş aralık değerleri, soğuma aşamasında devam eden zirkon kristallenmesinin yansıması olarak yorumlanmaktadır (Siegel ve ark., 2018). Silisik magmalar için zirkon Ti sıcaklığının deneysel hesaplamaları, 620 ve 970°C sınırlı sıcaklık aralığını göstermektedir (Scaillet ve ark., 2016; Siegel ve ark., 2018). Bu değerlerin altında ve üstünde sıcaklık tahminleri yanlış Ti aktivite seçimlerinin (Ferry ve Watson, 2007), kristal bozukluklarının Ti'nin yerine konması, zirkon yapısındaki Ti'nin dengesiz koşulları veya Ti bakımından zengin kapanımların analizinin bir sonucu (Fe-Ti oksitler, rutil) veya zirkon kristallerinin çatlaklarında ikincil Ti zenginleşmesi sonucu (Harrison ve Schmitt, 2007) gelişebileceği öne sürülmektedir.

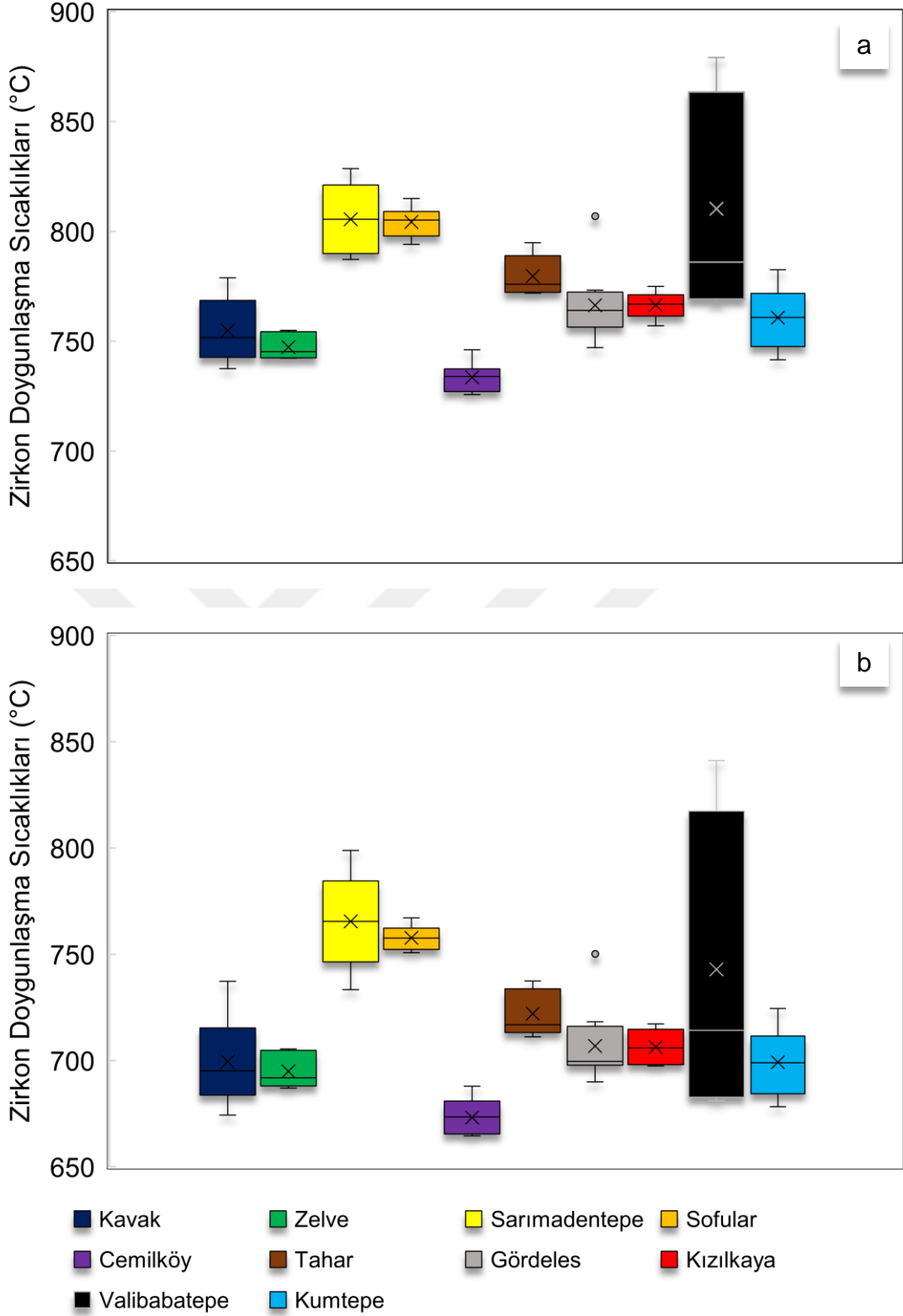
8.10. Zirkon Termometresi Bulguları

Çalışma alanına ait birimlerin, Watson ve Harrison (1983) ve Boehnke ve ark. (2013) zirkon doygunluk sıcaklık eşitlikleri kullanarak sıcaklık hesaplamaları yapılmıştır. Tüm kayaç analizleri sonucunda elde edilen Zr (ppm) konsantrasyonlarına bağlı olarak hesaplamalar gerçekleştirilmiştir. Birimlere ait M değerleri ise Na, K, Al, Ca ve Si'in molar olarak hesaplanan değerleri sonucunda elde edilmiştir (Şekil 8.9). Belirlenen M değerleri birimlere göre farklılık göstermektedir. Çalışma alanında en yaşlı akıntı birimlerini temsil eden Kavak ve Zelve ignimbritleri için M değeri sırasıyla; 1.00-1.35, 1.09-1.20 arasında değişmektedir. Stratigrafik olarak Kavak ve Zelve ignimbritinden sonra gelen Sarımadentepe ve Sofular için M değeri sırasıyla; 0.80-1.30, 1.10-1.25 gibi nispeten daha düşük değerler sunmaktadırlar. Tahar ve Cemilköy ignimbritleri için 1.25-1.30 arasında, Kızılkaya ve Gördeles ignimbritleri için sırasıyla 1.30-1.40 ve 1.25-1.42 arasında M değerleri hesaplanmıştır. Bölgede bulunan en genç piroklastik akıntı birimlerini temsil eden Valibabatepe ve Kumtepe ignimbritleri ise sırasıyla 1.30-2.00 ve 1.35-1.40 M değerleri sunmaktadır. Valibabatepe en yüksek M değerlerine sahip olan akıntı birimini temsil ederken en düşük değerler de Sofular ve Sarımadentepe ignimbritlerinden elde edilmiştir.



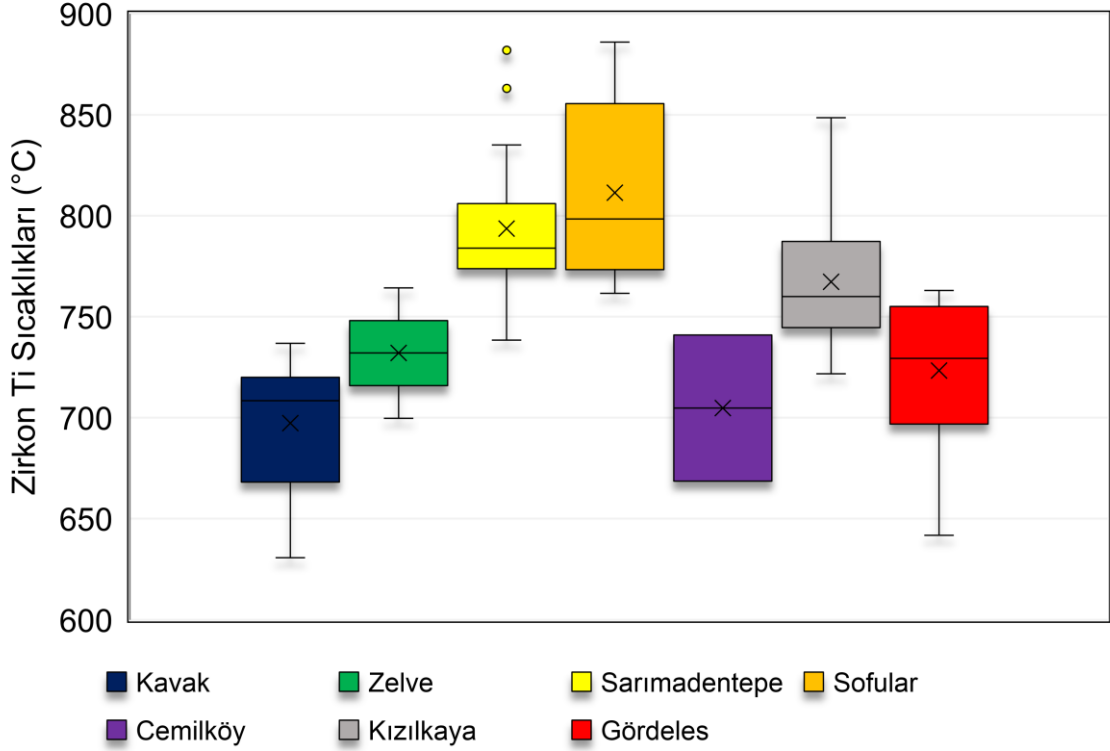
Şekil 8.9. Çalışma alanına ait birimlerin tüm kayaç Zr (ppm) karşı M değeri grafiği (molar Na, K, Ca, Al ve Si kullanılarak hesaplanmıştır).

Watson ve Harrison (1983) ve Boehnke ve ark. (2013)'e göre hesaplanan sıcaklık değerlerini gösteren ikili kutu diyagramları Şekil 8.10a ve 8.10b'de verilmiştir. Watson ve Harrison (1983) göre hesaplanan sıcaklık değerleri; Kavak ve Zelve ignimbritleri için 735-778°C ve 740-755°C, Sarımadentepe ve Sofular ignimbritleri için 785-830 ve 795-820°C, Cemilköy ve Tahar ignimbritleri için 725-745°C ve 770-790°C, Kızılkaya ve Gördeles ignimbritleri için 757-774°C ve 740-800°C, son olarak Valibabatepe ve Kumtepe ignimbritleri için 765-880°C ve 740-780°C arasında çıkmaktadır (Şekil 8.10a). Bahsi geçen eşitliklere göre hesaplanan değerler sonucunda Boehnke ve ark. (2013) zirkon doygunlaşma sıcaklık değerleri yaklaşık olarak 50-60°C daha düşük çıkmaktadır (Şekil 8.10b). Hesaplanan sıcaklık değerlerinin, M'nin düşük olduğu değer aralıklarında daha yüksek sıcaklıklar (Sarımadentepe, Sofular) sunduğunu görülmektedir.



Şekil 8.10. Çalışma alanına ait birimlerin zirkon doygunlaşma sıcaklıklarını gösteren ikili kutu diyagramları (a) Watson ve Harrison (1983) eşitliği kullanılarak hesaplanan sıcaklıklar (b) Boehnke ve ark. (2013) eşitliği kullanılarak hesaplanan sıcaklık değerleri.

Çalışma alanında bulunan en yaşlı birimler olan Kavak ve Zelve ignimbiritlerine ait zirkonlar benzer oranlarda Ti konsantrasyonları (2-4 ppm) içermektedirler. En yüksek Ti konsantrasyonlarına sahip zirkonların bulunduğu birimler ise Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritleri olup yaklaşık olarak 6-15 ppm arasında Ti değerler sunmaktadır. Çalışma alanının en genç seviyelerini temsil eden Cemilköy, Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritleri ise sırasıyla 2-4 ppm, 2.5-6 ppm ve 4-8 ppm değerleri arasında Ti konsantrasyonları içermektedir. Ferry ve Watson (2007), Ti konsantrasyonlarına bağlı olarak gerçekleştirilen sıcaklık hesaplamalarında bahsi geçen TiO_2 ve SiO_2 aktivite değerleri, daha önce bölgede Aydar ve ark. (2012) tarafından gerçekleştirilmiş olan çalışma göz önüne alınarak sırasıyla 0.5 ve 1 olarak alınmıştır. Hesaplamalar sonucunda, elde edilen sıcaklık değerlerinin ortalaması alınmıştır. Buna göre en yüksek sıcaklık verileri Sarımadentepe ($T_{zrnort}=793.63^{\circ}C$) ve Sofular ($T_{zrnort}=811.41^{\circ}C$) ignimbiriti zirkonlarından elde edilmiştir. En düşük sıcaklık değerleri ise Kavak ($T_{zrnort}=697.37^{\circ}C$) ve Cemilköy ($T_{zrnort}=704.80^{\circ}C$) ignimbiritlerindeki zirkonlardan hesaplanmıştır. Kızılkaya, Gördeles ve Zelve ignimbiritlerinden ise diğer birimlere oranla ortalama sıcaklık değerleri (sırasıyla; 767.23, 723.37 ve $732^{\circ}C$) elde edilmiştir (Şekil 8.11).



Şekil 8.11. Çalışma alanında birimlere ait zirkon Ti sıcaklık değerlerinin ikili kutu diyagramında gösterimi.

9. ZİRKON VE ERİYİK KAPANIMLARI Li VE B İÇERİKLERİ

Lityum, atom numarası 3 olan alkali metal element olup, düşük yoğunluk ve küçük iyonik yarıçapa sahiptir. Yapılan araştırmalar endüstriyel olarak kullanılan lityum kaynağının pegmatitler olduğunu ortaya koymuştur (Hofstra ve ark., 2013). Pegmatitlerin içermiş oldukları spodumen $[LiAl(SiO_3)_2]$, ambligonit $[LiAlPO_4(F,OH)]$, petalit $[LiAlSi_4O_{10}]$ ve lepidolit $[KLi_2AlSi_4O_{10}F_2]$ gibi minerallerin lityumun asıl kaynağı olduğu belirtilmektedir (London, 2008). Bu mineralleri içeren granit pegmatit kayalar litofil elementleri (Li, Cs, Ta, Sn, Nb, Be, Rb, Sc, Th, U) ve NTE bakımından oldukça zengindirler. Bununla birlikte, lityum bakımından zengin riyolitler de benzer element içerikleri sunmaktadırlar. Litofil elementleri bakımından zengin riyolitler yüzey karşılığı olan granitik kayalara nazaran yüksek lityum içeriğine sahiptirler (Hofstra ve ark., 2013).

Li, Cs ve Ta bakımından zengin S ve A tip granitlerin kabuksal inceltme sonucunda ortaya çıkan sıcaklığa bağlı olarak gelişen ve sulu silikat mineralleri

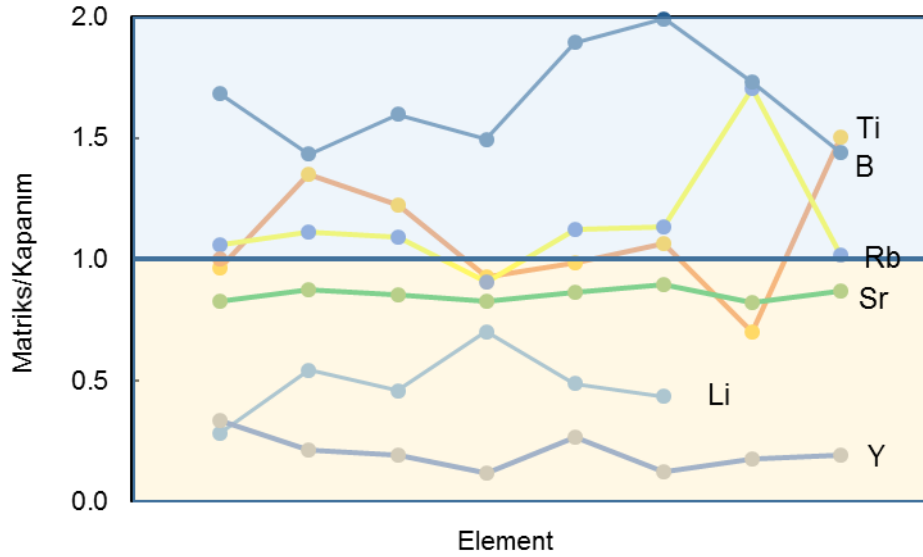
içeren protolitin orta-alt kabuk bölgelerinde kısmi ergime süreciyle oluştuğu önerilmektedir (Cerny ve ark., 2005). Li gibi nadir elementlerin, başlangıçta silikat eriyiğin içerisinde dâhil olan yan kayacın fraksiyonel kristalleşme ile birlikte yoğunlaşması ve sığ kıtasal derinliklerde suya doygun yükselimlerin meydana gelmesi ile magma odasının üst kısımlarında zenginleşmesi olayı gerçekleşmektedir. Jeokimyasal ve izotopik bulgular, Li bakımından zengin eriyiklerin, önemli bir mafik manto türevli magma bileşeni içeren hibrit kıta kabuğunun küçük derecelerde kısmi olarak erimesiyle ortaya çıkan silisik magmanın fraksiyonel kristalleşmesiyle oluştuğunu göstermektedir. Bu durumda oluşan magma, litosferik açılma ile ilişkili bir dalan parça veya basınç azalması (dekompresyon) sonucu geri dönüşüm ile meydana gelen bir karşı akışla üretilmiş olabileceğine işaret etmektedir (Christiansen ve ark., 2007).

9.1. Plutonik ve Volkanik Ortamlarda Lityum Difüzyonu

Patlama ürünlerindeki eriyik kapanımlarından elde edilen verilerin yorumlanabilmesi için, lityumun plutonik ve volkanik ortamlarda hareketliliğinin bilinmesi gerekmektedir. Lityumun küçük iyonik çapı ve +1 değeri, diğer katyonlara oranla yüksek difüzyon hızına sahip olmasına neden olmaktadır. Lityumun bazaltik eriyiklerdeki difüzyon hızı su ve helyum kadar yüksektir (Richter ve ark., 2003). Deneysel çalışmalar, Lityumun riyolitik eriyiklerdeki difüzyon hızının ($0.16 \mu\text{m}^2/\text{s}$) bazaltik eriyiklerden ($1.7 \mu\text{m}^2/\text{s}$) daha az olduğunu ortaya koymuştur. Dekompresyon deneyleri sırasında, su bakımından doygun riyolitik eriyiklerde buhar fazın oluşumundan 20 s sonra lityumda %43 fakirleşme görülmüştür. Bununla birlikte, volkanik patlamalarda iyi derecede gözeneklenmiş eriyikler sonucunda oluşan tefralarda bulunan cam parçalarında patlama öncesi lityum içeriklerini koruyamadıkları gözlenmiştir (Koga ve ark., 2011). Hızlı bir şekilde gelişmeyen patlamalarda meydana gelen ürünlerde bulunan eriyik kapanımlarının lityum içeriklerinin minimum seviyelerde olduğu, hızlı soğuma sonucu meydana gelen ve herhangi bir çatlağa/kırığa sahip olmayan fenokristallerin eriyik kapanımları patlama öncesi magmaların ise orijinal Li içeriğini temsil ettiği öngörülmüştür (Hofstra ve ark., 2013).

9.2. Riyolitik Eriyik ile Eriyik Kapanımı Arasındaki Lityum Paylaşımı

Felsik kayalarda bulunan Li elementinin kaynağı, riyolitik eriyikten itibaren kristalleşen neredeyse tüm minerallerin kafes yapısında uyumsuz element davranışı sergilemesinden kaynaklanmaktadır. Bunun sonucu olarak Li ise fraksiyonel kristalleşme sürecinde kalıntı eriyik fazı tercih ederek burada zenginleşmektedir (Şekil 9.1).

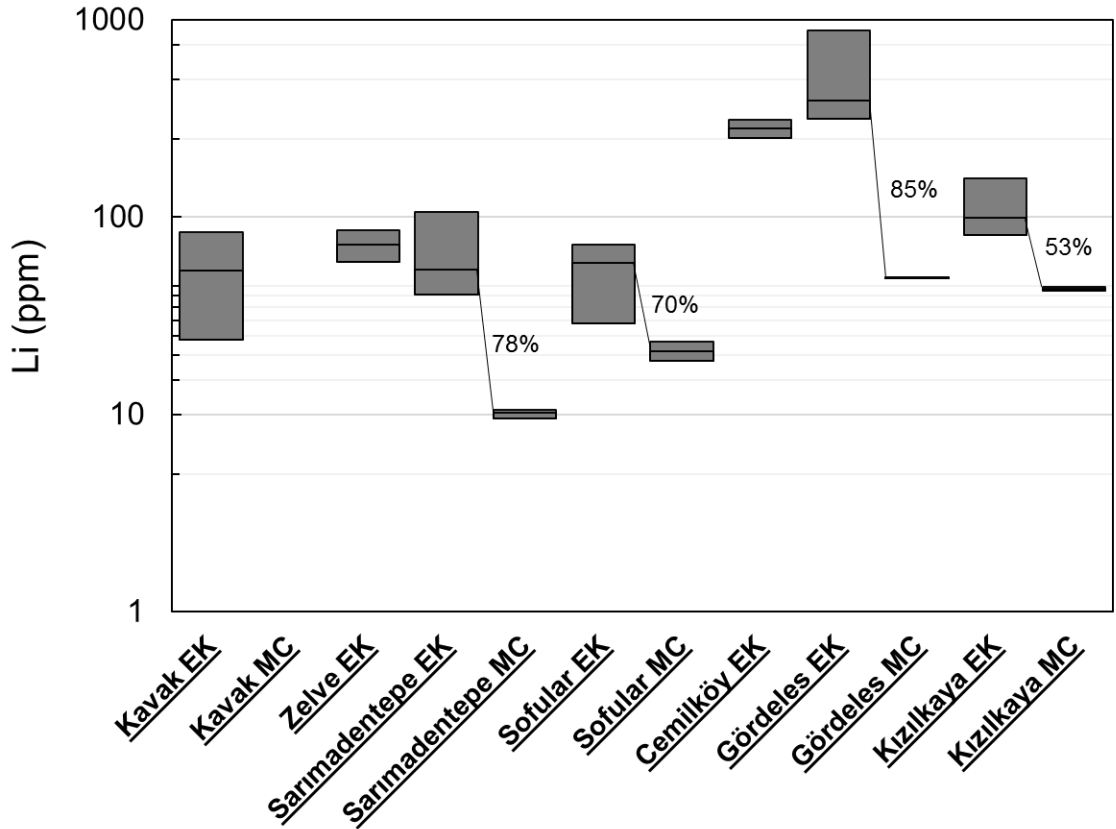


Şekil 9.1. Elementlerin matriks/eriyik paylaşım davranışını gösteren grafik.

Kristalleşme sırasında kristal içerisinde kapanım olarak kalan eriyik faz, magmanın orijinal Li içeriğini temsil etmektedir. Bu nedenle Li elementi için paylaşım hesaplamaları matriks cam ile eriyik kapanımı arasında gerçekleştirilmiştir. Çalışma alanına ait ignimbirit pomzalarında bulunan zirkon minerallerinin eriyik kapanım ve pomza matriks cam analizleri sonucunda elde edilen Li konsantrasyonları birimlere göre farklılıklar göstermektedir. Buna göre, Kızılkaya ignimbiriti pomzasına ait matriks cam ortalama yaklaşık 42 ppm civarında Li içerirken, zirkon eriyik kapanımları 46-156 ppm arasında konsantrasyonlar sunmaktadır. Kızılkaya ignimbiriti zirkon minerali eriyik kapanımlarına ait paylaşım katsayısı $D_{\text{matriks cam/eriyik kapanımı}}=0.28-0.70$ arasında değişmektedir. Sarımadentepe ignimbiriti pomzası cam analizleri sonucunda yaklaşık olarak ortalama 8.48 ppm Li konsantrasyonu ölçülmüştür. Birime ait zirkonlarda bulunan eriyik kapanımları 29-106 ppm arasında Li konsantrasyonları içermektedir. Birime ait zirkonlarda belirlenen eriyik kapanımları $D_{\text{matriks cam/eriyik}}$

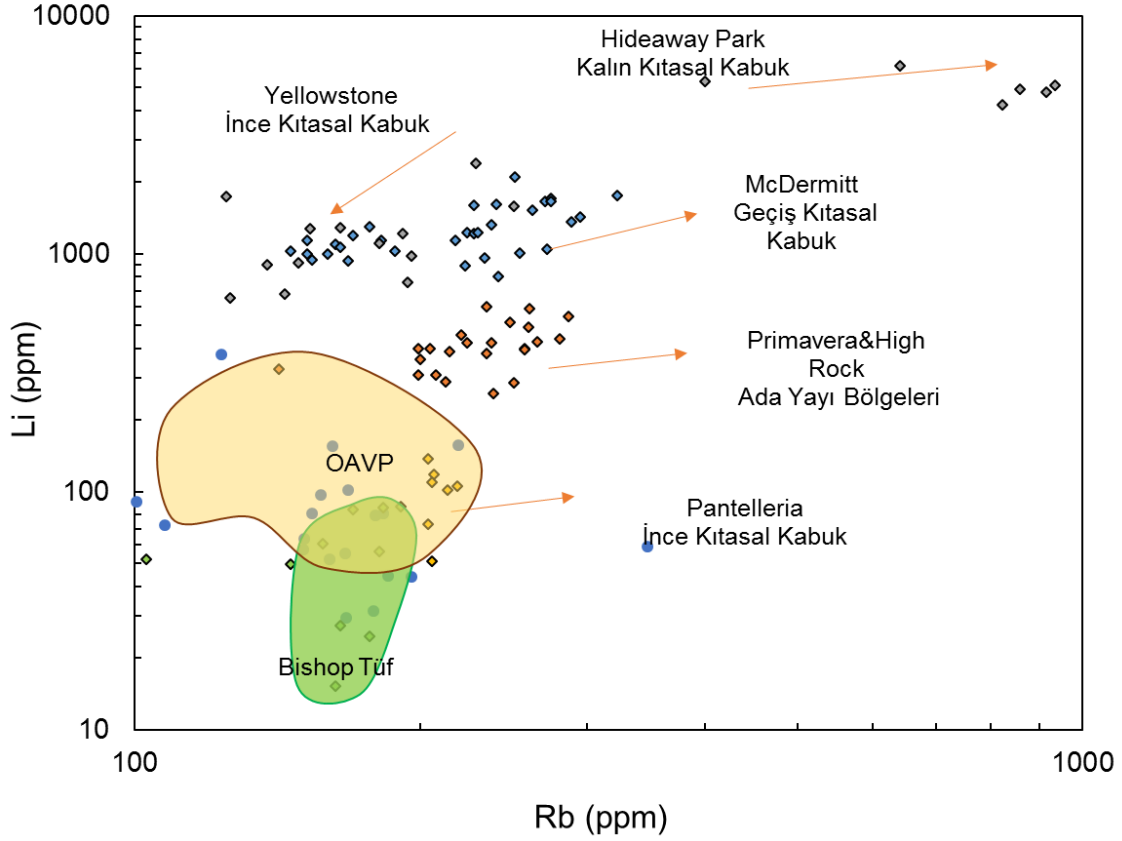
kapanımı=0.080-0.29 arasında değişmektedir. Gördeles ignimbiriti, en yüksek Li konsantrasyonuna sahip ignimbirit olarak karşımıza çıkmaktadır. Birime ait eriyik kapanımlarından elde edilen Li bileşimi 58-881 ppm arasında değişirken matriks cam ait bileşimlerin ortalama değeri ise 48.88 ppm'dir. Birim ait matriks cam ve eriyik arasında gerçekleşen paylaşım katsayısı $D_{\text{matriks cam/eriyik kapanımı}}=0.055-0.83$ arasında değişmektedir. Kavak, Sofular ve Zelve ignimbiritlerine ait eriyik kapanımları Li konsantrasyon değerleri daha dar bir aralıkta değerler sunmaktadırlar (sırasıyla; 43-83 ppm, 54-72 ppm, 33-85 ppm). Buna karşın Cemilköy' e ait eriyik kapanımları 195 ve 310 ppm nispeten yüksek Li değerleri sunmaktadır. Kavak ve Sofular ignimbiriti matriks cam analizleri sırasıyla 2.10 ppm ve 18.74 ppm değerleri verirken birimlere ait ayımlanma katsayısı değerleri de sırasıyla $D_{\text{matriks cam/eriyik kapanımı}}=0.028-0.048$ ve $D_{\text{matriks cam/eriyik kapanımı}}=0.26$ 'dır.

Çalışma alanında bulunan ignimbiritlerin, riyolitik eriyiğin patlama sırasında ani bir şekilde sönmülmesi ve cam parçalarının herhangi bir alterasyona maruz kalmaması, geri düşme birimlerine ait verilerin değerlendirilebilir bilgiler sunmasına neden olmuştur. Şekil 9.2'de gösterilen ikili kutu diyagramında, silikat eriyik kapanımı ile matriks cama ait Li bileşimlerinin karşılaştırmalı olarak gösterilmiştir. Lityuma ait tüketilme değerleri (%) ortanca değerler kullanılarak hesaplanmıştır. Buna göre, Kızılkaya, Gördeles, Sarımadentepe, Sofular ve Kavak ignimbiritlerinin matriks camları için Li içerikleri eriyik kapanımlarına göre yaklaşık olarak sırasıyla; %53, %85, %70, %78 ve %96 oranlarında tüketilmişlerdir (Şekil 13.2). Kavak ignimbiritine ait matriks camı için Li değeri düşük olduğu için diyagramda gösterilememiştir. Eriyik kapanımlarından elde edilen düşük Li içerikleri (<20 ppm) içerikleri yapılan hesaplamalara dâhil edilmemiştir. Birimlere ait düşük Li değerleri varlığı, eriyik kapanımlarının çatlak/kırık sistemlerinden etkilenerek Li bakımından daha düşük bir ortam ile etkileşime girmesi sonucunda gelişen Li difüzyonu olarak açıklanabilir.



Şekil 9.2. Eriyik kapanımlarının ve matriks camın Li içeriklerini ve tüketilme oranlarını gösteren ikili kutu diyagramı (EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).

Birimlere ait ölçülen eriyik kapanımlarının Li konsantrasyonları uyumsuz olarak gelişen elementlerle pozitif bir korelasyon göstermektedir. Bu durum ayrıca yüksek Li içeriklerine sahip eriyiklerin en çok evrimleşmiş eriyiği temsil ettiğini göstermektedir. Ayrıca riyoitik magmalardan itibaren kristalleşen kuvars, alkali feldispat, plajiyoklaz, Na-amfibol, Fe-Ti oksitler, zirkon ve apatit gibi çoğu mineralde Li uyumsuz bir davranış sergilemektedir (Şekil 9.3).

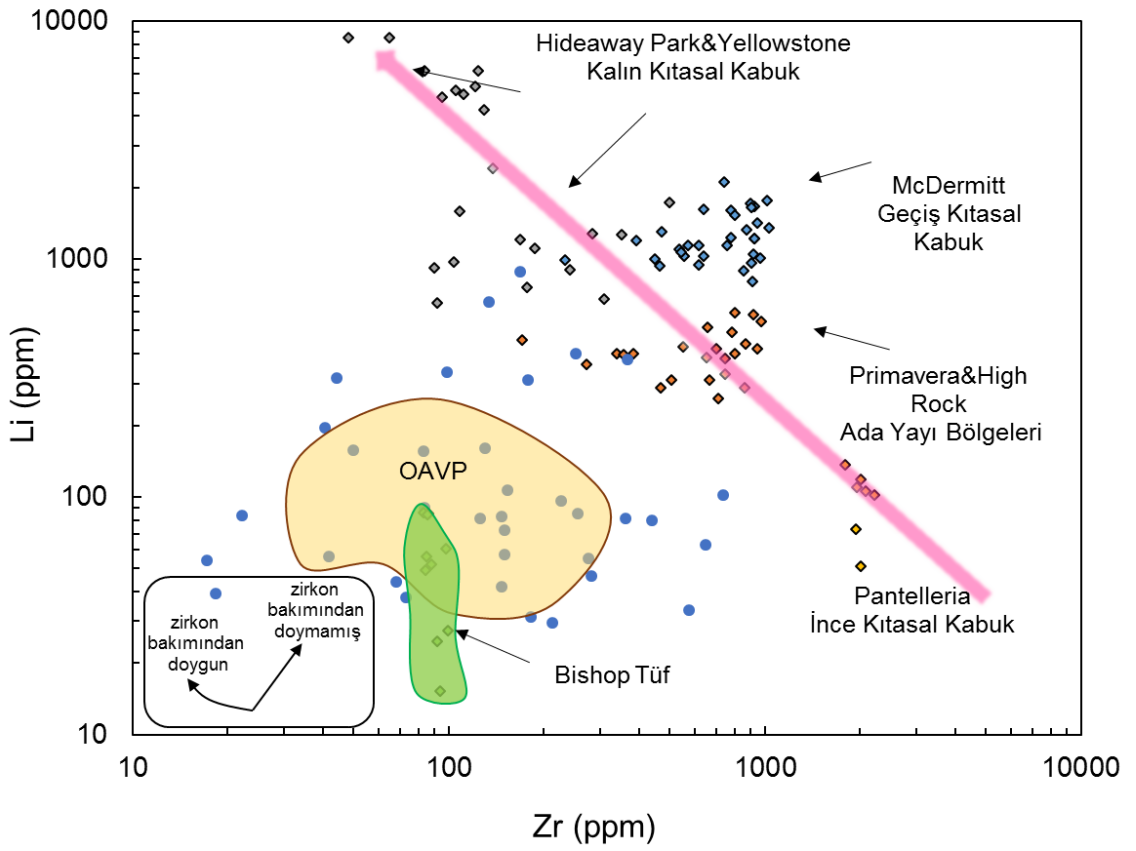


şekil 9.3. Riyolitik magmalardan itibaren kristalleşen mineraller için uyumsuz davranış sergileyen ve fraksiyonel kristalleşme sűreci ile zenginleşen uyumsuz Rb elementine karşılık eriyik kapanımı Li konsantrasyonları (veriler Benson ve ark., 2017'den alınmıştır).

9.3. Lityum İçeren Riyolitlerin Muhtemel Oluşum Ortamları

Tektonik ortamların, riyolitlerin Li konsantrasyonuna etkisini anlamak amacıyla eriyik kapanımlarından analiz edilen Zr ile Li konsantrasyonları karşılaştırılmıştır. Bu durum mantodan tűreyen bazaltik eriyikten itibaren riyolit oluşumu sırasında felsik kabuk etkisi yaklaşımında bulunma açısında oldukça ۆnemlidir. Riyolitik magmalardaki zirkon konsantrasyonları, soğuma ve magmanın kristalleşmesi veya kabuk malzemesinin kısmi olarak ergimesi sırasında gelişen zirkon fraksiyonlanması tarafından kontrol edilmektedir. Zirkon doygunluğu ise dűřük ergime sıcaklıklarının geliştiği koşulları temsil etmektedir. Felsik kitasağı kabuğun dűřük sıcaklık eriyiklerinin fraksiyonlarını içeren magmalar, zirkon ayrımlanması ve gelişimi sebebiyle dűřük konsantrasyonlarda Zr içermektedirler. Bunun aksine ise, mafik kabuğun ergimesi ve/veya bazaltik magmanın fraksiyonlanması ile oluşan magmalar, gelişimlerinin en geç evresinde zirkonun duraylı hale gelmesi

sebebiyle yüksek Zr konsantrasyonları içermektedirler. Bu kapsamda, Benson ve ark., (2017), gerçekleştirmiş olduğu çalışmada çeşitli volkanik bölgelere ait örneklerin kuvars eriyik kapanımları üzerinden elde etmiş olduğu Li ve Zr değerleri ile kullanılarak Li'ye karşı Zr grafiği çizilmiştir. Daha sonra grafiğe jeokimyasal açıdan Kapadokya'da bulunan volkanik kayalara benzerlik gösteren Bishop Tuf'leri kuvars eriyik kapanımlarından elde edilen Li ve Zr değerleri de (Anderson ve ark., 2000) eklenmiştir. Li, kalın felsik kabuğunu asimile eden kıta içi ortamlarda gelişen magmalarda en yüksek olduğu görülmektedir (Şekil 9.4).

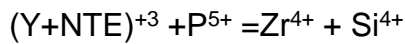


Şekil 9.4. Riyolitik magmaya dâhil edilen felsik kabuk malzemenin bir fonksiyonu olarak Li zenginleşmesi. Eriyik kapanımlarındaki Zr konsantrasyonuna karşı eriyik kapanımındaki Li (ppm) grafiği. Grafikte bulunan kutu, ziryon varlığında ve yokluğunda artan farklılaşma ile beklenen eğilimleri göstermektedir (veriler Benson ve ark., 2017'den alınmıştır).

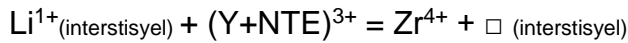
9.4. Zirkonlarda Lityum Yer Değiştirmesi

Tüm aksesuar minerallerin içerisinde zirkon, kristal yapısından kaynaklanan tutucu özelliği nedeniyle birçok araştırmanın konusu olmuştur. Zirkon mineralleri U-Pb jeokronolojisinde, tektonik olaylara ve bununla beraber gelişen süreçlerin belirlenmesinde büyük bir rol oynamaktadır. Bununla birlikte, oksijen izotop oranları ve iz element kimyası ile beraber jeokimyasal açıdan önemli veriler sunmaktadır. Son zamanlarda yapılan çalışmalarda ise zirkonların Li içerikleri ve Li izotop verileri ile zirkonların bulunduğu ana kayacın karakterizasyonuna ve zirkon içerisinde gelişen Li difüzyonuna yönelik olmuştur (Ushikubo ve ark., 2008; Cherniak ve Watson, 2010; Trail ve ark., 2016).

Li elementinin birçok süreçte uyumsuz bir element olarak davranmaktadır. Bunun aksine Li, zirkon mineralleri tarafından kolaylıkla alıkoymaktadır. Bununla birlikte, zirkon minerallerindeki bu yer değişim tam anlamıyla anlaşılamamıştır (Ushikubo ve ark., 2008). Zirkon, izole edilmiş SiO₄ tetraederlerinin arpık ZrO₈ polyhedra ile köşeleri ve kenarları paylaştığı bir ortosilikattır. Zirkon kristal yapısı, Li, P, Y, Ti, Hf, U, Th ve REE dâhil olmak üzere çok çeşitli iz elementler içermektedir (Finch ve ark., 2001; Hanchar ve ark., 2001; Hoskin ve Schaltegger 2003). Zirkonda NTE'nin bir araya getirilmesi, çoğu zirkonda yüksek [P] ve zirkonun ksenotime (YPO₄) ile eş kristal yapısına sahip olması nedeniyle genellikle bir "ksenotim-tip" yer değiştirmesi olduğu varsayılmaktadır. Yük-denge yer değiştirmesi aşağıdaki gibidir:

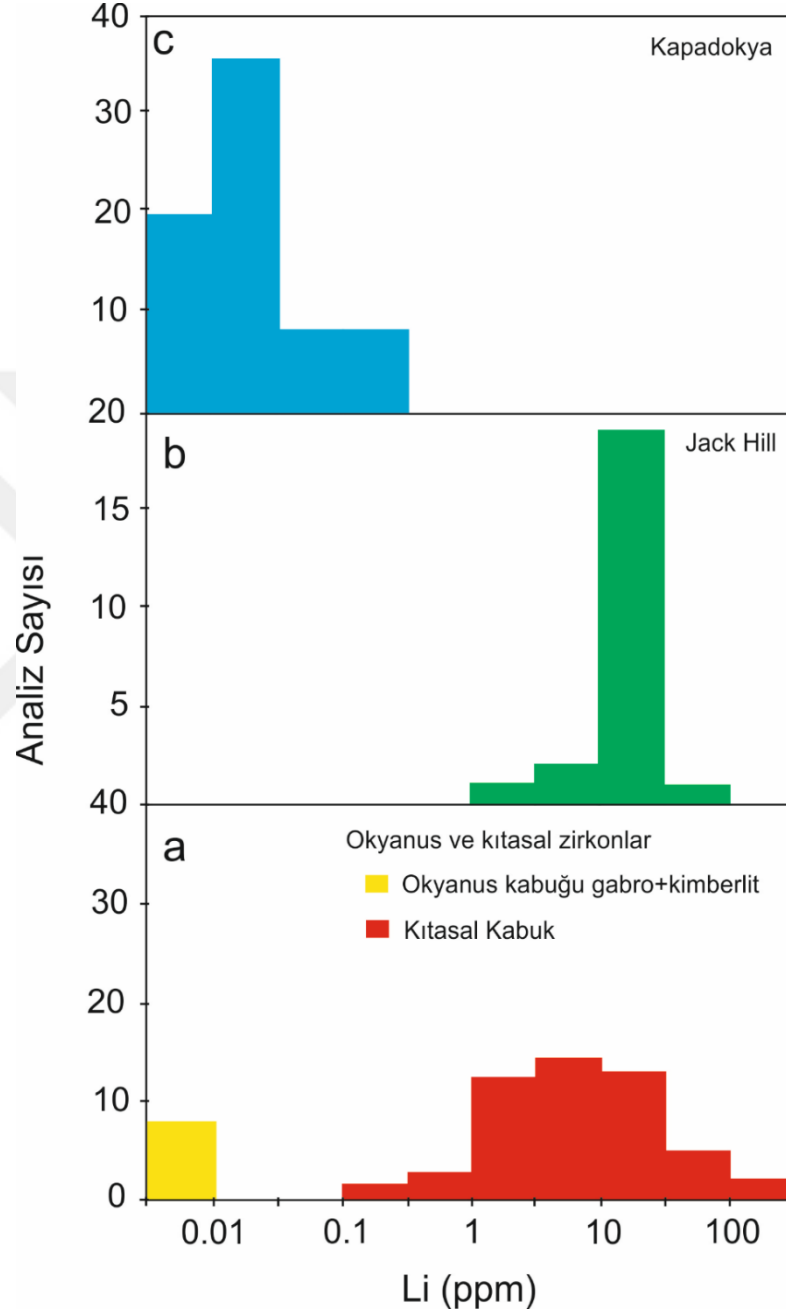


Hf, U, Th, Ti ve Sn gibi dört değerlikli elementlerin Zr⁴⁺ ile değiştirmeleri kolaylıkla gerçekleşmektedir. Bunun dışında kalan elementlerin ise yük-denge ilişkilerini sağlaması gerekmektedir. Li ise kristal kafes yapısında yer alması için:



Magmada ve diğer minerallerdeki Li konsantrasyonları, Li'un zirkon içerisindeki yük-denge yer değiştirmesinin belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır. Doğal zirkonlardaki Lityum substitüsyonu <2 ppb ile 250 ppm arasında değişmektedir. İlksel magmalardan (manto veya okyanusal kabuk) itibaren gelişen zirkonların Li içerikleri (kimberlit megakristalleri <2 ppb, okyanus ortası sırtları gabroları <10

ppb) oldukça düşük olmasına karşın kıtasal kabukta bulunan evrimleşmiş magmadan itibaren gelişen zirkonların yüksek Li konsantrasyonları (1-100 ppm) içerdikleri araştırmacılar tarafından ortaya konmuştur (Ushikubo ve ark. 2008) (Şekil 9.5).



Şekil 9.5. Li bolluğunu gösteren histogram grafiği. (a) Okyanus kabuğu gabro ve kimberlit zirkonları ile Adirondack Dağı pegmatitleri, Temora-1, Temora-2 ve 91500 zirkonları (b) Jack Hill zirkonları (c) Kapadokya ignimbiritlerine ait zirkonlar (Grimes ve ark., 2011; Ushikubo ve ark., 2008).

Çalışma alanına ait ignimbiritler kıtasal ortamlarda açılmaya bağlı olarak gelişen volkanizmanın etkisi altında meydana gelmiştir. Farklılaşmış magma kaynağından itibaren oluşan kayaçların, zirkon iz element ve izotop kimyası ile kaynağa yönelik yorumlama yapmak mümkündür. Bununla birlikte zirkonların Li içerikleri, birimlerin manto ve/veya kıtasal kökenli olduğunu anlamak amacıyla kullanılmaktadır. Kapadokya ignimbiritlerine ait zirkonların Li içerikleri, daha önce Aydar ve ark. (2012) tarafından ortaya konulan oksijen izotop çalışmaları ile korelasyon göstermektedir. Çalışma alanında bulunan bazı birimlere (Kızılkaya, Sarımadentepe, Yerel Geri Düşme) ait oksijen izotop verilerinin manto kökenini temsil eden değerler (%5.04-5.49) arasında olduğu sonucuna varılmıştır. Bu birimlerin dışında kalanların (Kavak, Zelve, Sofular, Cemilköy, Gördeles) ise kıtasal±manto kökenli zirkonları temsil eden veri aralığında değerler (%5.87-7.76) sunmaktadır. Bu bölümde ise zirkonların büyük bir çoğunluğu Li içeriği bakımından (%80) (çoğunlukla Kızılkaya ve Sarımadentepe birimlerine ait zirkonlar) ilksel magmadan itibaren oluşumu temsil eden alanlarda (manto kökenli) dağılım göstermektedir. Neredeyse bimodal dağılım gösteren birimler, ilksel okyanusal kabuk ve mantonun farklılaşmış kıta kabuğu ile korelasyon göstermektedir (Kavak, Zelve, Sofular ve Gördeles).

Bununla birlikte, Li verileri zirkon ile evrimleşmiş eriyik arasında gerçekleşen paylaşımı da ifade etmektedir ($D_{Li \text{ zirkon/eriyik}}$). Bu konuda şu ana kadar herhangi bir çalışma olmadığından ötürü karşılaştırma yapılabilmek mümkün olamamaktadır. Kızılkaya ignimbiritine ait matriks cam analizleri sonucunda yaklaşık 40 ppm civarında Li içeriği dikkat çekmektedir. Birime ait zirkonların ise Li içerikleri 0.106 ile 0.016 arasında değişmektedir. Eriyik kapanımlarından ölçülen Li konsantrasyonu ise 63-156 ppm arasında değişmektedir. Zirkonun eriyik kapanımında göre hesaplanan $D_{Li \text{ zirkon/eriyik}}$ katsayısı 0.0111-0.0003 arasındadır. Cam matrikse göre hesaplanan katsayı ise 0.0003-0.0004 arasında değişmektedir. Diğer birimlere ait zirkonların Li konsantrasyonları da oldukça düşük olduğu için eriyik kapanımları ve matriks cama bağlı olarak hesaplanan paylaşım katsayı değerleri de yaklaşık olarak aynı değer aralığında dağılım göstermektedir.

9.5. Eriyik Kapanımlarında Bor (B) Elementinin Davranışı

Doğal olarak meydana gelen çoğu mineral silikat eriyikten veya sulu çözeltilerden itibaren kristalleşmektedirler. Sıvı ve eriyik kapanımları, kristalin gelişimi sırasında kristalde hapsolan bu fazların küçük hacimlerini temsil etmektedir. Birçok durumda, sıvı ve eriyik kapanımları, hapsoldüğü mineral faz ile akışkanların ve eriyiklerin bileşimi hakkında doğrudan bilgi sağlamaktadır. Magmatik ve hidrotermal evrimleşme sırasında, kapanımlar her aşamada oluşmaktadır. Kapanımların uygun bir şekilde seçilmesi, karmaşık sistemlerin gelişimine dair kapsamlı bilgiler verebilmektedir (Roedder, 1984).

Bor, eriyiklerde genellikle çok düşük kompozisyonlarda rastlanılan uçucu bir elementtir. Bununla birlikte, B_2O_3 konsantrasyonları oldukça evrimleşmiş olan peralumina granitlerde %1'lere varan değerlerde gözlenmektedir. Bor, H_2O ve F gibi bileşenler, kristalleşen magmadan kolaylıkla hızlı bir şekilde ayrılmaktadır (London, 1997; Thomas ve ark. 2002). Bu nedenle, tüm kayalardan ölçülen konsantrasyonlar, ilksel eriyikte bulunan B içeriğini tam anlamıyla yansıtmamaktadır. Yapılan deneysel çalışmalar, eriyikten itibaren kristalleşen kayaların geç evresinde çok hızlı ve artan bir şekilde fraksiyonlanmaya uğradığını göstermektedir. Bununla birlikte, Bor elementinin davranışını kontrol eden mekanizmalar hakkında ayrıntılı bilgi mevcut olmamakla beraber, asidik eriyiklerin gelişiminde hidrotermal çözeltilere geçiş süreci boyunca B elementinde meydana gelen zenginleşme de tam anlamıyla anlaşılmamıştır (London, 1997; Thomas ve ark. 2000; Thomas ve ark. 2002).

Bor, mantodan itibaren gelişen magmalarda kabuk kayalarının ve sedimanter kayaların katkısını izlemeye önemli bir element olarak karşımıza çıkmaktadır. Ağırlıklı olarak denizel ve karasal kırıntılı kayalarda rastlanmaktadır. Düşük sıcaklıklarda okyanusal kabuğun alterasyonu ve kıtasal kabuğun B içeren turmalin mineralleri içermesi bu elementin asıl kaynaklarını temsil etmektedir. B elementi yüksek dereceli metamorfizma ve/veya dalma-batma süreçleri sonucunda kaynak kayaktan kolaylıkla alıkonmaktadır. Dalma-batmaya bağlı olarak gelişen magmalarda B elementinde meydana gelen zenginleşme, dalan plakadan yay manto kaynak bölgelerine akışkanlar yardımıyla elementsel katkının gerçekleşmesi sonucunda meydana gelmektedir. Bununla birlikte, dalma

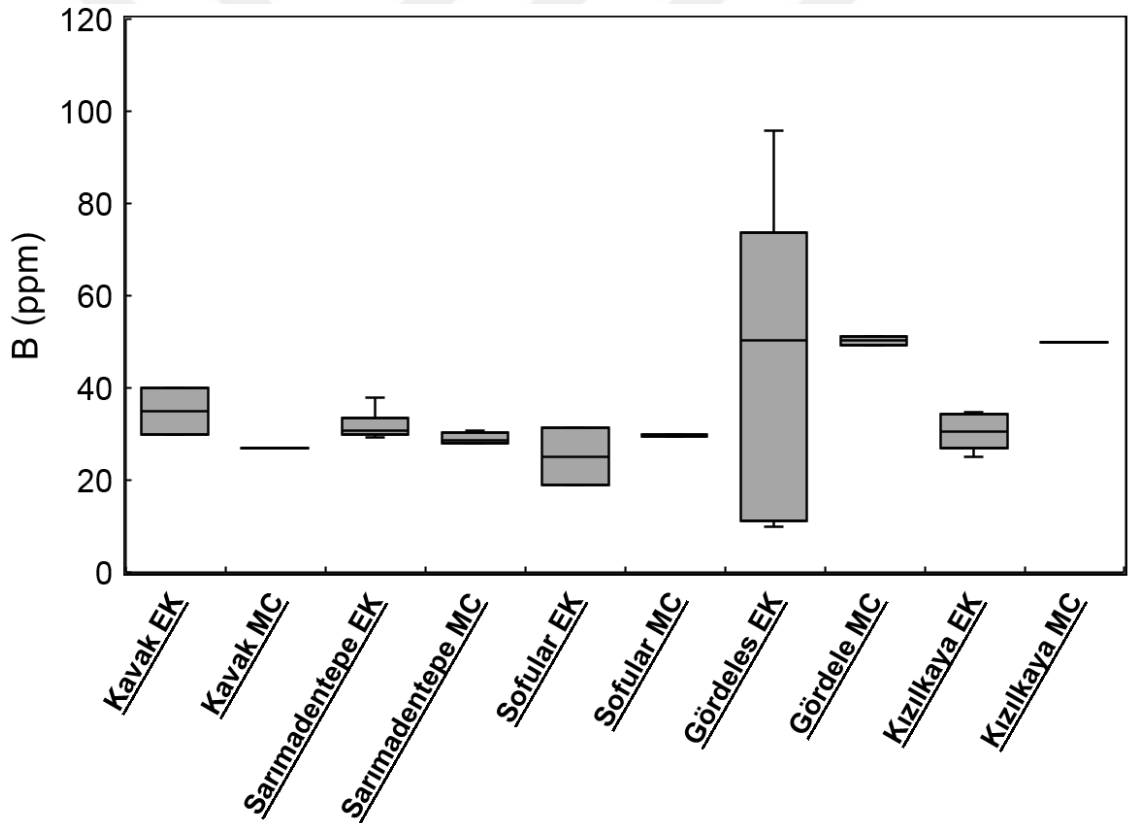
batmaya bağlı olarak gelişen B elementi sadece küçük oranlarda üst manto kaynaklarına dâhil olmaktadır (Morris ve ark., 1990; Ryan ve Langmuir, 1993; Leeman ve ark., 1994; Metrich ve ark. 1998).

Bor jeolojik sistemlerde taşınma süreçlerindeki etkisi sebebiyle magmanın gelişiminde önemli rol oynamaktadır. Çoğu jeolojik ortamlarda ve durumlarda sıvı fazda çok yüksek derecelerde ayrımlanma değerleri sunmaktadırlar. B ve B izotopu akışkan-kayaç etkileşimi ve açık sistem davranışlarının gözlemlenmesi adına kullanılan element olarak karşımıza çıkmaktadır. Eriyik kapanımları ise zirkon içinde tutulan küçük miktardaki birincil eriyikleri temsil etmektedirler. Erime ve eriyiğin ayrımlanması işlemlerinden kaynaklanan jeokimyasal heterojenliği kaydedebilmektedirler (Sobolev ve Shimizu, 1993). Eriyik kapanımlarında gözlenen zenginleşmeler ve elementler arasında meydana gelen lineer korelasyon, farklı mekanizmaların gelişiminden kaynaklanabilmektedir.

Bu alışma kapsamında zirkon minerallerinde bulunan ilksel eriyik fazları temsil eden kapanımlardan elde edilen B element analizleri ile birimlerin oluşumunda etkin olan süreçlere yaklaşımda bulunmak amaçlanmıştır. B bakımından zengin kirleticilerin varlığı ve/veya manto kamasında etkin dalma-batmaya bağlı olarak gelişen yüksek B içerikli akışkan ve/veya katı bileşenlerin etkisi belirlenebilmektedir. İncelenen birimlere ait eriyik kapanımları ve matriks cam B içeriklerini gösteren ikili kutu diyagramı ignimbiritlerin ilksel eriyik bileşimlerinin benzer (20-40 ppm) olduğunu göstermektedir (şekil 9.6). Gördeles ignimbiritinin diğer ignimbiritlerden farklı değer aralıklarında B içerikleri sunduğu dikkat çekmektedir. 15-95 ppm arasında değişen bu değerler eriyik kapanımlarında heterojenliğin söz konusu olduğunu göstermektedir. Matriks cam B içerikleri ise bazı birimlerde eriyik bileşimi ile benzer değerler (Sarımadentepe ve Sofular) göstermektedir. Gördeles ignimbiritinde gözlenen düşük B değerleri (12 ve 9 ppm) birimde heterojenliğe neden olmaktadır. Bu değerlerin dışında Gördeles ignimbiriti zirkon eriyik kapanımları ile matriks cam B bileşenleri de benzerlik göstermektedir.

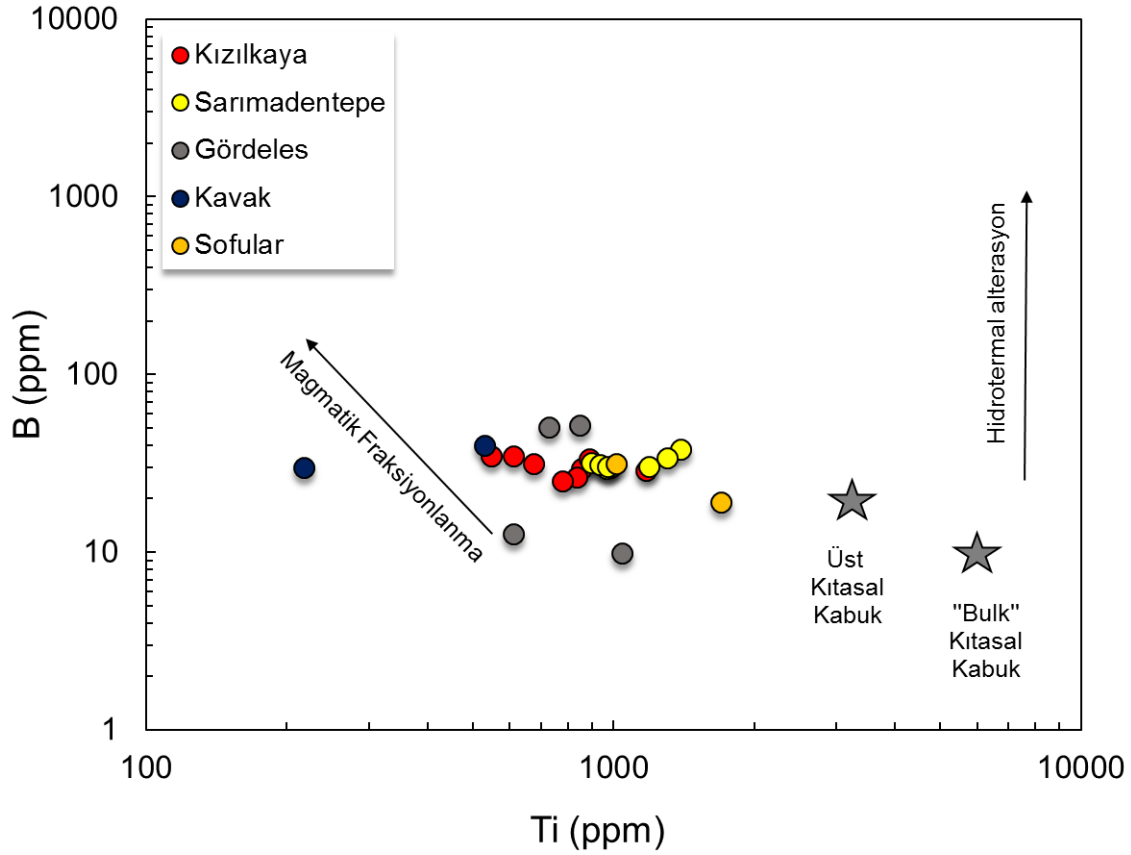
Yzeeye yakın bölgelerde bulunan magma rezervuarlarını temsil eden alt kıtasal kabukta B elementinin bolluğu yaklaşık 2 ± 1 ppm (Leeman ve ark., 1992), üst kıtasal kabukta ise ~10 ppm (Harder, 1978) değerlerine kadar ulaşmaktadır. B

elementinin altere okyanusal kabuk ve deniz sedimanlarındaki miktarı ise ~100 ppm'e (Smith ve ark., 1995) kadar ulaşmaktadır. Manto kaynağında ise 0.05-0.25 ppm gibi düşük değerlerde rastlanmaktadır (Ryan ve Langmuir, 1993). Bununla birlikte, B elementinin manto ergimesi ve eriyik gelişimi süreçlerindeki davranışı, tüm kayaç kabuksal B elementi ile kolaylıkla kirletilebileceğinden ve manto eriyiklerinin farklı magmatik kütlelerin karışımını temsil edeceğinden, tüm kayaç B değerleri tam anlamıyla ilksel magma içeriklerini yansıtmayacaktır. Birçok çalışmaya konu olan eriyik kapanımları ise magmanın evrimleşmesi sırasında bileşimsel değişimlerden izole olarak gelişmiş olduğundan ilksel bolluğu temsil etmektedir. Çalışma alanına ait örneklerin zirkon eriyik kapanımları ilksel manto kaynağından ziyade üst kabuk kompozisyonlarının magmatik fraksiyonlanma ile gelişimi sonucunda içerdikleri bollukları sunmaktadırlar.



Şekil 9.6. İncelenen birimlerin zirkonlarına ait eriyik kapanımları ve pomza matriks cam bileşenlerinin B içeriklerini gösteren ikili kutu diyagramı (EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).

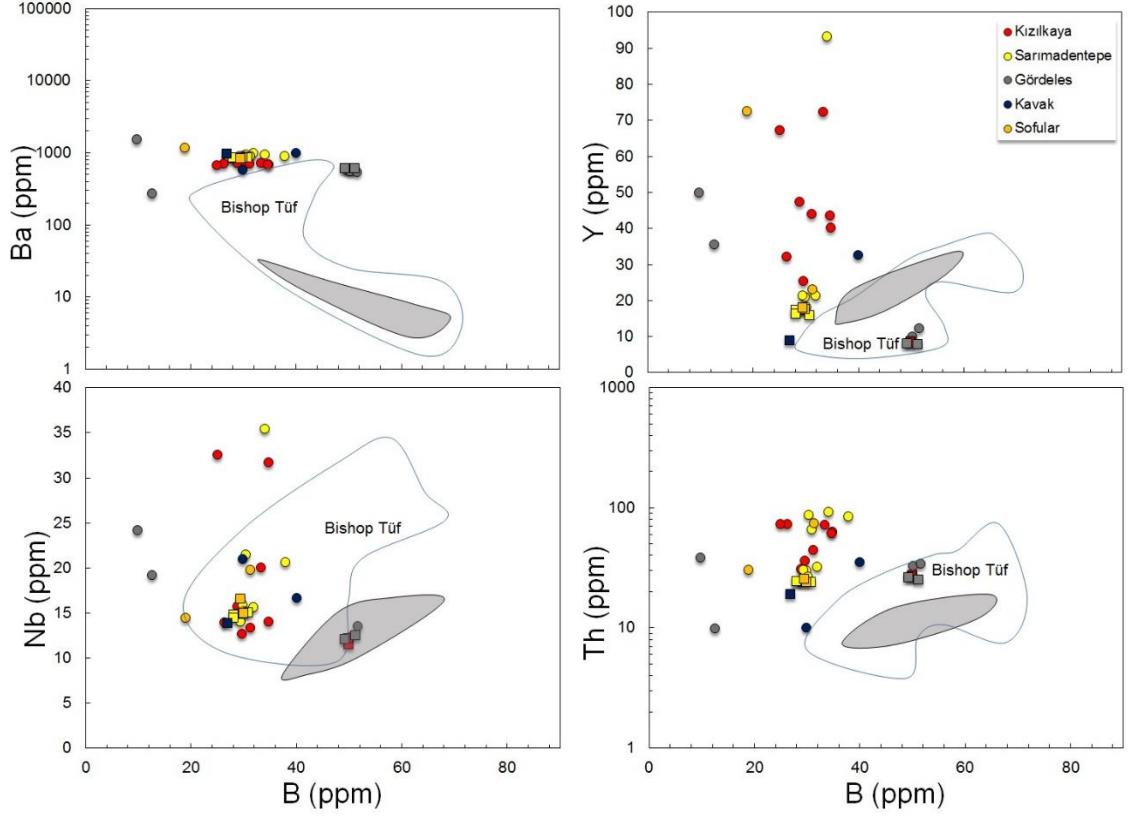
Felsik sistemlerde magmatik evrimi temsil eden element olarak kullanılan titanyum (nispeten uyumlu ve immobil) ile pomza matriks cam ve eriyik kapanımlarının B içerikleri karşılaştırılmıştır. Üst kabuk bileşimini temsil eden değerlerden itibaren birimlerin magmatik fraksiyonlamaya uğrayarak geliştiklerini gözlenmektedir. Hidrotermal alterasyonu temsil eden değerler nispeten daha yüksek Ti ve B miktarları ile kontrol edilmektedir (Şekil 9.7).



Şekil 9.7. İncelenen birimlerin zirkonlarına ait eriyik kapanımlarının B ve Ti miktarlarının değişimini gösteren diyagram. Üst ve bulk kıtasal kabuk referans noktaları Taylor ve McLennan (1995)'den alınmıştır.

Cam eriyik kapanımlarından ölçülen B miktarları magmanın evrimleşmesi sırasında immobil davranış sergileyen elementler ile karşılaştırma diyagramlarında gösterdiği korelasyon ile birimlerin oluşumu ve gelişimi sırasında akışkan faz tarafından sisteme herhangi bir B eklenmesinin gerçekleşmediğini göstermektedir. Bunun dışında, evrimleşmiş olan silisik eriyiklerin B ve Nb bakımından yüksek derecelerde zenginleştiği söylenmektedir (Taylor ve McLennan, 1995). Karşılaştırma diyagramlarında Kızılkaya ile Gördeles ve Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritlerine ait pomza matriks cam bileşenlerinin

benzer B, Nb, Y, Th, Ba içeriklerine sahip olduğu görülmektedir. Kızılkaya ignimbritine ait eriyik kapanımlarının neredeyse tamamının ilksel eriyik bileşimlerini temsil ettiği pomza matris cam bileşenlerinden farklı konsantrasyonlarda Y ve Th gibi elementleri içermesi ve matris camın zamana bağlı olarak evrimleşmiş olduğu görülmektedir (Şekil 9.8).



Şekil 9.8. Zirkon cam eriyik kapanımlarından elde edilen B miktarlarının Y, Nb, Ba ve Th karşı değişimlerini gösteren diyagram. Mavi çizgi ile gösterilen alan Anderson ve ark. (2000), gri alan ise Schmitt ve Simon (2002) Bishop tüfleri eriyik kapanımı çalışmalarından alınmıştır.

9.6. Zirkon Minerallerinin Aluminyum İçerikleri

Zirkonun kafes yapısı bir önceki bölümlerde de bahsedildiği üzere iz element yer değişimlerine olanak sağlamaktadır. Bu özelliği ile silisik magmaların oluşumunda etkin iz element paylaşımında önemli bir rol oynamaktadır.

Granitoid magmaların büyük bir çoğunluğu, kabuk içerisinde meydana gelen kısmi ergime süreçleri sonucunda gelişmektedir. Bu magmalardan itibaren oluşan kayaçların incelemesinde ise tüm kayaç ana oksit element bileşenleri, ilk aşamada kayaçların kökeni hakkında bilgi vermektedir. Buna bir örnek, tüm kayaç molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ oranları Aluminyum Doymuluk İndeksi (ASI)'nin 1'den büyük olduğu durumlarda kayaç peralumina olarak sınıflandırılmaktadır. ASI değerinin 1'den küçük olduğu durumlarda ise kayaç metalumina olarak sınıflandırılmaktadır (Shand, 1927).

Tüm kayaç ASI değerleri felsik kayaçların oluşumu ve gelişim süreçlerine dayandırılırken, ASI değerleri, eriyiklerin fiziksel özelliklerini etkilemektedir. ASI değeri 1'den büyük olan eriyiklerin viskoziteleri, benzer sıcaklık ve SiO_2 içeriklerine sahip olsalar bile ASI değeri 1'den küçük olanlardan daha yüksektir (Toplis ve Dingwell, 2004; Trail ve ark., 2017).

Bu kapsamda yapılan çalışma, aksesuar zirkon minerallerinin, metalumina ve peralumina kayaçları arasındaki farklılığı ortaya koyup koyamayacağını araştırmayı amaçlamaktadır. CaO , Na_2O ve K_2O 'ya göre fazla miktarda Al_2O_3 'ün yüksek alümina aktivitesinin zirkon minerallerinde daha yüksek Al konsantrasyonlarına neden olabileceği araştırmacılar tarafından ileri sürülmüştür (Trail ve ark., 2017).

9.6.1. Zirkonlarda Al Yer Değiştirmesi

Zirkon mineralinin kafes yapısında dört değerlikli katyonları içermesi, üç değerlikli Al'nin zirkon kafes yapısına girmesi için yük denge koşullarını sağlamasını gerektirmektedir. $ZrO_2-SiO_2-Al_2O_3-H_2O$ sisteminde sentezlenen zirkon minerallerinin Al ve OH konsantrasyonları ile doğrudan ilişkili olduğu ortaya konmuş ve yer değiştirme mekanizmasının ${}^{IV}Al^{3+} + H^+ \rightarrow {}^{IV}Si^{4+}$ şeklinde olacağını ileri sürülmüştür. Bu mekanizmaya göre Al ve su aktivitesinin zirkonlardaki Al çözünürlüğünü belirleyebileceğini ortaya konmuştur (Trail ve ark., 2011).

Al'un bir eriyik içindeki rolü, tüm kayaç bileşimi ile zirkonun kristalleştiği eriyik arasında genel bir ilişki olduğunu ortaya koymaktadır. Silikat eriyik içerisinde Al'un genellikle kayaç oluşturan minerallerin ana bağlayıcı katyon kaynağı olarak bulunmaktadır. ASI değerinin 1'den büyük olduğu durumlarda, Al iyonları gerekli olan yük-denge katyonlarına sahip olamamakta ve bu nedenle Al koordinasyon sayısını 5 ve/veya 6'ya katlayabilmektedir. Bu durum, Al atomlarının eriyikte artan alümina aktivitesi ile sonuçlanabilmektedir. Böylelikle, peralumina eriyiklerden itibaren gelişen zirkonların daha yüksek Al konsantrasyonlarına sahip oldukları açıklanmaktadır (Trail ve ark., 2017).

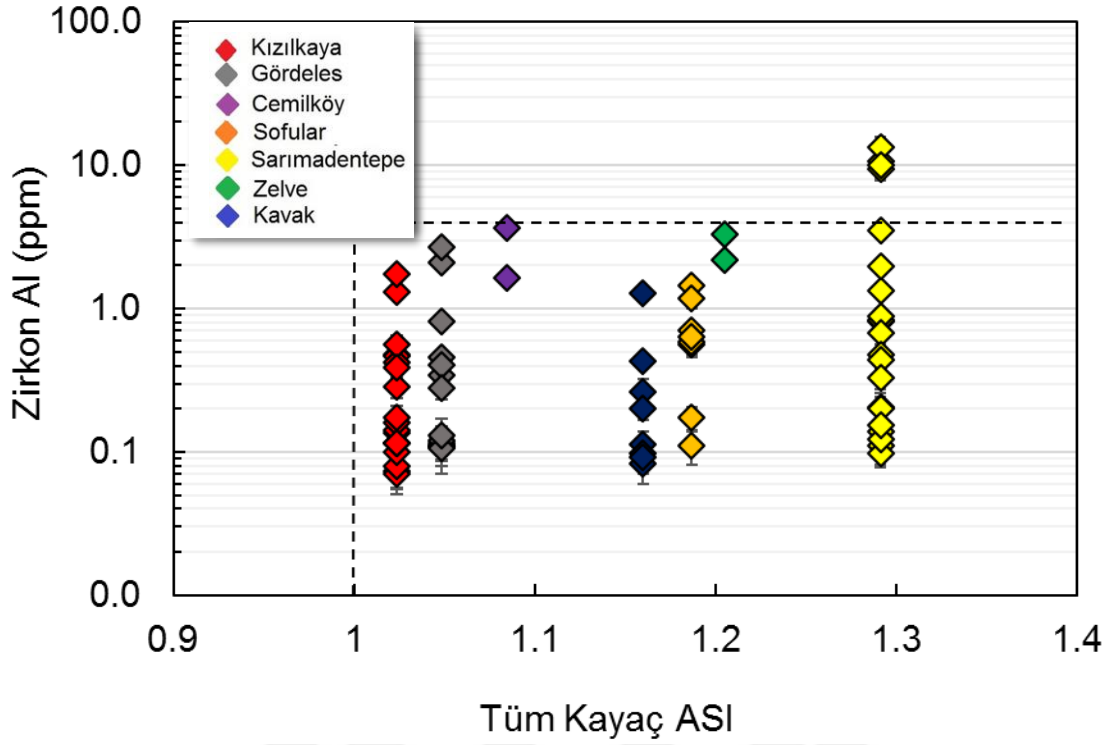
Trail ve ark. (2017), çeşitli bölgelerden almış oldukları kayaçların zirkon minerallerinden itibaren gerçekleştirmiş oldukları analizler sonucunda zirkon Al içeriklerinin 4 ppm ve üstünde olduğu değerleri peralumina kayaç, altındaki değerleri ise metalumina kayaç olarak sınıflandırmıştır. I/A tipi zirkon verilerinin incelenmesi sonucunda %95 oranında zirkonun ≤ 4 ppm Al değerleri sunduğu, buna karşın peralumina kayaçlarında bulunan zirkonların ise yaklaşık %15 oranında 4 ppm'den küçük Al konsantrasyonları sunduğunu ortaya koymuşlardır.

9.6.2. Al İçeren Zirkonların Muhtemel Kaynağı

Çalışma alanına ait kayaçların ASI değerleri genellikle 1-1.3 arasında değişmektedir (Çizelge 9.1). Birimler çoğunlukla metalumina-peralumina geçişinde yayılım göstermektedir. Bölgeye ait en yüksek ASI değerini Sarımadentepe ignimbriti sunmaktadır (Şekil 13.9). Bununla birlikte, birimler içerisinde en yüksek zirkon Al konsantrasyonları da yine Sarımadentepe ignimbritinde gözlenmektedir. Birimlere ait zirkonlar genellikle 4 ppm altında Al konsantrasyonları sunmaktadır. Bu nedenle, zirkon minerallerinden elde edilen Al konsantrasyonlarına göre metalumina kayaç olarak sınıflandırılmaktadır (Şekil 9.9).

Çizelge 9.1. Zirkonlara ait Al konsantrasyonlarının minimum, maximum ve ortalama değerleri.

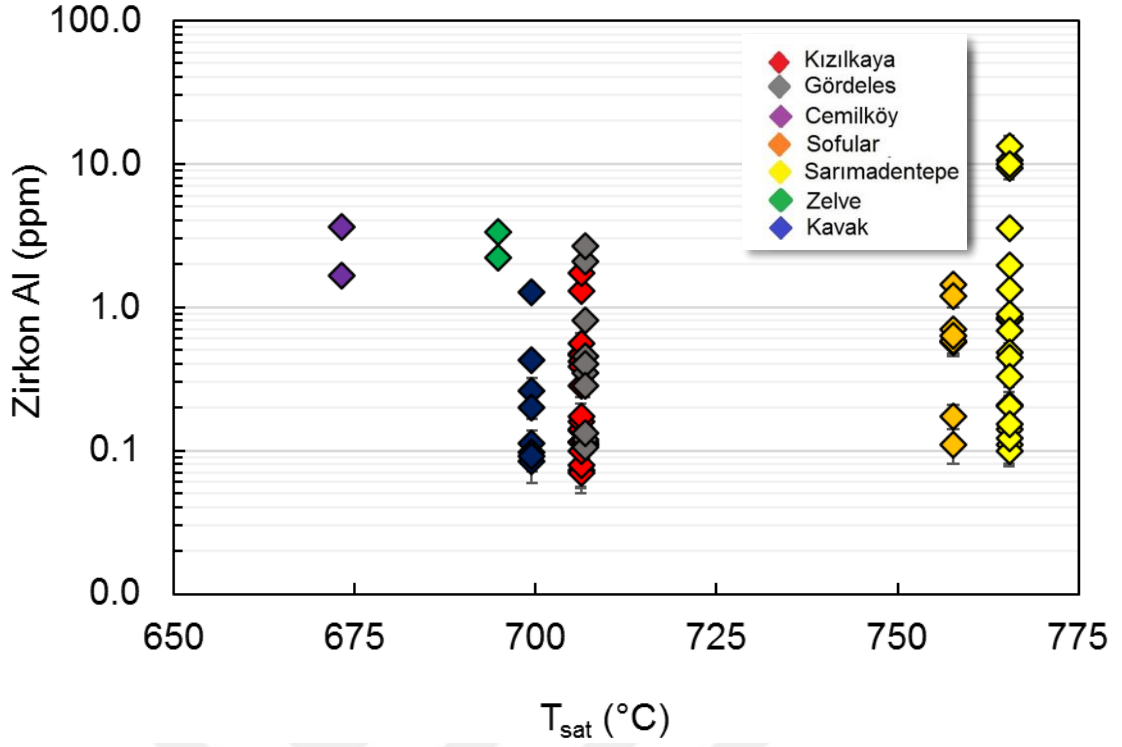
	Kızılkaya	Gördeles	Cemilköy	Sarımadentepe	Sofular	Zelve	Kavak
Max	1.73	2.67	3.66	13.30	1.45	3.33	1.27
Min	0.07	0.11	1.65	0.12	0.11	2.20	0.08
Ort	0.36	0.56	2.65	2.65	0.68	2.76	0.32



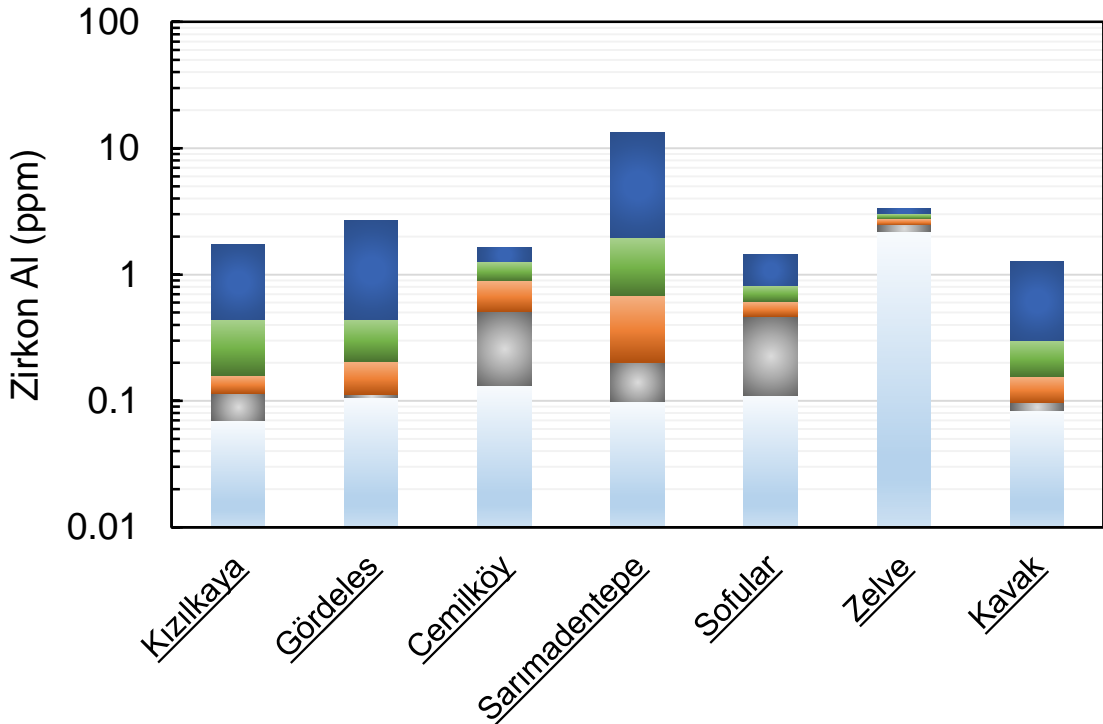
Şekil 9.9. Tüm kayaç ASI değerlerine karşı zirkon Al konsantrasyonlarını gösteren diyagram. Al içeriğinin 4'ten büyük olduğu bölgeler peralumina, küçük olduğu bölgeler ise metalumina kayaçları temsil etmektedir (Trail ve ark., 2017).

Zirkon Al verileri, birimlerin zirkon minerallerinin metalumina kayaçtan itibaren oluştuğunu göstermektedir. Birimlerin zirkon doygunluk sıcaklıkları ile zirkon Al içerikleri karşılaştırıldığında yüksek Al içeriği sunan Sarımadentepe ignimbiritinin zirkonlarının yaklaşık olarak 765°C doygunlaştığını ve sıcaklık değerinin diğer birimlere oranla yüksek olduğu dikkat çekmektedir. Bununla birlikte, arazide altüst ilişkisi içerisinde bulunan Kızılkaya ve Gördeles ignimbiritlerinin de benzer zirkon doygunlaşma sıcaklıkları (sırasıyla; 706.25°C, 706.80°C) ve zirkon Al (sırasıyla ortalama Al değerleri; 0.363 ve 0.561) içerikleri sundukları da birimleri benzer koşullar altında oluşmuş olabileceğini düşündürmektedir (Şekil 9.10).

Birimlere ait zirkon Al konsantrasyonlarına bakıldığında, birimlerin yaklaşık %45-50 oranlarında 0.1'den küçük değerler içerdiği, birimlere ait en yüksek değer aralıklarının da %10-15 arasında değiştiği gözlenmektedir. Birimlerin zirkon Al içeriklerinin dağılımlarının kendi içerisinde de heterojenlik göstermektedir (Şekil 9.11).



Şekil 9.10. Zirkon doygunluk sıcaklığına karşı çizilen zirkon Al konsantrasyon diyagramı.



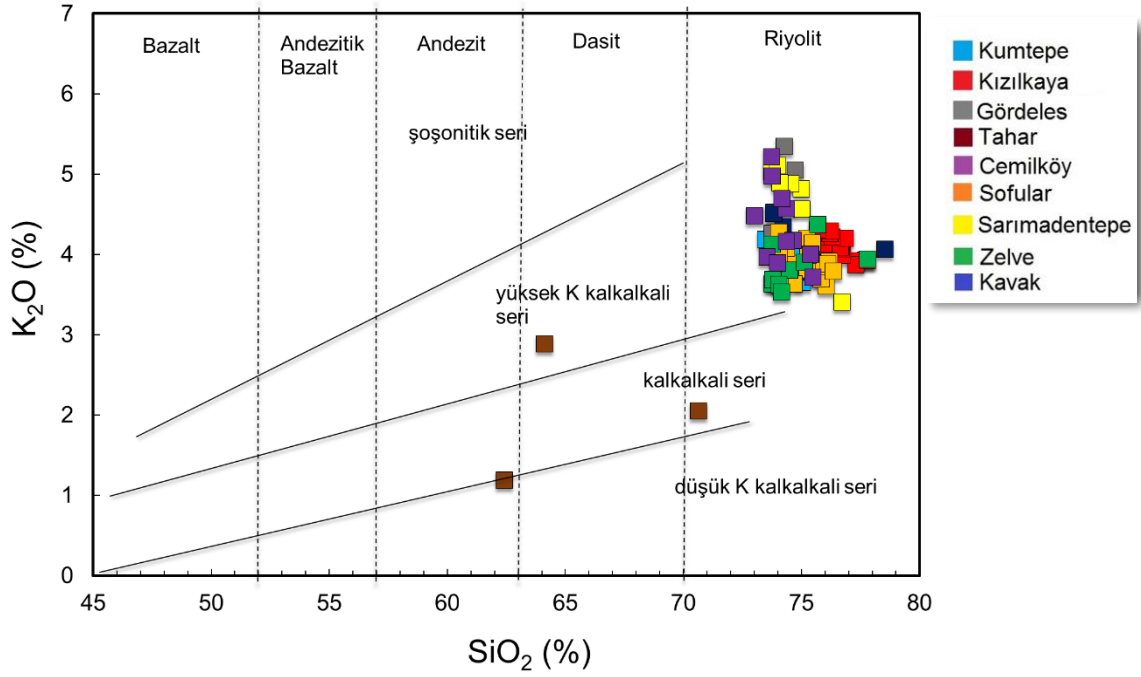
Şekil 9.11. Çalışma alanında bulunan birimlere ait zirkonların Al içeriklerinin dağılımlarını gösteren kutu diyagramı.

Silisik magmaların bileşimsel olarak sınıflandırılmasında molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ oranının 1'den büyük veya küçük olması önemli rol oynamaktadır. Elde edilen veriler zirkonlardaki Al konsantrasyonlarının, tüm kayaç verileri ile birlikte kullanıldığında, kaynak kayaca ait kimyasal özelliklerin belirlenmesi ve silisik magmaların sınıflandırılmasında yararlı olabileceğini göstermektedir. Zirkonun kayaçlarda mevcut olduğu durumlarda, Al içerikleri ile asimilasyon, fraksiyonlanma ve kristalleşme sırasında meydana gelen alüminyum aktivitesini izleyebilmektedir.

10. CAM JEOKİMYASI

10.1. Matriks Cam

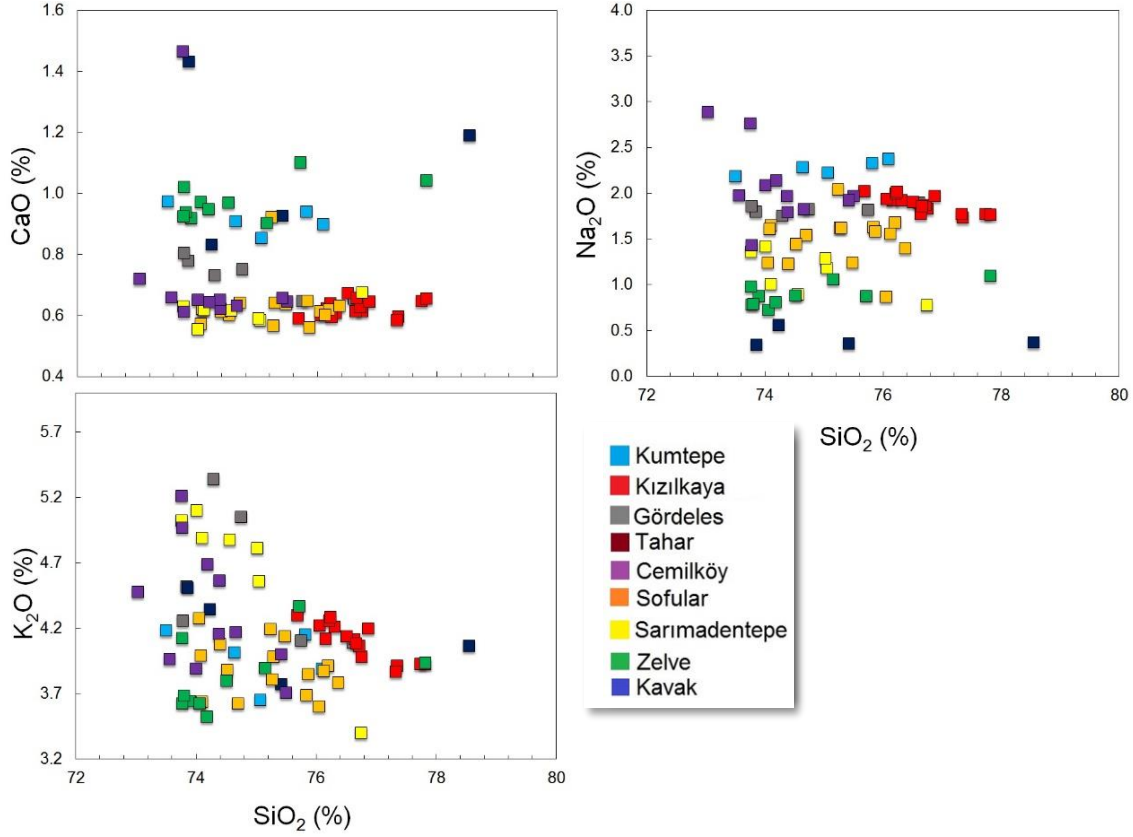
Volkanik kayaçlarda hamur, bazı plütonik kayaçlarda ise kalıntı olarak mineraller arasında bulunan cam, ilksel magmanın ani soğuma nedeniyle kristalleşmeden kalmış katı formunu temsil etmektedir. Cam kimyası üzerine gerçekleştirilen çalışmaların birçoğu; cam ve tüm kayaç kimyasının ana, iz element ve izotop içerikleri bakımından karşılaştırmalı jeokimyasal yorumlamasını konu edinmektedir. Çalışma kapsamında incelenen patlamalı volkanik ürünlerin pomzalarından gerçekleştirilen cam analizleri (% ana element oksit değerleri) Peccerillo ve Taylor (1976) volkanik kayaçlar için öngördüğü silise (SiO_2) karşı K_2O 'a diyagramında jeokimyasal olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 10.1). Buna göre, matriks cam analizlerinin tamamı, jeokimyasal olarak yüksek potasyumlu kalkalkalin alanda karakterize edilmektedir. İncelenen örneklerin SiO_2 içeriklerine bakıldığında, belirgin bir korelasyon gözlenmezken, Tahar ignimbiriti dışında (%62-74 SiO_2), birimlerin genellikle birbirine yakın SiO_2 (%74-77) içeriği sundukları görülmektedir. Örneklerden elde edilen cam analizlerinin yüksek SiO_2 içerikleri (genellikle >%70) ile riyolitik olarak karakterize edildikleri görülmektedir (Şekil 10.1).



Şekil 10.1. Kapadokya ignimbiritlerinin matriks cam analizlerine ait SiO₂'ye karşı K₂O sınıflama diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).

İncelenen ürünlerin cam analizlerine ait ortalama ana element oksit ve standart sapma değerleri Çizelge 10.1 ile Çizelge 10.5 arasında gösterilmektedir. İncelenen örneklerle ait cam analizlerine bakıldığında, SiO₂ içeriklerindeki farklılığa benzer şekilde, Tahar ignimbiritinin diğer örneklerle göre daha yüksek MgO (%0.17-0.65), CaO (%4.12-7.98) ve FeO_T (%1.25-2.65) değerlerine sahip olduğu görülmektedir. Tahar ignimbiriti dışında, diğer örneklerin cam ana oksit değerleri arasında önemli bir farklılık gözlenmezken, sadece CaO-SiO₂ grafiğinde değerlerin birimleri üç gruba ayırdığı söylenebilmektedir. Zelve ve Kumtepe ignimbiritlerinin pomzasında sırasıyla ortalama %0.91 ve %0.97 oranlarında CaO görülmektedir. Gördeles ignimbiritine ait pomza cam analizleri ortalama %0.73 oranında CaO değerleri sunarken, Cemilköy, Sofular, Sarımadentepe ve Kızılıkaya ignimbiritlerinin ise yaklaşık %0.6 civarında CaO içerdikleri görülmektedir. Zelve ve Kavak ignimbiritlerine ait pomzaların matriks cam analizleri birimlerin \leq %1 Na₂O değerleri ile karakterize edildiklerini gösterirken yine Zelve ignimbiritinin <%3.5 K₂O değerleri sunması birimi etkileyen farklı koşulların varlığını göstermektedir. İncelenen örneklerin genelde yakın cam kimyası değerlerine karşılık sundukları küçük farklılıklar, iki ayrı sürecin doğrudan bir yansıması olduğu düşünülebilir (Şekil 10.2). Buna göre, matriks camın

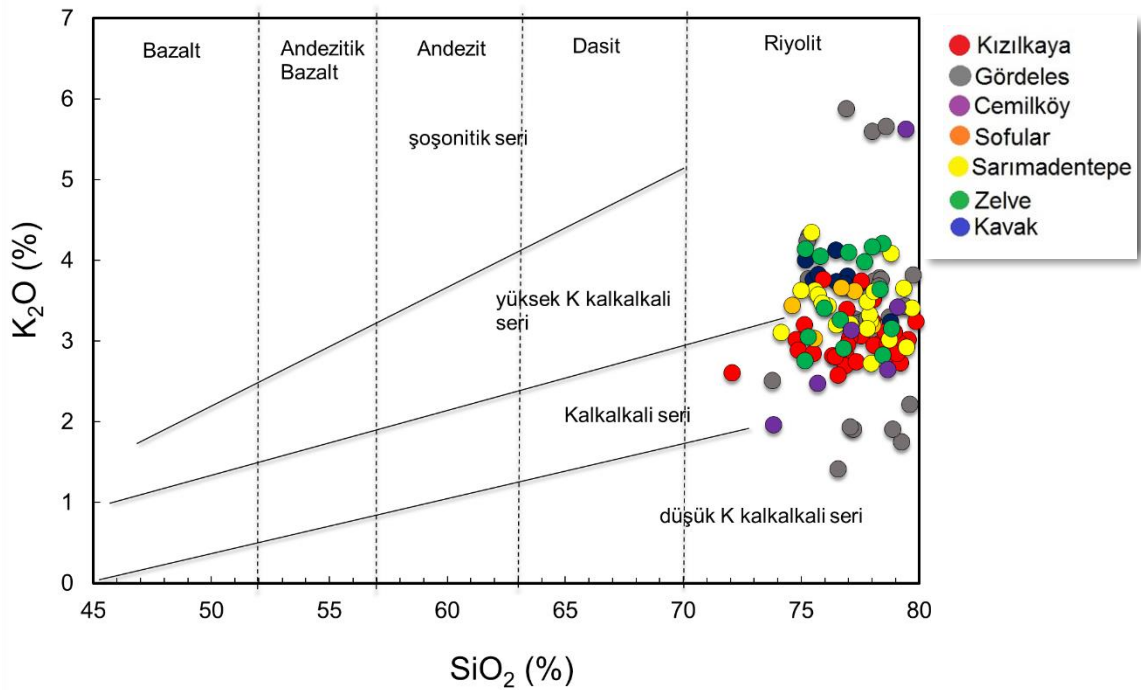
hidratasyonu ile alkalilerin bünyeden göçü veya feldispat kristalleşmesi ve/veya fraksiyonlanması gibi süreçlerin alkali elementlerin kaybına yol açabileceği düşünülmektedir. Feldispat kristalleşmesi alkali çeşitliliğine neden olduysa, Al_2O_3 de reaksiyon ürünleri arasında yer alması gerekmektedir ve bu nedenle de cam kapanımlara oranla matris camlarda daha az oranlarda görülmesi beklenmektedir. Bu durumda ikincil hidratasyonun etkisi daha fazla öne çıkmaktadır.



Şekil 10.2. Kapadokya ignimbiritlerine ait pomzaların matris cam ana oksit bileşimlerini dağılımlarını gösteren silise karşı CaO , K_2O ve Na_2O diyagramları.

10.2. Zirkon Cam Eriyik Kapanımları

Çalışma bölgesine ait ignimbritlerin zirkon mineralleri içerisinde bulunan eriyik kapanımları üzerinden gerçekleştirilen kimyasal analizler, kapanımların yüksek silis içeriğine sahip riyolitik bileşimi (%74-80 SiO₂) sergilediğini göstermektedir (Şekil 10.3). Eriyik kapanım kimyasal analizleri her birim için ayrı ayrı olarak incelenmiş ve karşılaştırma grafiklerinde farklı birimler olarak sınıflandırılmıştır. Matriks cam analizlerinin aksine, cam eriyik kapanımlarının sadece CaO içeriklerine göre ayırmak mümkün olamamaktadır. Bu nedenle birimlerin karşılaştırılması pomza tüm kayaç, pomza matriks cam ve cam eriyik kapanımlarını içeren grafikler üzerinden gerçekleştirilmiştir.



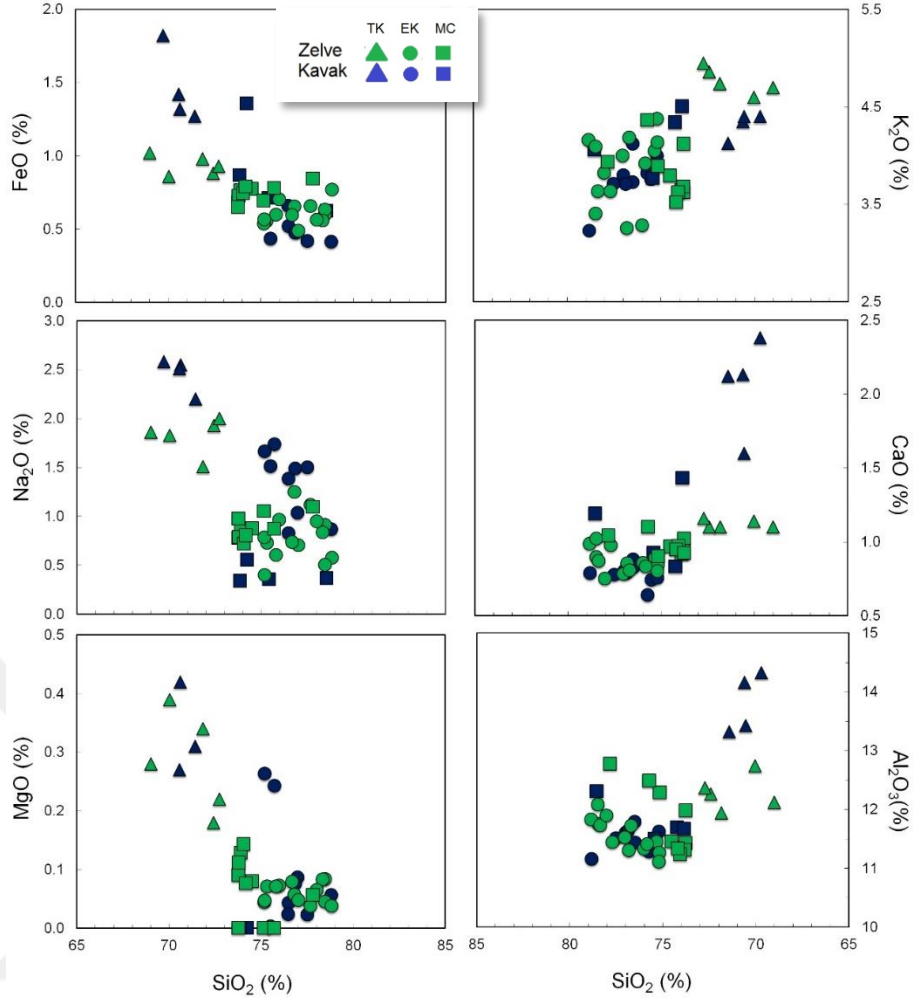
Şekil 10.3. Çalışma alanında bulunan ignimbritlerin zirkon eriyik kapanımlarına ait SiO₂'ye karşı K₂O sınıflama diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).

Önceki çalışmalarda bahsi geçen farklı araştırmacılar tarafından yürütülen jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar sonucunda, bölgede yaygın olarak görülen piroklastik akıntı birimleri isimlendirilmiştir. İgnimbirit birimleri için önceki araştırmacıların tanımlamış oldukları terminoloji kullanılmıştır. Bu bölümde, mikro-analitik yöntemlerine uygun yedi ignimbirit (Cemilköy, Gördeles, Kavak, Zelve, Kızılıkaya, Sofular ve Sarımadentepe) biriminin cam eriyik kapanımları için

ana oksit elementleri içeriklerinden bahsedilmiştir. Matriks camı ve cam eriyik kapanım analizleri için, ortalama toplamlar ağırlıkça yaklaşık %95 (%90-97.5) olarak elde edilmiştir. Temsil edici pomza tüm kayaç jeokimyası kullanılarak birimlere ait pomzaların ortalama yüzde ana element bileşimleri karşılaştırılmıştır. Bu bölümde kullanılan cam eriyik kapanımların ve matriks camının ana element kompozisyonları, Çizelge 10.1 'den Çizelge 10.10'a kadar verilmiştir.

Kavak ignimbiritinin pomza tüm kayaç bileşimini temsil eden SiO₂ bileşimi yaklaşık %70 gibi dar bir aralıkta değerler sunmaktadır. Birimlere ait matriks cam ve zirkon cam eriyik kapanımları SiO₂ içeriği sırasıyla %70-74 ve %77-78 aralığında ve beklenildiği üzere tüm kayaç değerlerinden çok daha yüksektir. Üç türün K₂O bileşimi grafikten de görüleceği üzere pomza tüm kayaç ve cam matriks analizlerinde yaklaşık %4.5 gibi bir değer sunarken, cam eriyik kapanımlarını ise %3-3.5 değer aralığında yayılım gösterdiği görülmektedir. Tüm kayaç analizleri CaO ve Na₂O değerleri, aynı aralıkta benzer değişim trendi göstermektedir. Matriks cama ait Na₂O bileşiminin (%0.5) cam eriyik kapanımlarından (%1-1.5) düşük olması da oldukça dikkat çekicidir.

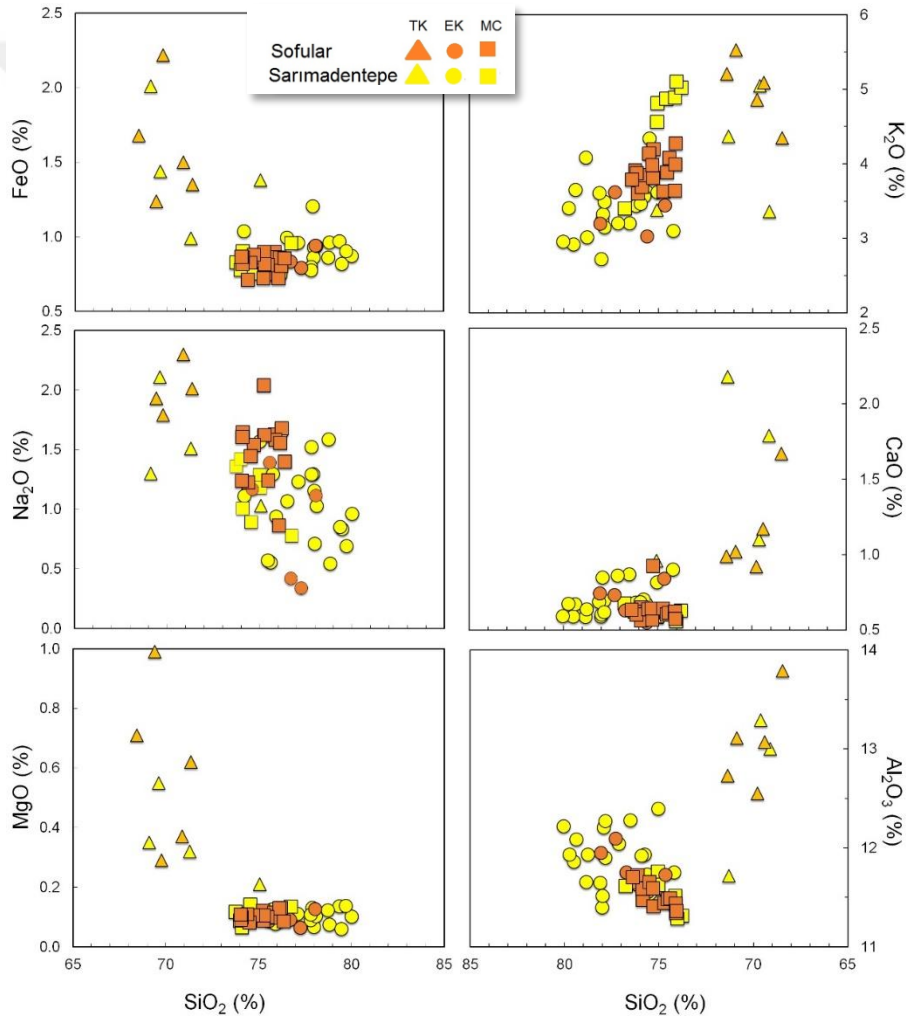
Zelve ignimbiriti tüm kayaç bileşimini temsil eden SiO₂ içeriği %69-73 arasında değişmektedir. Cam eriyik kapanımları ve matriks camı birbirlerine yakın SiO₂ içeriğine sahiptir (% 74-79). Tüm kayaç içeriğinden farklı olarak (%4-4.5), matriks camı ve cam eriyik kapanım türlerinin K₂O bileşimi, SiO₂'ye karşı çizilen K₂O grafiğinde (% 3.5 ile 4.5 arasında) benzer bir eğilim göstermektedir. Tüm kayaç, eriyik kapanımları ve matriks camı için CaO ve Na₂O değerleri, aynı değer aralığında yayılım göstermektedirler. Birimlerin CaO içerikleri tüm kayaç pomza kompozisyonlarından çok az farklılık sunmaktadır (yaklaşık %0.1) (Şekil 10.4). Buna karşın pomza tüm kayaç Na₂O değerleri, matriks cam ve cam eriyik kapanımlarından %1-1.5 konsantrasyon farklılıklarına sahiptir.



Şekil 10.4. Kavak ve Zelve ignimbiritlerine ait matriks cam, eriyik kapanımı ve pomza tüm kayaç bileşenlerinin silise karşı çizilen ana oksit elementlerinin dağılımlarını gösteren diyagram (TK: Tüm Kayaç, EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).

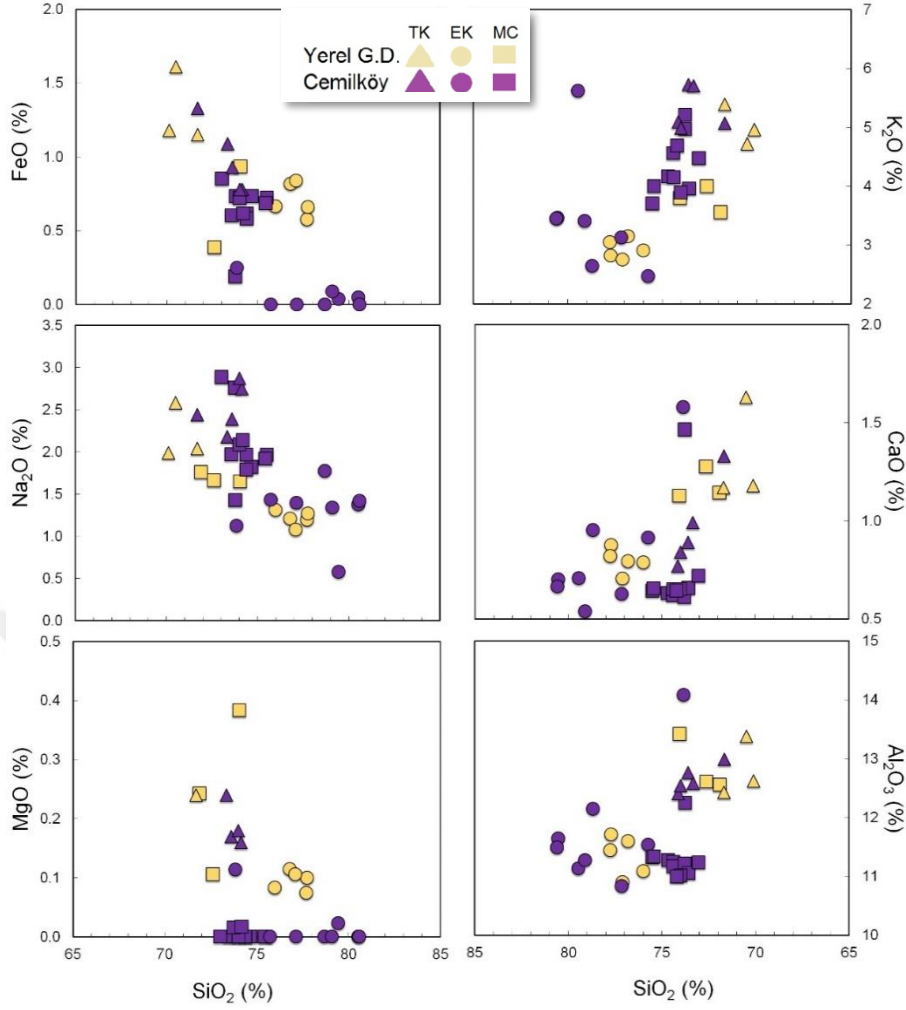
Sarımadentepe ignimbiriti, pomza tüm kayaç analizleri sonucunda SiO_2 içeriğinin %69-75 değerleri arasında değiştiği görülmektedir. Bununla birlikte, cam eriyik kapanımları ve matriks cam bileşimi, daha önce bahsi geçen ignimbiritlere benzerlik göstermektedir (eriyik kapanımı için %75-78 ve matriks cam için %72-75). Sarımadentepe ignimbiritine ait matriks cam ve eriyik kapanım analizlerinden sadece K_2O değerlerinde farklılık gözlenmektedir. Onun dışında kalan ana element kompozisyonları (FeO , Na_2O ve CaO) birbirleriyle örtüşmektedir. (Şekil 10.5). Matriks cam bileşimi yaklaşık %5 değerindeyken tüm kayaç pomza K_2O değerleri ise eriyik kapanımları ile benzerlik göstermektedir (yaklaşık %3.5).

Sofular ignimbriti orta-yüksek silis içeren riyolitik kayaçlar içinde %66-71 arasında değişen nispeten düşük SiO_2 değerleri ile pomza tüm kayaç bileşiminin göstermektedir. Bununla birlikte, cam eriyik kapanımları ve matriks camı, tüm kayaç kompozisyonundan daha yüksek değerler göstermektedir (%74-77) Eriyik kapanımlarının toplam FeO bileşimi (%0.8-1), tüm kayaçtan pomza değerlerinden (%1.0-2.2) daha düşüktür ve matriks camı (ağırlıkça % 0.8-1) ile aynı değer aralığında yayılım göstermektedir. Pomza tüm kayaç (K_2O : %4.75-5.5 ve Na_2O : %1.5-2.5) ve matriks camında (K_2O : %4-4.5 ve Na_2O : %1.25-2.0), eriyik kapanımlarında biraz daha düşük fakat geniş bir K_2O ve Na_2O değerler (sırasıyla; %3-4 ve %0.5-1.5) sunmaktadırlar (Şekil 10.5).



Şekil 10.5. Sarımadentepe ve Sofular ignimbritlerine ait matriks cam, eriyik kapanımı ve pomza tüm kayaç bileşenlerinin silise karşı çizilen ana oksit elementlerinin dağılımlarını gösteren diyagram (TK: Tüm Kayaç, EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).

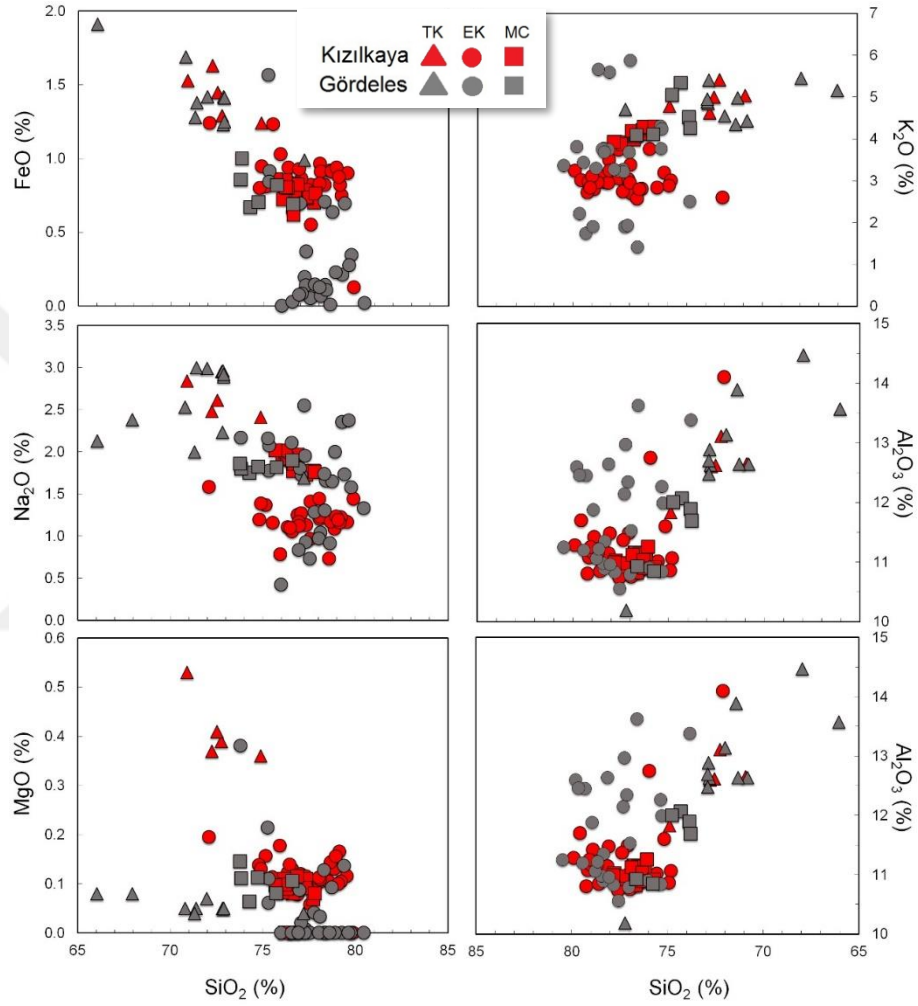
Cemilköy ignimbiritinin tüm kayaç bileşimi, yaklaşık %73-75 arasında değişen SiO₂ içeriği ile tipik olarak ortaç silis içeriğine sahip riyolitleri temsil etmektedir. Cam eriyik kapanımları ve matris camı, yaklaşık olarak %75-82 ve %72-75 arasında değişen yüksek silis bileşimleri ile karakteristiktir (Şekil 10.6). İlksel eriyiği temsil eden eriyik kapanımlarından itibaren SiO₂ bileşiminin, silisik eriyiğin fraksiyonel kristalleşme süreci boyunca aşamalı olarak azaldığını gösterdiği açıktır. Bununla birlikte, ignimbiritlere ait pomza tüm kayaç kompozisyonunun toplam FeO içeriği %0.75-1.2 arasında değişmektedir. Cemilköy ignimbiritin matriks camı ve cam eriyik kapanımının her iki türde de azalan bir eğilim göstermektedir. FeO içeriği açısından kolayca ayırt edilebilen (yaklaşık %0.75) değerlere sahiptir. Cemilköy piroklastik akıntı birimleri ve geri düşme pomzalarının tüm kayaç analizlerinin (K₂O: %5.5-6 ve Na₂O: %2.5-3) ve matriks camı analizlerinin (K₂O: %4-5.5 ve Na₂O: %1.5-2) zirkonlarda bulunan cam eriyik kapanımlarına oranla (K₂O: %2-3.5 ve Na₂O: % 2) yüksek oranlarda Na₂O ve K₂O içerdikleri görülmektedir. Pomza tüm kayaç, eriyik kapanımı ve matriks camın CaO içeriği, %0.5-1 aralığında dağılım göstermektedir. Zirkon iz element, oksijen izotop ve U-Pb yaş verileri doğrultusunda Cemilköy ignimbiritine benzer değerler sunan Yerel Geri Düşme birimine ait matriks cam, eriyik kapanımı ana oksit değerleri Cemilköy ile benzerlik göstermektedir.



Şekil 10.6. Cemilköy ignimbiriti ve Yerel Geri Düşme birimine ait matriks cam, eriyik kapanımı ve pomza tüm kayaç bileşenlerinin silise karşı çizilen ana oksit elementlerinin dağılımlarını gösteren diyagram (TK: Tüm Kayaç, EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).

Gördeles ignimbiritine ait pomza tüm kayaç, orta-yüksek silis içeren riyolitik kayalar içerisinde bulunup, SiO_2 bileşimi %65-75 arasında dağılım göstermektedir. Bununla birlikte, cam eriyik kapanımları ve matriks camı, tüm kayaç kompozisyonundan daha yüksek değerler göstermektedir (sırasıyla; %79-81 ve ~%75). Eriyik kapanımlarının toplam FeO bileşimi (<%0.5), tüm kayaçtan (%1.5-3) ve matriks camından (%1-0.5) daha düşüktür. Cemilköy ignimbiritinde olduğu gibi bu ignimbiritin tüm kayaç (K_2O : %4.5-6 ve Na_2O : %2.0-3) ve matriks camında (K_2O : %4-5 ve Na_2O : %1.75-2.25) benzer bir eğilim gözlenmiştir. Eriyik kapanımları biraz daha düşük fakat geniş bir aralıkta yayılım gösteren K_2O ve Na_2O değerleri sırasıyla %1-4 ve %0.5-2.5 şeklindedir (Şekil 10.7).

Çalışma alanında geniş yayılıma sahip olan Kızılkaya ignimbiriti, pomza tüm kayaç (%70-75), eriyik (%75-79) ve matriks camı (%76-77) SiO₂ bileşimi ile Kavak ignimbiritine benzer kompozisyon sunmaktadır. Grafiklerde cam eriyik kapanımı ve matriks camın benzer FeO ve K₂O içeriği sunduğu (sırasıyla %0.6-1 ve %3-5). K₂O, CaO ve Na₂O'nun tüm kayaç bileşimi, bu ikisinden biraz daha yüksektir (Şekil 10.7).



Şekil 10.7. Kızılkaya ve Gördeles ignimbiritlerine ait matriks cam, eriyik kapanımı ve pomza tüm kayaç bileşenlerinin silise karşı çizilen ana oksit elementlerinin dağılımlarını gösteren diyagram (TK: Tüm Kayaç, EK: Eriyik Kapanımı, MC: Matriks Cam).

Her bir ignimbirit için analiz edilmiş cam eriyik kapanımları SiO₂ içerikleri %75 ila 83 arasında değişen yüksek silis içerikli riyolitik bileşimi temsil etmektedirler. SiO₂'nin aksine, bazı ignimbiritlerin (Cemilköy, Gördeles) K₂O içerikleri matriks camlarda tüm kayaça nazaran daha yüksektir. K₂O'nun değeri eriyik

kapanımlarında en düşük değerleri göstermektedir. Sarımadentepe ignimbiritinde ise eriyik ve matriks camında yüksek K_2O içeriği ile karşılaşılmaktadır. Eriyik kapanımlarında görülen alkali kaybının, ikincil süreçlerin sonucunda geliştiği ve normalleştirme sonucunda SiO_2 ve Al_2O_3 meydana gelen artış nedeniyle birimlere ait ana oksit değerleri susuz baza normalize edilmemiştir.



Çizelge 10.1. Cemilköy ve Gördeles ignimbritleri matris cam (MC) ana oksit analiz sonuçları

Birim	Analiz No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Toplam	
Cemilköy	MC	36	75.51	0.00	11.32	0.72	0.00	0.00	0.64	1.97	3.71	93.87
		37	75.42	0.13	11.33	0.69	0.00	0.00	0.66	1.92	4.00	94.15
		38	74.67	0.00	11.27	0.73	0.00	0.00	0.63	1.82	4.17	93.29
		39	74.39	0.11	11.24	0.62	0.12	0.00	0.62	1.79	4.56	93.45
		40	74.38	0.00	11.17	0.58	0.00	0.00	0.65	1.96	4.15	92.91
		41	73.78	0.15	11.22	0.73	0.00	0.00	0.61	1.43	4.97	92.88
		42	73.57	0.12	11.06	0.60	0.00	0.00	0.66	1.97	3.96	91.93
		43	74.01	0.00	11.01	0.72	0.00	0.00	0.65	2.09	3.89	92.37
			73.04	0.29	11.23	0.85	0.07	0.00	0.72	2.88	4.48	93.56
			73.76	0.98	12.25	0.19	1.29	0.02	1.46	2.76	5.21	97.92
	74.20	0.54	11.00	0.62	1.46	0.02	0.64	2.14	4.69	95.30		
	ortalama	74.25	0.21	11.28	0.64	0.27	0.00	0.72	2.07	4.34		
	std	0.72	0.29	0.33	0.16	0.53	0.01	0.24	0.40	0.45		
Gördeles	MC	46	76.61	0.21	10.93	0.69	0.00	0.11	0.65	1.89	4.09	95.18
		47	75.75	0.18	10.85	0.82	0.00	0.08	0.65	1.82	4.10	94.24
		24	74.29	0.16	12.07	0.67	0.00	0.06	0.73	1.75	5.34	95.07
		25	74.75	0.00	12.00	0.70	0.00	0.11	0.75	1.82	5.05	95.19
		26	73.85	0.00	11.89	1.00	0.00	0.11	0.78	1.80	4.52	93.95
		27	73.78	0.12	11.69	0.86	0.00	0.15	0.80	1.86	4.25	93.51
	ortalama	74.84	0.11	11.57	0.79	0.00	0.10	0.73	1.82	4.56		
	std	1.03	0.08	0.50	0.12	0.00	0.03	0.06	0.04	0.48		

Çizelge 10.2. Kavak ve Kızılkaya ignimbitleri matriks cam (MC) ana oksit analiz sonuçları

Birim	Analiz No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Toplam
Kavak	6	78.55	0.63	12.31	0.63	0.00	0.00	1.19	0.37	4.06	97.73
	1	75.42	0.00	11.50	0.71	0.01	0.00	0.93	0.35	3.77	92.70
	4	74.24	0.00	11.70	1.36	0.82	0.00	0.83	0.56	4.34	93.84
	10	73.86	0.00	11.67	0.87	0.05	0.00	1.43	0.34	4.51	92.73
	ortalama	75.52	0.16	11.79	0.89	0.22	0.00	1.09	0.40	4.17	
	std	1.84	0.27	0.31	0.28	0.34	0.00	0.23	0.09	0.28	
Kızılkaya	18	77.74	0.00	11.02	0.70	0.00	0.07	0.65	1.77	3.92	95.88
	2	77.35	0.15	10.92	0.73	0.00	0.11	0.60	1.73	3.91	95.50
	3	77.33	0.18	10.98	0.74	0.00	0.09	0.58	1.77	3.87	95.53
	4	77.82	0.18	10.99	0.76	0.00	0.08	0.65	1.76	3.92	96.17
	5	76.76	0.17	11.16	0.77	0.00	0.10	0.61	1.83	3.98	95.39
	6	76.65	0.19	10.82	0.62	0.00	0.08	0.61	1.77	4.11	94.85
	7	76.72	0.11	11.16	0.75	0.00	0.00	0.63	1.87	4.06	95.30
	8	76.52	0.20	11.14	0.83	0.00	0.11	0.67	1.90	4.14	95.50
	9	76.16	0.16	11.03	0.75	0.00	0.11	0.62	1.92	4.12	94.88
	10	76.67	0.12	11.01	0.83	0.00	0.00	0.66	1.86	4.08	95.23
	11	76.87	0.16	11.12	0.82	0.00	0.11	0.64	1.96	4.19	95.90
	12	76.06	0.13	11.25	0.72	0.00	0.08	0.60	1.93	4.22	95.00
	13	76.32	0.18	11.03	0.80	0.00	0.09	0.61	1.92	4.21	95.14
	14	76.22	0.22	10.89	0.85	0.00	0.00	0.64	1.99	4.26	95.07
	15	76.24	0.17	10.89	0.80	0.00	0.10	0.59	2.01	4.28	95.10
	16	75.69	0.17	10.92	0.86	0.00	0.10	0.59	2.02	4.30	94.64
	ortalama	76.70	0.15	11.02	0.77	0.00	0.08	0.62	1.88	4.10	
	std	0.61	0.05	0.12	0.06	0.00	0.04	0.03	0.10	0.14	

Çizelge 10.3. Sofular ignimbiriti matriks cam (MC) ana oksit analiz sonuçları

Birim	Analiz No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Toplam	
Sofular	MC	17	75.24	0.13	10.72	0.72	0.00	0.12	0.92	2.04	4.19	94.09
		19	76.06	0.22	11.65	0.72	0.00	0.10	0.61	0.86	3.60	93.83
		20	75.85	0.16	11.48	0.90	0.11	0.11	0.65	1.63	3.69	94.56
		21	76.21	0.24	11.70	0.80	0.00	0.13	0.62	1.68	3.91	95.29
		22	75.87	0.20	11.59	0.86	0.00	0.10	0.56	1.58	3.85	94.60
		23	76.13	0.17	11.72	0.86	0.00	0.13	0.60	1.55	3.87	95.04
		24	76.38	0.16	11.70	0.85	0.00	0.08	0.63	1.40	3.78	94.99
		25	75.48	0.23	11.65	0.81	0.00	0.10	0.64	1.24	4.13	94.28
		26	75.27	0.23	11.41	0.90	0.00	0.09	0.57	1.62	3.81	93.89
		27	75.30	0.20	11.59	0.81	0.00	0.11	0.64	1.62	3.98	94.24
		28	74.71	0.27	11.44	0.88	0.00	0.11	0.64	1.54	3.62	93.20
		29	74.53	0.18	11.48	0.83	0.12	0.08	0.60	1.44	3.88	93.14
		30	74.40	0.21	11.49	0.71	0.00	0.11	0.61	1.23	4.07	92.83
		31	74.10	0.12	11.44	0.86	0.00	0.10	0.62	1.64	3.64	92.52
32	74.08	0.22	11.34	0.82	0.00	0.09	0.62	1.60	3.99	92.76		
33	74.06	0.19	11.36	0.86	0.00	0.11	0.57	1.24	4.27	92.66		
		ortalama	75.23	0.19	11.49	0.82	0.01	0.10	0.63	1.49	3.89	
		std	0.82	0.04	0.24	0.06	0.04	0.01	0.08	0.26	0.21	

Çizelge 10.4. Sarımadentepe ve Zelve ignimbritleri matris cam (MC) ana oksit analiz sonuçları

Birim	Analiz No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Toplam	
Sarımadentepe	MC	13	76.75	0.19	11.62	0.96	0.00	0.13	0.67	0.77	3.40	94.49
		14	75.05	0.25	11.76	0.81	0.00	0.12	0.58	1.18	4.56	94.31
		15	75.03	0.21	11.63	0.77	0.00	0.11	0.59	1.28	4.81	94.43
		16	74.57	0.13	11.46	0.75	0.00	0.14	0.61	0.89	4.87	93.43
		19	74.11	0.22	11.51	0.90	0.00	0.06	0.62	1.01	4.89	93.32
		20	73.77	0.30	11.31	0.83	0.00	0.12	0.63	1.36	5.02	93.33
		21	74.01	0.17	11.28	0.78	0.00	0.09	0.55	1.42	5.10	93.41
		ortalama	74.76	0.21	11.51	0.83	0.00	0.11	0.61	1.13	4.66	
		std	1.01	0.05	0.17	0.07	0.00	0.03	0.04	0.25	0.58	
Zelve	MC	69	73.90	0.22	11.34	0.76	0.00	0.13	0.92	0.87	3.64	91.79
		70	73.78	0.19	11.43	0.68	0.00	0.09	1.02	0.78	3.62	91.60
		71	73.81	0.23	11.31	0.73	0.00	0.11	0.94	0.79	3.68	91.59
		72	74.52	0.20	11.45	0.77	0.00	0.08	0.97	0.88	3.80	92.67
		75	74.06	0.12	11.24	0.74	0.00	0.14	0.97	0.72	3.62	91.62
		76	74.19	0.13	11.34	0.79	0.00	0.08	0.95	0.80	3.52	91.79
			75.16	0.05	12.29	0.70	0.01	0.00	0.90	1.05	3.89	94.05
			77.82	0.20	12.78	0.84	0.03	0.06	1.04	1.10	3.93	97.81
			75.72	0.40	12.49	0.78	0.06	0.00	1.10	0.87	4.37	95.79
			73.77	0.17	11.98	0.65	0.04	0.00	0.92	0.97	4.12	92.64
		ortalama	74.67	0.19	11.76	0.74	0.01	0.07	0.97	0.88	3.82	
		std	1.22	0.09	0.54	0.05	0.02	0.05	0.06	0.12	0.25	

Çizelge 10.5. Kumtepe ve Tahar ignimbiritleri matris cam (MC) ana oksit analiz sonuçları

Birim	Analiz No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Toplam	
Kumtepe	MC	1	76.10	0.34	12.71	1.09	0.00	0.00	0.90	2.37	3.89	97.41
		2	73.51	0.26	12.29	1.29	0.43	0.00	0.97	2.18	4.18	95.12
		4	74.64	0.53	12.68	1.19	0.02	0.00	0.91	2.28	4.01	96.26
		5	75.08	0.68	12.56	1.03	0.00	0.00	0.85	2.22	3.65	96.07
		9	75.82	0.15	12.54	0.91	0.02	0.00	0.94	2.33	4.15	96.86
		ortalama	75.03	0.39	12.56	1.10	0.09	0.00	0.91	2.28	3.98	
		std	0.92	0.19	0.15	0.13	0.17	0.00	0.04	0.07	0.19	
Tahar	MC	4	70.67	0.97	14.50	2.64	0.00	0.24	4.12	0.55	2.04	95.73
		11	62.44	0.18	20.39	1.25	0.17	0.17	7.98	3.50	1.18	97.26
		15	64.15	1.42	13.75	2.65	0.00	0.65	4.31	3.78	2.88	93.59
		ortalama	65.75	0.86	16.21	2.18	0.06	0.35	5.47	2.61	2.03	
		std	4.34	0.63	3.64	0.80	0.09	0.26	2.18	1.79	0.85	

Çizelge 10.6. Cemilköy, Sofular ve Kavak ignimbritleri zirkon eriyik kapanımı (EK) ana oksit element analiz sonuçları

Birim		Analiz No.	Kristal No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Toplam
Cemilköy	EK	29	2	75.73	0.00	11.53	0.00	0.00	0.00	0.91	1.43	2.47	92.08
		41	30	73.85	0.00	14.08	0.25	0.00	0.11	1.58	1.12	1.96	92.95
		44	34	78.69	0.00	12.15	0.00	0.00	0.00	0.95	1.78	2.64	96.21
		44	6	80.54	0.02	11.64	0.05	0.01	0.00	0.70	1.37	3.46	97.80
		45	7	77.15	0.08	10.84	0.00	0.02	0.00	0.63	1.40	3.13	93.23
		46	13	79.45	0.04	11.14	0.04	0.02	0.02	0.71	0.58	5.62	97.62
		47	25	79.10	0.00	11.27	0.09	0.09	0.00	0.54	1.34	3.41	95.84
		52	42	80.59	0.00	11.49	0.00	0.03	0.00	0.67	1.42	3.45	97.65
			ortalama	78.14	0.02	11.77	0.05	0.02	0.02	0.84	1.30	3.27	
			std	2.24	0.03	0.95	0.08	0.03	0.04	0.31	0.32	1.02	
Sofular	EK	73	9	75.58	0.23	11.56	0.75	0.04	0.09	0.55	1.39	3.02	93.20
		77	27	78.07	0.25	11.95	0.94	0.08	0.13	0.74	1.11	3.19	96.45
		75	19	77.28	0.31	12.09	0.79	0.04	0.06	0.73	0.34	3.61	95.25
		77	30	74.64	0.27	11.72	0.86	0.16	0.09	0.84	1.17	3.44	93.19
		19		76.71	0.23	11.75	0.83	0.11	0.09	0.63	0.42	3.66	94.43
			ortalama	76.45	0.26	11.81	0.84	0.09	0.09	0.70	0.88	3.38	
			std	1.22	0.03	0.19	0.07	0.05	0.02	0.10	0.42	0.24	
Kavak	EK	66	23	78.81	0.20	11.15	0.41	0.05	0.06	0.79	0.87	3.23	95.57
		41		76.99	0.04	11.60	0.48	0.09	0.09	0.80	1.04	3.80	94.93
		42		76.50	0.09	11.79	0.52	0.08	0.04	0.88	1.39	3.73	95.03
		44		75.52	0.09	11.46	0.44	0.03	0.00	0.74	1.51	3.75	93.55
		47		75.73	0.18	11.28	2.38	0.26	0.24	0.64	1.74	3.82	96.27
		49		75.21	0.53	11.62	2.26	0.28	0.26	0.76	1.66	3.99	96.58
		50		76.86	0.12	11.64	0.47	0.10	0.08	0.79	1.49	3.70	95.25
		51		77.51	0.16	11.51	0.42	0.00	0.02	0.78	1.50	3.71	95.61
		52		76.49	0.11	11.44	0.66	0.09	0.02	0.83	0.83	4.12	94.59
					ortalama	76.63	0.17	11.50	0.89	0.11	0.09	0.78	1.34
			std	1.04	0.14	0.18	0.77	0.09	0.09	0.06	0.32	0.23	

Çizelge 10.7. Kızılkaya ignimbiriti zirkon eriyik kapanım (EK) ana oksit element analiz sonuçları

Birim	Analiz No.	Kristal No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Toplam	
Kızılkaya	EK	8	21	77.57	0.11	10.82	0.55	0.05	0.09	0.59	1.41	3.74	94.93
		15		77.56	0.18	10.73	0.82	0.06	0.06	0.65	0.96	3.06	94.09
		16		78.33	0.22	11.18	0.82	0.03	0.12	0.80	1.28	2.96	95.74
		17		78.07	0.19	11.09	0.97	0.10	0.10	0.74	1.20	3.51	95.96
		36	14	79.89	0.04	11.28	0.13	0.00	0.00	0.61	1.44	3.24	96.62
		21	4	76.90	0.17	11.04	0.69	0.00	0.08	0.80	1.14	2.82	93.64
		22	7	76.88	0.16	10.89	0.72	0.06	0.11	0.69	1.25	2.69	93.45
		23	11	76.59	0.19	10.81	0.64	0.03	0.13	0.80	1.05	2.57	92.82
		26	18	78.58	0.29	10.85	0.92	0.08	0.10	0.67	0.73	3.10	95.32
		30	31	79.56	0.23	11.70	0.90	0.14	0.12	0.91	1.17	3.01	97.75
		33	33	79.22	0.17	10.81	0.75	0.04	0.10	0.66	1.22	2.72	95.71
		23	1	77.06	0.21	11.49	0.86	0.09	0.12	0.89	1.27	3.03	95.03
		24	4	77.35	0.14	11.37	0.79	0.04	0.11	0.80	1.13	2.74	94.47
		25	5	76.36	0.18	11.06	0.94	0.07	0.12	0.83	1.11	2.81	93.48
		26	5	74.81	0.14	11.07	0.80	0.09	0.14	0.88	1.19	3.01	92.12
		27	7	74.91	0.17	10.86	0.95	0.00	0.13	0.85	1.39	2.88	92.13
		31	17	78.11	0.11	11.14	0.91	0.09	0.11	0.82	1.23	2.94	95.47
		32	17	76.95	0.09	10.75	0.93	0.04	0.09	0.71	1.17	3.38	94.11
		33	22	76.97	0.15	11.03	0.73	0.14	0.09	0.77	1.12	2.95	93.94
		34	24	78.05	0.18	11.48	0.83	0.05	0.11	0.80	1.44	3.24	96.18
35	25	78.67	0.17	11.16	0.91	0.07	0.14	0.78	1.17	2.95	96.03		
37	34	79.15	0.18	11.08	0.82	0.11	0.17	0.81	1.16	2.97	96.45		
38	35	78.96	0.10	11.15	0.94	0.00	0.16	0.76	1.23	3.11	96.41		
39	37	76.47	0.09	10.85	0.84	0.10	0.14	0.80	1.10	2.80	93.18		
40	39	79.08	0.17	11.25	0.88	0.07	0.10	0.77	1.19	2.84	96.34		
43	45	75.54	0.16	11.01	1.23	0.13	0.11	0.98	1.16	2.84	93.17		
		<i>ortalama</i>	77.32	0.16	11.26	0.84	0.06	0.12	0.81	1.19	3.01		
		<i>std</i>	1.68	0.05	0.65	0.19	0.04	0.04	0.16	0.17	0.29		

Çizelge 10.8. Zelve ignimbiriti zirkon eriyik kapanım (EK) ana oksit element analiz sonuçları

Birim	Analiz No.	Kristal No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Toplam		
Zelve	EK	56	38	78.47	0.15	11.76	0.60	0.08	0.05	0.90	0.91	3.40	96.31	
		57	39	77.70	0.08	11.44	0.66	0.05	0.04	0.98	1.12	3.63	95.69	
		59	43	78.85	0.14	11.83	0.77	0.06	0.04	0.99	0.58	4.16	97.41	
		6		78.48	0.15	12.08	0.63	0.06	0.08	1.02	0.50	4.09	97.10	
		7		75.33	0.09	11.45	0.56	0.03	0.07	0.89	0.73	4.05	93.19	
		9		75.18	0.19	11.26	0.54	0.12	0.04	0.84	0.78	4.13	93.09	
		10		76.81	0.10	11.31	0.65	0.10	0.06	0.86	1.25	3.25	94.39	
		11		75.99	0.16	11.33	0.70	0.08	0.07	0.86	0.96	3.28	93.44	
		12		78.35	0.13	11.73	0.56	0.08	0.08	0.87	0.84	3.63	96.27	
		13		78.02	0.11	11.89	0.56	0.08	0.07	0.75	0.95	3.82	96.25	
		14		77.03	0.10	11.52	0.49	0.09	0.05	0.78	0.70	4.00	94.76	
		15		75.83	0.02	11.41	0.60	0.08	0.07	0.83	0.60	3.92	93.36	
		16		75.20	0.13	11.11	0.57	0.11	0.05	0.80	0.40	4.38	92.74	
		17		76.69	0.17	11.72	0.60	0.05	0.08	0.81	0.74	4.18	95.03	
				ortalama	76.99	0.12	11.56	0.61	0.08	0.06	0.87	0.79	3.85	
				std	1.28	0.04	0.270	0.07	0.02	0.02	0.077	0.23	0.34	

Çizelge 10.9. Sarımadentepe ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı (EK) ana oksit element analiz sonuçları

Birim	Analiz No.	Kristal No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Toplam	
Sarımadentepe	EK	37	1	78.83	0.31	11.65	0.96	0.08	0.07	0.59	0.54	4.08	97.10
		39	6	75.61	0.28	11.73	0.76	0.05	0.11	0.67	0.55	3.62	93.39
		40	11	79.48	0.12	11.86	0.82	0.08	0.06	0.59	0.83	2.92	96.75
		44	16	76.51	0.34	12.28	0.99	0.01	0.11	0.87	1.07	3.20	95.38
		45	17	74.18	0.32	11.75	1.04	0.01	0.11	0.90	1.11	3.10	92.52
		47	20	77.99	0.23	11.40	0.93	0.03	0.07	0.59	0.71	2.72	94.64
		49	25	77.97	0.27	11.51	0.86	0.00	0.11	0.60	1.15	3.24	95.71
		52	38	77.91	0.21	12.20	1.20	0.02	0.13	0.85	1.30	3.32	97.14
		55	42	77.11	0.33	12.04	0.96	0.08	0.11	0.86	1.23	3.20	95.92
		60	54	80.03	0.18	12.22	0.87	0.10	0.10	0.59	0.96	2.95	97.99
		1	2	79.37	0.19	12.08	0.97	0.03	0.14	0.67	0.85	3.65	97.95
		4	18	75.74	0.16	11.93	0.84	0.08	0.13	0.70	1.29	3.56	94.42
		9	27	77.82	0.27	12.27	0.80	0.00	0.09	0.69	1.29	3.48	96.71
		10	30	79.72	0.21	11.93	0.90	0.04	0.14	0.67	0.69	3.40	97.69
		12	32	78.10	0.19	11.64	0.94	0.03	0.10	0.68	1.03	3.60	96.32
		21		76.16	0.30	11.63	0.74	0.08	0.09	0.68	1.63	3.43	94.75
		22		78.75	0.28	11.93	0.86	0.04	0.12	0.64	1.59	3.01	97.21
		23		77.82	0.25	11.90	0.77	0.04	0.11	0.62	1.52	3.15	96.18
		2		75.46	0.26	11.54	0.87	0.13	0.10	0.59	0.57	4.34	93.86
		4		75.02	0.23	12.39	0.85	0.08	0.12	0.82	1.57	3.62	94.70
7		75.91	0.30	11.92	0.84	0.04	0.08	0.68	0.94	3.46	94.16		
		ortalama	77.40	0.25	11.90	0.89	0.05	0.10	0.69	1.07	3.38		
		std	1.64	0.06	0.27	0.10	0.03	0.02	0.10	0.34	0.37		

Çizelge 10.10. Gördeles ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı (EK) ana oksit element analiz sonuçları

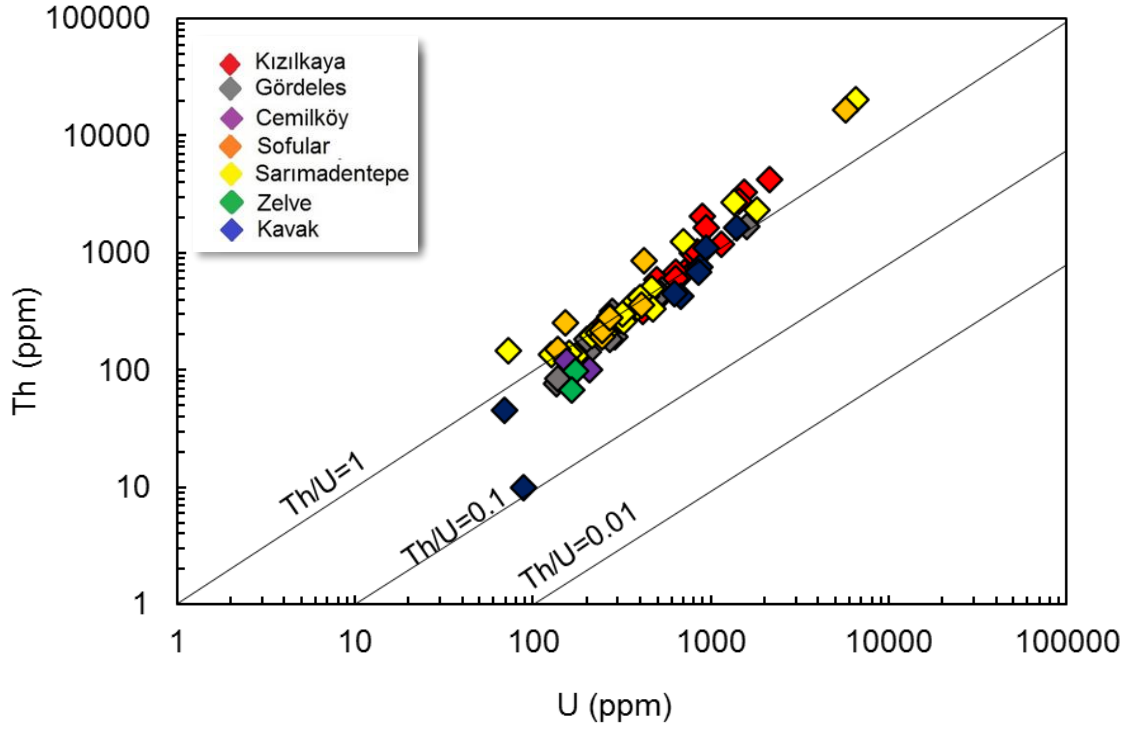
Birim	Analiz No.	Kristal No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Toplam	
Gördeles	EK	5	12	77.32	0.01	9.73	0.37	0.07	0.01	0.50	0.93	3.26	92.20
		7	30	79.77	0.00	12.60	0.35	0.00	0.00	0.25	1.58	3.81	98.35
		20	19	77.54	0.02	10.56	0.05	0.04	0.00	0.69	0.73	3.23	92.85
		20		75.34	0.14	12.26	0.91	0.04	0.11	0.73	2.07	4.30	95.92
		24		77.23	0.02	12.97	0.20	0.09	0.00	0.19	2.55	1.90	95.14
		28		79.28	0.00	12.45	0.21	0.00	0.00	0.24	2.35	1.74	96.28
		30		73.81	0.60	13.38	2.99	0.28	0.38	1.13	2.17	2.51	97.24
		31		78.91	0.00	11.88	0.23	0.01	0.00	0.83	2.00	1.90	95.76
		33		75.99	0.03	10.89	0.00	0.06	0.00	0.09	0.42	8.55	96.04
		40		77.29	0.00	12.14	0.14	0.00	0.00	0.75	1.95	3.21	95.48
		17	4	77.09	0.05	12.34	0.08	0.03	0.02	1.15	1.72	1.93	94.41
		18	8	76.57	0.04	13.62	0.03	0.02	0.00	1.02	2.11	1.41	94.81
		20	26	79.63	0.03	12.46	0.28	0.00	0.00	0.08	2.37	2.21	97.05
		62	5	77.79	0.16	10.82	0.15	0.00	0.04	0.59	1.28	3.26	94.10
		69	41	78.34	0.05	10.89	0.14	0.00	0.00	0.60	1.30	3.78	95.10
		75	5	80.46	0.08	11.25	0.02	0.02	0.00	0.78	1.33	3.36	97.29
		2		78.11	0.06	12.64	0.07	0.00	0.03	0.79	1.04	3.73	96.47
		5		77.00	0.15	10.78	0.70	0.05	0.09	0.60	1.80	3.67	94.85
		6		78.41	0.00	10.98	0.11	0.02	0.00	0.10	1.65	3.76	95.03
		7		75.32	0.13	10.84	0.84	0.07	0.06	0.59	1.77	3.76	93.38
10		79.41	0.17	11.19	0.70	0.04	0.14	0.58	1.73	3.43	97.38		
11		75.28	0.21	11.99	1.57	0.07	0.21	1.19	2.16	4.24	96.90		
14		76.94	0.00	11.52	0.08	0.00	0.00	0.15	0.83	5.87	95.40		
15		78.04	0.07	10.96	0.13	0.00	0.00	0.06	0.97	5.59	95.81		
16		78.75	0.17	11.06	0.64	0.04	0.09	0.59	1.65	3.29	96.28		
18		78.32	0.14	11.34	0.71	0.02	0.13	0.59	1.73	3.68	96.66		
19		78.63	0.05	11.21	0.01	0.06	0.00	0.07	0.91	5.65	96.59		
		<i>ortalama</i>	77.65	0.09	11.66	0.43	0.04	0.05	0.55	1.60	3.59		
		<i>std</i>	1.55	0.12	0.92	0.62	0.05	0.09	0.34	0.55	1.49		

11. ZİRKON JEOKİMYASI

11.1. Zirkonların İz element Bileşimleri

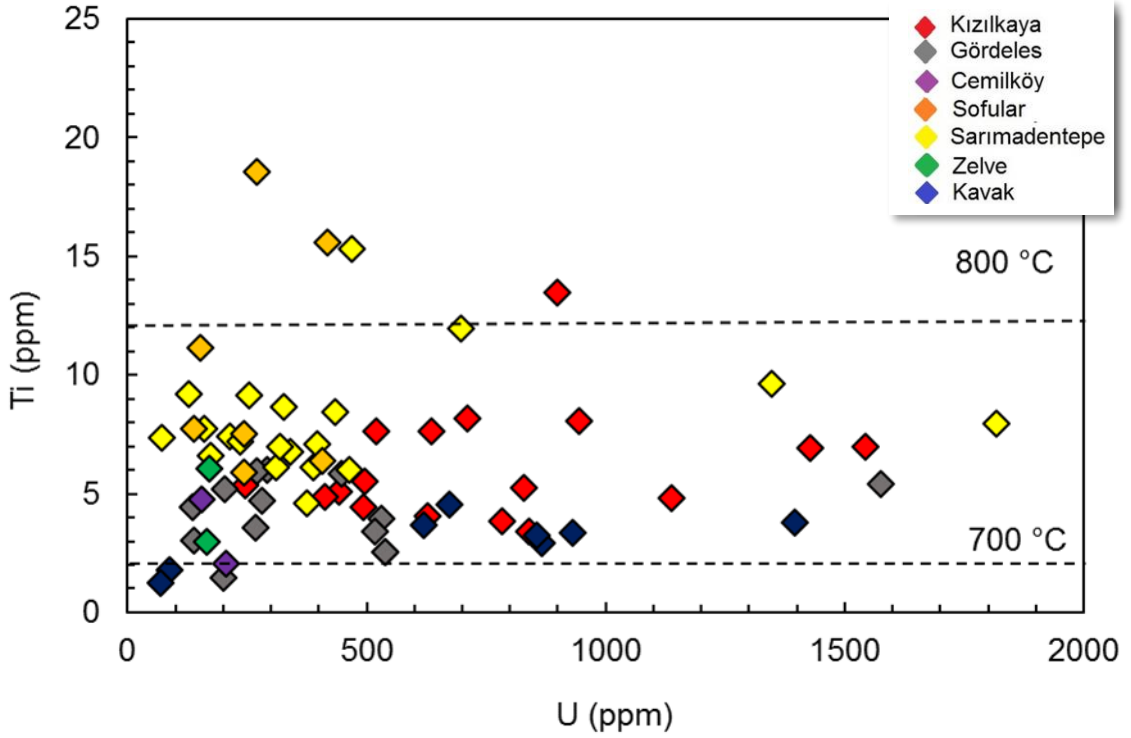
Çalışma alanında bulunan birimlere ait zirkonların iz element konsantrasyonları hem nokta analiz yöntemiyle hem de iyon görüntüleme yöntemi sonucunda sayısallaştırma işlemi ile elde edilmiştir. Birimlere ait zirkon kristallerinin iz element içerikleri eriyik kapanım analiz sonuçları ile birlikte Çizelge 11.1'den Çizelge 11.6'e kadar verilmiştir.

Riyolitik örneklerle ait U ve Th içerikleri $Th/U=1$ çizgisi üzerinde benzer dağılım trendi göstermektedir (Şekil 11.1). Zirkonların merkez ve kenarından ölçülen Th ve U konsantrasyonu, Kızılkaya ignimbiritinde yüksek oranlarda değişiklik göstermektedir. Kızılkaya ignimbiritine ait zirkonlarda merkezden yapılan ölçümler sonucunda Th ve U konsantrasyonları sırasıyla 4250-680 ppm ve 2000-600 ppm arasında değişmektedir. Gördeles ignimbiritine ait zirkonların Th ve U içerikleri merkez kenar ölçümleri çeşitlilik göstermekte olup sırasıyla yaklaşık 1676-85 ppm ve 537-204 ppm arasında değişmektedir. Çalışma alanında alt-üst sınır ilişkisi içerisinde bulunan Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritine ait zirkonlar ise birbirinden farklı değer aralıklarında Th ve U içermektedirler (sırasıyla; Th=2350-130 ppm, U=1818-72 ppm; Th=860-148 ppm, U=407-138 ppm). İyon görüntüleme yöntemiyle sadece sınırlı sayıda analiz yapılan Cemilköy ve Zelve ignimbiritine ait Th ve U içerikleri diğer ignimbiritlere nazaran daha düşük ve dar aralıkta değerler ile temsil edilmektedirler (Th=120-60 ppm, U=200-150 ppm).



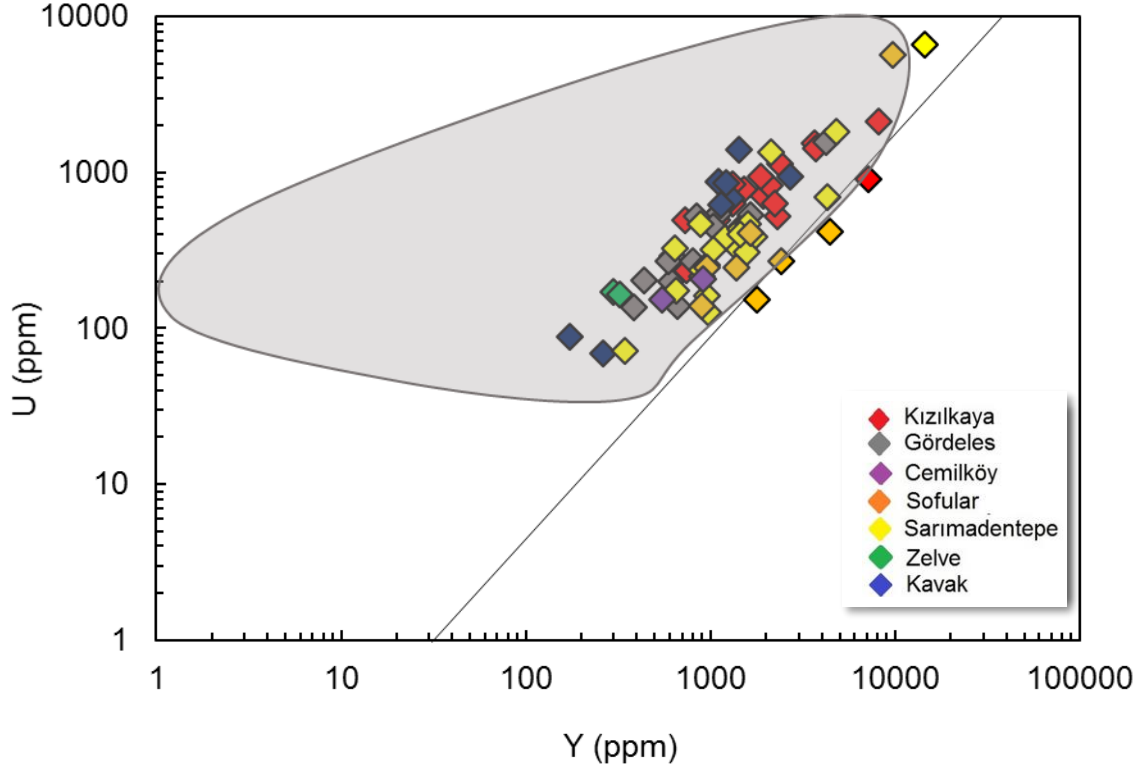
Şekil 11.1. Birimlere ait zirkonların U içeriklerine karşı çizilen Th diyagramı. Th/U=1 olduğu durumlar magmatik süreçler sonucunda oluşan zirkonları ifade etmektedir.

Nokta analizi ve iyon görüntüleme yöntemiyle belirlenen birimlere ait zirkon Ti içerikleri, 1.25-17.3 ppm arasında değişmektedir. Birimlerin Ti içerikleri literatür verileri ile örtüşmektedir (<40 ppm; Harrison ve Schmitt, 2007; Claiborne ve ark., 2010b). Nokta analizi sırasında Fe-Ti bakımından zengin mineral kapanımı analiz edilmediği için 17.3 ppm değerinin üstünde Ti konsantrasyonuna rastlanmamıştır. İyon görüntüleme yöntemiyle elde edilen gri tonlamalı görüntülerde, zirkon içerisinde titanyumun çok yüksek gri tonlama değeri sunan bölgelerin seçiminden kaçınılmıştır. En yüksek Ti_{ort} değerleri gösteren ignimbiritler Sofular, Sarımadentepe ve Kızılkaya ignimbiritleri olup konsantrasyonlar sırasıyla 10.26 ppm, 8.48 ppm ve 6.30 ppm şeklindedir. Nispeten daha düşük ortalama Ti sunan ignimbiritler ise Zelve, Gördeles, Cemilköy ve Kavak olup sırasıyla 4.52, 4.14, 3.40 ve 3.07 ppm değerleri içermektedirler (Şekil 11.2).



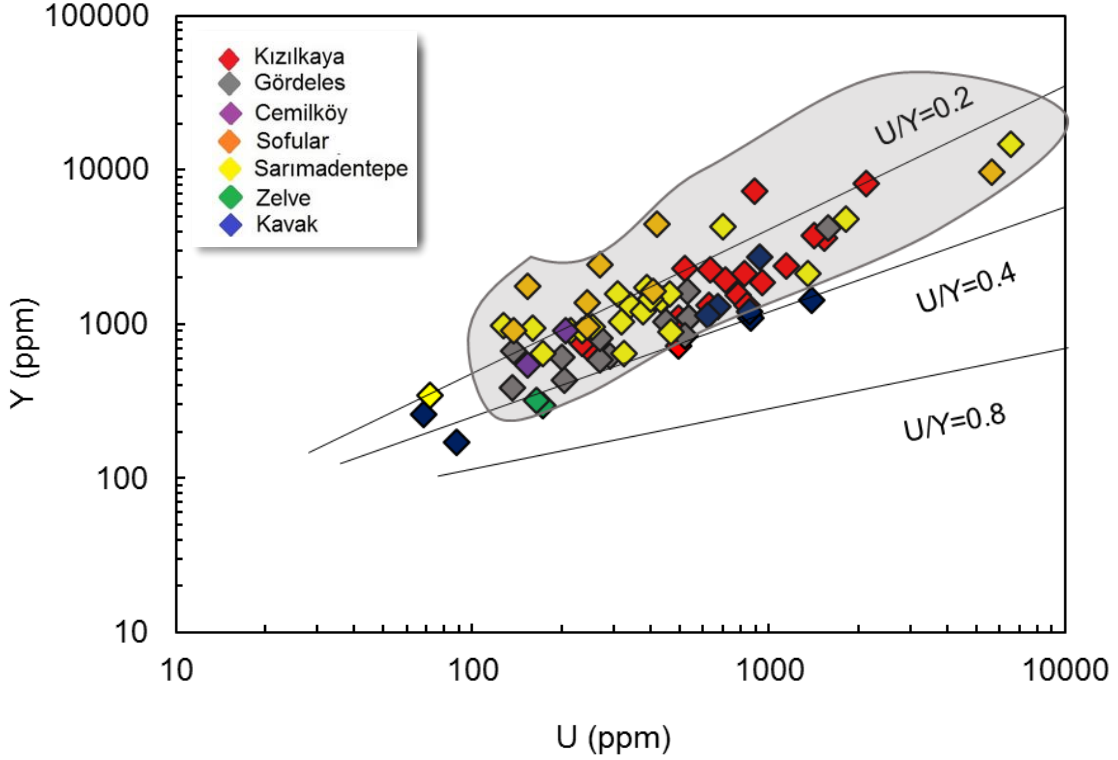
Şekil 11.2. Birimlere ait zirkonların U içeriklerine karşı çizilen Ti diyagramı. Kesikli çizgilerle gösterilen alanalar zirkon Ti termometresine bağlı olarak hesaplanan sıcaklık değerlerini ifade etmektedir.

Kapadokya bölgesine ait ignimbritlerin zirkon kristallerinden ölçülen Y içerikleri 170 ile 4800 ppm arasında değişmektedir (Sarımadentepe ve Sofular ignimbritlerinde 14546 ppm ve 9671 ppm değerlerinde çok yüksek iki analiz bulunmaktadır). Y ve U içeriklerinden itibaren çizilen grafikte birimlere ait zirkonların kıtasal ortamlarda meydana gelen zirkonları temsil ettiği görülmektedir. Y içeriklerine dair en geniş değer aralığı Sarımadentepe ve Sofular ignimbritlerinde gözlenmektedir (Y=4831-345 ppm; Y=899-4419 ppm) (En yüksek değerler hesaba katılmamıştır). Kızılkaya ignimbriti Y için 3700-1090 ppm arasında değerleri gösterirken, Gördeles ignimbritine ait zirkonların Y içerikleri 1096-450 ppm arasında değişmektedir. Kavak ignimbritini için Y değer aralığı 2700-170 ppm şeklindedir. En düşük değerler Zelve ve Cemilköy ignimbritlerinden analiz edilmiştir (Şekil 11.3).



Şekil 11.3. Birimlere ait zirkonların Y içeriklerine karşı çizilen U diyagramı. Gri renkli alan kıtasal ortam zirkonlarını temsil etmektedir (Grimes ve ark., 2007).

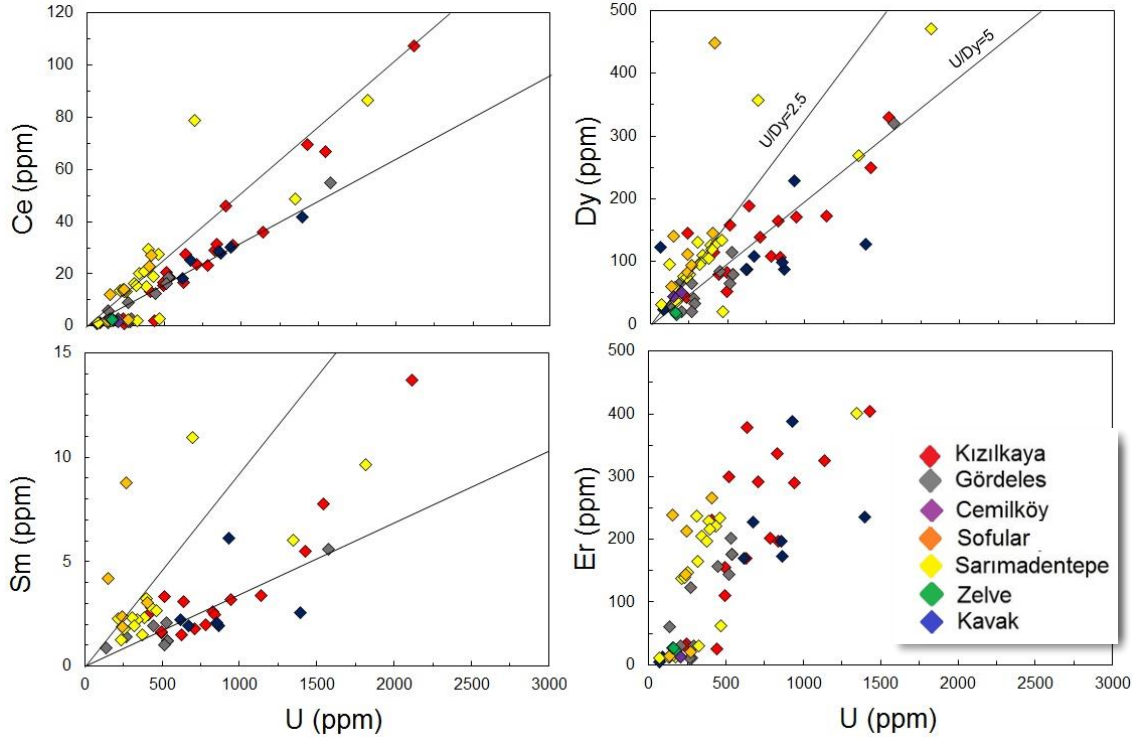
Zirkonların Y içeriklerinin U ile korelasyonu sonucunda ignimbiritleri U/Y oranına göre 3 ayrı gruba ayırmak mümkündür. Kavak ve Zelve ignimbiritleri $U/Y=0.4$ olduğu çizgi üzerinde dağılım göstermektedirler. Bununla birlikte, Sofular, Sarımadentepe ve Cemilköy ignimbiritleri U/Y oranının 0.2 olduğu çizgi üzerinde dağılım gösterirken, Kızılkaya ve Gördeles birimlerine ait zirkonların U/Y oranları 0.2 ile 0.4 arasında değişmektedir. Farklı zaman aralığını temsil eden birimlerin zirkon kristalleri sistematik bir şekilde birbirine yakın patlama zamanında meydana gelen ürünlerin benzer U/Y oranları gösterdiklerini ortaya koymaktadır (Şekil 11.4).



Şekil 11.4. Çalışma alanına ait birimlerin U/Y oranlarına göre dağılımlarını gösteren diyagram. Gri renkli alan kıtasal granitoyid kayaçlarının dağılımını göstermektedir (Grimes ve ark., 2007).

Birimlere ait zirkonların Ce konsantrasyonları 69.3-1.03 ppm arasında değişmektedir. En yüksek konsantrasyonlar Kızılkaya ignimbiritinde görülmektedir. Aynı ignimbiritte merkez kenar olarak gerçekleştirilen ölçümler sonucunda, merkezin kenara oranla yaklaşık olarak %50 kadar daha fazla Ce içeriğine sahip olduğu belirlenmiştir. Diğer ignimbiritler için Ce konsantrasyonları merkez ve kenara göre farklılıklar göstermektedir. Birimlerin Sm içerikleri 15.85 ile 0.85 arasında değişmektedir. En düşük Sm konsantrasyonlarına Gördeles ignimbiritinde rastlanmaktadır ($Sm_{ort}=1.92$ ppm). En yüksek Sm içeriğine Sofular, Kızılkaya ve Sarımadentepe ignimbiritlerine ait zirkonlarda rastlanmaktadır (sırasıyla $Sm_{ort}=5.47$ ppm, $Sm_{ort}=5.77$ ppm, $Sm_{ort}=6.26$ ppm). Birimlerin Dy içerikleri 50-500 ppm arasında değişmektedir. 300 ppm'den yüksek değerlere sadece Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritlerinde rastlanmaktadır. Birimler çoğunlukla 50-100 ppm değer aralığında dağılım göstermektedir. Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritine ait zirkonların U/Dy oranı 2.5 çizgisi üzerinde yoğunlaşırken Kızılkaya, Gördeles ve Kavak birimlerine ait zirkon kristalleri

U/Dy'nin 5 olduğu çizgi üzerinde yayılım göstermektedir. Cemilköy ve Zelve ignimbritlerine ait verilerin azlığı yorumlamayı kısıtlamaktadır. İgnimbritlerin Er içerikleri her birim için farklılık göstermektedir. Kızılkaya ve Sarımadentepe ignimbriti benzer değer aralığında Er içeriğine sahiptirler (100-400 ppm). Kavak ignimbriti 387-12 ppm arasında Er içermektedir. Gördeles ignimbriti ise 200-30 ppm arasında düşük değerleri içeren ignimbrit birimini temsil etmektedir (Şekil 11.5).



Şekil 11.5. Çalışma alanına ait birimlerdeki zirkonların U içeriklerine karşı çizilen Ce, Dy, Sm ve Er diyagramları.

Çizelge 11.1. Kavak ve Sofular ignimbiritine ait zirkonların nokta analiz iz element konsantrasyonları.

Zirkon												
ppm	kavak_9	1 s.e.	kavak_45	1 s.e.	kavak_45	1 s.e.	kavak_1	1 s.e.	kavak_2	1 s.e.	kavak_3	1 s.e.
Li	0.002	0.003	0.006	0.005	0.011	0.007	0.006	0.005	0.006	0.005	0.009	0.006
Al	0.11	0.03	0.10	0.02	0.26	0.06	0.20	0.03	0.08	0.02	0.09	0.02
Ti	4.54	1.30	3.81	1.14	3.35	1.02	3.65	1.10	2.93	0.93	3.26	1.01
Y	1301.18	186.80	1433.60	204.17	2713.69	386.20	1141.08	162.88	1101.55	156.46	1209.60	172.36
Ce	25.15	1.22	41.58	2.28	30.26	1.21	18.28	0.85	27.82	1.19	28.50	1.29
Sm	1.96	0.43	2.57	0.53	6.13	1.22	2.23	0.53	1.94	0.48	2.09	0.45
Dy	107.53	14.60	128.23	17.20	229.30	29.95	88.03	11.22	86.91	11.20	98.69	13.30
Er	227.96	27.94	236.17	28.76	387.59	46.05	170.11	21.07	172.51	21.70	197.70	23.63
Th	425.96	46.91	1654.51	182.06	1098.21	111.62	451.11	46.97	752.94	76.62	692.84	68.25
U	674.41	67.48	1396.66	130.82	931.77	83.85	619.99	62.72	867.18	75.41	855.82	83.33

Zirkon												
ppm	sofular_10	1 s.e.	sofular_10	1 s.e.	sofular_12	1 s.e.	sofular_12	1 s.e.	sofular_1	1 s.e.	sofular_2	1 s.e.
Li	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	0.58	0.13	0.11	0.03	1.19	0.19	0.63	0.10	0.56	0.09	0.17	0.03
Ti	6.38	1.70	9.33	2.35	11.13	2.73	15.57	3.69	7.50	1.94	5.90	1.60
Y	1643.8	234.98	9671.53	1372.43	1770.26	250.92	4419.39	628.43	1385.5	196.84	957.93	137.12
Ce	22.85	1.16	255.33	10.62	12.02	0.59	27.09	1.05	13.17	0.88	14.05	0.66
Sm	3.05	0.81	25.43	4.48	4.20	0.81	15.86	2.80	2.39	0.50	1.88	0.41
Dy	145.35	18.04	980.31	123.29	140.74	17.54	449.37	56.22	111.96	14.74	81.87	10.60
Er	265.88	33.00	1450.64	171.73	238.95	27.81	653.96	78.65	213.54	26.95	144.33	17.26
Th	357.36	37.51	16777.0	1652.8	254.92	23.46	860.08	92.40	191.94	19.78	216.11	25.28
U	407.87	36.87	5665.6	525.03	153.14	14.69	419.24	37.06	243.41	21.41	243.21	22.03

Çizelge 11.2. Sarımadentepe ignimbiritine ait zirkonların nokta analiz iz element konsantrasyonları.

Zirkon												
ppm	sarı_06	1 s.e.	sarı_06	1 s.e.	sarı_11	1 s.e.	sarı_11	1 s.e.	sarı_12	1 s.e.	sarı_22	1 s.e.
Li	0.002	0.003	0.010	0.007	n.d.	n.d.	0.002	0.003	0.276	0.072	n.d.	n.d.
Al	0.68	0.32	0.48	0.08	0.11	0.03	0.44	0.08	10.57	1.76	0.14	0.03
Ti	9.13	2.31	6.11	1.65	6.77	1.79	4.62	1.32	11.96	2.92	8.43	2.15
Y	957.93	137.21	1716.89	244.28	1328.19	188.33	1201.69	170.01	4265.22	609.12	1437.55	205.50
Ce	13.26	0.59	15.32	0.71	20.03	1.22	20.95	1.19	78.57	3.08	18.97	0.86
Sm	1.77	0.40	2.34	0.49	2.25	0.52	1.52	0.35	10.97	2.02	2.81	0.62
Dy	80.03	10.73	125.39	16.31	110.07	13.41	105.50	13.28	356.50	46.76	129.50	16.82
Er	146.80	18.04	229.40	28.84	204.30	24.64	197.26	23.85	540.32	63.44	220.41	26.83
Th	209.12	22.66	341.68	36.93	324.73	30.75	387.41	37.81	1261.22	129.98	426.94	47.95
U	253.18	28.41	388.74	34.74	341.29	34.97	375.78	36.09	697.13	64.31	433.59	39.40

Zirkon												
ppm	sarı_22	1 s.e.	sarı_30	1 s.e.	sarı_33	1 s.e.	sarı_33	1 s.e.	sarı_34	1 s.e.	sarı_34	1 s.e.
Li	0.126	0.036	0.415	0.103	0.015	0.008	0.080	0.025	n.d.	n.d.	0.021	0.010
Al	9.42	1.66	13.30	2.45	0.10	0.02	9.94	1.71	0.33	0.05	0.12	0.02
Ti	9.60	2.40	7.93	2.04	6.00	1.62	17.94	4.22	6.12	1.64	7.08	1.85
Y	2133.27	310.87	4831.81	685.94	1581.18	225.68	14546.82	2080.98	1575.25	225.83	1446.12	208.53
Ce	48.64	3.10	86.49	4.17	27.34	1.33	433.02	22.45	16.22	0.60	29.48	1.88
Sm	6.06	1.29	9.64	1.84	2.64	0.58	41.53	7.43	2.34	0.49	3.24	0.67
Dy	269.51	38.22	470.92	58.63	133.70	16.85	1456.62	190.24	130.70	16.38	119.27	15.35
Er	401.03	51.16	778.59	92.86	234.65	28.30	2143.45	262.25	237.34	28.06	217.01	26.34
Th	2693.60	282.56	2353.88	232.84	492.27	50.47	20252.61	2025.03	263.64	28.73	415.51	42.99
U	1347.82	128.05	1818.49	164.54	464.29	42.92	6554.70	632.05	310.19	27.34	397.11	36.88

Çizelge 11.3. Sarımadentepe, Gördeles ve Kızılkaya ignimbritlerine ait zirkonların nokta analiz iz element konsantrasyonları.

Zirkon												
ppm	sarı_1	1 s.e.	sarı_2	1 s.e.	sarı_3	1 s.e.	gor_09	1 s.e.	gor_09	1 s.e.	gor_20	1 s.e.
Li	0.016	0.009	0.006	0.005	0.008	0.006	0.005	0.005	0.009	0.006	0.014	0.008
Al	0.21	0.05	0.20	0.04	0.15	0.04	0.11	0.02	0.11	0.03	0.12	0.03
Ti	7.39	1.93	7.22	1.89	6.97	2.06	2.53	0.83	3.94	1.16	5.40	1.49
Y	899.95	129.09	900.61	128.35	1028.42	146.64	1096.3	155.64	1639.8	235.01	4237.6	603.01
Ce	13.68	0.53	14.01	0.63	15.55	0.85	18.45	0.70	18.68	0.78	54.85	2.39
Sm	2.28	0.48	1.28	0.31	1.95	0.44	1.21	0.32	2.08	0.45	5.62	1.06
Dy	76.37	10.52	74.49	9.66	95.38	12.47	79.91	10.49	114.00	15.40	319.56	40.86
Er	137.85	16.00	139.66	16.21	164.74	20.00	175.64	21.35	201.05	24.76	554.74	66.86
Th	197.85	24.26	206.35	21.86	302.09	30.99	449.15	45.35	484.10	48.82	1676.7	160.27
U	215.10	22.22	234.04	25.57	318.76	30.71	537.65	49.20	530.87	53.00	1576.3	140.66

Zirkon												
ppm	gor_20	1 s.e.	gor_34	1 s.e.	gor_34	1 s.e.	gor_23	1 s.e.	kızıl_04_18	1 s.e.	kızıl_04_23	1 s.e.
Li	0.010	0.007	0.005	0.005	0.000	n.d.	0.012	0.008	0.02	0.01	0.11	0.03
Al	0.28	0.05	0.12	0.03	0.11	0.04	0.13	0.04	0.07	0.02	0.46	0.07
Ti	4.43	1.27	5.83	1.59	3.41	1.05	5.94	1.61	8.17	2.15	13.49	3.24
Y	385.02	54.61	1034.35	147.20	838.68	119.15	807.72	116.32	1921.9	273.42	7207.5	1030.9
Ce	5.93	0.23	12.42	0.37	16.34	0.47	9.09	0.60	23.62	1.03	46.07	1.76
Sm	0.86	0.25	1.95	0.44	1.03	0.27	1.42	0.33	1.78	0.51	38.10	7.06
Dy	28.92	4.22	84.99	11.83	65.33	8.52	64.56	7.94	138.22	17.07	775.25	98.85
Er	59.90	7.81	156.38	19.64	144.45	18.40	122.56	15.85	291.07	35.25	1055.5	128.23
Th	76.50	8.35	394.60	39.78	444.90	45.79	183.22	18.55	694.59	64.02	2049.4	201.73
U	135.96	12.53	447.74	42.09	518.12	49.41	269.32	25.19	711.35	65.67	897.48	82.64

Çizelge 11.4. Kızılkaya ignimbiritine ait zirkonların nokta analiz iz element konsantrasyonları.

Zirkon												
ppm	kızıl_04_18	1 s.e.	kızıl_04_3	1 s.e.	kızıl_04_3	1 s.e.	kızıl_09	1 s.e.	kızıl_09	1 s.e.	kızıl_25	1 s.e.
Li	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Al	0.42	0.07	0.07	0.02	0.08	0.02	0.10	0.02	0.11	0.02	0.14	0.03
Ti	7.64	2.12	6.97	1.84	6.08	1.64	4.79	1.35	5.25	1.45	7.62	1.97
Y	2299.29	329.92	3639.34	521.35	8149.65	1174.46	2375.06	336.55	2104.28	301.42	2237.36	318.84
Ce	20.58	0.84	66.91	3.71	107.12	5.10	35.89	1.35	29.08	1.29	27.34	1.21
Sm	3.34	0.86	7.77	1.42	13.69	2.48	3.39	0.67	2.61	0.80	3.07	0.79
Dy	158.17	21.56	330.38	40.71	734.08	95.42	172.90	22.52	164.28	21.64	187.79	24.33
Er	300.10	35.21	535.68	63.99	1287.39	157.09	325.27	39.67	336.02	40.51	378.05	45.30
Th	543.23	57.53	3263.94	328.61	4256.32	431.64	1182.16	118.40	739.22	75.41	679.77	65.81
U	518.71	52.20	1542.39	149.74	2119.11	198.27	1138.70	105.70	830.10	77.99	636.73	61.23

Zirkon										
ppm	kızıl_25	1 s.e.	kızıl_34	1 s.e.	kızıl_34	1 s.e.	kızıl_40	1 s.e.	kızıl_40	1 s.e.
Li	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	n.d.	0.04	0.01	0.02	0.01
Al	0.28	0.05	0.12	0.03	0.56	0.09	0.14	0.03	0.16	0.03
Ti	5.54	1.51	3.84	1.14	4.88	1.36	8.06	2.06	4.08	1.18
Y	1092.33	155.62	1527.15	218.88	1456.66	208.41	1867.76	265.34	1311.06	187.65
Ce	15.50	0.63	23.38	1.34	13.31	0.68	30.97	1.83	16.61	1.04
Sm	1.62	0.36	1.97	0.43	2.45	0.55	3.17	0.71	1.49	0.34
Dy	83.37	11.90	107.65	15.19	115.23	15.15	170.63	22.26	87.76	11.20
Er	155.96	19.61	202.03	24.97	231.55	28.21	290.08	34.99	169.11	20.68
Th	591.25	62.66	1004.79	103.87	320.91	32.31	1644.05	163.32	607.25	67.97
U	495.99	47.34	783.85	80.04	411.66	43.24	945.53	86.96	628.36	57.96

Çizelge 11.5. Kavak, Zelve, Sofular ve Sarımadentepe ignimbiritlerine ait zirkonların iyon görüntüleme iz element konsantrasyonları.

Zirkon												
ppm	kavak_04	1 s.e.	kavak_06	1 s.e.	zelve_26	1 s.e.	zelve_38	1 s.e.	sofular_2	1 s.e.	sofular_19	1 s.e.
Li	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	1.27	0.08	0.43	0.05	2.20	0.02	3.33	0.02	0.70	0.06	1.44	0.08
Ti	1.80	1.04	1.26	0.89	6.06	0.41	2.99	0.19	18.56	3.40	7.75	2.15
Y	172.45	5.99	260.97	7.80	299.39	1.76	321.39	1.21	2426.41	38.29	899.57	17.17
Zr	53.27	0.01	57.01	0.01	52.43	0.00	52.03	0.00	60.49	0.01	54.98	0.01
Ce	1.18	0.42	0.76	0.38	2.44	0.05	2.65	0.03	2.33	0.62	2.19	0.41
Er	12.13	3.66	4.28	2.47	24.06	1.66	26.75	0.95	19.94	4.99	14.13	2.83
Dy	23.79	16.83	122.77	43.44	14.55	0.24	17.64	0.16	93.78	35.47	60.78	19.24
Th	10.04	7.10	45.36	17.15	97.96	1.71	67.25	0.80	277.05	39.75	148.78	19.63
U	88.57	19.84	68.71	19.86	172.18	2.16	164.91	1.21	269.89	36.90	138.31	17.80

Zirkon												
ppm	sarı_02	1 s.e.	sarı_06	1 s.e.	sarı_14	1 s.e.	sarı_19	1 s.e.	sarı_20	1 s.e.	sarı_34	1 s.e.
Li	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.05	0.02
Al	0.82	0.06	3.52	0.15	0.84	0.07	0.89	0.07	1.33	0.06	1.96	0.10
Ti	9.18	2.37	15.30	2.39	8.64	2.40	7.33	2.21	6.59	1.44	7.73	2.15
Y	968.67	18.38	882.96	15.81	639.13	14.25	345.29	9.54	647.35	9.88	949.75	17.85
Zr	57.70	0.01	56.49	0.01	60.79	0.01	58.32	0.01	54.75	0.01	55.59	0.01
Ce	1.99	0.51	2.98	0.14	2.10	0.61	1.39	0.33	2.14	0.31	1.97	0.28
Er	12.90	3.58	62.03	2.16	30.08	6.29	10.42	2.46	12.26	2.05	16.22	2.22
Dy	96.09	32.05	20.63	2.95	98.44	37.23	31.11	13.92	36.60	11.58	58.14	13.72
Th	135.13	24.73	334.80	8.89	261.18	39.54	146.19	44.12	131.37	14.30	140.41	13.95
U	127.40	22.58	467.71	10.47	325.33	41.55	72.03	12.98	173.53	15.48	160.29	14.05

Çizelge 11.6. Gördeles, Cemilköy ve Kızılkaya ignimbiritlerine ait zirkonların iyon görüntüleme iz element konsantrasyonları.

Zirkon												
ppm	gor_03	1 s.e.	gor_05_43	1 s.e.	gor_05_48	1 s.e.	gor_05	1 s.e.	gor_21_02	1 s.e.	gor_31	1 s.e.
Li	0.05	0.02	0.19	0.03	0.06	0.02	0.09	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Al	0.81	0.06	2.09	0.10	2.67	0.12	0.46	0.05	0.34	0.04	0.40	0.04
Ti	4.73	1.79	5.20	1.84	5.98	2.00	1.46	1.03	3.55	1.59	3.02	1.35
Y	631.14	14.24	434.47	10.90	619.17	13.93	613.07	14.47	590.09	13.95	666.81	13.99
Zr	54.77	0.01	49.43	0.01	51.99	0.01	59.23	0.01	56.71	0.01	57.82	0.01
Ce	1.62	0.45	2.77	0.19	2.79	0.19	2.22	0.34	1.57	0.28	1.31	0.24
Er	11.18	3.23	29.47	1.69	30.32	1.74	13.86	2.35	10.20	1.97	12.12	2.03
Dy	40.09	20.05	19.82	4.44	33.31	5.82	68.17	17.07	20.29	9.08	25.35	9.59
Th	317.35	36.90	142.57	7.96	194.32	9.48	183.35	18.34	286.37	22.52	85.59	11.49
U	280.54	32.62	204.39	9.12	290.45	11.18	200.23	18.06	268.32	20.52	137.82	13.76

Zirkon											
ppm	cemi_34	1 s.e.	cemil_06	1 s.e.	kızıl_11	1 s.e.	kızıl_17	1 s.e.	kızıl_35	1 s.e.	
Li	0.11	0.02	0.20	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	0.06	0.02	
Al	1.65	0.08	3.66	0.15	0.47	0.05	1.31	0.05	1.73	0.10	
Ti	4.74	1.58	2.05	1.19	5.36	1.89	5.10	1.20	7.34	2.21	
Y	542.52	11.36	914.78	18.63	701.23	15.25	1444.65	16.95	744.34	15.87	
Zr	54.43	0.01	55.25	0.01	60.67	0.01	44.98	0.01	54.61	0.01	
Ce	2.76	0.19	1.50	0.43	1.02	0.46	2.20	0.22	2.75	0.23	
Er	27.12	1.65	12.14	3.37	33.65	7.19	24.97	2.00	30.42	2.12	
Dy	43.76	6.77	50.17	22.45	144.85	48.87	79.89	11.67	42.80	8.11	
Th	120.03	7.41	101.75	20.82	201.37	37.49	370.93	16.64	228.39	12.53	
U	153.53	7.95	206.13	27.94	245.54	38.97	440.81	17.17	235.56	12.03	

12. ZİRKON-ERİYİK İZ ELEMENT DAVRANIŞI

Doğal olarak oluşan zirkon kristalleri, buldukları ortamın sıcaklık, basınç ve bileşimi ile belirlenen konsantrasyonlarda Nadir Toprak Elementleri (NTE) bünyelerine almaktadırlar. Magmatik zirkonlarda bulunan NTE konsantrasyonları, zirkon ile eriyik arasında gelişen iz element paylaşımının doğru bir şekilde tahmin edilmesi ile kristalin geliştiği ortamın koşulları ve üretildiği eriyiğin bileşimi hakkında önemli bilgiler sunabilmektedir.

Zirkon mineralleri, kayalarda oldukça düşük oranlarda bulunan aksesuar fazı temsil etmektedir. Sc, Y gibi litofil elementler ve (NTE), Ti, Hf, Th, U, Nb, V ve P gibi iz elementler ile beraber bulunmaktadırlar. Bahsi geçen elementlerin zirkon içerisinde konsantrasyonları ve paylaşımları birçok araştırmacıya konu olmuştur (Fujimaki, 1986; Bea ve ark., 1994; Mahood ve Hildreth, 1983; Thomas ve ark., 2002). Jeolojik süreçler boyunca, iz elementlerin zirkon kristal kafes yapısında yer almasıyla ilgili mekanizmaları ve süreçleri belirlemek amacıyla çok farklı araştırmalar yapılmıştır. Bunlar, zirkon büyümesi sırasında meydana gelen eriyik bileşimlerinin değişimleri ve magmanın gelişimini ortaya koymak adına gerçekleştirilen önemli çalışmaları temsil etmektedir.

Elektromanyetik dağılımları benzer özellik gösteren çoğu NTE, benzer jeokimyasal davranışlar sergilemektedir. Genellikle minerallerde aynı kristalografik konuma girerek benzer denge durumunu yaratmaktadırlar (+3). Bununla birlikte, NTE'lerinde La'dan (0.116 nm) Lu'a (0.0977 nm) doğru gidildikçe iyonik yarıçaplarda azalma görülmektedir (oksijen ile sekizli koordinasyon, Shannon, 1976). Yarıçapta meydana gelen bu azalma, elementlerin jeokimyasal davranışlarındaki değişimlerine neden olmaktadır. Nispeten büyük iyonik yarıçapları ve yüksek yüklerinin bir sonucu olarak, HNTE, felsik magmatik sistemlerde, genellikle kristalleşme sırasında uyumsuz elemanlar olarak kabul edilmektedir (Rollinson, 1993). Bu sistemlerde gelişen ana kayaç oluşturan minerallerdeki ana katyonların yerini kolayca dolduramazlar, aksine bir arada bulunduğu eriyiğin içinde yer almayı tercih etmektedirler. Buna karşın, ANTE magmanın kristalleşme sırasında en son oluşan mineral fazları içerisinde uyumlu davranış sergilemektedir. Zirkonda, üç değerlikli NTE, Zr^{4+} (yarıçap 0.084 nm) yerine kullanılmaktadır. Yük farkını telafi etmek ve zirkonun yük nötrlüğünü

sürdüğünden emin olmak için, NTE'nin, zirkon içerisinde ksenotime (P^{5+} , Si^{4+} ile yer değiştirmesi) yer değiştirmesine uğradığı düşünülmektedir (Hanchar ve ark. 2001; Hoskin ve Schaltegger 2003).

Mineral ve eriyik arasında gelişen iz element paylaşımı, Nerst paylaşım katsayısı (D_i) denklemi kullanılarak ifade edilmektedir. İlgilenilen iz elementin mineral içerisindeki konsantrasyonunun, eriyik içerisindeki konsantrasyonuna olan oranı olarak ifade edilmektedir. Şu ana kadar yapılan çalışmalarda genellikle zirkon kristalleri için paylaşım değerleri, ana eriyik bileşimi tüm kayaç ve/veya matris cam alınarak hesaplanmıştır. Zirkon mineralleri içerisinde bulunan zirkon-eriyik iz element paylaşımına ait ilk çalışmayı Nagasawa (1970) gerçekleştirmiştir. Bu çalışma, volkanik kayalardan ayrılan zirkon minerallerinin iz element analizleri için çözünme işlemine tabi tutulmasını içermektedir. Gerçekleştirilen bu çalışma sonrasında zirkon içerisinde gelişen farklı kapanım fazlarının, NTE konsantrasyonlarında değişime neden olduğunu ortaya konmuştur.

İz element paylaşım katsayısının temelini oluşturan kavramlar ilk olarak Onuma ve ark. (1968) tarafından ortaya konmuştur. İyonik yarıçapa karşı logaritmik paylaşım katsayı değerlerini içeren parabolik diyagramlarda en üst noktaya yakın değerler, optimum boyutlara sahip ve Zr^{4+} ile yer değiştirecek olan elementleri ifade etmektedir. Bu diyagramlar Onuma diyagramları olarak adlandırılmaktadır. Daha sonra, Blundy ve Wood (1994) çalışmalarında bu parabolere, kristaldeki ilgili yapısal alanın elastik özelliklerine bağlayan bir kristal yapısal gerilme modeli geliştirmişlerdir. Yapısal gerilme modelinin NTE'nin, mineral eriyik paylaşım katsayılarını yorumlamak ve sıcaklık, basınç ve bileşim ile varyasyonlarını tahmin etmek için çok yararlı bir araç olduğu ortaya koymuşlardır. Blundy ve Wood (2003), U ve Th elementleri için geliştirmiş oldukları elastik gerilme modellerini, daha sonra zirkonlarda paylaşım katsayılarını tahmin etmek için kullanmışlardır. Yapısal gerilme yaklaşımı, zirkon örneklerinde bulunan kapanımların gerçek zirkon-eriyik paylaşım katsayısı değerleri verdiğini kanıtlamaktadır. Blundy ve Wood (1994) modeline en uygun eğriler, HNTE için gerçek paylaşım katsayılarının, bazı çalışmalarda ölçülenlerden üç kat daha küçük olma olasılığının olduğunu göstermektedir. Zirkon kristalleri içerisinde bulunan kapanımların oluşturduğu farklılıkların dışında, paylaşım değerlerinin bir kısmı, zirkonun kristalleştiği eriyiğin bileşiminin tam olarak bilinmemesinden kaynaklı

farklı durumlar oluşturmaktadır. Mevcut tüm kayaç bileşimi, zirkonun kristalleşmesi sırasında denge durumunda bulunduğu ilksel eriyikten önemli ölçüde farklılık gösterebilmektedir. Bu çalışma kapsamında, eriyik kapanımlarından itibaren paylaşım değerleri hesaplanmış ve değerlerin ölçülen referans verileri ve yapısal dayanım modeli ile örtüştüğü görülmüştür.

12.1. Zirkon Eriyik Kapanımı, Matriks Cam ve Ana Mineral İz Element Davranışı

İz element bileşimleri, Heidelberg Üniversitesi'nde bulunan Cameca HR-IMS mikroprob kullanılarak daha önce tarif edilen aletsel çalışma koşulları esas alınarak ölçülmüştür. Eser elementlerin bolluğu, $^{30}\text{Si}^+$ ile oranlanan değerler şeklinde elde edilmiş ve daha sonra elementlere ait ikincil iyon yoğunlukları hesaplanmıştır. NIST610 ve NIST612 cam standartları eriyik kapanımları için, 91500 zirkon standart kristalleri ise zirkon iz element analizleri için yoğunluk ve intensite değerleri arasındaki ampirik ilişki kullanılarak hesaplanmıştır.

Homojen eriyik kapanımları içeren zirkon kristalleri ilk olarak alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop aracılığıyla tespit edilmiştir. Zirkon kristalleri ve içerdikleri homojen eriyik kapanımlarının ikincil iyon kütle spektrometresinde gerçekleştirilecek olan iz element analizleri öncesi, zirkon eriyik kapanımlarına ait ana oksit element bileşimleri, elektron mikroskobu ile analiz edilmiştir. Elektron mikroskop analizi sırasında, kristallere ait uygun (yaklaşık $>20\mu\text{m}$) büyüklükteki homojen cam eriyik kapanımları, sonrasında gerçekleştirilecek olan iz element analizleri için seçilmiştir. Zirkon kristali ve eriyik kapanım iz element analizleri eş zamanlı olarak gerçekleştirilmiştir. Zirkon minerallerine ait analizler, tercihen genellikle kapanımdan sonra gerçekleşen ilk zonlanmadan itibaren yapılmıştır. Bununla birlikte, hesaplanan paylaşım değerlerinde karşılaştırma yapmak amacıyla, zirkon minerallerine ait iz element analizleri, eriyik kapanımlarını içeren zonlanmaların dışında farklı bölgelerden de gerçekleştirilmiştir (Çizelge 12.1'den Çizelge 12.11'e kadar). Eriyik kapanımlarının mikroprob analizi öncesi elektron mikroskobu geri saçınımlı dedektörü ve katodoluminesans dedektör aracılığıyla görüntüleri çekilmiş ve bu görüntüler analiz sırasında, uygun kristal ve kapanımların konumlarının bulunmasında kullanılmak üzere bir araya toplanmış ve levha haline getirilmiştir.

Çizelge 12.1. Kavak ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı ve matriks cam nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).

ppm	Eriyik Kapanımı				Matriks Cam	
	kavak_09	1 s.e.	kavak_45	1 s.e.	mc1	1 s.e.
Li	4.04	0.18	43.86	1.78	2.10	0.10
B	29.93	3.75	40.12	4.82	26.99	3.27
Ti	217.56	21.58	528.96	49.86	691.73	53.26
Rb	129.06	3.93	195.94	5.11	200.36	5.26
Sr	89.11	2.77	93.80	2.79	143.14	5.98
Y	108.86	4.75	32.43	1.67	8.83	0.54
Zr	982.00	291.97	68.23	21.63	58.65	17.24
Nb	20.90	1.26	16.60	1.04	13.77	0.82
Ba	576.79	13.53	962.85	29.00	942.26	21.37
Ce	20.06	1.59	55.02	5.76	48.60	4.09
Sm	0.74	0.21	2.54	0.48	2.19	0.54
Dy	6.95	0.87	4.11	0.47	2.12	0.34
Er	11.22	0.93	3.22	0.75	1.15	0.20
Th	9.92	0.70	34.59	2.76	18.96	2.24
U	92.52	11.41	16.30	1.96	6.46	0.94

Çizelge 12.2. Sofular ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı ve matriks cam nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).

ppm	Eriyik Kapanımı				Matriks Cam			
	sofular_12	1 s.e.	sofular_10	1 s.e.	mc1	1 s.e.	mc2	1 s.e.
Li	72.24	1.75	3.41	0.14	23.27	0.64	14.21	0.42
B	19.03	2.33	31.41	3.80	30.01	3.63	29.56	3.57
Ti	1696.91	118.15	1014.76	74.70	994.43	80.18	963.79	71.99
Rb	107.67	6.12	850.36	40.20	166.67	6.82	163.55	5.01
Sr	203.49	6.46	63.01	3.23	56.72	2.48	52.84	1.83
Y	72.41	3.16	23.01	1.15	17.53	0.86	17.81	1.23
Zr	150.02	44.04	204.98	60.70	70.97	20.85	72.06	21.17
Nb	14.41	1.10	19.74	1.10	14.94	0.87	16.50	1.01
Ba	1148.11	17.97	884.29	29.49	841.02	20.32	829.68	16.42
Ce	88.13	6.62	65.44	5.25	62.21	4.81	59.19	5.01
Sm	5.33	1.15	4.01	1.05	2.82	0.44	3.09	0.46
Dy	12.10	1.29	4.29	0.74	3.72	1.16	4.70	0.55
Er	8.80	0.85	3.23	0.48	2.43	0.86	2.37	0.65
Th	30.24	1.76	73.58	8.05	23.80	1.47	25.15	3.32
U	10.35	1.72	42.10	5.29	8.10	1.03	7.18	1.21

Çizelge 12.3. Sarımadentepe ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).

Eriyik Kapanımı								
ppm	sarı_11	1 s.e.	sarı_12	1 s.e.	sarı_22	1 s.e.	sarı_22	1 s.e.
Li	5.89	0.20	55.07	1.46	29.64	0.76	31.41	0.81
B	31.98	3.88	30.50	3.69	29.98	3.63	29.45	3.56
Ti	896.48	66.76	1187.84	85.58	986.62	72.30	964.82	70.90
Rb	164.91	4.98	166.84	5.84	167.18	6.59	178.75	9.91
Sr	63.46	2.85	105.41	4.08	62.16	2.03	60.02	1.98
Y	21.24	1.01	119.70	6.12	20.71	1.10	21.24	1.00
Zr	138.06	41.02	276.88	81.52	212.73	63.44	181.64	53.82
Nb	15.62	0.93	21.38	1.22	15.80	0.91	13.96	0.83
Ba	968.31	25.80	925.88	20.83	891.43	17.34	875.05	26.51
Ce	71.84	5.08	82.70	7.76	64.79	5.58	63.67	5.44
Sm	2.63	0.65	3.46	0.58	3.29	0.48	3.55	0.50
Dy	5.06	0.55	11.22	1.65	4.28	1.07	4.89	0.54
Er	3.24	0.38	12.11	1.04	2.51	0.42	2.73	0.32
Th	31.78	2.51	86.41	5.81	29.79	2.30	29.87	2.06
U	10.79	1.62	44.84	4.56	8.69	1.82	9.95	1.40

Eriyik Kapanımı								
ppm	sarı_30	1 s.e.	sarı_34	1 s.e.	sarı_6	1 s.e.	sarı_47	1 s.e.
Li	51.85	1.27	1.62	0.09	57.15	2.81	44.12	1.19
B	30.93	3.74	30.25	3.65	37.97	4.63	34.14	4.12
Ti	933.60	68.81	971.01	71.10	1393.32	105.73	1303.47	92.41
Rb	160.77	8.15	289.31	9.23	150.61	5.64	184.88	6.83
Sr	58.21	1.93	56.58	2.01	84.87	2.99	79.34	2.45
Y	226.37	11.42	18.04	1.35	147.48	5.57	93.08	5.23
Zr	6977.71	2063.23	110.06	33.75	150.22	44.12	2806.58	831.77
Nb	57.13	3.30	15.20	0.88	20.58	1.29	35.34	2.11
Ba	856.57	16.27	855.31	15.72	876.31	14.86	919.16	23.95
Ce	77.03	6.06	61.12	5.29	88.60	5.56	90.98	7.14
Sm	3.28	0.51	2.39	0.51	5.49	0.83	4.86	1.03
Dy	22.87	2.51	4.02	0.48	15.45	3.72	12.69	1.46
Er	28.97	2.13	1.82	0.26	13.19	1.03	11.84	1.66
Th	64.86	6.14	26.27	2.30	83.49	6.06	91.28	8.60
U	87.08	12.04	7.91	1.38	48.86	4.79	46.30	5.95

Çizelge 12.4. Sarımadentepe ignimbiriti matriks cam nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).

Matriks Cam								
ppm	mc1	1 s.e.	mc2	1 s.e.	mc3	1 s.e.	mc4	1 s.e.
Li	8.95	0.28	10.58	0.32	5.91	0.20	10.02	0.30
B	29.23	3.54	28.23	3.42	28.16	3.41	30.86	3.74
Ti	940.08	69.53	917.98	68.15	933.15	69.04	952.01	70.35
Rb	164.51	10.32	168.54	10.92	155.78	6.05	169.84	4.81
Sr	56.21	1.89	52.52	1.80	54.29	1.84	57.64	1.93
Y	17.25	0.86	17.21	0.86	16.10	0.82	15.82	0.81
Zr	69.66	20.47	69.06	20.32	64.97	19.13	67.75	19.91
Nb	14.87	0.88	14.78	1.00	14.39	1.12	15.03	0.88
Ba	816.24	13.90	829.68	15.03	832.62	19.91	833.46	21.52
Ce	58.32	3.88	58.92	4.51	58.21	4.79	58.73	4.79
Sm	2.29	0.39	2.46	0.58	2.19	0.38	2.58	0.44
Dy	4.79	0.53	3.75	0.58	4.49	0.51	4.68	0.85
Er	2.48	0.59	2.42	0.50	1.96	0.38	2.28	0.42
Th	23.64	1.67	24.13	1.43	24.31	3.44	23.64	2.29
U	7.83	0.86	7.26	0.81	8.44	1.59	7.53	0.83

Çizelge 12.5. Gördeles ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).

Eriyik Kapanımı								
ppm	gor_09	1 s.e.	gor_20	1 s.e.	gor_34	1 s.e.	gor_23	1 s.e.
Li	156.63	8.95	376.68	19.31	58.76	3.62	79.92	1.98
B	12.71	1.57	95.90	11.44	9.91	1.24	50.29	6.02
Ti	610.86	47.42	11597.03	6269.51	1043.19	75.03	727.96	61.09
Rb	219.31	7.25	123.44	4.65	347.46	17.99	179.38	7.00
Sr	82.80	2.67	118.98	29.26	39.07	1.40	60.62	2.44
Y	35.39	2.47	198.64	128.37	49.86	3.36	9.87	0.61
Zr	830.06	246.14	367.46	113.87	1399.32	413.55	439.56	128.82
Nb	19.11	1.04	261.76	143.29	24.11	1.44	12.30	0.74
Ba	269.11	5.89	165.10	8.67	1506.03	18.58	540.66	12.48
Ce	11.06	1.04	320.51	207.67	95.40	17.71	18.48	1.53
Sm	2.01	0.35	7.97	4.86	3.75	1.17	0.93	0.23
Dy	4.40	0.77	15.81	10.09	7.62	2.16	1.44	0.32
Er	3.25	0.52	8.00	7.20	5.63	1.11	0.56	0.13
Th	9.78	1.64	15.22	4.69	38.16	8.86	32.43	2.37
U	3.68	0.77	10.84	8.24	12.91	1.51	11.09	1.32

Çizelge 12.6. Gördeles ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı ve matriks cam nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).

ppm	Eriyik Kapanımı			Matriks Cam		
	gor_23	1 s.e.	mc1	1 s.e.	mc2	1 s.e.
Li	81.18	2.04	48.40	1.46	49.36	1.53
B	51.70	6.19	49.36	5.92	51.29	6.15
Ti	847.72	62.73	780.26	58.75	753.45	57.02
Rb	182.78	6.28	167.97	7.32	168.77	7.52
Sr	57.61	1.91	57.50	1.90	56.24	2.48
Y	12.17	0.80	8.01	0.50	7.69	0.49
Zr	361.70	106.06	49.30	14.50	47.75	14.05
Nb	13.45	0.95	12.02	0.75	12.47	0.80
Ba	528.90	8.98	600.73	19.44	596.11	17.77
Ce	37.10	2.82	37.06	3.42	39.20	3.41
Sm	1.29	0.27	0.89	0.23	1.32	0.28
Dy	2.22	0.34	2.17	0.33	2.08	0.43
Er	1.50	0.26	1.36	0.33	1.38	0.55
Th	33.68	2.47	25.85	2.93	24.90	1.45
U	11.03	1.25	7.54	1.15	8.90	1.09

Çizelge 12.7. Kızılkaya ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).

ppm	Eriyik Kapanımı							
	kızıl_09	1 s.e.	kızıl_25	1 s.e.	kızıl_34	1 s.e.	kızıl_40	1 s.e.
Li	156.10	3.66	81.38	3.10	96.58	3.50	3.47	0.14
B	29.72	3.59	34.90	4.20	31.31	3.78	33.45	4.03
Ti	852.43	63.36	610.56	47.52	673.31	51.53	886.46	65.36
Rb	161.56	6.42	153.96	6.83	157.19	4.56	188.96	4.98
Sr	83.56	2.54	76.38	2.39	78.54	2.48	96.07	2.84
Y	25.17	1.13	40.01	1.71	43.83	2.58	72.15	2.93
Zr	83.03	25.33	125.25	36.99	226.43	66.69	979.42	295.84
Nb	12.64	0.76	13.95	0.85	13.28	0.89	20.02	1.48
Ba	716.68	11.42	678.03	11.14	693.57	11.23	716.26	16.85
Ce	44.83	3.49	41.81	3.41	53.61	4.76	54.19	4.68
Sm	2.01	0.52	1.43	0.35	2.37	0.47	1.97	0.71
Dy	3.19	0.41	4.64	0.50	5.87	0.98	9.88	1.45
Er	2.86	0.77	3.53	0.46	6.36	1.29	6.80	0.90
Th	35.69	3.12	62.73	4.73	44.17	3.50	71.21	6.47
U	18.57	1.99	28.80	3.83	21.61	3.42	16.25	1.81

Çizelge 12.8. Kızılkaya ignimbiriti zirkon eriyik kapanımı nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).

Eriyik Kapanımı								
ppm	kızıl_04_3	1 s.e.	kızıl_04_3_2	1 s.e.	kızıl_04_23	1 s.e.	kızıl_04_18	1 s.e.
Li	2.54	0.21	63.17	1.74	90.52	2.31	101.92	2.75
B	26.43	3.20	25.11	3.04	28.93	3.50	34.77	4.19
Ti	834.76	65.74	775.39	58.08	1174.58	84.44	548.55	43.46
Rb	152.20	4.35	150.90	5.61	100.47	3.48	167.92	6.92
Sr	92.32	2.87	79.11	2.42	189.84	5.33	68.12	2.19
Y	32.09	1.37	67.15	3.49	47.28	1.91	43.39	1.93
Zr	90.28	26.74	649.90	190.73	83.96	25.18	738.89	219.94
Nb	13.93	0.82	32.54	1.61	15.69	0.91	31.67	2.02
Ba	684.75	12.38	659.96	9.61	718.36	10.49	681.39	16.36
Ce	45.42	3.23	67.64	5.49	65.25	5.84	37.07	3.11
Sm	1.24	0.44	3.11	0.65	2.67	0.43	2.05	0.35
Dy	4.79	0.60	9.07	1.00	7.57	1.67	5.61	0.60
Er	4.88	0.57	7.13	0.55	4.98	0.77	4.99	0.54
Th	71.89	5.45	72.72	5.07	30.66	2.83	60.95	3.70
U	28.62	3.94	18.69	2.16	9.14	1.40	24.34	2.35

Çizelge 12.9. Kızılkaya ignimbiriti matriks cam nokta analiz iz element bileşimleri (ppm).

Matriks Cam				
ppm	mc1	1 s.e.	mc2	1 s.e.
Li	44.23	1.57	40.50	1.25
B	50.02	5.99	49.89	5.98
Ti	824.00	61.42	774.22	58.19
Rb	171.15	8.51	168.26	9.57
Sr	58.05	1.91	57.95	1.90
Y	8.48	0.52	8.08	0.50
Zr	47.81	14.11	49.50	14.56
Nb	11.46	0.71	12.09	0.74
Ba	591.91	8.92	597.37	11.31
Ce	37.73	3.38	38.63	3.02
Sm	1.74	0.33	1.21	0.29
Dy	2.29	0.34	2.37	0.44
Er	1.00	0.39	1.06	0.19
Th	27.24	2.23	26.50	3.04
U	7.48	0.94	8.19	1.25

Çizelge 12.10. Kavak, Zelve, Sarımadentepe ve Sofular ignimbritlerine zirkon eriyik kapanımlarının iyon görüntüleme yöntemi sonucunda hesaplanan iz element bileşimleri (ppm).

Eriyik Kapanımı								
ppm	kavak_04	1 s.e.	kavak_06	1 s.e.	zelve_26	1 s.e.	zelve_38	1 s.e.
Li	2.44	0.10	83.52	0.94	85.53	0.21	33.35	0.15
Ti	467.36	17.52	279.92	13.93	433.43	3.75	488.64	5.82
Y	42.33	2.67	17.85	1.79	16.94	0.37	20.92	0.61
Zr	8.73	2.33	22.12	3.85	255.44	2.85	575.02	6.33
Ce	51.83	14.97	13.84	6.19	48.25	1.03	42.13	1.04
Er	30.70	17.73	11.46	8.66	1.90	0.16	1.90	0.20
Dy	44.09	25.46	14.14	11.54	10.09	1.66	7.87	1.39
Th	10.75	n.d.	6.89	n.d.	24.35	1.15	18.21	1.07
U	23.44	16.57	16.45	11.09	10.97	0.80	7.35	0.71

Eriyik Kapanımı								
ppm	sarı_02	1 s.e.	sarı_06	1 s.e.	sarı_14	1 s.e.	sarı_19	1 s.e.
Li	4.10	0.14	106.31	0.90	37.93	0.79	82.96	1.68
Ti	800.33	23.39	2130.13	33.48	1125.21	43.45	687.94	39.97
Y	26.90	2.13	171.28	3.63	60.02	4.94	24.68	3.78
Zr	12.55	2.81	152.78	6.09	73.14	10.49	146.56	17.91
Ce	35.75	11.92	136.93	3.41	55.23	19.54	14.38	7.20
Er	18.84	13.32	23.65	2.39	32.73	23.15	17.05	12.06
Dy	13.45	n.d.	56.75	4.27	47.00	33.24	24.48	n.d.
Th	39.63	19.82	143.23	5.77	68.95	34.48	6.02	3.48
U	21.54	15.23	123.89	5.92	74.72	37.37	29.20	16.87

Eriyik Kapanımı								
ppm	sarı_20	1 s.e.	sarı_34	1 s.e.	sofular_2	1 s.e.	sofular_19	1 s.e.
Li	39.16	0.39	41.90	0.54	54.22	0.71	2.32	0.18
Ti	1181.09	21.46	1007.74	26.19	1205.74	31.88	1113.52	48.73
Y	44.86	2.05	39.13	2.55	97.52	4.48	50.59	5.11
Zr	18.30	2.52	146.93	9.56	17.12	3.57	290.64	23.86
Ce	61.74	10.16	36.07	4.87	80.77	20.87	39.60	13.21
Er	11.83	6.83	3.11	2.20	25.56	18.07	5.70	2.55
Dy	11.29	7.98	6.69	3.86	54.96	31.73	14.95	n.d.
Th	29.15	11.02	34.38	7.51	147.89	44.61	40.15	9.00
U	18.07	9.03	24.84	6.64	72.79	32.56	47.60	23.81

Çizelge 12.11. Cemilköy, Gördeles ve Kızılkaya ignimbritlerine ait zirkon eriyik kapanımlarının iyon görüntüleme yöntemi sonucunda hesaplanan iz element bileşimleri (ppm).

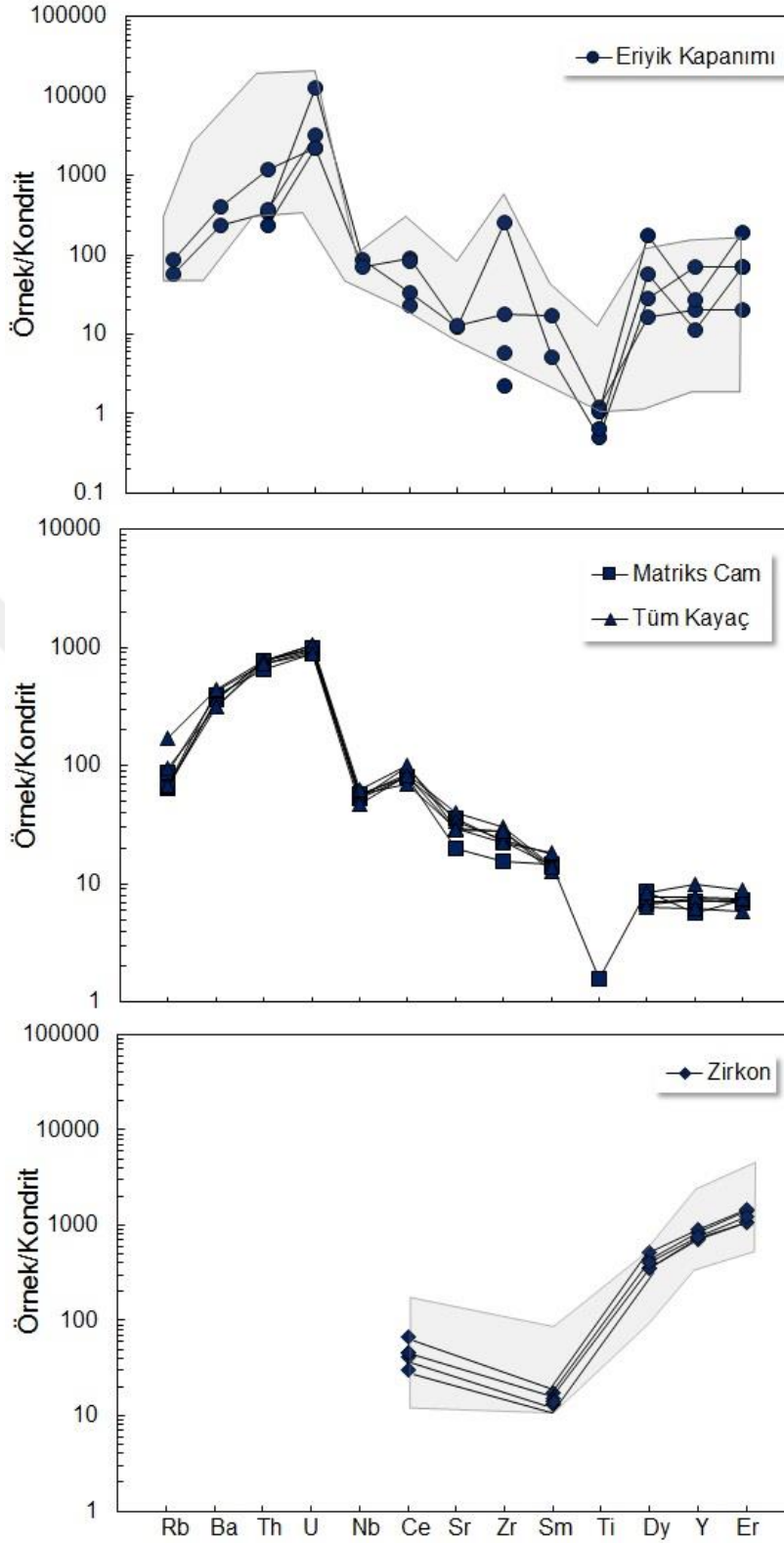
Eriyik Kapanımı								
ppm	cemi_34	1 s.e.	cemil_06	1 s.e.	gor_03	1 s.e.	gor_05_43	1 s.e.
Li	310.50	2.59	195.32	2.00	315.92	3.05	661.45	5.83
Ti	28.77	3.96	29.52	4.68	71.19	7.22	325.37	14.95
Y	19.30	1.67	20.56	2.01	15.80	1.75	10.22	1.34
Zr	177.93	9.90	40.45	5.47	44.15	5.67	133.63	9.47
Ce	2.46	0.82	6.69	3.86	27.31	7.89	12.84	1.84
Er	1.29	0.91	21.10	10.55	27.94	12.50	0.62	0.62
Dy	4.64	2.07	7.55	n.d	7.71	n.d	3.56	1.78
Th	5.46	1.93	16.71	9.65	34.12	13.93	5.89	1.96
U	6.65	2.22	3.18	1.30	6.14	6.14	6.39	2.13

Eriyik Kapanımı								
ppm	gor_05_48	1 s.e.	gor_05	1 s.e.	gor_21_02	1 s.e.	gor_31	1 s.e.
Li	881.41	8.49	399.70	5.84	159.56	1.78	336.16	2.85
Ti	184.36	12.36	82.87	12.01	66.74	7.49	436.15	12.07
Y	18.96	2.03	25.65	3.45	17.04	1.95	25.24	1.96
Zr	167.48	11.74	252.84	21.13	130.49	10.49	98.74	7.50
Ce	9.81	1.96	2.13	2.13	10.20	3.40	33.18	4.48
Er	1.86	1.32	20.23	10.12	5.37	3.80	5.71	2.86
Dy	2.67	1.89	21.80	12.59	7.72	5.46	10.24	4.58
Th	4.89	2.19	5.33	n.d	5.67	4.01	6.02	3.01
U	12.73	3.68	17.35	10.02	9.19	5.31	1.63	n.d.

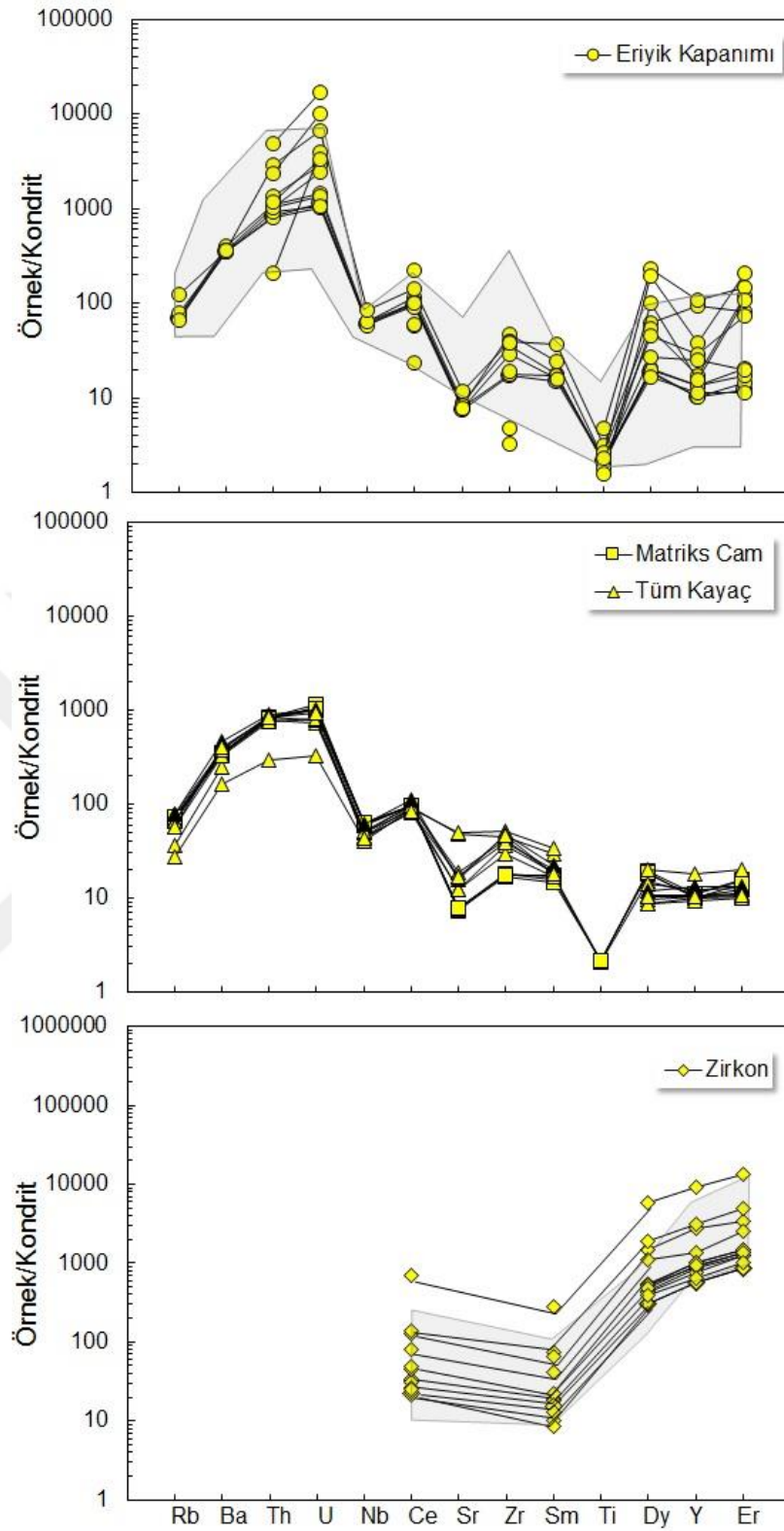
Eriyik Kapanımı						
ppm	kızıl_11	1 s.e.	kızıl_17	1 s.e.	kızıl_35	1 s.e.
Li	156.58	1.53	56.45	0.48	46.44	0.61
Ti	608.09	20.25	671.40	15.01	577.87	20.33
Y	18.32	1.76	19.87	1.29	38.60	2.65
Zr	49.86	5.62	41.83	3.62	282.49	13.97
Ce	5.88	3.72	26.87	3.77	60.84	5.62
Er	11.17	7.90	2.48	1.75	8.54	3.23
Dy	n.d	n.d	5.39	3.11	10.52	4.30
Th	5.86	n.d.	15.80	4.56	51.48	8.15
U	31.82	14.23	9.99	3.78	16.73	4.83

Birimlere ait kondrite göre normalize edilmiş spider (çoklu) iz element dağılım diyagramları aşağıda sırasıyla verilmiştir. İgnimbiritlere ait zirkonların eriyik kapanımları, matriks cam ve tüm kayaç bileşenleri orojenik (dalma/batma ve/veya çarpışma kuşakları) bölgeleri karakterize eden uyumsuz element bileşimleri sergilemektedir. Yine birimlerin Nb ve Ti içeriklerinde gözlenen negatif anomali jeokimyasal olarak dalma-batma ile ilişkili olarak gelişen kayaçları karakterize etmektedir.

Kavak ve Sarımadentepe ignimbiritleri için kondrite göre normalize edilmiş NTE ve iz element miktarlarını içeren eriyik kapanımı, ortalama tüm kayaç, pomza matriks camın ve kapanım fazı içeren zirkon kristallerinin dağılım grafikleri Şekil 12.1'de gösterilmiştir. Kavak ignimbiritinden itibaren serbestleştirilen zirkon kristallerine ait eriyik kapanımları, Rb, Ba, Th, U gibi LIL elementleri bakımından zenginleşmeyi göstermektedir. Ayrıca, Kavak ignimbiritinin eriyik kapanımları, tüm kayaç ve pomza matriks camına göre ANTE (Dy, Er, Y) bakımından zenginleştirilmiştir (Şekil 12.1). Bu diyagramda gözlenen bir diğer özellik, HFS elementlerinin (Nb ve Ti) negatif anomalilerinin varlığıdır. Sarımadentepe ignimbiritinin zirkon kristallerine ait eriyik kapanımları Ba, Rb, Th, U bakımından zenginleşme göstermektedir. Tüm kayaç ve pomza matriks cam spider multi element diyagramında da aynı zenginleşmenin varlığı dikkat çekmektedir. Cam eriyik kapanımlar, matriks camı ve tüm kayaçlarda Sm, Dy, Y ve Er konsantrasyonları benzerlik göstermektedir. Ayrıca hem Kavak hem de Sarımadentepe zirkonları ANTE (Dy, Er, Y) bakımından benzer dağılım gösterirken, Sr ve Nb'da gözlenen hafif negatif anomali ile Ti'da gözlenen güçlü negatif anomali dikkat çekmektedir (Şekil 12.2). Ti ve Nb elementlerinde gözlenen tüketilme dalma-batma ile ilişkilendirilirken Sr gözlenen hafif anomali ise birimlerin gelişimi sırasında etkin olan fraksiyonel kristalleşmeyi, özellikle feldispat fraksiyonlanmasını ifade etmektedir. Sarımadentepe C_{EN}/E_{RN} oranlarının cam eriyik kapanımları için 0.69 ile 6.73 arasında değişmektedir (ortalama: 3.75), Kavak ignimbiriti C_{EN}/E_{RN} oranlarının eriyik kapanımları 0.47'den 4.45'e arasında değişmektedir (ortalama: 2.46). Eriyiğin bileşimine dâhil edilmesi sırasında eriyik kapanımlarında bulunan HNTE'lerinin ANTE'den güçlü bir şekilde ayrılanmadığını göstermektedir.

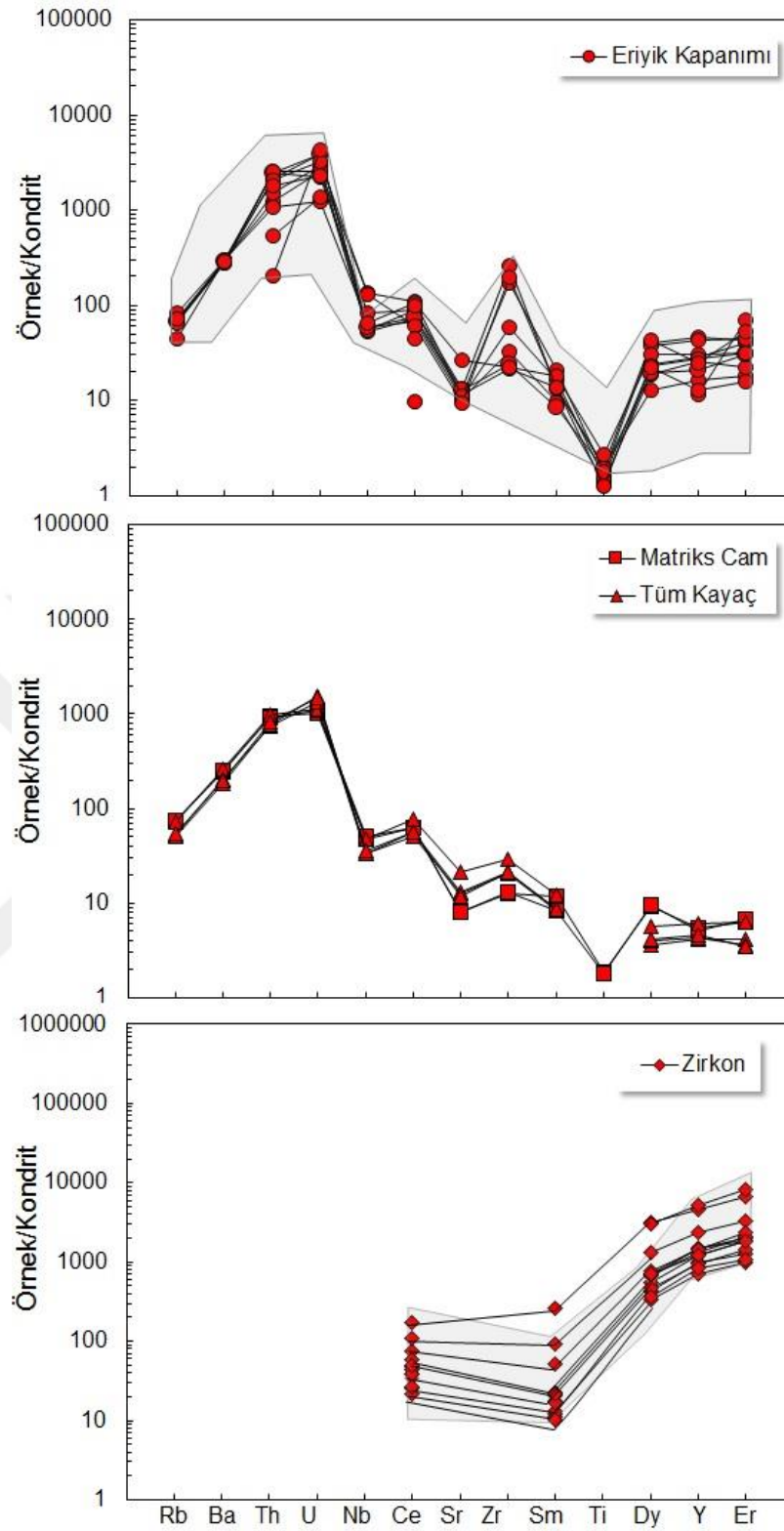


Şekil 12.1. Kavak ignimbiritine ait tüm kayaç, matriks cam, zirkon ve zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımlarına ait kondrite göre normalize edilmiş spider çoklu iz element diyagramları (Gri alanlar Thomas ve ark. 2002 verilerine göre çizilmiştir).

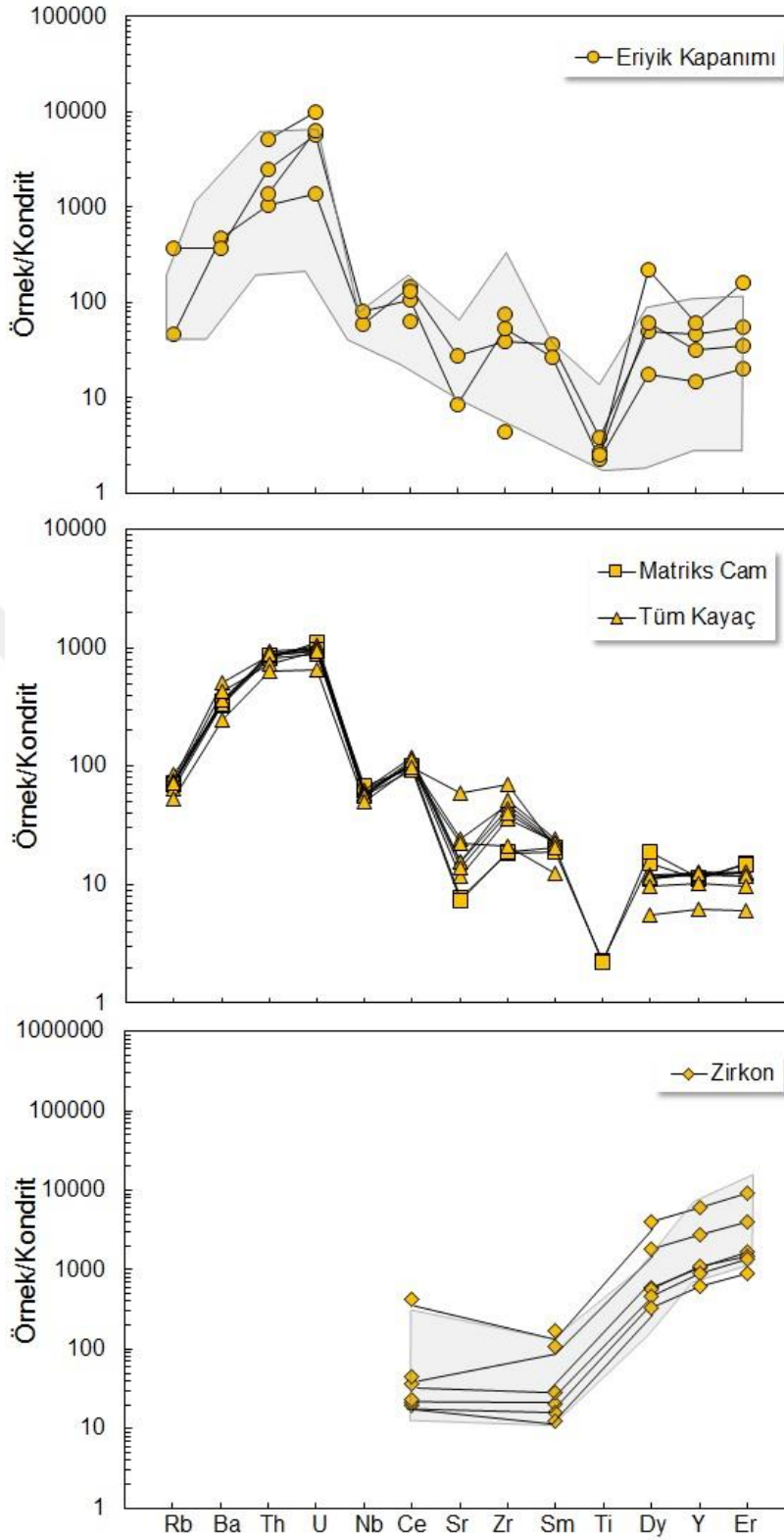


Şekil 12.2. Sarımadentepe ignimbiritine ait tüm kayaç, matriks cam, zirkon ve zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımlarına ait kondrite göre normalize edilmiş spider çoklu iz element diyagramları (Gri alanlar Thomas ve ark. 2002 verilerine göre çizilmiştir).

Kızılkaya ve Sofular ignimbiritlerine ait zirkon kristallerinin cam eriyik kapanımları kondrit normalize edilmiş NTE bolluğu, içinde bulunduğu aksesuar faz olan zirkon kristalleri, tüm kayaç ve pomza matris camı Şekil 12.3'de gösterilmiştir. Kızılkaya ignimbiritine ait eriyik kapanımlarının kondrite göre normalize edilmiş NTE ve iz element deseninde, bazı örneklerde Th ve Ce'da bir tüketilme gözlenirken, Zr elementinde zenginleşme olduğu görülmektedir (Şekil 12.3). Bu durum dışında eriyik kapanımlarının iz element desenleri belirgin bir paralellik sunmaktadır. Hem Kızılkaya hemde Sofular ignimbiriti için tüm kayaç ve matris cam iz elementi NTE ve iz element değişim diyagramları eriyik kapanımları ile anlamlı bir şekilde benzerlik göstermektedir. Ancak, hem ignimbirit hem de zirkon, Ba, Rb, Th ve U bakımından Dy, Er ve Y'a oranla zenginleşmiş olarak görülmektedir. Bununla birlikte Ti ve Nb elementlerinde gözlenen tüketilme dalma-batma ile ilişkilendirilmektedir. Yine aynı şekilde Sr'da gözlenen hafif negatif anomali de fraksiyonel kristalleşmenin bu birimler de etkin olduğunu göstermektedir. Kızılkaya C_{EN}/E_{RN} oranlarının erime kapanımları 1.94 ile 4.09 arasında değişmektedir (ortalama: 2.72), Sofular ignimbiriti C_{EN}/E_{RN} oranlarının eriyik kapanımlarında 2.61'den 5.3'e (ortalama: 3.94) kadar olan aralıkta değişmektedir (Şekil 12.4).

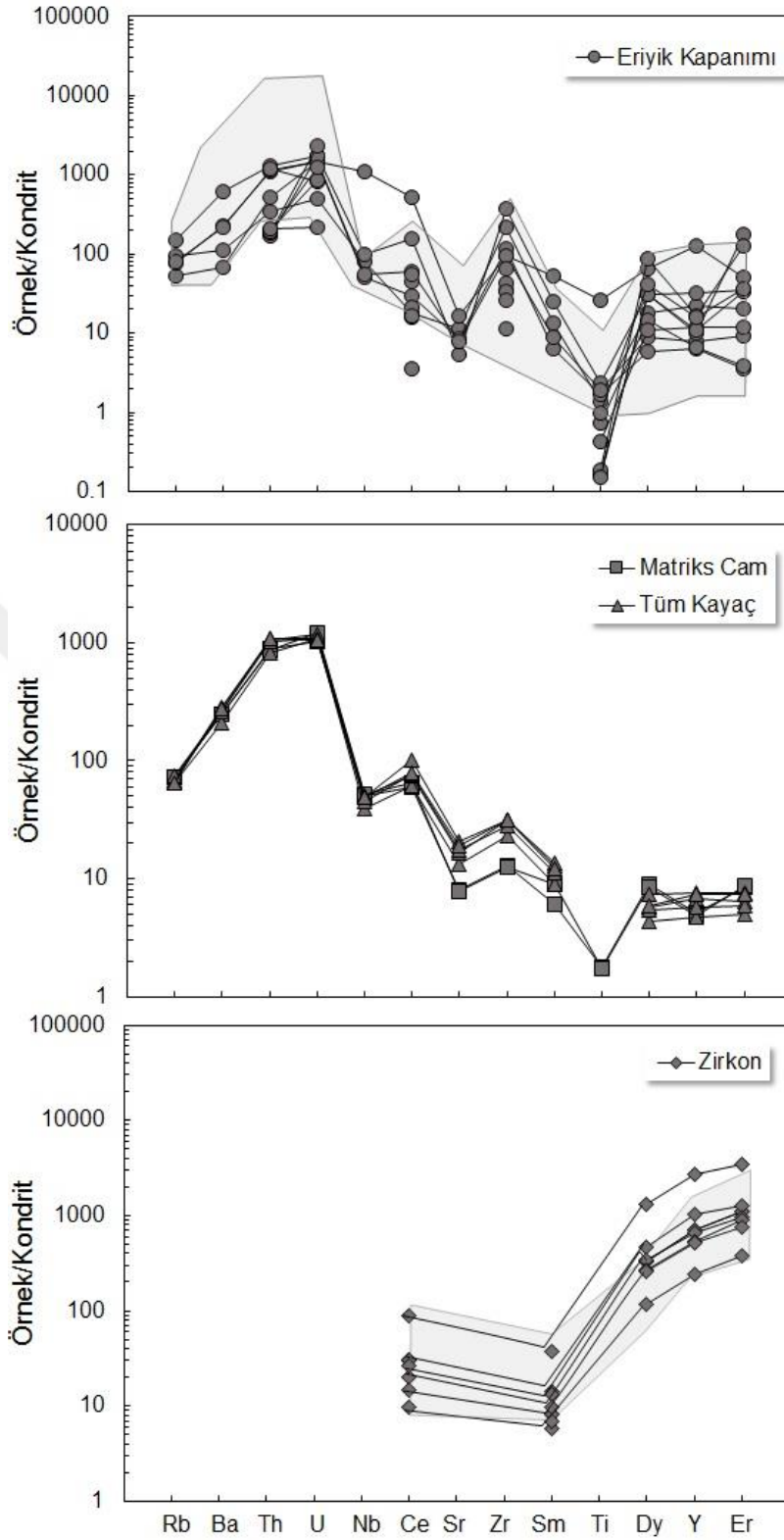


Şekil 12.3. Kızılkaya ignimbiritine ait tüm kayaç, matriks cam, zirkon ve zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımlarına ait kondrite göre normalize edilmiş spider çöklü iz element diyagramları (Gri alanlar Thomas ve ark. 2002 verilerine göre çizilmiştir).



Şekil 12.4. Sofular ignimbiritine ait tüm kayaç, matriks cam, zirkon ve zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımlarına ait kondrite göre normalize edilmiş spider çoklu iz element diyagramları (Gri alanlar Thomas ve ark. 2002 verilerine göre çizilmiştir).

Gördeles ignimbiritinin zirkonlarına ait eriyik kapanımları kondrit normalize edilmiş iz element bolluğu, kapanımların bulunduğu zirkon kristalleri, tüm kayaç ve matriks camına ait spider çoklu element diyagramı Şekil 12.5'de gösterilmiştir. Gördeles ignimbiritine ait eriyik kapanımları, diğer birimlere nazaran daha farklı kondrit normalize iz element deseni sunmaktadır (Şekil 12.5). Tüm kayaç ve matriks cam iz elementi değişimlerini gösteren diyagramlar, birbirine paralel iz element dağılımları göstermektedir. Eriyik kapanımı spider çoklu element diyagramları bahsi geçen ignimbiritlerden farklı iz element desenleri sunmaktadır. Aynı zamanda birim içerisinde bulunan eriyik kapanımlarının da bireysel dağılımlarının kendi içerisinde farklılıklar göstererek farklı bileşimlerde gelişen eriyik kapanımlarının varlığına işaret etmektedir. Tüm kayaç Zr içeriklerinde gözlenen hafif pozitif anomali benzer şekilde eriyik kapanım Zr iz element spider diyagramında da gözlenmektedir. Gördeles ignimbiritine ait zirkonlardaki iki eriyik kapanımının Zr içeriği, diğerlerinden nispeten yüksek çıkmaktadır. Bu noktalardan birinin Nb, Ce, Ti ve Y içeriğinin nispeten yüksek olduğu da görülmektedir. Bu ignimbiritin tüm kayaca ait, Sr, Sm, ve Zr elementlerinin matriks cam bileşimine göre daha zenginleşmiş olduğu görülmektedir. Bununla birlikte, zirkonlarda bulunan eriyik kapanımlarının Dy, Y, Er kondrit normalize desenleri tüm kayaç ve matriks camından daha yüksek değerler (D_{YN} , Y_N , $Er_N > 10$) arasında dağılım göstermektedir. Gördeles ignimbiritine ait zirkonların eriyik kapanımları diğer birimlerin eriyik kapanımlarına nazaran geniş oranlarda bileşimsel çeşitlilik sunmaktadırlar.



Şekil 12.5. Gördeles ignimbiritine ait tüm kayaç, matriks cam, zirkon ve zirkon kristalleri içerisinde bulunan eriyik kapanımlarına ait kondrite göre normalize edilmiş spider çoklu iz element diyagramları (Gri alanlar Thomas ve ark. 2002 verilerine göre çizilmiştir).

12.3. Zirkon/Eriyik Kapanımı ve Zirkon/Matriks Cam Paylaşım Katsayısı

Birimlere ait her bir eriyik kapanımı ve matriks camdan elde edilen iz element değerleri ile zirkon minerali için zirkon/eriyik ve zirkon/matriks cam çiftlerine ait paylaşım katsayısı hesaplanmıştır. Bu çalışma ile belirlenen paylaşım katsayılarının, artan atom sayısı ile birlikte artış sergilediği gözlenmektedir. Aynı zamanda, bu çalışmada bireysel eriyik kapanımlarından itibaren hesaplanan zirkon/eriyik kapanımı değerlerinde gözlenen çeşitlilik, zirkon/matriks cam ayırımında gözlenen çeşitlilikler ile karşılaştırılmıştır. Her iki koşul için hesaplanan paylaşım katsayı değerleri, bir zirkon kristali kafes yapısında bulunan katyonik grubunun iyonik yarıçapa karşı çizilen grafiğinde, parabolik bir form göstermektedir. Paraboldeki maksimum, bölümlenmeye dâhil olan alana uyan (Onuma ve ark., 1968) optimum katyon boyutunu tanımlamakta ve genellikle yer değiştirmeye maruz kalan ana katyonun boyutuna yakın katyonu temsil etmektedir. Çalışma alanında bulunan birimlere ait zirkonlar için, paraboldeki maksimum değerler, yani zirkon kafes yapısındaki Zr^{4+} ile yer değiştirebilecek iyonik yarıçapa sahip değerler, Y, Er ve Dy elementleri ile ifade edilmektedir.

Magma odası içerisinde bulunan eriyiğe ait iz element miktarı, ana mineral ve aksesuar fazların kristalleşmeye başlaması ile değişmektedir. Bu nedenle, devam eden fraksiyonel kristalleşme sürecinde, eriyiğin zamanla iz element bolluğu bakımından fakirleşmeye uğrayacağı beklenmektedir. Bu kapsamda, daha evrimleşmiş olan eriyik bileşimini temsil eden matriks cama göre hesaplanan paylaşım katsayısı değerlerinin, eriyik kapanımlarına göre hesaplanan değerlerden daha büyük çıkması beklenmektedir. Bu çalışmada, eriyik kapanımı analizleri sonucunda hesaplanan paylaşım katsayısı değerlerinin, matriks cam hesaplamaları ile elde edilen değerlerden yaklaşık olarak %10-15 arasında değişen bir oranlarda farklılık gösterdiği belirlenmiştir.

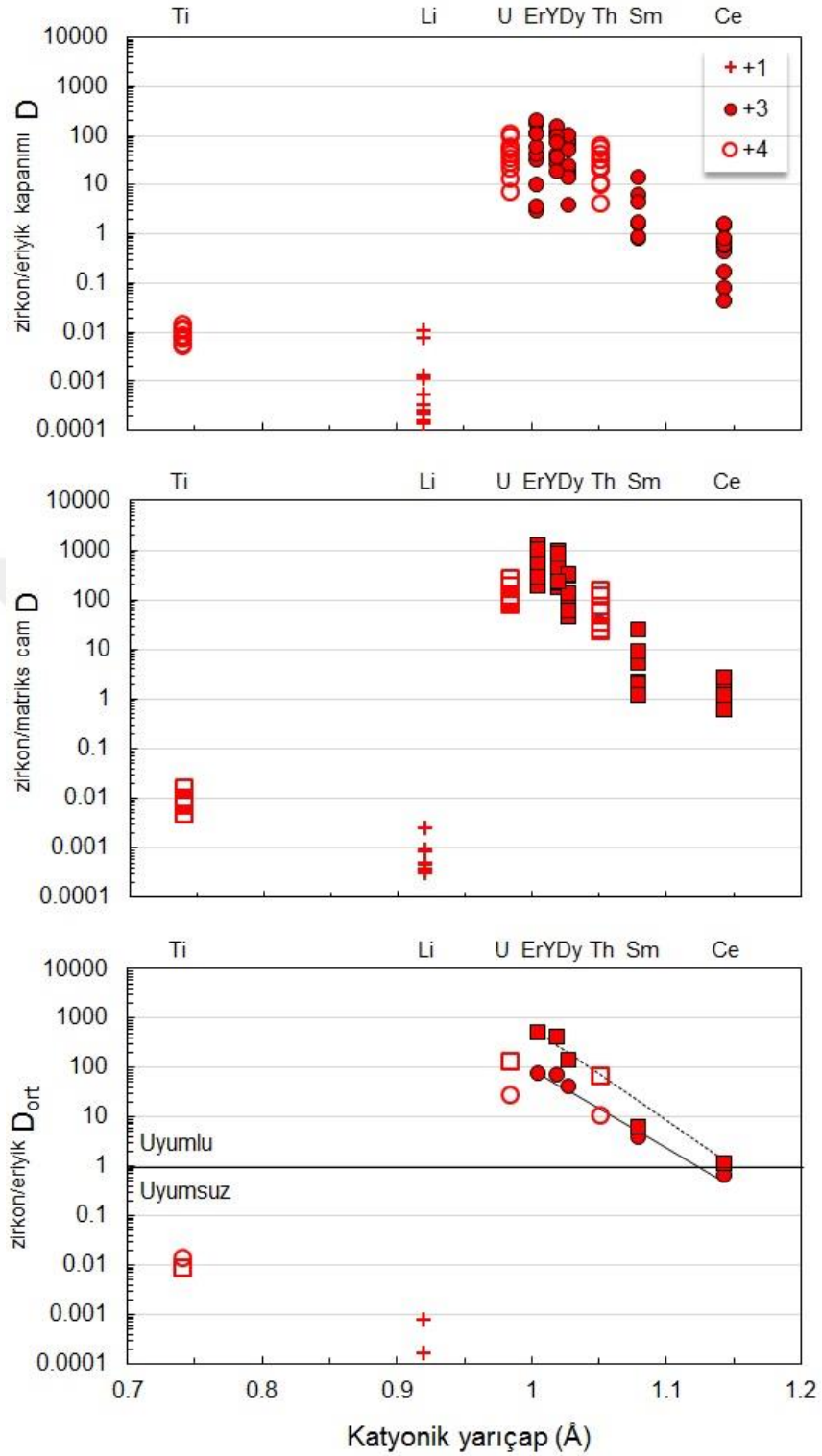
Bu çalışma kapsamında belirlenen paylaşım katsayılarındaki değişiklikler, hem deneysel çalışmalarla (Fujimaki, 1986), hem de doğal örneklerin matriks cam analizlerinden itibaren (Mahood ve Hildreth, 1983) belirlenen paylaşım katsayısı değerlerinden biraz daha düşük çıkmaktadır. Fujimaki (1986), deneysel veriler sonucunda hesaplanan Ce paylaşım katsayısı değerinin (D_{Ce}) 3.49'dan, en yüksek değer olan 5.14'e kadar olan bir aralıkta değiştiğini ortaya koymuştur. Mahood ve

Hildreth (1983), Bishop tüflerindeki riyolitik camlarda yapmış olduğu analizler sonucunda Ce için paylaşım katsayı değerlerinin (D_{Ce}) 10'dan 23.5'e kadar olan bir aralıkta olduğunu belirlemişlerdir. Bu çalışmada, Kapadokya ignimbiritlerinin zirkon kristalleri içerisinde gelişmiş olan eriyik kapanımlarından ve matriks cam bileşenlerinden itibaren hesaplanan iz element paylaşım katsayıları birbirleriyle tutarlı sonuçlar vermektedir. Buna karşın, Sm ve Ce elementleri için hesaplanan paylaşım katsayı değerlerinin, ana eriyiğin kimyasal bileşimine bağlı olarak değiştiği sonucuna varılmıştır. Sofular ignimbiriti için, Sm'un eriyik kapanımındaki bileşimi paylaşım katsayısı değerleri hesaplamasında kullanıldığında, Sm'un eriyik fazda kalmayı tercih ettiği görülmekte ($D_{Sm}=0.77$) ve zirkon kristali için uyumsuz bir element davranışı sergilemektedir. Diğer taraftan, Sm'un paylaşım katsayısı hesaplamalarında matris cam olarak eriyik bileşimi seçildiğinde kristal fazı tercih ettiği ($D_{Sm}=2.97$) görülmektedir. Birimlere ait zirkon kristallerinin ortalama Ce paylaşım katsayısı değerleri (D_{Ce}) 0.14-0.72 arasında değişmektedir. Bununla birlikte, en yüksek Ce paylaşım katsayıları 0.65-0.87 aralığı ile Kızılkaya ignimbiritinden rastlanmaktadır. Sm elementi için ortalama paylaşım değerleri 0.77-2.5 arasında değişmektedir. Yine bu element için en yüksek ortalama paylaşım katsayısı Kızılkaya ignimbiritinde 4.0-6.2 aralığında hesaplanmıştır.

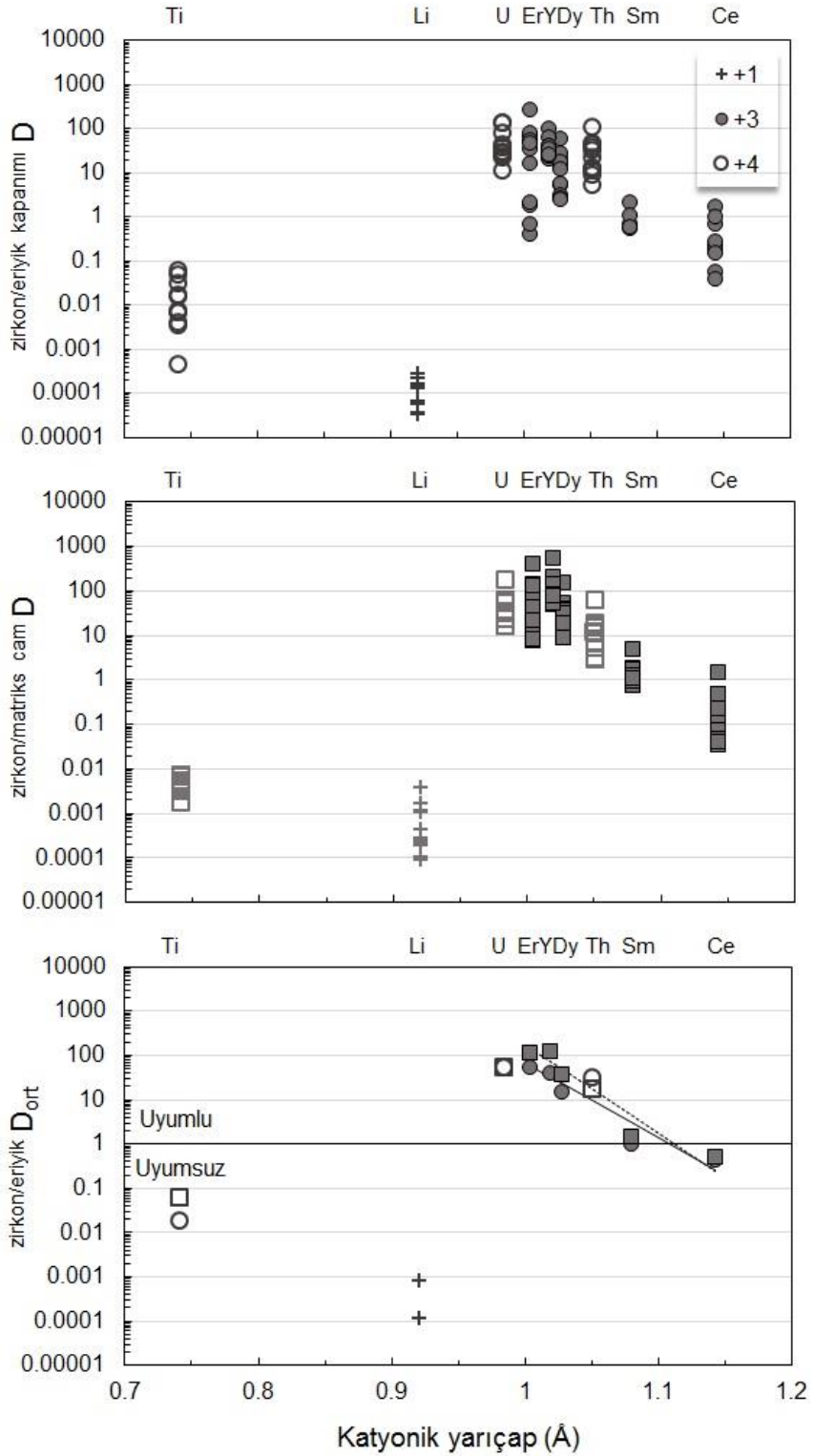
Birimlere ait zirkon eriyik kapanımı analizleri ve matriks cam analizleri sonucunda elde edilen veriler doğrultusunda her element (Ti, Li, U,Th, Er, Y, Sm, Dy, Ce) için hesaplanan paylaşım katsayı değerleri Çizelge 12.12'den 12.16'ya kadar ortalama değerler ile birlikte verilmiştir. Hesaplanan katsayı değerleri elementlere ait iyonik yarıçapa karşı çizilen Onuma grafiklerinde gösterilmiştir (Şekil 12.6-12.10). Grafiklerde aynı iyonik yüke sahip olan elementler, paylaşımın yarıçapa göre değişimini izlemek adına aynı sembollerle ifade edilmiştir. Daha sonra bu paylaşım verileri doğrultusunda, Blundy ve Wood (1994) ve Blundy ve Wood (2003)'da açıklanan kafes gerilme modeline (Lattice Strain Model) dayanarak geliştirilen eşitlik kullanılarak, teorik olarak paylaşım katsayısı değerleri hesaplanmıştır. Teorik paylaşım katsayısı değerlerinin, hesaplanan paylaşım değerleri ile örtüştüğü görülmektedir. Denklemden elementlere ait yarıçap değerleri r_i ve r_o ($r_o=r_{Zr}=0.84 \text{ \AA}$) Shannon (1976) çalışmasında Tablo 1'de bahsedilen değerlerden alınmıştır. Denklemden kullanılan sıcaklık değeri için, zirkon Ti termometresi çalışması kapsamında hesaplanan zirkon kristalleşme

sıcaklıkları kullanılmıştır. Eşitlikte kullanılan D_0 değerleri için birimlere ait zirkonların eriyik kapanımı ve matriks cama göre hesaplanan paylaşım katsayılarından itibaren hesaplanan ortalama değerler kullanılmıştır. Kristal kafes yapısının elastik gerilme modülü (E) ise 2003 kb olarak kullanılmıştır (Thomas ve ark., 2002). Bununla birlikte, yaklaşık 100°C gibi sıcaklık değerlerindeki büyük değişikliklerin, teorik olarak hesaplanan paylaşım katsayılarını önemli ölçüde etkilemediği sonucuna varılmıştır.

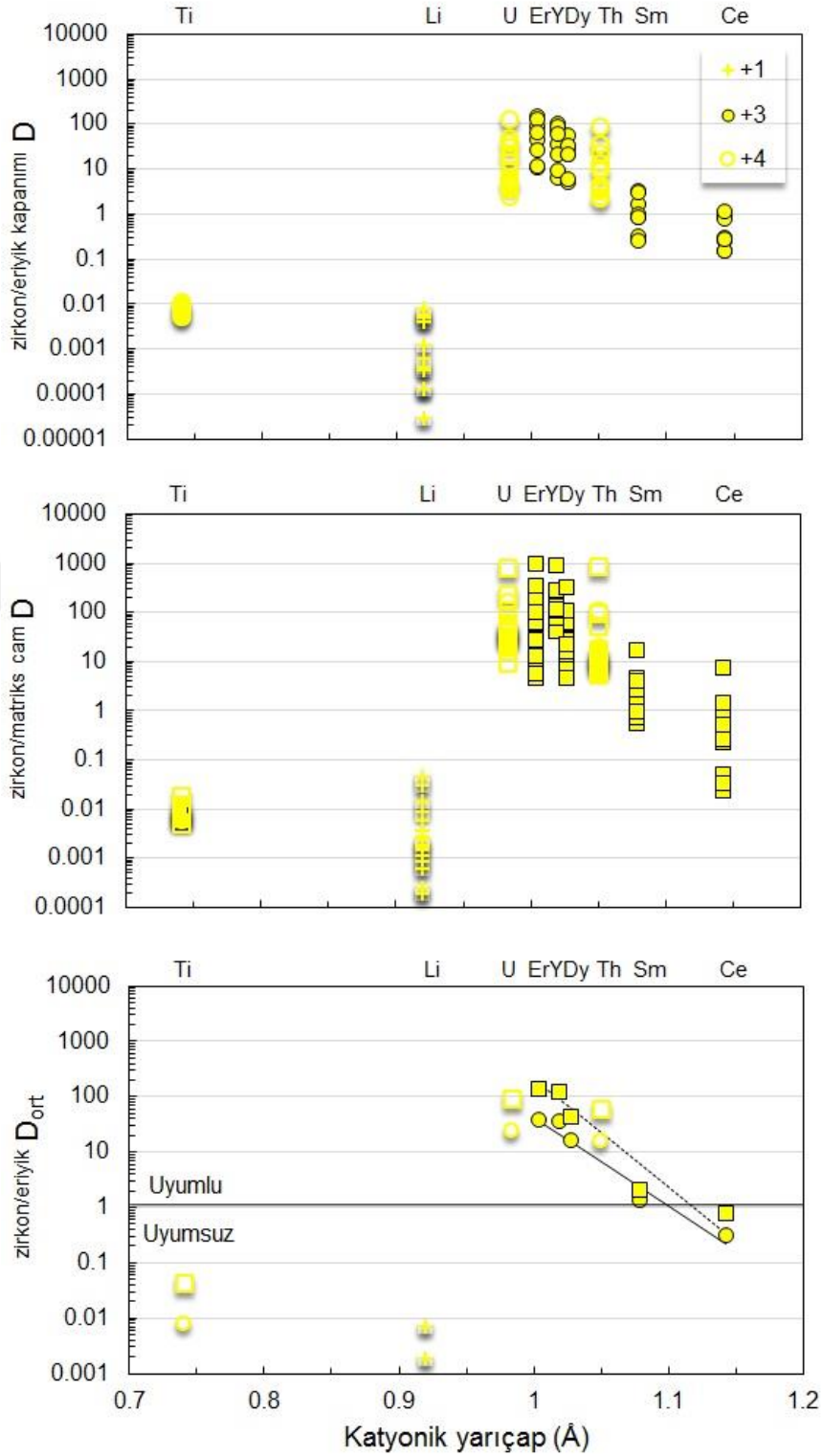




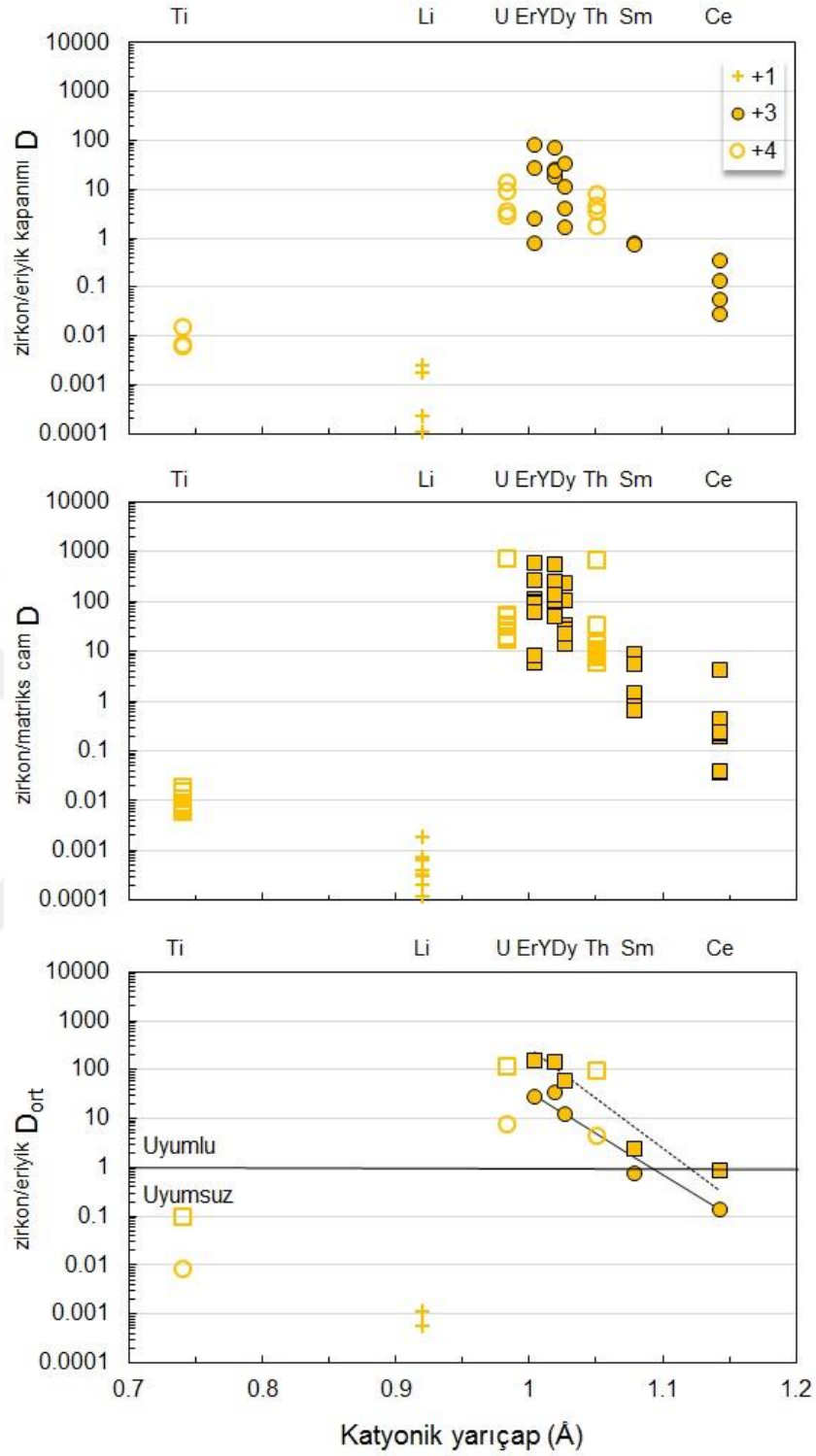
Şekil 12.6. Kızılıkaya ignimbiriti zirkonlarına ait eriyik kapanımı ve matriks cama göre hesaplanan D değerlerinin Onuma diyagramları. Ortalama zirkon-eriyik element paylaşım katsayıları (D_{mean}) üç değerlikli elementlere ait teorik yapısal gerilme modelinin (eğrilerin) en küçük kareleriyle uyumlu hale getirmiştir.



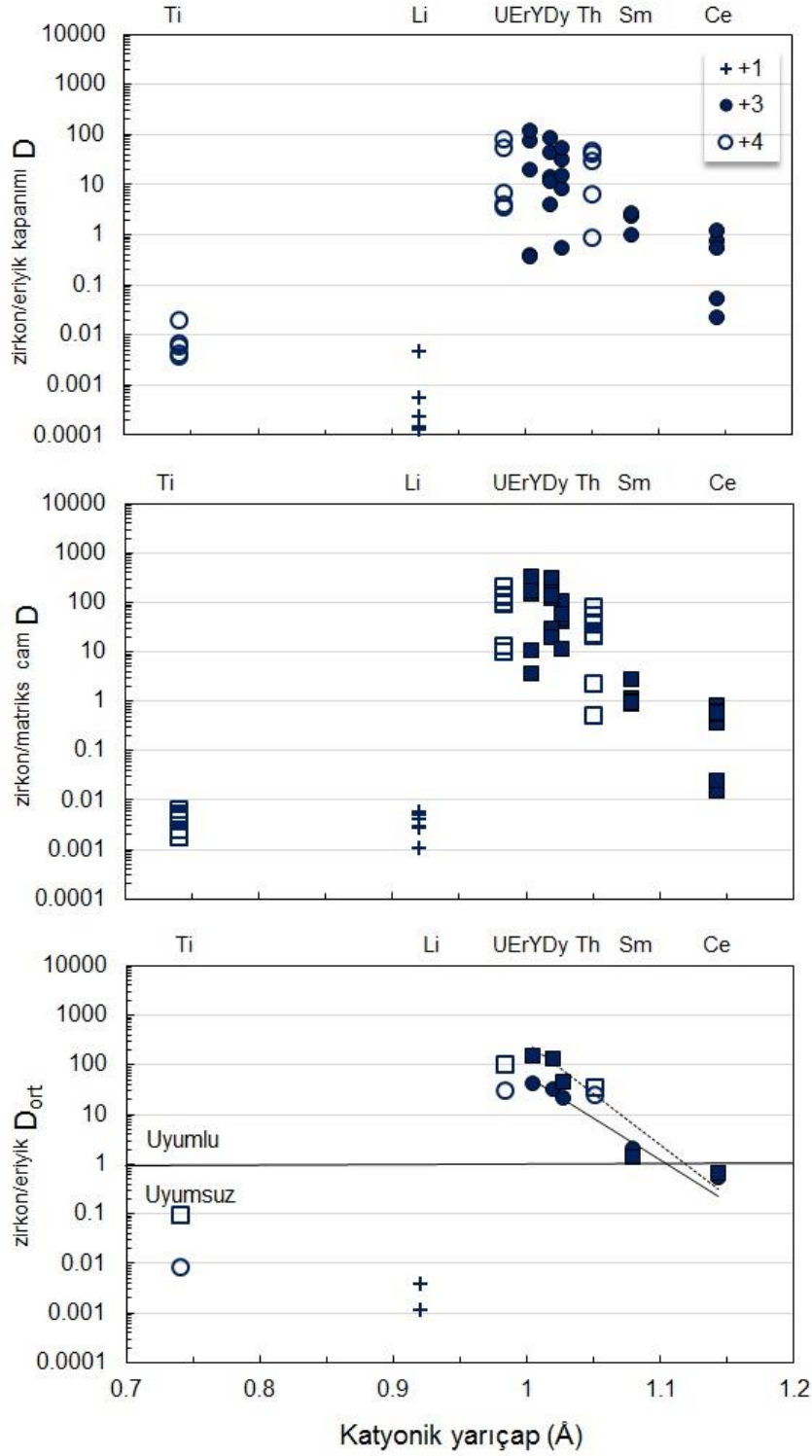
Şekil 12.7. Gördeles ignimbiriti zirkonlarına ait eriyik kapanımı ve matriks cama göre hesaplanan D değerlerinin Onuma diyagramları. Ortalama zirkon-eriyik element paylaşım katsayıları (D_{mean}) üç değerlikli elementlere ait teorik yapısal gerilme modelinin (eğrilerin) en küçük kareleriyle uyumlu hale getirmiştir.



Şekil 12.8. Sarımadentepe ignimbiriti zirkonlarına ait eriyik kapanımı ve matriks cama göre hesaplanan D değerlerinin Onuma diyagramları. Ortalama zirkon-eriyik element paylaşım katsayıları (D_{mean}) üç değerlikli elementlere ait teorik yapısal gerilme modelinin (eğrilerin) en küçük kareleriyle uyumlu hale getirmiştir.



Şekil 12.9. Sofular ignimbiriti zirkonlarına ait eriyik kapanımı ve matriks cama göre hesaplanan D değerlerinin Onuma diyagramları. Ortalama zirkon-eriyik element paylaşım katsayıları (D_{mean}) üç değerlikli elementlere ait teorik yapısal gerilme modelinin (eğrilerin) en küçük kareleriyle uyumlu hale getirmiştir.



Şekil 12.10. Kavak ignimbiriti zirkonlarına ait eriyik kapanımı ve matriks cama göre hesaplanan D değerlerinin Onuma diyagramları. Ortalama zirkon-eriyik element paylaşım katsayıları (D_{mean}) üç değerlikli elementlere ait teorik yapısal gerilme modelinin (eğrilerin) en küçük kareleriyle uyumlu hale getirmiştir.

Ti ve Li yük/iyonik yarıçap oranlarına göre beklenildiği gibi uyumsuz davranış göstermektedir. Birimlere ait zirkon kristallerinin eriyik kapanım analizleri sonucunda hesaplanan Li ve Ti paylaşım katsayıları sırasıyla 0.0001-0.0021 ile 0.0088-0.0196 değerleri arasında değişmektedir. Bununla birlikte, cam matrikse göre hesaplanan katsayı değerleri ise sırasıyla 0.0006-0.0071 ile 0.0105-0.044 arasında değişmektedir. Dy, Th, U, Y ve Er elementleri ise hem eriyik kapanımlarından itibaren hesaplanan değerlerde, hem de matriks cama göre hesaplanan katsayı değerlerinde son derece uyumlu davranış sergilediği görülmektedir.

Bu çalışma kapsamından hesaplanan paylaşım katsayısı değerleri, daha önce Thomas ve ark., (2002)'nin doğal eriyik kapanımı ve zirkon kristalinden itibaren hesaplamış oldukları zirkon/eriyik paylaşım katsayısı değerleri ile örtüşen sonuçlar vermektedir. Bununla birlikte, gerçekleştirilen daha önceki çalışmalar, zirkon eriyik kapanımı analizlerinden itibaren, Ce elementinin paylaşım katsayısı değerlerinde gözlenen çeşitliliğin varlığı dikkat çekmektedir. Hesaplanan, zirkon/eriyik kapanımı ve zirkon/matriks cam paylaşım katsayı değerleri Ce elementi için birimlerde hem uyumlu hem de uyumsuz davranış sergilemektedir. Bu çeşitliliğin, oksitleme koşulları altında Ce'nin hem 4+, hem de 3+ denge durumlarında mevcut olabileceğinden kaynaklanabilmektedir. Genel olarak, 4+ değerlikli katyonlar, Zr^{4+} yerine kristal kafes yapısına katılırken herhangi bir yük dengelemesi gerektirmemektedir. Boyut olarak Ce^{4+} 'ün Ce^{3+} 'den Zr'ye daha yakın olması, 4+ değerlikli Ce'un zirkon mineralinde 3+ katyona göre daha fazla yer almasına neden olmaktadır. Ce elementinde meydana gelen paylaşım katsayı çeşitliliği, Ce'un değerliğinde meydana gelen çeşitlilikten kaynaklanmaktadır. Doğal olarak oluşan eriyiklerde Ce'un sahip olduğu 3+ ve 4+ değerliklerin ikisine de rastlamak mümkündür. Tahmini yapısal gerilme modeli eğrisinde D'nin sapması, potansiyel olarak Ce'nin dört değerlikli olan fraksiyonunu belirlemek için kullanılmaktadır. Bu durum dolayısıyla zirkon büyümesi sırasında oksidasyon durumunu ortaya koyabilmektedir.

Çizelge 12.12. Kızılkaya ignimbiriti zirkon/eriyik kapanımı ve zirkon/matriks cam iz element paylaşım katsayısı (D) değerleri.

			D _{Li}	D _Y	D _{Ce}	D _{Sm}	D _{Dy}	D _{Er}	D _{Ti}	D _{Th}	D _U
Dzirkon/eriyik kapanımı	iyon görüntüleme	kızıl_11	0.0003	38.2806	0.1737	n.d.	n.d.	3.0120	0.0088	34.3692	7.7167
		kızıl_17	0.0005	72.7149	0.0818	n.d.	14.8262	10.0690	0.0076	23.4842	44.1060
		kızıl_35	0.0013	19.2841	0.0453	n.d.	4.0681	3.5605	0.0127	4.4367	14.0785
	nokta analiz	kızıl_09	0.0002	94.3421	0.8006	1.6838	54.2805	113.8612	0.0056	33.1236	61.3355
		kızıl_25	0.0003	55.9140	0.6538	2.1470	40.4627	107.0753	0.0125	10.8362	22.1069
		kızıl_34	0.0001	34.8439	0.4362	0.8299	18.3294	31.7584	0.0057	22.7504	36.2686
		kızıl_40	0.0111	25.8860	0.5714	1.6105	17.2633	42.6868	0.0091	23.0882	58.1727
		kızıl_04_3_1	0.0077	113.4210	1.4734	6.2477	69.0057	109.7355	0.0084	45.3994	53.8833
		kızıl_04_3_2	0.0002	121.3559	1.5836	4.4020	80.9781	180.6360	0.0078	58.5322	113.3634
		kızıl_04_23	0.0012	152.4503	0.7060	14.2541	102.4346	212.1018	0.0115	66.8468	98.2087
		kızıl_04_18	0.0002	44.2985	0.6370	0.8675	24.6277	58.3536	0.0149	11.3967	29.2216
		ortalama	0.0021	70.2538	0.6512	4.0053	42.6276	79.3500	0.0095	30.3876	48.9511
Dzirkon/matriks cam	iyon görüntüleme	kızıl_11	0.0012	84.6811	0.0268	n.d.	62.1336	32.6100	0.0067	7.4936	31.3443
		kızıl_17	0.0007	174.4585	0.0575	n.d.	34.2696	24.1992	0.0064	13.8039	56.2722
		kızıl_35	0.0014	89.8869	0.0722	n.d.	18.3606	29.4744	0.0092	8.4994	30.0707
	nokta analiz	kızıl_09	0.0008	286.8154	0.9401	2.2932	74.1674	315.1974	0.0060	43.9927	145.3622
		kızıl_25	0.0005	270.1873	0.7160	2.0762	80.5543	366.3489	0.0095	25.2967	81.2827
		kızıl_34	0.0003	184.4211	0.6124	1.3307	46.1772	195.7729	0.0048	37.3920	100.0637
		kızıl_40	0.0009	225.5539	0.8110	2.1417	73.1937	281.0964	0.0101	61.1814	120.7025
		kızıl_04_3_1	0.0005	439.4919	1.7525	5.2504	141.7168	519.0930	0.0087	121.4632	196.8955
		kızıl_04_3_2	0.0003	984.1627	2.8054	9.2570	314.8896	1247.5283	0.0076	158.3932	270.5182
		kızıl_04_23	0.0025	870.3913	1.2065	25.7564	332.5485	1022.7932	0.0169	76.2670	114.5694
		kızıl_04_18	0.0004	232.0947	0.6186	1.2028	59.2895	282.0608	0.0102	25.8482	90.8085
		ortalama	0.0009	349.2859	0.8744	6.1635	112.4819	392.3795	0.0087	52.6938	112.5354

Çizelge 12.13. Sarımadentepe ignimbiriti zirkon/eriyik kapanımı ve zirkon/matriks cam iz element paylaşım katsayısı (D) değerleri.

			D _{Li}	D _Y	D _{Ce}	D _{Sm}	D _{Dy}	D _{Er}	D _{Ti}	D _{Th}	D _U
Dzirkon/eriyik kapanımı	iyon görüntüleme	sarı_02	0.0059	36.0131	0.0556	n.d.	7.1418	0.6847	0.0115	3.4096	5.9156
		sarı_06	0.0001	5.1552	0.0218	n.d.	0.3634	2.6233	0.0072	2.3376	3.7753
		sarı_14	0.0003	10.6478	0.0380	n.d.	2.0943	0.9191	0.0077	3.7882	4.3541
		sarı_19	0.0004	13.9908	0.0968	n.d.	1.2707	0.6114	0.0107	24.2671	2.4668
		sarı_20	0.0006	14.4310	0.0346	n.d.	3.2414	1.0356	0.0056	4.5062	9.6045
		sarı_34	0.0013	24.2728	0.0545	n.d.	8.6878	5.2107	0.0077	4.0839	6.4529
	nokta analiz	sarı_11	n.d.	62.5212	0.2789	0.8535	21.7451	63.1348	0.0075	10.2166	31.6244
		sarı_12	0.0050	35.6312	0.9501	3.1743	31.7606	44.6137	0.0101	14.5957	15.5474
		sarı_22	n.d.	69.4131	0.2928	0.8556	30.2825	87.7616	0.0085	14.3330	49.8926
		sarı_22	0.0040	100.4184	0.7640	1.7081	55.0981	146.7456	0.0100	90.1688	135.4209
		sarı_30	0.0080	21.3451	1.1228	2.9409	20.5897	26.8725	0.0085	36.2923	20.8823
		sarı_34	n.d.	87.3118	0.2654	0.9773	32.5166	130.6037	0.0063	10.0348	39.2241
		sarı_6	0.00003	6.4952	0.1497	0.3231	5.1798	11.1308	0.0065	2.5047	5.1820
		sarı_47	0.0001	9.6752	0.1540	0.2624	5.8719	11.7970	0.0055	2.2605	5.0552
	ortalama		0.0024	35.5230	0.3056	1.3869	16.1317	38.1246	0.0081	15.9142	23.9570

Çizelge devam ediyor.

			D _{Li}	D _Y	D _{Ce}	D _{Sm}	D _{Dy}	D _{Er}	D _{Ti}	D _{Th}	D _U
Dzirkon/matriks cam	iyon görüntüleme	sarı_02	0.0027	116.9776	0.0340	n.d.	21.7158	5.6458	0.0115	5.64681	16.4067
		sarı_06	0.0015	106.6269	0.0509	n.d.	4.6612	27.1466	0.0191	13.99049	60.2325
		sarı_14	0.0015	77.1822	0.0358	n.d.	22.2472	13.1636	0.0108	10.91411	41.8971
		sarı_19	0.0037	41.6980	0.0238	n.d.	7.0303	4.5607	0.0092	6.10878	9.2767
		sarı_20	0.0028	78.1753	0.0365	n.d.	8.2706	5.3632	0.0083	5.48960	22.3477
		sarı_34	0.0060	114.6929	0.0336	n.d.	13.1387	7.0966	0.0097	5.86740	20.6425
	nokta analiz	sarı_06_1	0.0002	57.7293	0.2266	0.7453	18.0854	64.2418	0.0098	8.7387	32.6046
		sarı_06_2	0.0011	103.4680	0.2617	0.9813	28.3366	100.3892	0.0065	14.2778	50.0621
		sarı_11_1	n.d.	80.0428	0.3422	0.9446	24.8761	89.4060	0.0072	13.5694	43.9520
		sarı_11_2	0.0003	72.4197	0.3579	0.6406	23.8414	86.3260	0.0049	16.1888	48.3934
		sarı_12_2	0.0312	257.0422	1.3421	4.6107	80.5668	236.4553	0.0128	52.7024	89.7781
		sarı_22_1	n.d.	86.6336	0.3240	1.1815	29.2670	96.4536	0.0090	17.8405	55.8385
		sarı_22_2	0.0142	128.5608	0.8309	2.5455	60.9077	175.4967	0.0103	112.5575	173.5744
		sarı_30_1	0.0468	291.1874	1.4774	4.0514	106.4254	340.7266	0.0085	98.3615	234.1881
		sarı_33_1	0.0017	95.2890	0.4670	1.1101	30.2147	102.6885	0.0064	20.5705	59.7922
		sarı_33_2	0.0090	876.6592	7.3964	17.4545	329.1883	938.0141	0.0192	846.2966	844.1246
		sarı_34_1	n.d.	94.9317	0.2770	0.9832	29.5365	103.8649	0.0065	11.0169	39.9470
		sarı_34_2	0.0023	87.1498	0.5035	1.3605	26.9541	94.9671	0.0076	17.3627	51.1404
		sarı_1	0.0018	54.2353	0.2337	0.9599	17.2593	60.3276	0.0079	8.2678	27.7010
		sarı_2	0.0006	54.2751	0.2393	0.5360	16.8333	61.1190	0.0077	8.6227	30.1400
sarı_3	0.0009	61.9776	0.2655	0.8214	21.5546	72.0916	0.0074	12.6235	41.0510		
ortalama		0.0071	139.8550	0.7028	2.5951	43.8529	127.8831	0.0095	62.2388	94.9091	

Çizelge 12.14. Gördeles ignimbiriti zirkon/eriyik kapanımı ve zirkon/matriks cam iz element paylaşım katsayısı (D) değerleri.

			D _{Li}	D _Y	D _{Ce}	D _{Sm}	D _{Dy}	D _{Er}	D _{Ti}	D _{Th}	D _U
Dzirkon/eriyik kapanımı	iyon görüntüleme	gor_03	0.0002	39.9350	0.0593	n.d.	5.1966	0.4002	0.0664	9.3013	45.6948
		gor_05_43	0.0003	42.5149	0.2157	n.d.	5.5620	47.6586	0.0160	24.1961	32.0089
		gor_05_48	0.0001	32.6545	0.2840	n.d.	12.4571	16.2836	0.0324	39.7096	22.8077
		gor_05	0.0002	23.9007	1.0416	n.d.	3.1266	0.6850	0.0176	34.4056	11.5398
		gor_21_02	0.0001	34.6244	0.1535	n.d.	2.6301	1.8985	0.0532	50.5342	29.1819
		gor_31	0.00004	26.4160	0.0393	n.d.	2.4746	2.1229	0.0069	14.2139	84.7121
	nokta analiz	gor_09	0.00003	30.9743	1.6684	0.5995	18.1459	53.9997	0.0041	45.9401	146.0893
		gor_20	0.00004	21.3328	0.1711	0.7052	20.2070	69.3845	0.0005	110.1690	145.3891
		gor_34	0.0002	32.8914	0.1959	0.5546	14.9596	35.7021	0.0038	12.6860	41.1058
		gor_23_1	0.0001	104.7613	0.6722	2.1001	58.8240	280.6427	0.0080	12.1679	40.3842
gor_23_2		0.0002	66.3787	0.2449	1.1034	29.1440	81.5121	0.0070	5.4408	24.4169	
ortalama		0.0001	41.4895	0.4314	1.0126	15.7025	53.6627	0.0196	32.6150	56.6664	
Dzirkon/matriks cam	iyon görüntüleme	gor_03	0.0011	80.4004	0.0425	n.d.	18.8656	8.1800	0.0062	12.5051	34.1323
		gor_05_43	0.0038	55.3467	0.0473	n.d.	9.3253	21.5608	0.0056	5.6180	24.8676
		gor_05_48	0.0012	78.8765	0.0730	n.d.	15.6778	22.1817	0.0075	7.6571	35.3374
		gor_05	0.0018	78.0984	0.0583	n.d.	32.0793	10.1392	0.0019	7.2250	24.3609
		gor_21_02	0.0004	75.1720	0.0411	n.d.	9.5508	7.4621	0.0046	11.2845	32.6451
		gor_31	0.0002	84.9447	0.0342	n.d.	11.9298	8.8667	0.0039	3.3728	16.7678
	nokta analiz	gor_09_1	0.0001	139.6551	0.4839	1.0957	37.6058	128.4831	0.0033	17.6989	65.4131
		gor_09_2	0.0002	208.8951	0.4900	1.8866	53.6475	147.0754	0.0051	19.0762	64.5885
		gor_20_1	0.0003	539.8206	1.4383	5.0981	150.3868	405.8115	0.0070	66.0716	191.7766
		gor_20_2	0.0002	49.0471	0.1555	0.7771	13.6101	43.8169	0.0058	3.0146	16.5412
		gor_34_1	0.0001	131.7659	0.3257	1.7649	39.9957	114.3959	0.0076	15.5493	54.4745
		gor_34_2	n.d.	106.8395	0.4285	0.9335	30.7437	105.6719	0.0044	17.5316	63.0362
		gor_23_1	0.0003	102.8949	0.2383	1.2880	30.3815	89.6539	0.0077	7.2199	32.7672
ortalama		0.0008	133.2121	0.2967	1.8348	34.9077	85.6384	0.0054	14.9096	50.5160	

Çizelge 12.15. Kavak ignimbiriti zirkon/eriyik kapanımı ve zirkon/matriks cam iz element paylaşım katsayısı (D) değerleri.

		D _{Li}	D _Y	D _{Ce}	D _{Sm}	D _{Dy}	D _{Er}	D _{Ti}	D _{Th}	D _U	
Dzirkon/eriyik kapanımı	iyon görüntüleme	kavak_04	0.0049	4.0739	0.0228	n.d.	0.5396	0.3953	0.0038	0.9339	3.7792
		kavak_06	0.0001	14.6170	0.0551	n.d.	8.6855	0.3739	0.0045	6.5787	4.1757
	nokta analiz	kavak_09_1	0.0006	11.9526	1.2539	2.6334	15.4664	20.3112	0.0209	42.9350	7.2891
		kavak_45_1	0.0001	44.2122	0.7558	1.0126	31.2074	73.2865	0.0072	47.8300	85.6660
		kavak_45_2	0.0002	83.6902	0.5501	2.4181	55.8045	120.2736	0.0063	31.7482	57.1514
	ortalama		0.0012	31.7092	0.5275	2.0214	22.3407	42.9281	0.0085	26.0051	31.6123
Dzirkon/matriks cam	iyon görüntüleme	kavak_04	0.0056	19.5250	0.0243	n.d.	11.2206	10.5310	0.0026	0.5295	13.7003
		kavak_06	0.0059	29.5476	0.0157	n.d.	57.9036	3.7182	0.0018	2.3918	10.6288
	nokta analiz	kavak_09_1	0.0011	147.3242	0.5176	0.8955	50.7178	197.8254	0.0066	22.4620	104.3244
		kavak_45_1	0.0028	162.3177	0.8557	1.1723	60.4803	204.9512	0.0055	87.2470	216.0498
		kavak_45_2	0.0051	307.2548	0.6228	2.7994	108.1495	336.3540	0.0048	57.9120	144.1360
		kavak_4_1	0.0029	129.1977	0.3762	1.0168	41.5178	147.6268	0.0053	23.7884	95.9056
		kavak_4_2	0.0029	124.7220	0.5725	0.8852	40.9916	149.7051	0.0042	39.7047	134.1446
		kavak_4_3	0.0041	136.9555	0.5865	0.9559	46.5442	171.5703	0.0047	36.5352	132.3868
	ortalama		0.0038	132.1056	0.4464	1.2875	52.1907	152.7852	0.0044	33.8213	106.4095

Çizelge 12.16. Sofular ignimbiriti zirkon/eriyik kapanımı ve zirkon/matriks cam iz element paylaşım katsayısı (D) değerleri.

			D _{Li}	D _Y	D _{Ce}	D _{Sm}	D _{Dy}	D _{Er}	D _{Ti}	D _{Th}	D _U	
Dzirkon/eriyik kapanımı	iyon görüntüleme	sofular_2	0.0002	24.8816	0.0289	n.d.	1.7063	0.7800	0.0154	1.8734	3.7077	
		sofular_19	0.0025	17.7820	0.0553	n.d.	4.0649	2.4774	0.0070	3.7053	2.9054	
	nokta analiz	sofular_12	0.0001	24.4464	0.1364	0.7880	11.6354	27.1411	0.0066	8.4309	14.7948	
		sofular_10	0.0018	71.4241	0.3493	0.7605	33.8734	82.2060	0.0063	4.8571	9.6879	
	ortalama		0.0012	34.6336	0.1425	0.7743	12.8200	28.1511	0.0088	4.7167	7.7740	
Dzirkon/matriks cam	iyon görüntüleme	sofular_2	0.0007	137.3129	0.0384	n.d.	22.2801	8.3100	0.0190	11.3182	35.3351	
		sofular_19	0.0003	50.9075	0.0361	n.d.	14.4416	5.8883	0.0079	6.0781	18.1081	
	nokta analiz	sofular_10_1	0.0003	93.0224	0.3765	1.0315	34.5346	110.8340	0.0065	14.5991	53.4010	
		sofular_10_2	0.0019	547.3221	4.2066	8.6109	232.9119	604.6974	0.0095	685.3849	741.7669	
		sofular_12_1	0.0004	100.1808	0.1981	1.4213	33.4377	99.6080	0.0114	10.4142	20.0502	
		sofular_12_2	0.0002	250.0979	0.4463	5.3693	106.7665	272.6028	0.0159	35.1367	54.8887	
		sofular_1	0.0001	78.4072	0.2170	0.8093	26.6002	89.0136	0.0077	7.8414	31.8683	
		sofular_2	0.0007	54.2102	0.2314	0.6361	19.4520	60.1641	0.0060	8.8289	31.8422	
		ortalama		0.0006	163.9326	0.7188	2.9797	61.3031	156.3898	0.0105	97.4502	123.4076

13. Hf İZOTOP SİSTEMİ

Lu-Hf izotop sistemi, duraysız davranış sergileyen ışın etkin çekirdeği ^{176}Lu 'un gelişigüzel bir şekilde β yayınımları ile duraylı olan ^{176}Hf 'a, 37.2 milyon yıllık bir yarılanma ömrü ile bozunması olayını kapsamaktadır. Lutesyum, Lantanit grubuna ait en ağır Nadir Toprak Elementi olup (NTE), iki doğal izotopu bulunmaktadır. Duraylı olan izotopu ^{175}Lu ile radyoaktif olan izotopu ^{176}Lu ve bunların doğal bolluk oranları sırasıyla %97.41 ve %2.59 şeklindedir. Hafniyum ise, Yüksek Değerlikli Katyonlar sınıfında yer almaktadır. Bir tane radyojenik olmak üzere toplam 6 tane izotopu bulunmaktadır. Duraylı izotopları sırasıyla ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf ve ^{180}Hf 'dur. Radyojenik olan izotopu ise ^{176}Hf 'dur. Yeryüzünde ^{176}Hf 'un izotopik bolluğu, ^{176}Lu 'nun radyoaktif bozunmasına göre çeşitlilik göstermektedir. Radyoaktif olan ^{176}Hf bolluğu, radyoaktif olmayan ^{177}Hf 'a oranı bozunma sistemini temelini oluşturmaktadır. Bu durumu ifade eden eşitlik ise:

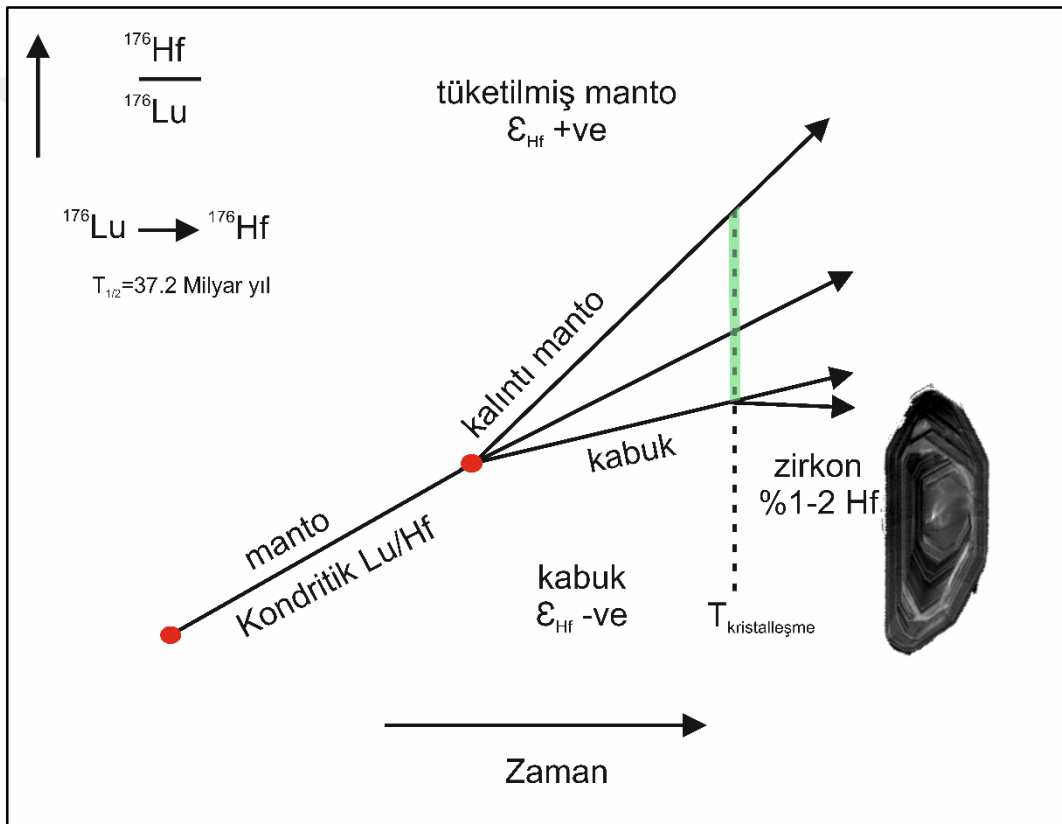
$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_t = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_0 + \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_0 * (e^{\lambda t} - 1)$$

şeklindedir. Lu-Hf sisteminin en basit yaş eşitliğini temsil etmektedir. t sistemin kapanması için geçen süreyi, λ ise ^{176}Lu 'un bozunma sabitini temsil etmektedir. Son birkaç yıl içerisinde farklı araştırmacılar tarafından, çok farklı bozunma sabiti değerleri ileri sürülmüştür. Patchett ve Tatsumoto (1980), yaşı bilinen meteoritlerin Lu-Hf izokron eğrisinin eğiminden itibaren bozunma değerini $1.94 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$ olacak şekilde hesaplamıştır. En son olarak bozunma sabiti, U-Pb bozunma sistemine göre kalibre edilerek $1.86 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$ değeri elde edilmiştir (Scherer ve ark., 2001; Söderlund ve ark., 2004).

Jeolojik sistemlerde Lu-Hf izotopik bozunmasının uygulaması, Patchett ve Tatsumoto (1980) ve Patchett ve ark. (1981) itibaren gelişmeye devam etmiştir. Lu-Hf izotopik sistemin ilk uygulamaları TIMS (Thermal Ionisation Mass Spectrometry) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bununla birlikte, Hf'un yüksek iyonlaşma potansiyeli sebebiyle TIMS metodunda kabul edilebilir sonuçlar elde edilememiş ve geniş boyutlarda örnek ve yüksek saflıkta iyon değişimi ayrımlanmasının gerektiğini ileri sürmüşlerdir. Bu nedenle, son 20 yılda ICP-MS (Inductively Coupled-Mass Spectrometry) metodunun geliştirilmesiyle yüksek iyonlaşma verimi elde edilmeye başlanmıştır. Bundan sonra Hf izotopu analizleri

için ICP-MS en iyi analiz yöntemlerinden biri haline gelmiştir. Lazer aşındırma ile beraber ICP-MS yüksek çözünürlükte mineral analizlerine olanak sağlamaktadır.

Zirkon minerali ise, fiziksel ve kimyasal özelliklerinin ve kristal kafes yapısının Nadir Toprak Elementlerine ev sahipliği yapması nedeniyle Lu-Hf izotop (U-Pb izotop sistemi gibi) analizleri için kullanılan ayrıcalıklı bir mineral olarak kabul edilmektedir. Zirkonun bütün kayaç grupları içerisinde yaygın olarak bulunması ve bulunduğu kayacın gelişimini gösteren büyüme süreçlerini temsil etmesi, Lu-Hf izotop sisteminde sıklıkla kullanılan bir mineral olmasına neden olmuştur (Şekil 13.1).



Şekil 13.1. Zamana bağlı olarak zirkon kristali içerisinde meydana gelen Lu-Hf izotop bozunma sisteminin şematik gösterimi.

Lu-Hf metodunun kullanılmasındaki avantaj, hafniyumun, zirkonyuma benzer jeokimyasal davranış sergilemesidir. Hafniyum, NTE'ler içerisinde, özellikle Lu'dan daha çok zirkon minerali için uyumlu element davranışı sergilemekte ve hatta zirkon kafes yapısında Lu'a nazaran daha kolay tutunmaktadır. Böylelikle, zirkonlardaki Hf içeriği yüksek konsantrasyonlara ulaşabilmektedir (%3'e kadar). Bu nedenle, zirkon mineralleri, düşük $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ oranlarıyla (<0.001) temsil

edilmektedirler. Radyoaktif olan ^{176}Hf 'dan kaynaklanan izotopik çeşitlilik göz ardı edilebilir bir seviyededir. Bunun en önemli sebebi ise, zirkonun kristalleşen magmadan itibaren bünyesinde bulunan ilkesel $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranlarını koruyabilmesidir.

Zirkon, kristal kafes yapısında yerleşen Hf'un yüksek konsantrasyonları ve düşük difüzyon hızları nedeniyle basınç, sıcaklık ve birtakım bileşimsel koşullar altında, kristalin gelişimi sırasında Hf'un izotop bolluklarını korumaktadır. Deneysel çalışmalar, Lu-Hf izotop sistemleri için kapanma sıcaklıklarının U-Pb izotop sistemlerinden 200°C daha fazla olduğunu göstermektedir (Cherniak ve ark., 1997; Cherniak ve Watson, 2003). Bu durum, Hf izotop sistemlerinin kristalleşme sonrasında gelişen çoğu termal olaylara karşı kapalı bir davranış sergilediğini göstermektedir.

Lu-Hf izotop sistemi, kabuk-manto arasında gelişen sistemin, yerkürenin farklılaşma süreçlerine ışık tutmak amacıyla kullanılmaktadır. Lu ve Hf elementleri magmanın gelişimi sırasında farklı davranışlar sergilemektedir. Hf elementi, mantoda gelişen kısmi ergime süreçlerinde Lu'ya oranla daha uyumsuz davranış sergilemektedir. Bu nedenle, Arkean zamanından beri ilksel kabuk gelişimi süreçleri sırasında, kabuk Hf bakımından zenginleşmiş fakat Lu bakımından fakirleşmiştir. Bu durum mantoyu Lu bakımından zengin, Hf bakımından fakir hale getirmiştir. Kondritik Hf ve Lu izotop kompozisyonları, tek ilksel manto bileşimi CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) olarak adlandırılmaktadır (Bouvier ve ark., 2008).

Bu amaçla farklı Lu/Hf oranlarına sahip kabuksal bileşimli $\text{Lu}/\text{Hf}_{\text{kabuk}} < \text{Lu}/\text{Hf}_{\text{CHUR}}$ ve tüketilmiş manto bileşimli $\text{Lu}/\text{Hf}_{\text{manto}} > \text{Lu}/\text{Hf}_{\text{CHUR}}$ olmak üzere iki farklı rezervuar geliştirmişlerdir. Diğer izotop sistemlerinde de olduğu gibi, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 'un kondritik değerlere oranla çeşitliliği epsilon (ϵ) olarak ifade edilmektedir ve aşağıdaki eşitlik ile hesaplanmaktadır:

$$\epsilon_{\text{Hf}} = \left[\frac{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{örnek}}}{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Bununla birlikte, tüketilmiş mantodan itibaren hesaplanan model yaş aşağıdaki eşitlik ile hesaplanmaktadır:

$$\text{HfT}_{\text{DM}} = 1/\lambda \times \ln \left[\frac{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{örnek}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}}{(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{örnek}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} + 1} \right]$$

Tüm kayaç örneklerinden gerçekleştirilen analizler sonrasında tek aşamalı model sıcaklık verileri hesaplanırken, zirkon çalışmalarında iki aşamalı model sıcaklık hesaplamaları yapılmaktadır. Zirkonlardan elde edilen Hf model sıcaklık verileri, zirkon içerisinde bulunan Hf'un ilksel izotopik bileşimlerinden itibaren ortalama kabuksal Lu/Hf oranları kullanılarak hesaplanmaktadır. Zirkonun ilksel Hf bileşimi, zirkonun kristalleştiği sıradaki $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ değerlerini temsil etmektedir. Bu nedenle yaş modellerinin hesaplaması yapılırken aynı kristallerden U-Pb yaşlarının analiz edilmesi gerekmektedir. Bu tarz yaş modellemeleri zirkona ev sahipliği yapan kayaçların kabuksal yerleşim zamanını belirlemektedir. Aynı kristallerden gerçekleşen U-Pb yaş analizleri ve Hf-Lu izotop analizleri, kristalleşme zamanını temsil eden ϵ_{Hf} ve T_{DM} değerlerinin tekrardan hesaplanması açısından önemlidir.

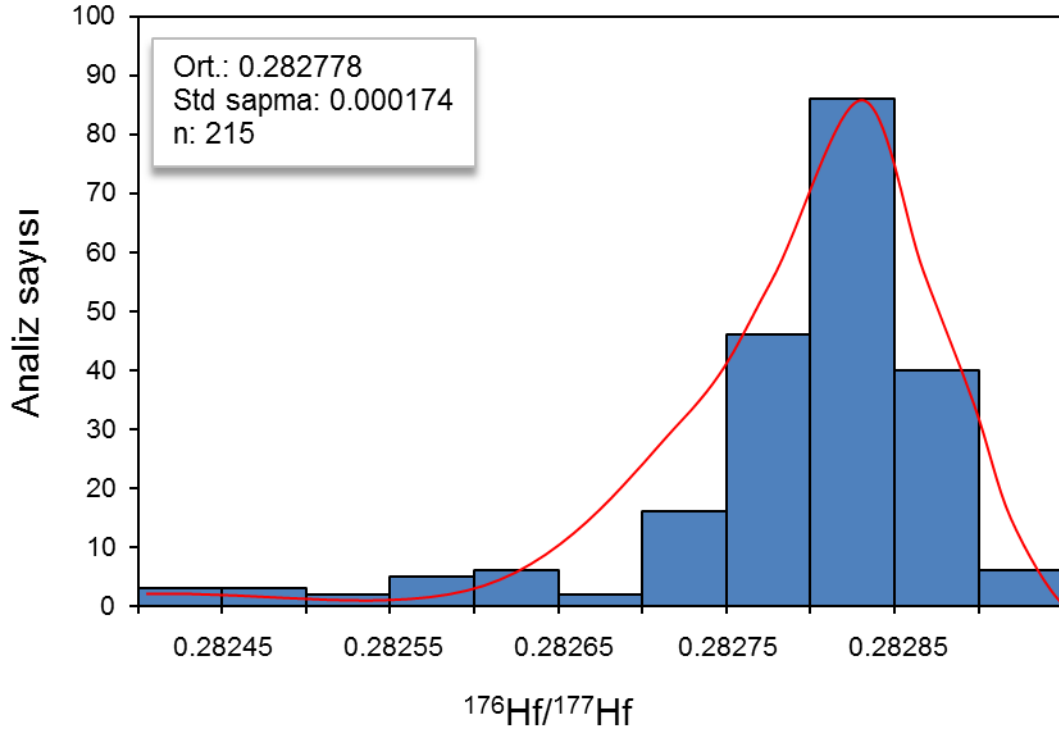
13.1. Kapadokya İgnimbiritlerine Ait Zirkon Kristallerinin Hf İzotop Analizleri

Çalışma alanında bulunan ignimbiritlere ait zirkonların Hf izotop analizleri, daha önce yüksek lisans tez çalışmasında yapılmış olan U-Pb yaşlandırma çalışmalarında kullanılan zirkon kristalleri üzerinden gerçekleştirilmiştir. Aynı kristalden gerçekleştirilen yaş analizleri ve Hf-Lu izotop analizleri sonucunda yukarıda da belirtildiği üzere kristalleşme zamanını temsil eden epsilon Hf ve model sıcaklık hesaplamaları yapılmıştır. Riyolitik sistemleri temsil eden birimlerin jeokimyasal çeşitliliğini ortaya koymak ve geçirmiş olduğu süreçleri belirlemek amacıyla Hf izotop analizleri, U-Pb yaş analizlerinin yapıldığı noktalardan itibaren gerçekleştirilmiştir. Her birim için yaklaşık olarak 10-15 adet zirkon analiz edilmiştir. Birimlere ait zirkonların Hf izotop analizleri öncesinde örnek hazırlama süreci metodoloji kısmında anlatıldığı gibi gerçekleştirilmiştir. Zirkonların, analiz öncesi görüntülenmesi elektron mikroskobu ile bütünleşik CL dedektörü kullanarak yapılmıştır.

Hafniyum izotop analizleri, Frankfurt Goethe Üniversitesi (GUF)'nde Thermo-Finnigan NEPTUNE marka RESOLUTION S155 193 nm ArF Excimer lazer sistemi bütünleşik multikollektör (MC)-ICP-MS sistemi kullanarak gerçekleştirilmiştir. Hafniyum izotop analizleri için Gerdes ve Zeh (2006, 2009) tarafından tanımlanmış olan aletsel çalışma koşulları izlenmiştir. Lazer ışını yaklaşık 50µm çapında, 6 J cm⁻² bir enerji yoğunluğunda ve 5.5 Hz tekrarlama hızında, yaklaşık

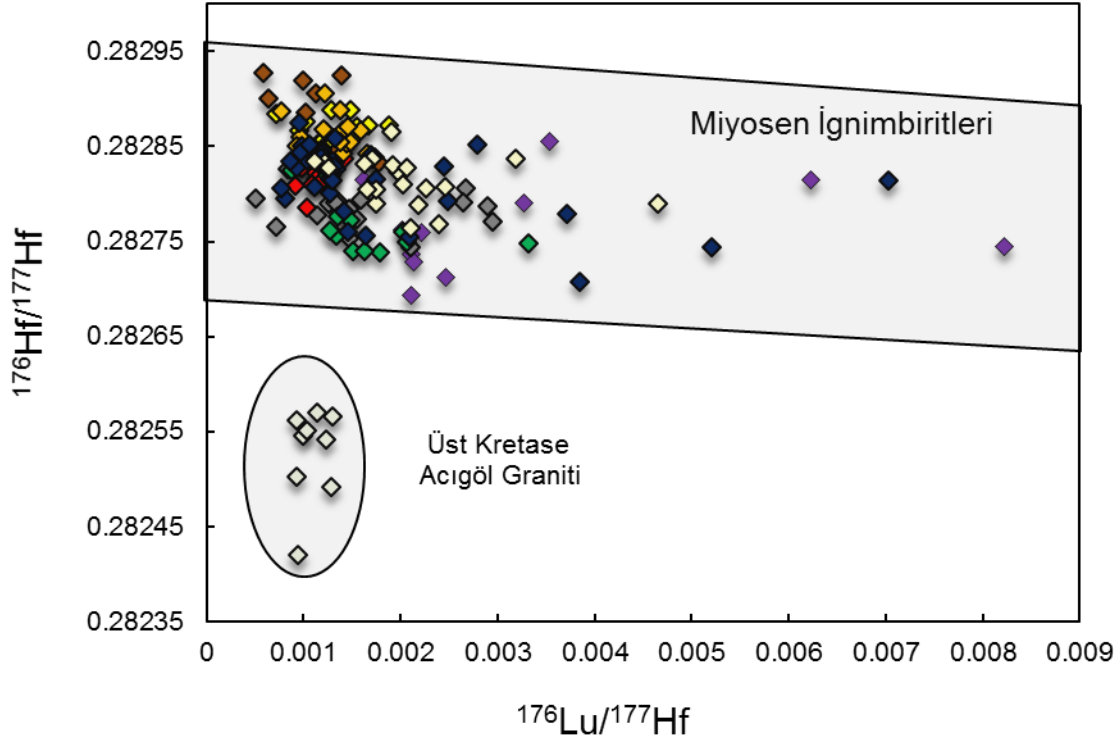
50 saniye boyunca analiz edecek şekilde örnek üzerine ivmelendirilmiştir. Hf izotopları için aletsel kütle sapması $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ için 0.7325 değeri ve üstler yasası kullanarak düzeltilmiştir. Yb izotopları için kütle sapması düzeltilmesi ise Hf kütle sapmasından elde edilen değerlerin $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$ öteleme faktörü ile çarpılması sonucunda hesaplanmıştır (Gerdes ve Zeh, 2009). Daha sonra her veri serisi, JMC475'in $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282160$ oranına göre düzeltilmiştir. Her bir analiz için çalışma hassasiyeti, JMC475'in tekrarlanabilirliği değerine göre hesaplanmıştır ($2\text{SD} = 0.0028\%$). Yöntemin doğruluğu ve tekrarlanabilirliği ise GJ-1, 91500 ve AS3 referans zirkonların tekrarlı analizleri ile test edilmiştir. Analiz edilen $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ değerleri, bozunma sabiti $1.86 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Bouvier ve ark., 2008; $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR, today}} = 0.282785$ ve $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR, today}} = 0.0336$) kullanılarak hesaplanmış epsilon Hf_0 olarak ifade edilmiştir.

Zirkonlarda ölçülen $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ve $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ için hesaplanan başlangıç $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranları ve ilgili başlangıç ϵ_{Hf} değerleri Çizelge 13.1'den Çizelge 13.10'a kadar verilmiştir. İlksel $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranları SIMS'inde gerçekleştirilen U-Pb yaş çalışmaları sonucunda elde edilen yaş verilerine göre tekrar hesaplanmıştır. Buna göre çalışma alanında bulunan ignimbritlere ait zirkonların $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranları 0.28270-0.28295 arasında homojen bir dağılım göstermektedir (Şekil 13.2). İzotopik olarak en yüksek değerler (-0.28290 - 0.28295) Tahar ignimbritine ait zirkonlardan ($\text{U}/\text{Pb} = 6.07 \pm 0.67$; Aydar ve ark., 2012) analiz edilmiştir. Çalışma alanında en düşük $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranına sahip birim ise Üst Kretase yaşlı ($\text{U}/\text{Pb} = 77.80 \pm 4.40$; Aydar ve ark., 2012) Acıgöl Granit kütesinden elde edilmiştir ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28240$ - 0.28255) İgnimbiritlerin homojen izotop dağılımları, tek bir homojen magma kaynağından itibaren oluştuğuna işaret etmektedir (Şekil 13.2).



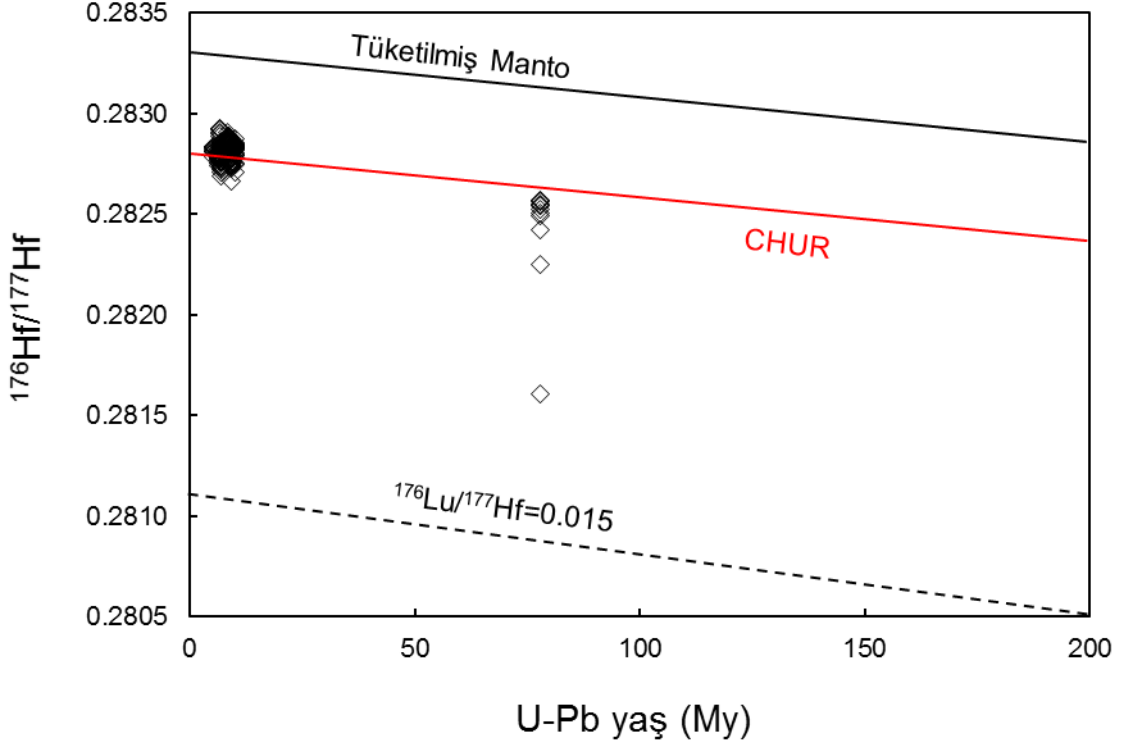
Şekil 13.2. Çalışma alanında bulunan birimlerin zirkonlarının $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranlarının dağılımını gösteren sütun grafik. Kırmızı renkte gösterilen çizgi normal dağılım hesaplamalarına bağlı olarak çizilmiştir (n toplam analiz sayısını ifade etmektedir).

Bununla birlikte Hf izotop analizi yapılan tüm zirkonların $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ oranları 0.001-0.008 arasında değişmektedir. Bu durum zirkon kristalleşmesinden sonra radyojenik Hf'da çok büyük bir zenginleşmenin olmadığına işaret etmektedir. Bu durum, örnekler için $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranlarının zirkonların kristalleştiği kaynağın Hf izotop bileşimlerini temsil ettiğini göstermektedir. Üst Kretase Acıgöl Graniti'ne ait zirkon kristalleri tek tip $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranı (~0.001) ile karakterize edilmektedir. Bazı zirkonların $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranları ile $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranlarının arasında negatif yönde iyi bir korelasyon gözlenirken (Kavak, Zelve, Yerel Geri Düşme), bazılarının da ise herhangi bir korelasyon söz konusu değildir. Gözlenen negatif korelasyon birimlerde zaman içerisinde gerçekleşen $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ izotopunun $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop ayrışması ile açıklanabilmektedir (Şekil 13.3).



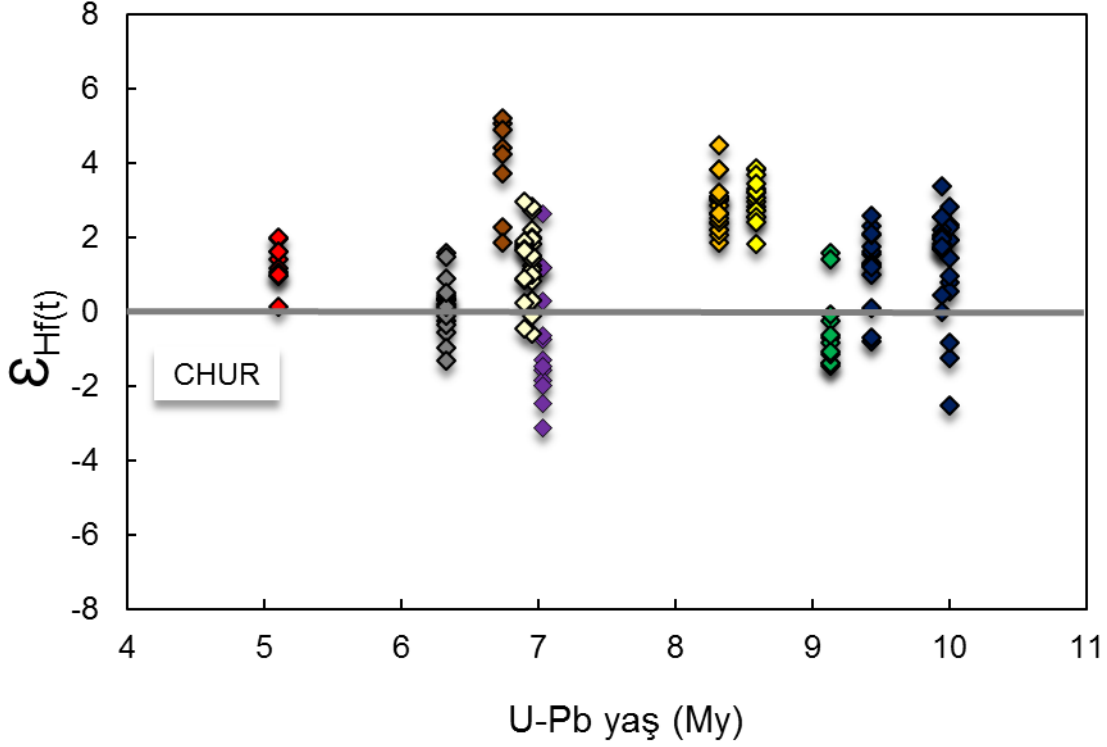
Şekil 13.3. $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranlarına karşı çizilen $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranlarını gösteren diyagram.

Çalışma alanında bulunan ignimbiritlerin U-Pb yaş verilerine göre yeniden hesaplanan ilksel $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ oranları CHUR büyüme eğrisi üzerinde değerler sunmaktadır. Bölgede temel kayaları temsil eden Üst Kretase yaşlı Acıgöl Graniti'ne ait izotop verileri U-Pb yaşa karşı çizilen $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranı grafiğinde CHUR çizgisinin altında değerler sunmaktadır (Şekil 13.4).



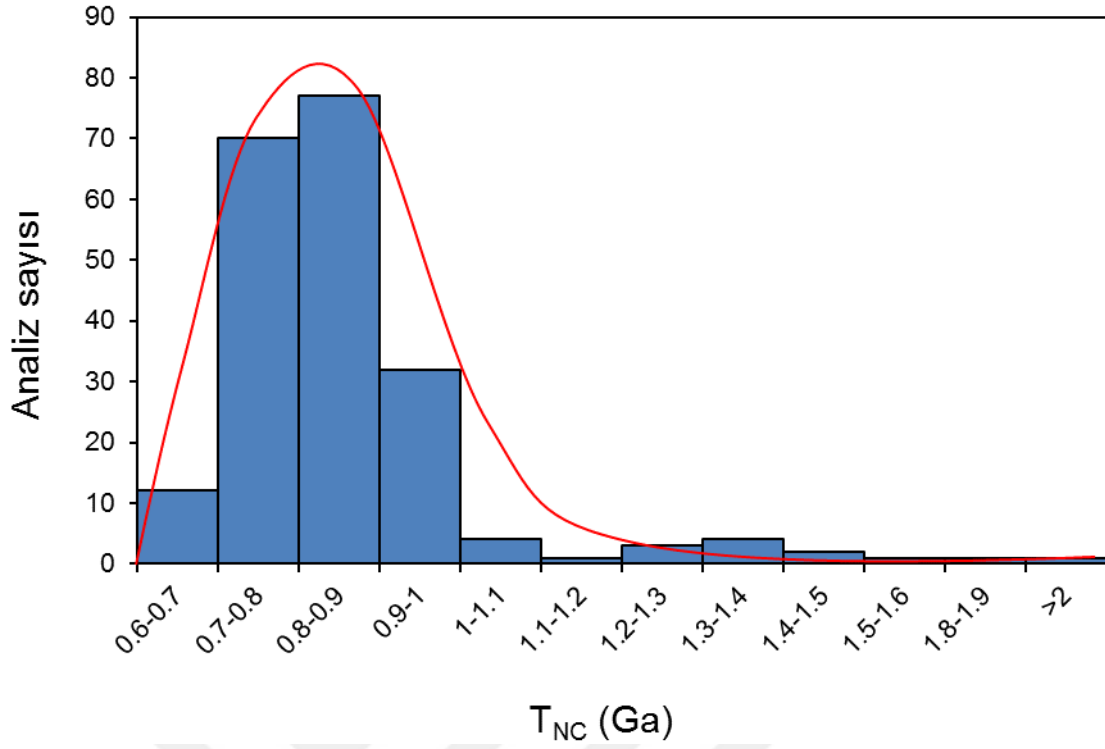
Şekil 13.4. U-Pb yaşlarına karşı çizilen ilksel $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotop oranlarını gösteren diyagram (U-Pb yaşlar Aydar ve ark., 2012'den alınmıştır).

Birimlerin izotop verilerinden itibaren hesaplanan epsilon Hf değerlerinin U-Pb yaş verilerine göre dağılımı Şekil 13.5'de gösterilmiştir. Buna göre en yüksek epsilon Hf değerleri Tahar, Sarımadentepe ve Sofular ignimbritlerinde görülmektedir. Gördeles, Cemilköy, Zelve ve Kavak ignimbritleri epsilon Hf değerinin sıfır olduğu CHUR çizgisi üzerinde dağılım göstermektedirler. Tahar ignimbritinde bulunan zirkonların epsilon Hf değeri 1.84-5.06 arasında değişmektedir. Çalışma alanında alt-üst sınır ilişkisinin olduğu Sarımadentepe ve Sofular ignimbritlerine ait zirkonların epsilon Hf değerleri de birbirlerine benzer değer aralığında dağılım göstermektedirler (sırasıyla; $\epsilon\text{Hf} = 1.83-3.85$, $\epsilon\text{Hf} = 2.07-4.47$). En genç piroklastik akıntı birimini temsil eden Kızılkaya ignimbriti zirkonlarının epsilon Hf değeri ise 0.14-1.99 arasında değerler sunmaktadır. Bunun dışında kalan Kavak, Zelve, Cemilköy, Gördeles ignimbritleri ile Yerel Geri Düşme seviyesi negatif ve pozitif epsilon değerlerini beraber içermektedirler (-3 ile 3.5 arasında) (Şekil 13.5). Bu durum, birimlerin zirkon kristallerindeki izotop oranlarındaki çeşitlilikten kaynaklanmaktadır. Bu değişiklik genellikle çok düşük oranlarda gerçekleşmektedir. Çalışma alanında en düşük epsilon Hf değerleri -17.27 ile -5.95 arasında Acıgöl Graniti'nde görülmektedir.



Şekil 13.5. U-Pb yaşlarına karşı çizilen Epsilon Hf değerlerini gösteren diyagram (U-Pb yaşlar Aydar ve ark., 2012'den alınmıştır).

İki aşamalı Hf model yaş hesaplamaları ölçülen $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ve $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ değerleri kullanarak hesaplanmıştır. Tüketilmiş manto değerinden itibaren gelişen iki aşamalı Hf model yaşları, tüketilmiş mantodan itibaren kabuğun ayrımlanma zamanını temsil etmektedir. Çalışma alanına ait örneklerde iki aşamalı model yaşlar 0.6 ile 0.9 Ga arasında homojen bir dağılım sergilemektedir. İzotop oranlarına göre hesaplanan model yaş verileri, aynı zirkonlardan elde edilen U-Pb yaş veileri ile karşılaştırıldığında oldukça fazla (~100x) çıkmaktadır. Bu durum, zirkonların oluşumunda etkin magmaların kaynağının, eski bir kabuk malzemesi ile etkileşimini ve 0.6 ile 0.9 Ga zaman aralığında tüketilmiş mantodan itibaren ayrımlandığını ifade etmektedir. En yaşlı Hf model yaş verilerine Acıgöl Granit'inde rastlanmıştır. Birime ait iki aşamalı model yaş 1.28-1.43 Ga arasında değişmektedir (Şekil 13.6).



Şekil 13.6. Çalışma alanında bulunan birimlerin zirkonlarının Hf model yaş dağılımını gösteren sütun grafik. Kırmızı renkte gösterilen çizgi normal dağılım hesaplamalarına bağlı olarak çizilmiştir.

Çizelge 13.1. Sarımadentepe ignimbiriti zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ Hf değerleri.

		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig _{Hf} ^b (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$ ^c	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ^d	$\epsilon\text{Hf}(t)$ ^d	$\pm 2\sigma$ ^c	T _{NC} ^e (Ga)
Sarımadentepe	kl_01_01	0.0502	44	0.00147	10	1.46720	1.88690	7	0.282860	25	0.282860	2.8	0.9	0.74
	kl_01_02	0.0487	47	0.00146	11	1.46712	1.88662	7	0.282863	28	0.282863	3.0	1.0	0.74
	kl_01_03	0.0501	43	0.00149	10	1.46718	1.88666	7	0.282888	28	0.282888	3.8	1.0	0.69
	kl_01_04	0.0440	53	0.00129	14	1.46716	1.88686	7	0.282889	32	0.282888	3.8	1.1	0.69
	kl_01_05	0.0517	70	0.00150	19	1.46713	1.88656	7	0.282857	27	0.282856	2.7	1.0	0.75
	kl_01_06	0.0622	51	0.00188	12	1.46714	1.88671	6	0.282873	26	0.282872	3.3	0.9	0.72
	kl_01_07	0.0322	30	0.00095	7	1.46714	1.88660	8	0.282867	28	0.282867	3.1	1.0	0.73
	kl_01_08	0.0382	34	0.00115	8	1.46718	1.88665	8	0.282852	31	0.282852	2.6	1.1	0.76
	kl_01_09	0.0404	43	0.00121	11	1.46717	1.88689	7	0.282857	24	0.282857	2.7	0.8	0.75
	kl_01_10	0.0319	26	0.00098	6	1.46720	1.88691	8	0.282832	32	0.282831	1.8	1.1	0.80
	kl_01_11	0.0429	45	0.00127	11	1.46720	1.88675	7	0.282852	30	0.282851	2.5	1.1	0.76
	kl_01_12	0.0537	49	0.00156	12	1.46711	1.88671	7	0.282870	28	0.282870	3.2	1.0	0.72
	kl_01_13	0.0488	44	0.00141	10	1.46714	1.88685	8	0.282847	28	0.282847	2.4	1.0	0.77
	kl_01_14	0.0559	57	0.00166	15	1.46714	1.88680	7	0.282872	30	0.282871	3.2	1.0	0.72
	kl_01_15	0.0239	19	0.00072	4	1.46712	1.88693	7	0.282884	27	0.282884	3.7	0.9	0.70
	kl_01_16	0.0334	27	0.00102	6	1.46715	1.88687	7	0.282877	24	0.282877	3.4	0.8	0.71

Elementler arası fraksiyonlanmanın Lu/Hf üzerindeki etkisinin GJ-1 ve Plesoviçe zirkon analizlerine göre yaklaşık % 6 veya daha az olduğu tahmin edilmektedir. Doğruluk ve tekrarlanabilirlik, referans zirkon GJ-1'in tekrarlı analizleri (n = 22) ile kontrol edilmiştir (veriler 2 standart sapma belirsizliği ile ortalama olarak verilmiştir).

(a) $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} = (^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb})_{\text{true}} \times (^{173}\text{Yb}/^{177}\text{Hf})_{\text{meas}} \times (M_{173(\text{Yb})}/M_{177(\text{Hf})})^{\beta(\text{Hf})}$, $\beta(\text{Hf}) = \ln(^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{true}} / ^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{measured}}) / \ln(M_{179(\text{Hf})}/M_{177(\text{Hf})})$, M= ilgili izotop kütlesi. The $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ benzer şekilde $^{175}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ve $\beta(\text{Yb})$ kullanılarak hesaplanmıştır.

(b) Volt cinsinden ortalama Hf sinyali

(c) Belirsizlikler, çalışma içi hassasiyetin ikinci dereceden eklenmesi şeklinde ve 40ppb-JMC475 çözeltisini günlük tekrarlanabilirliği olarak alınmıştır. JMC475 için belirsizlikler 2SD'de (2 standart sapma) şeklinde hesaplanmıştır.

(d) İlksel $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ve ϵHf Pb-Pb yaşı ve CHUR parametresi olarak $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0336$ ve $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282785$ (Bouvier ve ark., 2008) kullanılarak hesaplanmıştır.

(e) İki aşamalı yaş modeli her analiz noktası için $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu}$ (ilk aşama = zirkon yaşı), ortalama kıtasal kabuk için 0.0113 (ikinci aşama) ve ilksel kabuk için (NC) $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu}$ ve $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ için sırasıyla 0.0384 ve 0.28314 değerleri kullanılmıştır.

Çizelge 13.2. Gördeles ignimbiriti zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ Hf değerleri.

		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf} ^b (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$ ^c	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ^d	$\epsilon\text{Hf}(t)$ ^d	$\pm 2\sigma$ ^c	T_{NC} ^e (Ga)
Gördeles	kl_02_01	0.0539	50	0.00154	11	1.46711	1.88661	7	0.282774	33	0.282774	-0.2	1.2	0.91
	kl_02_02	0.0247	20	0.00072	4	1.46716	1.88685	7	0.282765	32	0.282765	-0.6	1.1	0.93
	kl_02_03	0.0900	75	0.00267	17	1.46711	1.88704	6	0.282806	35	0.282806	0.9	1.3	0.85
	kl_02_04	0.1006	84	0.00289	19	1.46720	1.88680	6	0.282787	33	0.282787	0.2	1.2	0.89
	kl_02_05	0.0907	99	0.00264	26	1.46719	1.88678	6	0.282791	41	0.282790	0.3	1.5	0.88
	kl_02_06	0.0459	57	0.00137	15	1.46712	1.88689	7	0.282791	30	0.282791	0.3	1.0	0.88
	kl_02_07	0.0480	48	0.00139	12	1.46720	1.88670	7	0.282783	24	0.282783	0.1	0.8	0.89
	kl_02_08	0.0420	37	0.00126	9	1.46721	1.88681	7	0.282789	25	0.282789	0.3	0.9	0.88
	kl_02_09	0.1027	91	0.00295	21	1.46717	1.88669	7	0.282771	39	0.282771	-0.4	1.4	0.92
	kl_02_10	0.0428	36	0.00133	8	1.46714	1.88700	7	0.282791	26	0.282791	0.4	0.9	0.88
	kl_02_11	0.0396	33	0.00113	7	1.46715	1.88670	7	0.282778	23	0.282778	-0.1	0.8	0.90
	kl_02_12	0.0538	47	0.00159	11	1.46711	1.88666	6	0.282794	30	0.282794	0.5	1.1	0.87
	kl_02_13	0.0276	26	0.00083	6	1.46717	1.88661	7	0.282826	31	0.282826	1.6	1.1	0.81
	kl_02_14	0.0523	45	0.00148	10	1.46720	1.88691	7	0.282753	26	0.282753	-1.0	0.9	0.95
	kl_02_15	0.0719	92	0.00211	24	1.46715	1.88657	6	0.282744	33	0.282744	-1.3	1.2	0.97
	kl_02_16	0.0495	60	0.00147	15	1.46720	1.88655	7	0.282785	30	0.282785	0.1	1.0	0.89
	kl_02_17	0.0173	24	0.00050	6	1.46716	1.88688	7	0.282796	33	0.282796	0.5	1.2	0.87
	kl_02_18	0.0429	59	0.00124	15	1.46722	1.88665	7	0.282822	34	0.282822	1.5	1.2	0.82
Gördeles-B	kl_02B_01	0.0755	61	0.00223	14	1.46716	1.88687	6	0.282819	35	0.282819	1.3	1.2	0.82
	kl_02B_02	0.0330	30	0.00101	8	1.46716	1.88678	7	0.282783	25	0.282783	0.1	0.9	0.89
	kl_02B_03	0.0560	47	0.00162	11	1.46717	1.88663	8	0.282801	29	0.282801	0.7	1.0	0.86
	kl_02B_04	0.0439	37	0.00130	8	1.46717	1.88652	7	0.282791	23	0.282791	0.3	0.8	0.88
	kl_02B_05	0.1036	127	0.00293	33	1.46715	1.88683	8	0.282755	27	0.282755	-0.9	1.0	0.95
	kl_02B_06	0.0583	94	0.00182	26	1.46720	1.88676	7	0.282804	25	0.282804	0.8	0.9	0.85
	kl_02B_07	0.0350	30	0.00102	7	1.46714	1.88681	7	0.282782	34	0.282782	0.0	1.2	0.90
	kl_02B_08	0.0235	20	0.00075	5	1.46712	1.88675	6	0.282804	41	0.282804	0.8	1.5	0.85
	kl_02B_09	0.0418	37	0.00126	9	1.46722	1.88655	7	0.282794	27	0.282794	0.5	1.0	0.87

Çizelge 13.3. Cemilköy ignimbiriti ve Yerel geri düşme birimi zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.

		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf} ^b (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$ ^c	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ^d	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ ^d	$\pm 2\sigma$ ^c	T_{NC} ^e (Ga)
Cemilköy	kl_03_01	0.0702	59	0.00201	13	1.46719	1.88652	9	0.282559	23	0.282558	-1.7	0.8	1.33
	kl_03_02	0.0443	40	0.00135	10	1.46713	1.88650	7	0.282855	21	0.282855	2.6	0.7	0.75
	kl_03_03	0.1166	174	0.00354	49	1.46722	1.88660	6	0.282814	33	0.282814	1.2	1.2	0.83
	kl_03_04	0.0528	61	0.00163	16	1.46715	1.88675	6	0.282815	31	0.282814	1.2	1.1	0.83
	kl_03_05	0.0413	46	0.00129	12	1.46715	1.88694	8	0.282405	47	0.282405	-7.0	1.7	1.62
	kl_03_06	0.0838	90	0.00260	25	1.46714	1.88660	6	0.282737	32	0.282736	-1.6	1.1	0.98
	kl_03_07	0.2948	250	0.00822	53	1.46720	1.88653	6	0.282712	46	0.282711	-2.5	1.6	1.03
	kl_03_08	0.0822	73	0.00247	18	1.46718	1.88662	7	0.282728	25	0.282728	-1.9	0.9	1.00
	kl_03_09	0.0657	56	0.00202	13	1.46719	1.88679	7	0.282693	23	0.282693	-3.1	0.8	1.07
	kl_03_10	0.0693	60	0.00214	15	1.46715	1.88674	8	0.282739	20	0.282739	-1.5	0.7	0.98
	kl_03_11	0.2132	198	0.00622	44	1.46720	1.88675	6	0.282790	32	0.282789	0.3	1.1	0.88
	kl_03_12	0.1090	121	0.00327	32	1.46713	1.88654	7	0.282744	28	0.282744	-1.3	1.0	0.97
	kl_03_13	0.0694	67	0.00212	17	1.46713	1.88663	7	0.282760	24	0.282759	-0.8	0.8	0.94
	kl_03_14	0.0722	62	0.00211	14	1.46713	1.88673	8	0.282725	28	0.282725	-2.0	1.0	1.01
	kl_03_15	0.0731	60	0.00222	14	1.46722	1.88654	8	0.282763	29	0.282762	-0.7	1.0	0.93
Y.G.D.	kpd04_01	0.0954	78	0.00284	18	1.46713	1.88688	7	0.282841	28	0.282841	2.2	1.0	0.78
	kpd04_02	0.0562	49	0.00178	12	1.46719	1.88661	7	0.282831	27	0.282830	1.8	1.0	0.80
	kpd04_03	0.0471	86	0.00149	26	1.46720	1.88667	6	0.282856	26	0.282855	2.7	0.9	0.75
	kpd04_04	0.0567	47	0.00179	11	1.46712	1.88673	7	0.282821	27	0.282820	1.5	0.9	0.82
	kpd04_05	0.0574	48	0.00178	11	1.46717	1.88677	7	0.282814	27	0.282814	1.2	1.0	0.83
	kpd04_06	0.0772	67	0.00234	16	1.46711	1.88693	7	0.282812	23	0.282811	1.1	0.8	0.84
	kpd04_07	0.0835	67	0.00254	15	1.46714	1.88667	6	0.282859	31	0.282858	2.8	1.1	0.75
	kpd04_08	0.0770	65	0.00236	15	1.46718	1.88661	7	0.282811	26	0.282810	1.1	0.9	0.84
	kpd04_09	0.0446	45	0.00142	13	1.46718	1.88672	7	0.282819	23	0.282819	1.4	0.8	0.82
	kpd04_10	0.0789	79	0.00240	21	1.46718	1.88664	6	0.282776	27	0.282776	-0.1	1.0	0.91

Çizelge 13.4. Yerel geri düşme birimleri zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵHf değerleri.

	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf} ^b (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$ ^c	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ^d	$\epsilon\text{Hf}(t)$ ^d	$\pm 2\sigma$ ^c	T_{NC} ^e (Ga)	
Y. G. D. (Güzeldere)	k372_01	0.0806	67	0.00246	16	1.46713	1.88663	7	0.282808	31	0.282808	0.9	1.1	0.85
	k372_02	0.0687	62	0.00211	15	1.46721	1.88666	7	0.282764	29	0.282764	-0.6	1.0	0.93
	k372_03	0.0541	45	0.00171	11	1.46712	1.88669	7	0.282838	25	0.282837	2.0	0.9	0.79
	k372_04	0.0527	45	0.00163	12	1.46720	1.88653	8	0.282832	27	0.282832	1.8	1.0	0.80
	k372_05	0.0560	52	0.00174	13	1.46720	1.88686	5	0.282790	31	0.282790	0.3	1.1	0.88
	k372_06	0.1064	101	0.00319	26	1.46720	1.88657	7	0.282837	27	0.282836	2.0	1.0	0.79
	k372_07	0.0625	54	0.00197	14	1.46715	1.88677	7	0.282824	30	0.282824	1.5	1.1	0.81
	k372_08	0.0555	50	0.00175	12	1.46713	1.88677	7	0.282804	30	0.282804	0.8	1.1	0.85
	k372_09	0.1558	189	0.00465	50	1.46713	1.88650	6	0.282790	28	0.282789	0.3	1.0	0.88
	k372_10	0.0672	56	0.00203	13	1.46720	1.88668	8	0.282809	25	0.282809	1.0	0.9	0.84
	k278_01	0.0626	54	0.00191	12	1.46721	1.88689	6	0.282830	28	0.282830	1.7	1.0	0.80
	k278_02	0.0390	32	0.00122	8	1.46715	1.88674	7	0.282833	27	0.282832	1.8	1.0	0.80
	k278_03	0.0556	63	0.00166	16	1.46723	1.88686	7	0.282805	28	0.282805	0.8	1.0	0.85
	k278_04	0.0355	30	0.00111	7	1.46720	1.88685	6	0.282834	28	0.282834	1.9	1.0	0.79
	k278_05	0.0782	65	0.00239	15	1.46714	1.88674	7	0.282768	23	0.282768	-0.5	0.8	0.92
	k278_06	0.0412	34	0.00126	8	1.46716	1.88657	7	0.282828	26	0.282828	1.7	0.9	0.81
	k278_07	0.0758	70	0.00227	17	1.46719	1.88656	7	0.282806	27	0.282805	0.9	1.0	0.85
	k278_08	0.0666	57	0.00206	13	1.46719	1.88666	7	0.282827	27	0.282827	1.6	1.0	0.81
	k278_09	0.0713	58	0.00219	13	1.46714	1.88657	7	0.282788	32	0.282788	0.2	1.1	0.88
	k278_10	0.0596	52	0.00191	13	1.46720	1.88654	6	0.282865	33	0.282865	3.0	1.2	0.73

Çizelge 13.5. Kızılkaya ve Sofular ignimbritleri zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile εHf değerleri.

		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}^a$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}^a$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf}^b (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma^c$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)^d$	$\epsilon\text{Hf}(t)^d$	$\pm 2\sigma^c$	T_{NC}^e (Ga)
Kızılkaya	kl_05_01	0.0319	28	0.00103	7	1.46719	1.88700	8	0.282786	25	0.282786	0.1	0.9	0.89
	kl_05_02	0.0347	28	0.00113	7	1.46711	1.88679	8	0.282822	22	0.282822	1.4	0.8	0.82
	kl_05_03	0.0437	62	0.00142	18	1.46714	1.88665	8	0.282837	28	0.282837	1.9	1.0	0.79
	kl_05_04	0.0561	62	0.00174	17	1.46717	1.88687	7	0.282838	32	0.282838	2.0	1.1	0.79
	kl_05_05	0.0347	31	0.00112	8	1.46717	1.88694	8	0.282815	27	0.282815	1.2	1.0	0.83
	kl_05_06	0.0356	31	0.00117	8	1.46716	1.88677	8	0.282812	29	0.282812	1.1	1.0	0.84
	kl_05_07	0.0308	27	0.00098	7	1.46717	1.88683	8	0.282828	24	0.282828	1.6	0.9	0.81
	kl_05_08	0.0276	28	0.00092	7	1.46712	1.88692	8	0.282808	28	0.282808	0.9	1.0	0.84
	kl_05_09	0.0302	41	0.00098	12	1.46711	1.88672	8	0.282827	22	0.282827	1.6	0.8	0.81
Sofular	kl_05_10	0.0333	28	0.00109	7	1.46712	1.88683	8	0.282810	27	0.282810	1.0	1.0	0.84
	kl_19_01	0.0306	25	0.00097	6	1.46717	1.88650	7	0.282861	26	0.282860	2.9	0.9	0.74
	kl_19_02	0.0543	53	0.00159	13	1.46714	1.88653	8	0.282866	28	0.282866	3.0	1.0	0.73
	kl_19_03	0.0399	34	0.00120	8	1.46713	1.88680	8	0.282868	27	0.282868	3.1	0.9	0.73
	kl_19_04	0.0453	37	0.00145	9	1.46716	1.88665	7	0.282854	27	0.282853	2.6	1.0	0.76
	kl_19_05	0.0248	20	0.00076	5	1.46719	1.88684	7	0.282887	27	0.282887	3.8	1.0	0.69
	kl_19_06	0.0390	32	0.00120	8	1.46717	1.88678	7	0.282839	25	0.282838	2.1	0.9	0.78
	kl_19_07	0.0491	40	0.00149	9	1.46711	1.88676	8	0.282855	28	0.282854	2.6	1.0	0.75
	kl_19_08	0.0475	44	0.00140	11	1.46716	1.88649	8	0.282867	27	0.282867	3.1	1.0	0.73
	kl_19_09	0.0493	40	0.00146	9	1.46713	1.88668	8	0.282871	28	0.282870	3.2	1.0	0.72
	kl_19_10	0.0542	45	0.00165	10	1.46715	1.88652	7	0.282842	28	0.282842	2.2	1.0	0.78
	kl_19_11	0.0392	36	0.00120	9	1.46715	1.88648	7	0.282848	27	0.282848	2.4	0.9	0.77
	kl_19_12	0.0304	27	0.00093	7	1.46713	1.88674	7	0.282851	30	0.282851	2.5	1.1	0.76
	kl_19_13	0.0466	39	0.00138	9	1.46712	1.88683	8	0.282855	29	0.282855	2.7	1.0	0.75
	kl_19_14	0.0405	33	0.00121	8	1.46714	1.88647	7	0.282907	32	0.282906	4.5	1.1	0.65
kl_19_15	0.0460	40	0.00137	9	1.46718	1.88658	8	0.282888	27	0.282888	3.8	0.9	0.69	

Çizelge 13.6. Sofular ve Zelve ignimbiritleri zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵHf değerleri.

		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf} ^b (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$ ^c	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ^d	$\epsilon\text{Hf}(t)$ ^d	$\pm 2\sigma$ ^c	T_{NC} ^e (Ga)
Sofular	kl_19B_01	0.0356	29	0.00107	7	1.46715	1.88662	8	0.282847	20	0.282847	2.4	0.7	0.77
	kl_19B_02	0.0464	39	0.00139	9	1.46717	1.88668	7	0.282865	25	0.282864	3.0	0.9	0.73
	kl_19B_03	0.0476	38	0.00141	9	1.46719	1.88673	7	0.282842	26	0.282842	2.2	0.9	0.78
	kl_19B_04	0.0414	33	0.00123	7	1.46716	1.88688	8	0.282865	25	0.282865	3.0	0.9	0.73
	kl_19B_05	0.0423	36	0.00127	9	1.46720	1.88652	8	0.282832	25	0.282832	1.9	0.9	0.80
Zelve	kl_18_01	0.0548	53	0.00178	15	1.46718	1.88656	8	0.282738	31	0.282738	-1.5	1.1	0.98
	kl_18_02	0.0455	37	0.00151	9	1.46716	1.88677	8	0.282740	26	0.282740	-1.4	0.9	0.98
	kl_18_03	0.0493	43	0.00163	11	1.46720	1.88683	8	0.282740	22	0.282740	-1.4	0.8	0.98
	kl_18_04	0.0452	37	0.00148	9	1.46720	1.88683	8	0.282772	22	0.282772	-0.3	0.8	0.91
	kl_18_11	0.0638	82	0.00203	23	1.46713	1.88662	7	0.282760	36	0.282760	-0.7	1.3	0.94
	kl_18_05	0.1110	167	0.00332	45	1.46718	1.88653	8	0.282748	38	0.282747	-1.1	1.3	0.96
	kl_18_06	0.0418	40	0.00134	10	1.46721	1.88684	8	0.282756	26	0.282756	-0.8	0.9	0.95
	kl_18_07	0.0254	21	0.00087	5	1.46716	1.88673	8	0.282824	27	0.282824	1.6	1.0	0.81
	kl_18_15	0.0672	79	0.00207	20	1.46715	1.88679	8	0.282749	27	0.282749	-1.1	1.0	0.96
	kl_18_14	0.0392	34	0.00127	9	1.46716	1.88663	8	0.282762	26	0.282761	-0.6	0.9	0.93
	kl_18_15	0.0418	37	0.00135	9	1.46716	1.88679	8	0.282777	31	0.282777	-0.1	1.1	0.90
	kl_18_12	0.0375	40	0.00125	12	1.46717	1.88659	8	0.282819	29	0.282819	1.4	1.0	0.82
	kl_18_10	0.0692	106	0.00220	31	1.46719	1.88669	8	0.282728	25	0.282728	-1.8	0.9	1.00
	kl_18_09	0.0557	52	0.00177	13	1.46712	1.88674	8	0.282737	26	0.282736	-1.5	0.9	0.98
kl_18_08	0.0413	33	0.00133	8	1.46712	1.88674	8	0.282790	23	0.282790	0.4	0.8	0.88	

Çizelge 13.7. Kavak-1 ignimbiriti ve Kavak-3 altında bulunan geri düşme zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵHf değerleri.

		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf} ^b (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$ ^c	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ^d	$\epsilon\text{Hf}(t)$ ^d	$\pm 2\sigma$ ^c	T_{NC} ^e (Ga)
Kavak-1	kl_10_01	0.0343	28	0.00115	7	1.46712	1.88678	8	0.282860	29	0.282860	2.8	1.0	0.74
	kl_10_02	0.0382	51	0.00126	15	1.46717	1.88666	8	0.282846	27	0.282846	2.3	1.0	0.77
	kl_10_03	0.0350	31	0.00116	8	1.46714	1.88668	8	0.282821	35	0.282821	1.5	1.3	0.82
	kl_10_04	0.0328	30	0.00113	8	1.46712	1.88667	8	0.282858	30	0.282857	2.8	1.1	0.75
	kl_10_05	0.0319	29	0.00107	7	1.46715	1.88674	8	0.282843	27	0.282843	2.3	1.0	0.77
	kl_10_06	0.0296	25	0.00099	6	1.46720	1.88647	7	0.282797	30	0.282797	0.6	1.1	0.87
	kl_10_07	0.0305	27	0.00103	7	1.46712	1.88672	8	0.282832	24	0.282832	1.9	0.8	0.80
	kl_10_08	0.0357	30	0.00108	7	1.46711	1.88675	8	0.282664	34	0.282664	-4.1	1.2	1.12
	kl_10_09	0.0383	37	0.00127	9	1.46719	1.88679	8	0.282875	29	0.282875	3.4	1.0	0.71
	kl_10_10	0.0353	29	0.00119	7	1.46712	1.88661	8	0.282832	29	0.282832	1.8	1.0	0.80
	kl_10_11	0.0431	45	0.00143	13	1.46721	1.88689	8	0.282782	28	0.282781	0.1	1.0	0.90
	kl_10_12	0.0278	43	0.00091	12	1.46715	1.88700	9	0.282786	43	0.282786	0.2	1.5	0.89
	kl_10_13	0.0348	29	0.00116	8	1.46719	1.88670	8	0.282807	26	0.282807	1.0	0.9	0.85
	kl_10_14	0.0382	33	0.00132	9	1.46720	1.88686	9	0.282825	27	0.282825	1.6	1.0	0.81
	kl_10_15	0.0334	29	0.00112	8	1.46722	1.88665	8	0.282798	29	0.282798	0.7	1.0	0.86
G.D. Kavak 3 altı	kpd034_01	0.0379	33	0.00133	9	1.46719	1.88700	9	0.282833	26	0.282833	1.9	0.9	0.79
	kpd034_02	0.0400	34	0.00132	8	1.46718	1.88681	8	0.282859	24	0.282858	2.8	0.8	0.74
	kpd034_03	0.0354	30	0.00120	8	1.46719	1.88667	9	0.282845	29	0.282844	2.3	1.0	0.77
	kpd034_04	0.0371	30	0.00127	8	1.46720	1.88665	8	0.282801	25	0.282801	0.8	0.9	0.86
	kpd034_05	0.1745	187	0.00521	49	1.46719	1.88657	7	0.282744	27	0.282743	-1.2	1.0	0.97
	kpd034_06	0.0655	71	0.00209	18	1.46719	1.88675	8	0.282755	30	0.282755	-0.9	1.1	0.95
	kpd034_07	0.0228	19	0.00081	5	1.46719	1.88665	9	0.282795	24	0.282795	0.6	0.9	0.87
	kpd034_08	0.0366	35	0.00128	11	1.46711	1.88664	9	0.282820	25	0.282820	1.4	0.9	0.82
	kpd034_10	0.0359	30	0.00117	8	1.46722	1.88664	8	0.282833	31	0.282833	1.9	1.1	0.79
	kpd034_12	0.1246	189	0.00384	54	1.46718	1.88679	7	0.282708	38	0.282707	-2.5	1.4	1.04
	kpd034_13	0.0365	30	0.00119	8	1.46722	1.88671	8	0.282843	25	0.282843	2.3	0.9	0.78
	kpd034_15	0.0231	30	0.00076	9	1.46717	1.88695	8	0.282806	23	0.282806	1.0	0.8	0.85

Çizelge 13.8. Kavak ignimbiriti Kavak-2 ve Kavak-4 seviyeleri zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ Hf değerleri.

		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf} ^b (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$ ^c	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ^d	$\epsilon\text{Hf}(t)$ ^d	$\pm 2\sigma$ ^c	T_{NC} ^e (Ga)
Kavak-2	kpd09_01	0.0380	34	0.00130	9	1.46720	1.88675	7	0.282835	26	0.282834	2.0	0.9	0.79
	kpd09_02	0.0491	41	0.00169	11	1.46721	1.88675	9	0.282841	28	0.282841	2.2	1.0	0.78
	kpd09_03	0.0288	24	0.00098	6	1.46719	1.88689	7	0.282851	24	0.282851	2.6	0.9	0.76
	kpd09_04	0.0297	24	0.00100	6	1.46712	1.88683	7	0.282837	31	0.282837	2.1	1.1	0.79
	kpd09_05	0.0307	26	0.00104	7	1.46718	1.88671	7	0.282836	30	0.282836	2.0	1.1	0.79
	kpd09_06	0.0375	34	0.00125	9	1.46720	1.88697	8	0.282826	22	0.282826	1.7	0.8	0.81
	kpd09_07	0.0376	33	0.00133	9	1.46714	1.88681	9	0.282826	27	0.282826	1.7	0.9	0.81
	kpd09_08	0.0267	22	0.00095	6	1.46711	1.88660	7	0.282874	30	0.282874	3.4	1.1	0.71
	kpd09_09	0.0389	33	0.00127	9	1.46713	1.88660	7	0.282831	31	0.282831	1.8	1.1	0.80
	kpd09_10	0.0767	177	0.00249	54	1.46714	1.88651	7	0.282792	29	0.282792	0.5	1.0	0.88
	kpd09_11	0.0269	27	0.00093	7	1.46712	1.88672	8	0.282828	27	0.282827	1.7	1.0	0.81
	kpd09_12	0.0868	174	0.00279	53	1.46720	1.88661	7	0.282851	45	0.282851	2.6	1.6	0.76
	kpd09_13	0.0256	22	0.00086	6	1.46712	1.88670	8	0.282834	27	0.282834	1.9	1.0	0.79
	kpd09_14	0.0796	155	0.00245	43	1.46719	1.88673	7	0.282829	44	0.282828	1.8	1.5	0.80
	kpd09_15	0.1274	278	0.00371	77	1.46717	1.88680	7	0.282780	41	0.282779	0.0	1.4	0.90
Kavak-4	kl_17_01	0.0489	41	0.00164	11	1.46712	1.88673	8	0.282756	29	0.282756	-0.8	1.0	0.94
	kl_17_02	0.0365	34	0.00128	9	1.46713	1.88700	9	0.282823	25	0.282823	1.5	0.9	0.81
	kl_17_03	0.0422	41	0.00142	11	1.46719	1.88682	8	0.282782	28	0.282782	0.1	1.0	0.89
	kl_17_04	0.0387	31	0.00129	8	1.46718	1.88688	8	0.282825	25	0.282824	1.6	0.9	0.81
	kl_17_05	0.0402	34	0.00131	9	1.46718	1.88693	9	0.282828	29	0.282828	1.7	1.0	0.80
	kl_17_06	0.0418	35	0.00145	10	1.46723	1.88680	8	0.282760	27	0.282760	-0.7	1.0	0.94
	kl_17_07	0.0291	24	0.00097	6	1.46719	1.88690	8	0.282844	21	0.282844	2.3	0.7	0.77
	kl_17_08	0.0384	32	0.00128	8	1.46720	1.88686	8	0.282816	29	0.282816	1.3	1.0	0.83

Çizelge 13.9. Kavak ignimbiriti Kavak-4 seviyesi ve Tahar ignimbiriti zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ_{Hf} değerleri.

		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf} ^b (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$ ^c	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ^d	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ ^d	$\pm 2\sigma$ ^c	T_{NC} ^e (Ga)
Kavak-4	kl_17_09	0.0376	37	0.00130	10	1.46720	1.88667	9	0.282815	25	0.282814	1.2	0.9	0.83
	kl_17_10	0.0330	33	0.00112	10	1.46720	1.88670	8	0.282837	28	0.282837	2.0	1.0	0.79
	kl_17_11	0.0310	26	0.00106	7	1.46720	1.88681	8	0.282852	32	0.282852	2.6	1.1	0.76
	kl_17_12	0.0554	63	0.00174	16	1.46720	1.88685	8	0.282815	25	0.282815	1.3	0.9	0.83
	kl_17_13	0.0330	28	0.00112	8	1.46719	1.88696	7	0.282807	28	0.282807	1.0	1.0	0.85
	kl_17_14	0.2121	343	0.00703	105	1.46721	1.88661	6	0.282814	52	0.282813	1.2	1.8	0.83
	kl_17_15	0.0361	34	0.00117	9	1.46719	1.88691	8	0.282838	25	0.282838	2.1	0.9	0.79
Tahar	kpd08_31_01	0.0412	34	0.00140	9	1.46718	1.88658	7	0.282925	28	0.282924	5.1	1.0	0.62
	kpd08_31_03	0.0365	36	0.00112	9	1.46723	1.88670	8	0.282906	30	0.282906	4.4	1.1	0.65
	kpd08_31_06	0.0318	36	0.00102	11	1.46715	1.88672	8	0.282886	22	0.282886	3.7	0.8	0.69
	thr_01	0.0418	36	0.00134	9	1.46712	1.88679	8	0.282846	26	0.282846	2.3	0.9	0.77
	thr_02	0.0170	18	0.00059	5	1.46719	1.88678	7	0.282928	28	0.282928	5.2	1.0	0.61
	thr_03	0.0588	51	0.00177	12	1.46717	1.88690	6	0.282834	37	0.282833	1.8	1.3	0.80
	thr_04	0.0202	16	0.00064	4	1.46718	1.88671	7	0.282901	35	0.282901	4.2	1.3	0.66
	thr_05	0.0317	26	0.00100	6	1.46714	1.88689	7	0.282920	30	0.282920	4.9	1.1	0.63

Çizelge 13.10. Acıgöl granit birimi zirkonlarına ait Lu-Hf izotop oranları ile ϵ Hf değerleri.

		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ^a	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf} ^b (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$ ^c	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$ ^d	$\epsilon\text{Hf}(t)$ ^d	$\pm 2\sigma$ ^c	T_{NC} ^e (Ga)
Acıgöl Granit	k_015_01	0.0346	45	0.00094	11	1.46718	1.88677	8	0.282420	27	0.282418	-11.2	1.0	1.57
	k_015_02	0.0341	27	0.00103	6	1.46714	1.88662	9	0.281607	31	0.281606	-40.0	1.1	3.11
	k_015_03	0.0284	23	0.00093	6	1.46711	1.88667	9	0.282561	26	0.282560	-6.2	0.9	1.30
	k_015_04	0.0308	28	0.00099	7	1.46715	1.88686	10	0.282545	23	0.282544	-6.8	0.8	1.33
	k_015_05	0.0324	30	0.00104	8	1.46717	1.88668	10	0.282551	23	0.282550	-6.6	0.8	1.32
	k_015_06	0.0262	23	0.00077	5	1.46713	1.88672	10	0.282249	23	0.282248	-17.3	0.8	1.90
	k_015_07	0.0306	26	0.00092	6	1.46716	1.88659	9	0.282502	25	0.282501	-8.3	0.9	1.41
	k_015_08	0.0425	37	0.00128	9	1.46712	1.88654	9	0.282491	25	0.282489	-8.7	0.9	1.43
	k_015_09	0.0402	33	0.00129	8	1.46715	1.88680	9	0.282566	26	0.282564	-6.1	0.9	1.29
	k_015_10	0.0382	32	0.00123	8	1.46720	1.88693	9	0.282541	27	0.282540	-7.0	1.0	1.34
	k_015_11	0.0353	39	0.00114	10	1.46717	1.88682	9	0.282570	27	0.282568	-6.0	1.0	1.28
	k_015_12	0.0398	33	0.00128	8	1.46712	1.88681	9	0.282526	30	0.282524	-7.5	1.1	1.37

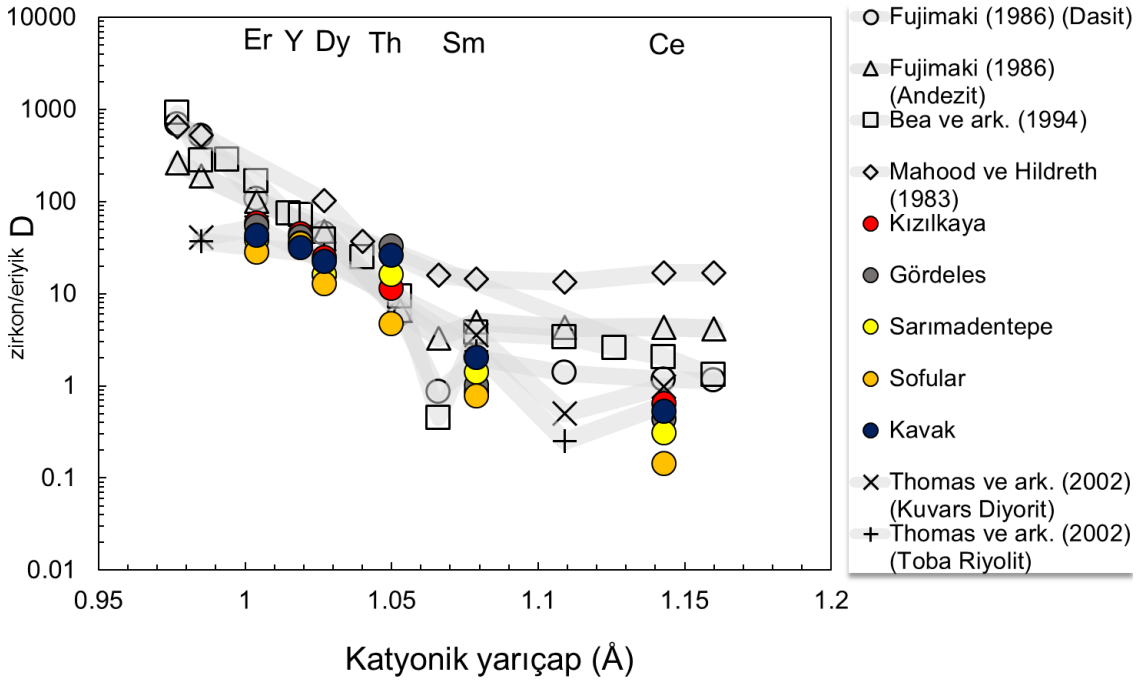
14. TARTIŞMA VE YORUM

14.1. İz Element Paylaşımı

Çalışma alanında bulunan ignimbritlerin zirkon minerallerinin eriyik kapanım iz element içeriklerine göre hesaplanan paylaşım katsayı değerlerinde, azalan iyon yarıçapına göre belirgin bir artış gözlenmektedir (Şekil 14.1). Bu çalışma kapsamında hesaplanan değerler, daha önce bu kapsamda gerçekleştirilen çalışmalarda hesaplanan paylaşım katsayısı değerleri ile karşılaştırılmıştır. İyonik yarıçapa karşı iz element paylaşım katsayılarının gösterildiği grafikte, daha önceki çalışmalarla nerdeyse benzer bir dağılım trendi gösterdiği belirlenmiştir (Nagasawa, 1970; Hinton ve Upton, 1991; Watson, 1980; Fujimaki, 1986; Guo ve ark., 1996; Hoskin ve ark., 2000). Bununla birlikte, yine bu çalışma kapsamında, zirkon/matriks cam çiftleri için paylaşım katsayısı değerleri hesaplanmış ve paylaşım katsayılarının, zirkon/eriyik kapanımı çiftlerine göre hesaplanan değerlerden belirgin farklılıklar gösterdiği belirlenmiştir. Özellikle eriyik kapanım analizlerine göre hesaplanan değerlerin yaklaşık olarak %15-20 oranında daha düşük çıktığı gözlenmiştir. Bu durum, yüksek iz element konsantrasyonlarına sahip zirkonların eriyik kapanımlarının da yüksek iz element konsantrasyonları içermesi ve bunun her bir zirkon kristaline ait paylaşım katsayı değerlerinde farklılığa neden olması ile açıklanmıştır. Bununla birlikte, iz elementlerin paylaşım değerlerinde gözlenen bu farklılık, doğal örnekler üzerinden gerçekleştirilen çalışmalar ve deneysel çalışmalarla da tutarlılık göstermektedir. Mahood ve Hildreth (1983), Bishop Tüfleri'ne ait yüksek silis içeriğine sahip riyolitik cam ve zirkon kristalleri kullanarak, Dy, Ce ve Sm elementleri için sırasıyla 108, 23.5 ve 17.7 paylaşım katsayısı değerleri elde etmişlerdir. Kapadokya ignimbritlerinde ise aynı elementler için hesaplanan paylaşım katsayısı değerleri, Dy için 20-40, Ce için 0.4-0.6 ve Sm için 0.7 ile 4 arasında çıkmaktadır (Şekil 14.1). Bu durum yukarıda bahsi geçen iz element paylaşım katsayısı çeşitliliğini ortaya koymaktadır.

Eriyik kapanımlarına ve zirkon ana mineral fazına ait iz element içeriklerindeki değişimleri gösteren diyagramlar ana metin içerisinde verilmiştir. Buna göre, iz elementlerde gözlenen değişimler, Kapadokya volkanik sisteminin gelişimine uygun değerleri yansıtmaktadır. Birimlere ait zirkonların, Kapadokya'da meydana

gelen volkanizmanın gelişiminin önemli bir kısmında bulunduğu inanılmaktadır. Bu nedenle, ana magmadan itibaren gelişen eriyik ve zirkonların iz element miktarlarının, zirkon ve diğer ana mineral fazlarının kristalleşmesi ile birlikte zaman içerisinde değişiklik göstermesi beklenmektedir. Bu çalışmada, her bir zirkon kristalinden ve içermiş oldukları eriyik kapanımlarından itibaren elde edilen paylaşım değerlerindeki çeşitlilik, cam matriks kullanılarak hesaplanan paylaşım değerlerinde gözlenen çeşitliliklerle benzerlik göstermektedir.



Şekil 14.1. Çalışma alanındaki ignimbritlere ait zirkon kristallerinin, zirkon/eriyik kapanımı paylaşım katsayısı hesaplamaları sonucunda elementlere ait ortalama D değerlerinin daha önce yayınlanmış verilerle karşılaştırılmasını gösteren diyagram.

Eriyik kapanımlarının iz element konsantrasyon değerlerinden itibaren gerçekleştirilen teorik hesaplamalar ve sonucunda paylaşım katsayılarına yaklaşımda bulunmak için elde edilen hipotetik katsayı değerleri, doğal olarak elde edilenlerle uyumlu sonuçlar vermektedir. Beklenildiği üzere, ister teorik olarak hesaplınsın ister doğal zirkon ve eriyik bileşimlerinden itibaren zirkon/eriyik kapanımı, zirkon/cam matriks oranları kullanılarak hesaplınsın, paylaşım değerlerinde gözlenen azalan iyon yarıçapına karşı artış trendi (veya artan iyon yarıçapına karşı azalan paylaşım katsayısı değerleri) hepsinde benzerlik göstermektedir. Buna karşın, bu çalışma kapsamında, mineral ve eriyik

kapanımı çiftleri kullanılarak hesaplanan Sm ve Ce elementlerine ait paylaşım katsayısı değerlerinin bazı örneklerde (Sofular, Sarımadentepe), daha önce gerçekleştirilen çalışmaların aksine, zirkon minerali için uyumsuz davranış sergilediği gözlenmektedir.

Daha önce gerçekleştirilen çalışmalarda, HNTE elementlerine ait paylaşım değerlerinin, düz bir paylaşım deseni gösterdiği üzerinde durulmuştur (Thomas ve ark., 2002). Buna karşın, bu çalışma kapsamında, mineral-eriyik kapanımı arasında gerçekleşen paylaşımın katsayı değerleri, daha çok iç bükey parabolik bir eğri şeklinde azalma göstermektedir (Şekil 14.1). Paylaşım katsayısı dağılım deseninde gözlenen farklılıklar, hesaplamalarda kullanılan eriyik kompozisyonun çeşitliliğinden kaynaklanmaktadır. Buna ek olarak, Hinton ve Upton (1991), elementlere ait yayınlanmış paylaşım katsayısı değerlerinin yüksek olmasının nedenini, iyonik yarıçaptan bağımsız olarak geliştiğini ve bu farkın bu çalışmalardaki mineral ayırımına etki eden safsızlıklara bağlamaktadır.

Yukarıda tartışılan farklılıklar, deneysel ve analitik tekniklerin uygulamasının etkisi olarak karşımıza çıkmaktadır. Daha önce gerçekleştirilen çalışmaların çoğu, zirkon kristali analizi sırasında farklı kapanım fazlarının ve/veya altere olan zonların etkisinin de paylaşım katsayısı hesaplamalarında yanlış yorumlamalara neden olabileceğini önermişlerdir (Hinton ve Upton, 1991; Maas ve ark., 1992; Guo ve ark., 1996; Thomas ve ark., 2002; Suno ve ark., 2002). Paylaşım hesaplamaları için analiz edilen mineralin, allanit ve monazit gibi aksesuar fazları %1 ve daha az oranlarda içermesi, yukarıda bahsi geçen düz HNTE deseninin oluşmasına neden olmaktadır (Thomas ve ark., 2002). Bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen iyon görüntüleme yöntemi ile bu tarz durumlar bertaraf edilmiştir. Mineral-eriyik kapanımı paylaşım değerleri ve Brice eşitliği ile elde edilen model sonuçları arasındaki tutarlılık, bu çalışma kapsamında elde edilen HNTE'lerinin paylaşım katsayılarının tüm kayaç ve matris camdan itibaren hesaplanan değerlere oranla daha güvenilir sonuçlar verdiğini ortaya koymaktadır. Beklenildiği üzere yük/yarıçap oranlarına göre Ti ve Li elementleri zirkon kristalleri için uyumsuz davranış sergilemektedir. Bunun aksine, Y elementi ise yüksek oranlarda uyumlu davranış sergilemektedir. Y elementinin zirkon mineralleri içerisindeki paylaşım değeri hesaplaması, Şekil 14.1'de görülen iki çalışma ile tutarlı sonuçlar vermektedir. Bununla birlikte, Ti elementi için

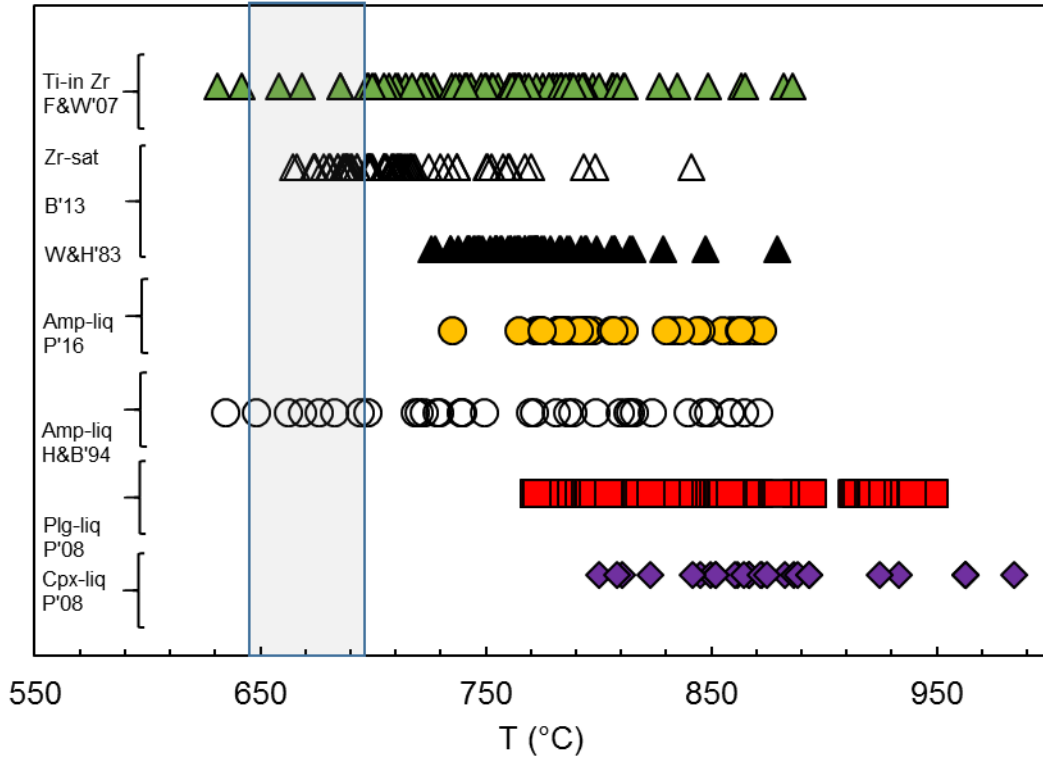
hesaplanan paylaşım değerleri, Thomas ve ark. (2002) alışmasında hesaplamış olduğu değerler ile örtüşmemektedir. Quotton magmatik birimleri içerisinde yer alan kuvars diyoritlerinde bulunan zirkon minerallerinden itibaren hesaplamış olduğu Ti elementine ait paylaşım değerleri, zirkon mineralleri için bu elementin uyumlu davranış sergilediğini ne sürmektedir. Bunun aksine, Kapadokya ignimbiritlerine ait zirkon kristallerinde meydana gelen Ti paylaşımı <0.010 gibi düşük değerlerle ifade edilmektedir.

Fujimaki (1986) ve Thomas ve ark. (2002) alışmalarında hesaplanan zirkon-eriyik kapanımı paylaşım katsayısı verileri, Mahood ve Hildreth (1983) matriks cam çiftlerinden itibaren hesaplanan değerlerden önemli derecede sapmalar göstermektedir. Bu durum, yukarıda bahsi geçen NTE elementleri bakımından zengin aksesuar fazların analiz sırasında gözardı edilmesi ve fazlara ait iz element konsantrasyonlarının paylaşım katsayısı hesaplamalarına dâhil edilmesi ile açıklanmaktadır. Bununla birlikte, iz element paylaşım katsayısı hesaplamalarında etkili olan bir durum ise ana mineral fazda gerçekleşen iz element zonlanmalarıdır. Özellikle sedimenter, magmatik ve metamorfik kayalarda sıklıkla görülen zirkon kristallerinde bu tarz zonlanmalar oldukça tipiktir. Zirkon minerallerinde gözlenen bu tarz kimyasal zonlanmalar, analiz edilen zirkonun hangi parçasının hangi bileşimi temsil ettiğini belirlenmesini zorlaştırmaktadır.

14.2. Mineral Tabanlı Termobarometrik Varsayımlar ve Kristalleşme Gelişimi

Kayaçlarda bulunan pirojenik minerallerin kimyasal içerikleri ve dengedeki mineral toplulukları; magmanın jeokimyası ve oluşum süreçleri ve kristalleşme sırasında gelişen fiziko-kimyasal koşullar ile ilgilidir. Bu bağlamda, Kapadokya ignimbiritlerine ait magmaların yerleşim basıncı, kristalleşme sıcaklıkları ve oksijen fugasitesi gibi parametrelere, belirli mineral ve mineral toplulukları kullanılarak nitel ve nicel yaklaşımlarda bulunulmuştur. Kavak, Tahar, Gördeles, Kızılıkaya ve Cemilköy içerisinde bulunan Fe-Ti oksitler, erken faz kristallenme ürünleri, magmanın yüksek fugasite değerlerine sahip olduğunu işaret etmektedir. Fe-Ti oksit ve beraberinde bulunan magnesio-hornblend yüksek fugasiteyi desteklemektedir. Amfibol kimyasal bileşiminden itibaren nicel olarak

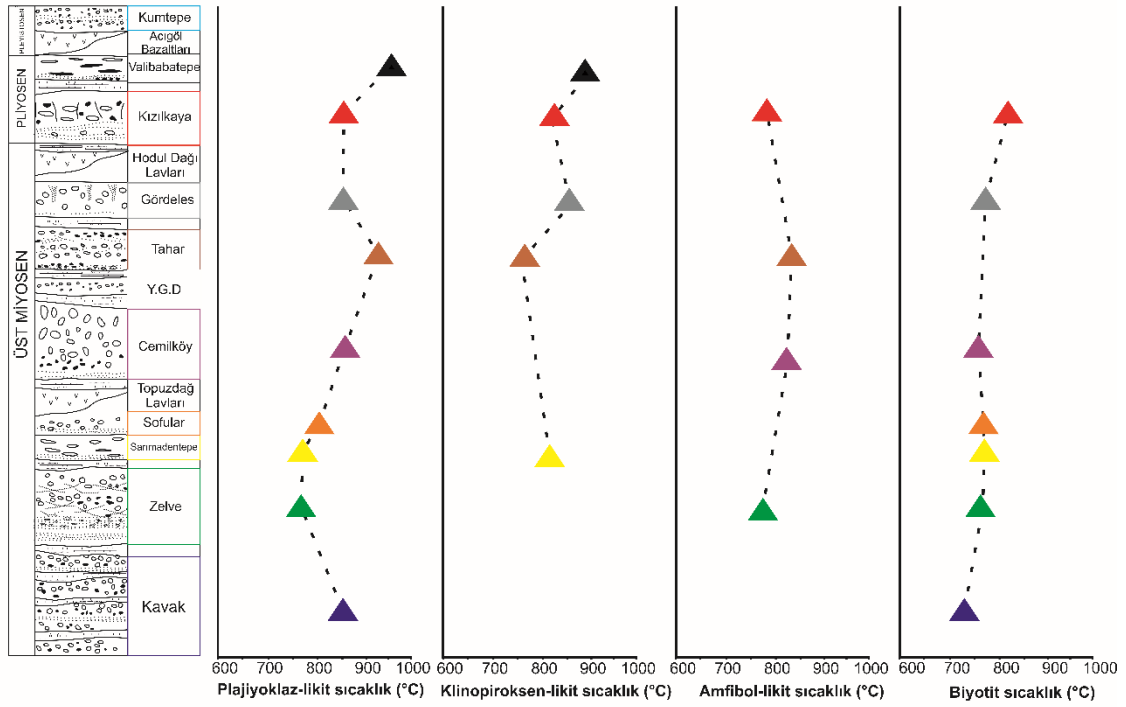
hesaplanan oksijen fugasitesi ($\log f_{O_2}$) değerleri -13.5 ile -15.5 arasında değişmektedir (Şekil 14.2 ve Şekil 14.3).



Şekil 14.2. Termometrik hesaplamalar sonucunda farklı mineral topluluklarından elde edilen sıcaklık verilerini gösteren diyagram. Gri alan 200-500 MPa basınçları arasında suya doymun granitlerin katıldığı sıcaklık aralığını temsil etmektedir. H&B'94, Holland ve Blundy (1994); B'13, Boehnke ve ark. (2013); F&W'07, Ferry ve Watson (2007); P'08, Putirka (2008); P'16, Putirka (2016); W&H'83, Watson ve Harrison (1983).

Kapadokya ignimbiritlerini oluşturan magmalar çoğunlukla riyodasitikten riyolitiğe kadar değişen bileşimlerde gözlenmektedir. Amfibol barometresi sonucunda elde edilen basınç verileri silisik magma rezervuarlarının patlama öncesinde sığ kıtasal ortamlardan (~2-5 kbar basınç altında yaklaşık 6-17 km) itibaren oluştuklarını ortaya koymaktadır. Bununla birlikte, amfibol (magnesio-hornblend) minerallerinin içerdikleri $Al_{tot} \leq 2.0$ değerleri genellikle sığ derinlikteki magma kütlelerini işaret etmektedir (Hammarstrom ve Zen, 1986). Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Cardone ignimbiriti (Şili) ve güneyinde bulunan Aucanquilcha ortaç bileşimdeki lav akıntıları, benzer derinliklerde silisik magma yerleşimi ile

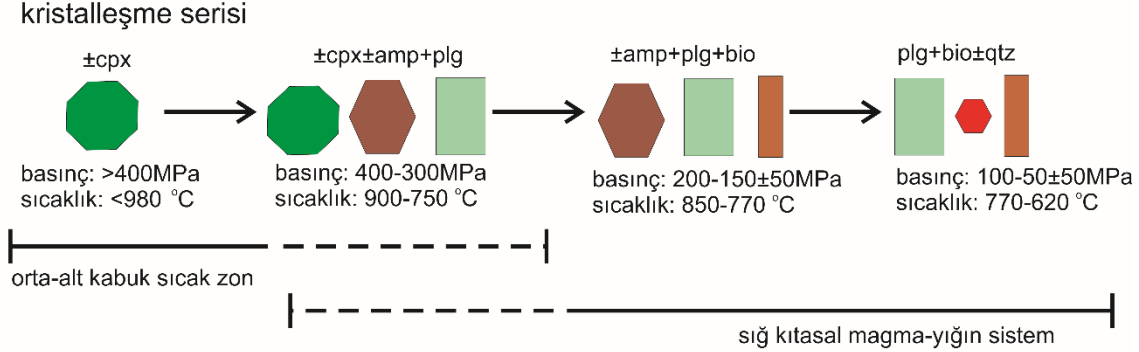
oluşmakta ve magmaların orta sıcak kabuk zonundan itibaren üretilerek geliştikleri öngörülmektedir (van Zalinge ve ark. 2017; Walker ve ark., 2013).



Şekil 14.3. Çalışma alanında bulunan birimlerin minerallerinden itibaren hesaplanan sıcaklık verilerinin stratigrafik korelasyonu.

Bu kapsamda, riyolitik-riyodasitik eriyiklerin orta-sığ kabuk zonunda yerleşmiş olan sulu mafik magmalardan itibaren amfibol baskın bir fraksiyonlanmanın sonucunda geliştiği sonucuna varılmaktadır. Kapadokya ignimbritlerine ait sıcaklık verileri plajiyoklaz-likit, amfibol-likit ve klinopiroksen-likit çiftlerinden itibaren hesaplanmış ve bu minerallere ait sıcaklık değerleri 750-980°C arasında sınırlandırılmıştır. Kristalleşme 980-800°C arasında klinopiroksen mineralleri ile başlamaktadır. Klinopiroksenleri takiben neredeyse aynı sıcaklık değerlerinde plajiyoklaz mineralleri sisteme dâhil olmakta ve onu takiben amfibol mineralleri kristalleşmektedir. Yaklaşık olarak 100°C sonra yani 850°C sıcaklık değerlerinde amfibol mineralleri gözlenmekte ve sıcaklığın giderek düşmesi ile yaklaşık 700°C civarında biyotit mineralleri kristalleşmeye başlamaktadır. Biyotit minerallerinin kristalleşmeye başladığı sıcaklık değerleri zirkon minerallerinin doygunluğa ulaştığı zamana denk gelmektedir. Birimlere ait biyotit mineralleri içerisinde kapanım olarak sıklıkla zirkon minerallerine rastlanması, birimlerin neredeyse benzer sıcaklık değerlerinden itibaren gelişmesinden kaynaklanmaktadır.

Magmatik fraksiyonlamanın son evrelerini temsil eden bu iki mineral sığ derinlerden itibaren yaklaşık olarak 650°C sıcaklık değerlerine kadar duraylı kalabilmektedirler (Şekil 14.4).

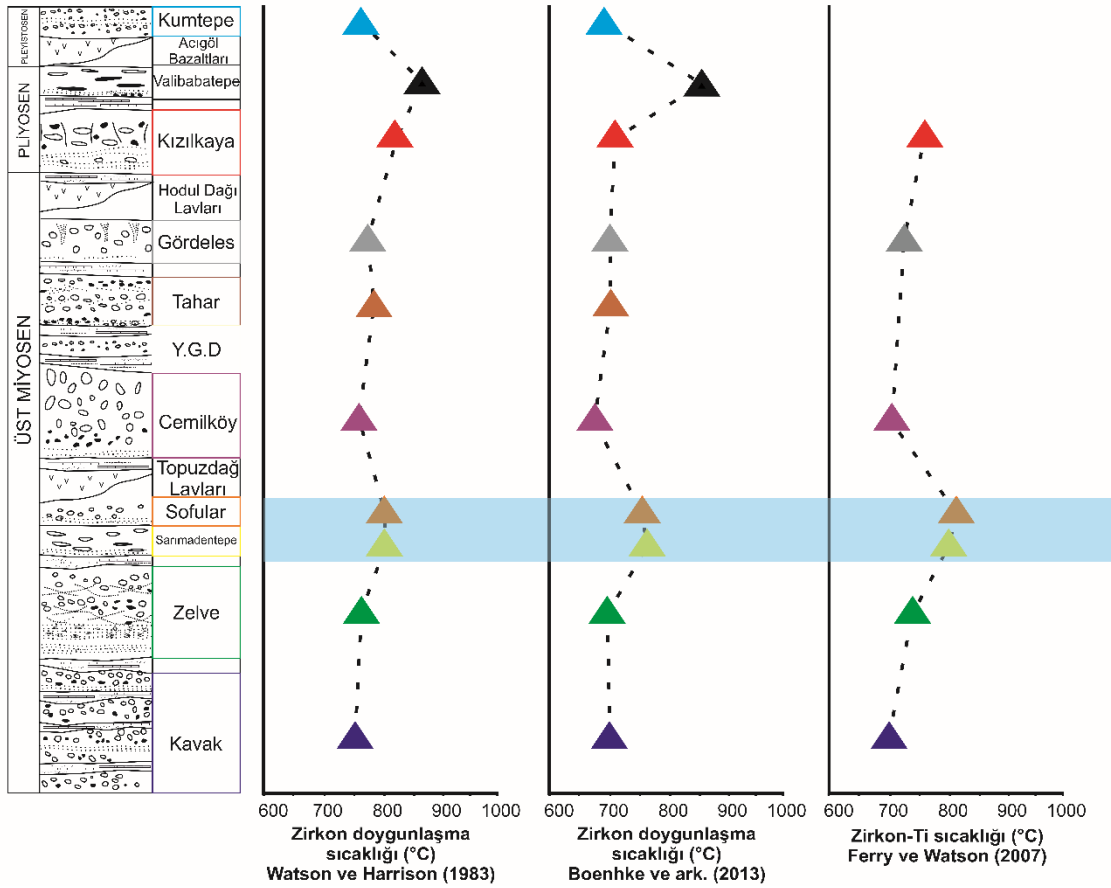


Şekil 14.4. Kapadokya ignimbiritlerinin tek mineral ve mineral-eriyik çiftlerinden itibaren hesaplanan sıcaklık ve basınç değerleri birleştirilerek tasarlanan model kristalleşme gelişimi.

Doğal sistemlerde gelişen zirkonlardan hesaplanan Ti termometresi, petrolojik durumlar da göz önünde bulundurulduğunda, kristalleşme sıcaklıklarına dair önemli bilgiler vermektedir. Ti termometresi hesaplamalarında önemli olan TiO_2 aktivitesinin doğru olarak seçilmesidir. Ti aktivitesi ise zirkonların magmadan itibaren gelişim sürecinde çeşitlilik gösterebilmektedir. Bununla birlikte, sisteme dâhil olan Fe-Ti oksit fazları, eriyik ile denge durumunda olmaması da TiO_2 aktivitesinde değişikliğe neden olabilmektedir. TiO_2 aktivitesinin doğru olarak seçilmemesi mutlak zirkon kristalleşme sıcaklıklarında yanlış hesaplamalara yol açmaktadır.

Çalışma alanında bulunan birimlere ait zirkon kristallerinin Ti içeriklerine bağlı olarak hesaplanan sıcaklıklar (650-850°C), minimum ve maksimum değerler dâhil olmak üzere, felsik magmalar için anlamlı sonuçlar sunmaktadır. Kapadokya ignimbiritlerinde kristalleşmenin gelişimi sürecinde dönem dönem farklı kimyalara sahip küçük ölçekli magmatik kütlelerin sığ derinliklere yerleşen magma sistemini etkilemesi, ignimbirit volkanizmasının gelişimine ve zirkon kristallerinin uzun süreli sistem içerisinde kalmasına neden olduğunu düşündürmektedir. Magma odasını etkileyen benzer kimyaya sahip bireysel magma kütleleri, ignimbiritlere ait zirkonların sürekli olarak sistemde kalmasına ve benzer kristalleşme sıcaklıkları göstermelerine neden olmaktadır. Farklı

kimyalara sahip (mafik) kütlelerin sisteme dâhil olması ise zamanla silisik yığın içerisinde ısınmaya ve sıg magma odalarının 800-850°C sıcaklık değerlerine denk gelen zaman aralıklarında çok fazla zaman harcamasına neden olmaktadır. Burada geçirdiği süre zarfında ise ortalama bir sıcaklık değerine ulaşmakta ve sistem daha mafik hale gelmektedir. Kavak ignimbiritine ait magma odasının gelişiminden Sofular ignimbiritine kadar geçen süre zarfında, sıcaklığın yaklaşık olarak %21 oranında aşamalı olarak arttığı görülmektedir. Sofular ignimbiritinde termal olarak doygunluğa ulaşan zirkon kristalleri, (yaklaşık 850°C) burada en yüksek zirkon kristalleşme ve doygunlaşma sıcaklıkları ile en sıcak patlama ürünlerini temsil etmektedirler (Şekil 14.5).



Şekil 14.5. Çalışma alanında bulunan birimlerin tüm kayaç içerikleri ve zirkon minerallerinden itibaren hesaplanan zirkon doygunlaşma ve kristalleşme sıcaklık verilerinin stratigrafik korelasyonu.

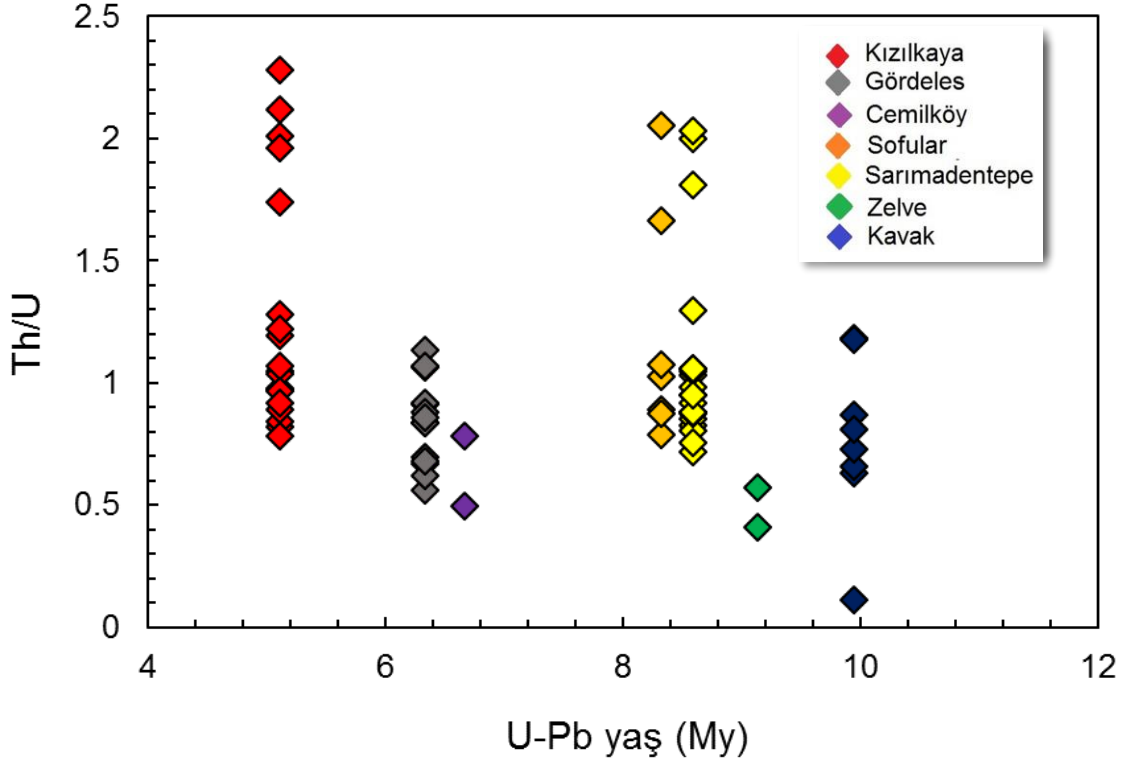
Watson ve Harrison (1983) ve Boehnke ve ark. (2013) çalışmalarına göre hesaplanan zirkon doygunluk sıcaklıkları ve Ti zirkon sıcaklık verileri karşılaştırılabilir sonuçlar vermektedir. Doğrudan ayrımlanmış olan eriyikten

itibaren gelişen riyolitik bileşimdeki ignimbiritlerin zirkon doygunluk sıcaklıkları, Ti kristalleşme sıcaklıklarından, yaklaşık olarak 5-50°C değerleri arasında değişen bir farklılık göstermektedir. Harrison ve ark. (2007), plütonik kayalarda, Ti kristalleşme sıcaklıklarının % 50'sinin hesaplanan zirkon doygunluk sıcaklığından daha fazla çıkabileceğini ve zirkon bakımından doygun olan eriyiğin normal kristalleşme sürecinde, kalıntı eriyikte Zr konsantrasyonunun ve "M" değerinin artmasıyla zirkon doygunlaşma sıcaklıklarının da artacağını önermiştir. Doğal olarak gelişen örneklerin, özellikle kümülatif örneklerin, zirkonun büyümeye başladığı andan itibaren, zirkon kristali bakımından fakir olması nedeniyle, tüm kayaç bileşimleri kullanılarak hesaplanan zirkon doygunluk sıcaklıklarının daha düşük olması beklenmektedir. Zirkonlardan elde edilen Ti sıcaklık verilerinin yüksek değerleri genellikle zirkon bakımından zengin eriyikler tarafından ısınma sonrasında meydana gelen Zr eriyik ceplerinin oluşması ile ilişkilendirilmektedir (Claiborne ve ark., 2010b).

14.3. Zirkon Jeokimyası Gözlemleri

Çalışma alanında riyolitik bileşim sergileyen ignimbiritlerin zirkon kristallerine ait U ve Th konsantrasyonları, benzer ve geniş aralıklarda değerler sunmaktadır. Bununla birlikte, bazı birimlerin zirkon kristallerine ait merkez ve kenar ölçümleri, farklılıklar göstermektedir. Özellikle Kızılkaya ignimbiritinde, merkez konsantrasyonlarının, kenar kısımda gerçekleştirilen ölçümlere nazaran U ve Th bakımından zenginleşmiş olduğu görülmektedir. Çalışma alanına ait birimlerin Th ve U içeriklerinin oranı, genellikle 1'e yakın değer aralıklarında dağılım göstermektedir (Şekil 14.6). Kızılkaya, Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritine ait birkaç zirkonda bu oranın 2'den büyük olduğu görülmektedir. Birimlere ait bileşimsel değişimler diğer elementlerde de rastlanmaktadır (Ce, Y, Ti, Dy, Er, Sm). Aynı zamanda, bazı bireysel kristallerde bile, bileşimsel değişkenliğin (tek zirkonlar içindeki zenginleşme aralıkları: $U=1.2-7.2x$, $Th=1.4-25.5x$, $Th/U=1.1-6.1x$, $Y=1.6-4.9x$, $Ce=1.1-1.9x$, $Ti=1.3-1.7x$) tüm birimlere ait zirkon popülasyonu ile karşılaştırılabilir derecede geliştiği ve element konsantrasyonlarının birim içerisinde değişiklik gösterdiği görülmektedir. Bununla birlikte, Th, Dy, Er, Ti, Y, Sm elementlerine ait konsantrasyon değerleri genellikle U ile belirgin bir pozitif korelasyon göstermektedir. Korelasyon katsayısı birimlere göre değişkenlik

göstermektedir ($r^2 \approx 0.26-0.90$). Ti-U arasında gelişen korelasyonun katsayısı ise 0.0136-0.05 arasında değişmektedir.



Şekil 14.6. Birimlere ait zirkon kristallerinin U-Pb yaş verilerine karşı çizilen Th/U oranlarını gösteren grafik (U-Pb yaşlar Aydar ve ark., 2012'den alınmıştır).

Ayrı zirkon kristallerindeki bileşimsel zonlanma modelleri, çeşitli magmatik şartlar altında zirkon kristallenme tarihlerinin karmaşıklığını ve çeşitliliğini ortaya koymaktadır. Zirkon kristalleşmesi sırasında meydana gelen ani soğuma veya ısınma olayları, kristalde azalan veya artan Th ve U konsantrasyonları ile ifade edilmektedir. İz element haritaları ve nokta analiz verileri aynı patlama birimine ait zirkonların termal ve kimyasal olarak farklı koşullarda oluşan eş zamanlı kristalleşmeyi ortaya koymaktadır. Yüksek çözünürlükte elde edilen element haritaları Y elementinin miktarı ve CL zonlanmalarının korelasyon gösterdiğini ortaya koymaktadır. Koyu zonlara bağlı olarak gelişen yüksek Y konsantrasyonları ara ara gözlenmektedir. Bununla birlikte, Ti, Dy, Er konsantrasyonları ile CL zonlanma desenleri herhangi bir korelasyon göstermemektedir. Zirkonlarda gözlenen rezorbsiyon dokuları, zirkonların daha az evrimleşmiş olan eriyik ile magmanın karışımı sonucunda oluşan zirkon

bakımından daha az doygun eriyik ile etkileşimi sonucunda meydana gelmektedir. Rezorbe zirkon çekirdekleri ise evrimleşmiş eriyiğin kalıntılarını gösteren iz elementleri içermektedirler (U, Th). Bu tip dokusal özellikler, yüksek derecede evrimleşmiş olan kalıntı eriyiğin magma kütesine dâhil olması sonucunda meydana gelmektedirler. Özellikle magma kütesinin yer değiştirmesi, yeniden kristalleşmeyi ifade eden büyüme zonlarının gelişmesine neden olmaktadır. Rezorbe zonlanma göstermeyen zirkonlar ise genellikle normal zonlanma (osilasyonlu) desenleri göstermektedir. Normal zonlanma gösteren zirkonlar (osilasyonlu) ise magmanın kademeli soğuma ve kristalleşme sürecinden geçtiğini göstermektedir. Kapadokya ignimbiritlerine ait zirkon zonlanma desenleri ile ilgili genel bilgiler, “Zirkon CL ve BSD Görüntüleme” bölümünde ayrıntılı olarak verilmiştir. Buna göre, Zelve ve Gördeles ignimbiritine ait zirkonların sırasıyla %47.61 ve %35.48'nin nispeten açık tonlarda, çoğunlukla osilasyonlu zonlanma gösteren, bazen de osilasyon göstermeyen düzenli kristal sınırlarına sahip çekirdek ve kendinden sonra gelen CL zonlarıyla kesilmiş zirkon kristalleri içerdikleri gözlenmiştir. Bununla birlikte, Kızılkaya, Sarımadentepe, Gördeles, Kavak ve Cemilköy ignimbiritlerinin sırasıyla, %41.61, %43.59, %58.06, %47.06 ve %75 oranlarında düzensiz sınırlara sahip, kenarları pürüzlü ve çoğunlukla osilasyonlu zonlanma gösteren, yer yer parlak fakat çoğunlukla gri tonlamalı olarak gözlenen çekirdek içeren zirkon kristallerini içerdikleri belirlenmiştir. Sofular ve Sarımadentepe ignimbiritlerinde baskın olarak, sırasıyla %51.28 ve %50 oranlarında zirkonların, düzenli olarak gelişmiş, siyah çekirdek, yer yer osilasyonlu zonlanma yer yer herhangi bir zonlanma göstermeyen çekirdekten itibaren düzgün gelişmiş yüzeylerine paralel olarak düzenli bir şekilde oluşmuş osilasyonlu zonlanma gösteren zirkon kristalleri içerdikleri belirlenmiştir. Kızılkaya ignimbiritine ait %30.56 zirkonun ise herhangi bir magmatik çekirdek içermeyen sektör zonlanması gösterdiği belirlenmiştir. Kenarları pürüzlü olarak gelişen çekirdek sınırları ve bunu çevreleyen uyumsuz zonlanma desenleri, kısmi ergime süreçlerini işaret etmektedir. Kapadokya ignimbiritlerine ait zirkon kristallerinde, çoğunlukla osilasyonlu konsantrik zonlanmalar ve yer yer sektör zonlanmaları gözlenmektedir.

Magmatik sistemlerde, yeniden dengelenme ve/veya yeniden kristalleşme sürecinin etkinliği ile ilgili herhangi bir kanıt olmadığından, zirkon kristallerinden

elde edilen elementsel değişimler, büyümenin geliştiği zaman aralığında sisteme dâhil olan bileşenleri çok iyi bir şekilde yansıtmaktadır. Zirkon içerisinde çeşitli oranlarda dağılım gösteren elementler, Henry Yasası'nın paylaşım katsayısı eşitliğine uygun olarak eriyik kompozisyonunu doğrudan yansıtmaktadır. Bununla birlikte, zirkon için paylaşım katsayısı hesaplamaları hali hazırda devam eden bir çalışma olmakla beraber, zirkonun, eriyik bileşimindeki oksijen fugasitesi, kristal kimyası, eriyik kompozisyonu ve su içeriğindeki değişikliklere karşı hassas olması ve sınır katman etkisi (boundry layer effect) ve dengesiz kristalleşme gibi kinetik etkiler dâhil, sistemdeki elementlerin dağılımlarını ve paylaşım katsayılarını (D) etkileyebilmesi birçok çalışmacının ilgisini çekmektedir (Onuma ve ark. 1968; Watson 1980; Blundy ve Wood, 1991; Watson 1996; Hanchar ve van Westrenen 2007). Deneysel çalışmalar ile uygun verilerin elde edilmesi sürecinde karşılaşılan sorunlar, felsik eriyikten itibaren gelişen zirkon büyümesi sırasında NTE birleşimi için hesaplanan D değerleri, çalışmadan çalışmaya değişiklik gösterebilmekte ve sonuçların güvenilirliği sorgulanmaktadır (Luo ve Ayers, 2009).

Zirkon verilerinin petrolojik yapıya olan yakınlığı, paylaşım katsayısı değerlerinde karşılaşılan belirsizliklere rağmen, magmanın gelişimi süresince meydana gelen karmaşıklığı belirlemek ve magmatik sıcaklıklarda ve bileşimlerde evrim ve dalgalanmaları izlemek için zirkon bileşiminin kullanılması adına oldukça güven vermektedir. Çalışma kapsamında hesaplanan paylaşım katsayısı değerlerinde gözlenen değişimler, genel magmatik zirkonlar için doğru şekilde gelişmektedir. Bu durum, zirkon bileşiminin magma kompozisyonundaki değişimleri yorumlamak amacıyla kullanılabileceği anlamına gelmektedir. Th/U oranının 1 olduğu durumlar, Üst Miyosen yaşlı Kapadokya riyolitik ignimbiritlerine ait zirkon minerallerinde rastlanılan ortak bir özellik olup, bu oran özellikle kıtasal kabukta oluşan zirkonlar için karakteristiktir. Th/U oranı, özellikle kristalleşme sıcaklıklarının artış gösterdiği zaman aralığını temsil eden Kızılkaya, Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritlerindeki bazı zirkonlarda, yaklaşık >1.5 gibi yüksek değerlerle ifade edilmektedir. Yüksek U ve Th içeren zirkonların gelişiminde, bu iki elementin, evrimleşmiş olan mineral birlikteliklerinde yüksek ve eşit derecede uyumsuz davranış sergilediğini düşündürmektedir.

U ve Th elementleri için yayınlanan zirkon/eriyik paylaşım katsayıları geniş değer aralıklarında değişim göstermektedir (Mahood ve Hildreth, 1983; Bea ve ark.

1994). Aynı zamanda, deneysel çalışmalar sonucunda hesaplanan paylaşım katsayısı değerlerinin, deneysel koşullarda kullanılan sıcaklık değerlerinin azalması ile artış gösterdiği bilinmektedir (sıcaklığın 800°C'nin altına düştüğü durumlarda U için 200-400, Th için 50-100 arasında değişmektedir) (Mahood ve Hildreth, 1983; Bea ve ark. 1994).

U ve Th'un eriyik içerisindeki difüzyonu, özellikle magmatik sıcaklıklarda oldukça düşük oranlarda gerçekleşmektedir (Cherniak ve ark., 1997). Bu nedenle, Kapadokya riyolitik ignimbiritlerine ait zirkonlarda gözlenen U ve Th element miktarları, eriyik kompozisyonunda ve sıcaklığında meydana gelen değişimleri çok iyi bir şekilde yansıtmaktadır. Çalışma alanında bulunan ignimbiritlerde, benzer zirkon Ti sıcaklık değerleri (<800°C) gösteren birimlerin U ve Th için paylaşım katsayıları oldukça yüksektir (Sarımadentepe $T_{Tizm}=805^{\circ}\text{C}$, $D_U=23.9$, $D_{Th}=15.91$;Kavak $T_{Tizm}= 700^{\circ}\text{C}$, $D_U= 31.61$, $D_{Th}= 26.0$) Ayrıca U'nun paylaşım değeri de Th'dan oldukça büyüktür. U ve Th özellikle kuvars ve plajiyoklaz gibi ana mineral fazları içerisinde uyumsuz davranış sergilemesi ($D_{U,Th}=0$), bu minerallerin kristalleşmesi sırasında kalıntı eriyiğin, U ve Th bakımından zenginleşmesine neden olmaktadır. Zirkon kristalleşmesi, ana mineral fazların kristalleşmesinin önüne geçtiği durumlarda, kapalı sistemlerde gelişen eriyiğin zamanla U ve Th bakımından tüketilmesine neden olmaktadır. Sonuç olarak, her iki element bileşiminde kristalde merkezden kenara doğru bir azalma gözlenecektir. Bu durum özellikle Kızılkaya ignimbiritine ait zirkonların merkez kenar ölçümlerinde dikkat çekmektedir. Aynı zamanda birimlere ait zirkon iyon görüntülerinde, merkezden itibaren gelişen eriyik kapanımlarının analizi sırasında ana zirkon fazın Th (400 ppm), Y (1444 ppm) ve U (440 ppm) içeriklerinin oldukça yüksek olduğu dikkat çekmektedir. U ve Th'un zirkon bünyesine dâhil olması, kristal ve eriyik arasında gerçekleşen ara yüzde tüketilmeye yol açmaktadır. Bu elementlerin kristaldeki konsantrasyonları U ve Th bakımından zengin bir eriyiğin bu ara yüze birikmesi, elementlerin kristalde artışına neden olmaktadır. Bu durum kristal içerisinde farklı bileşimlerde element konsantrasyonlarının oluşturduğu zonlanmalara yol açmaktadır. Kapadokya bölgesine ait bazı zirkonların içerisinde U ve Th bileşimlerinde gerçekleşen bu dalgalanmaların yokluğu, kristalleşmenin ana magma içerisinde kristal ve eriyik ara yüzünde yeteri miktarda U ve Th birikimden itibaren geliştiğini düşündürmektedir.

Miller ve Wooden (2004), daha önce Coso Volkanik Bölgesi'nde Devil's Kitchen riyolitlerinde bulunan bazı zirkonların yüksek U ve Th konsantrasyonlarının, neredeyse katılaşmış olan magma kütesinden itibaren zirkon büyümesine işaret ettiğini ileri sürmüşlerdir. Bu teori, U ve Th bakımından zenginleştirilmiş olan ana eriyiğin yüksek U ve yüksek Th zirkonlarını kristalize etmek için ne kadar gerekli olduğunu araştırmak adına basit Rayleigh fraksiyonel kristallenme modellenmesine dayanmaktadır. Modellenen ana eriyik, Coso riyolitlerinde önemli ölçüde yüksek U ve Th konsantrasyonları içermektedir. Miller ve Wooden (2004), eriyiğin çok yüksek derecelerde fraksiyonel kristalleşmeyle oluşabileceği bir model önermişlerdir.

Rayleigh fraksiyonlanması, kristallerin oluştukları anda eriyikten ayrılma sürecine girdiklerini varsaymaktadır. Bu varsayım, kristalleşmeye uğrayan fazlarda uyumlu olan elementlerin artık eriyik içerisinde tükenmesine neden olmaktadır. Fraksiyonel kristalleşmenin yüksek oranlarda geliştiğini destekleyen bir diğer unsur ise Kapadokya ignimbiritlerine ait pomza tüm kayaç içeriklerinin zirkon içerisinde bulunan eriyik kapanımlarına oranla daha çok evrimleşmiş olması temeline dayanmaktadır (eriyik kapanımlarında gözlenen düşük Sr ve Ti, yüksek Rb). Eriyik kapanımlarının bileşimleri riyolitlerde yüksek fraksiyonlanma dereceleri ile oluşan ana mineral fazları ile tutarlı sonuçlar sunmaktadır (Çizelge 14.1'den Çizelge 14.3'e kadar).

Çizelge 14.1. Kristal/Eriyik paylaşımına bağlı olarak fraksiyonel kristalleşme modelinde kullanılan parametreler. Mineral içerikleri çeşitli denemeler sonucunda ‘best fit’ olarak belirlenmiştir. Başlangıç bileşimi olarak zirkon içerisinde bulunan her bir birime ait temsili eriyik kapanımları kullanılmıştır. Ulaşılmak istenen sonuç bileşim olarak tüm kayaç ve matriks cam ayrı ayrı kullanılarak model denenmiştir.

Sarımadentepe													
	Sr(ppm)	Y(ppm)	Frak. Kristal. (%)	Asimilasyon (r)	Plg(%)	A.F.(%)	Amph(%)	Bio(%)	Cpx(%)	Opx(%)	Mgn(%)	Zrn(%)	Apt(%)
Başlangıç Bileşimi (E.K.)	84.87	147.48											
Zirkon Bileşim	-	957.93											
Sonuç Bileşim (T.K.)(a)	172.30	18.56											
Sonuç Bileşim (M.C.)(b)	54.29	16.10											
Mineral Birliktelikleri					50	5	20	7	7	4	3	3	1
Fraksiyonel Kristallenme			(a) 90 (b) 81										
Asimilasyon				(a) 0.2									
Kızılkaya													
	Sr(ppm)	Y(ppm)	Frak. Kristal. (%)	Asimilasyon (r)	Plg(%)	A.F.(%)	Amph(%)	Bio(%)	Cpx(%)	Opx(%)	Mgn(%)	Zrn(%)	Apt(%)
Başlangıç Bileşimi (E.K.)	96.07	72.15											
Zirkon Bileşim	-	1867.77											
Sonuç Bileşim (T.K.)(a)	136.60	10.50											
Sonuç Bileşim (M.C.)(b)	57.95	8.19											
Mineral Birliktelikleri					50	5	20	7	7	4	3	3	1
Fraksiyonel Kristallenme			(a) 81 (b) 72										
Asimilasyon				(a) 0.2									

Çizelge 14.2. Kristal/Eriyik paylaşımına bağlı olarak fraksiyonel kristalleşme modelinde kullanılan parametreler. Mineral içerikleri çeşitli denemeler sonucunda 'best fit' olarak belirlenmiştir. Başlangıç bileşimi olarak zirkon içerisinde bulunan her bir birime ait temsili eriyik kapanımları kullanılmıştır. Ulaşılmak istenen sonuç bileşim olarak tüm kayaç ve matriks cam ayrı ayrı kullanılarak model denenmiştir.

Gördeles													
	Sr(ppm)	Y(ppm)	Frak. Kristal. (%)	Asimilasyon (r)	Plg(%)	A.F.(%)	Amph(%)	Bio(%)	Cpx(%)	Opx(%)	Mgn(%)	Zrn(%)	Apt(%)
Başlangıç Bileşimi (E.K.)	39.07	49.86											
Zirkon Bileşim	-	838.68											
Sonuç Bileşim (T.K.)(a)	188.90	19.60											
Sonuç Bileşim (M.C.)(b)	56.24	7.69											
Mineral Birliktelikleri					50	5	20	7	7	4	3	3	1
Fraksiyonel Kristallenme			(a) 85 (b) 81										
Asimilasyon				(a) 0.3									
Kavak													
	Sr(ppm)	Y(ppm)	Frak. Kristal. (%)	Asimilasyon (r)	Plg(%)	A.F.(%)	Amph(%)	Bio(%)	Cpx(%)	Opx(%)	Mgn(%)	Zrn(%)	Apt(%)
Başlangıç Bileşimi (E.K.)	89.11	108.86											
Zirkon Bileşim	-	1301.18											
Sonuç Bileşim (T.K.)(a)	238.80	11.95											
Sonuç Bileşim (M.C.)(b)	143.14	8.83											
Mineral Birliktelikleri					50	5	20	7	7	4	3	3	1
Fraksiyonel Kristallenme			(a) 90 (b) 90										
Asimilasyon				(a) 0.3-0.4									

Çizelge 14.3. Kristal/Eriyik paylaşımına bağlı olarak fraksiyonel kristalleşme modelinde kullanılan parametreler. Mineral içerikleri çeşitli denemeler sonucunda 'best fit' olarak belirlenmiştir. Başlangıç bileşimi olarak zirkon içerisinde bulunan her bir birime ait temsili eriyik kapanımları kullanılmıştır. Ulaşılmak istenen sonuç bileşim olarak tüm kayaç ve matriks cam ayrı ayrı kullanılarak model denenmiştir.

Sofular	Sr(ppm)	Y(ppm)	Frak. Kristal. (%)	Asimilasyon (r)	Plg(%)	A.F.(%)	Amph(%)	Bio(%)	Cpx(%)	Opx(%)	Mgn(%)	Zrn(%)	Apt(%)
Başlangıç Bileşimi (E.K.)	203.49	72.41											
Zirkon Bileşim	-	1770.26											
Sonuç Bileşim (T.K.)(a)	85.90	19.70											
Sonuç Bileşim (M.C.)(b)	52.84	17.81											
Mineral Birliktelikleri					50	5	20	7	7	4	3	3	1
Fraksiyonel Kristallenme			(a) 45	(b) 36									
Asimilasyon													

Yüksek dereceli fraksiyonel kristalleşmeye bir diğer örnek ise, magmatik kayalarda eriyikten itibaren gelişen dengesiz zirkon kristalleşmesinin, yüksek U ve Th içerikleri ve yüksek Th/U oranlarının varlığı ile ifade edilmesidir. Dengesiz kristalleşme sürecinde, zirkon içerisine U ve Th elementlerinin alınması paylaşım katsayısına bağlı olarak gelişmemektedir. Bunun aksine, zirkondaki U ve Th konsantrasyonları ilksel eriyiğin U ve Th bolluğu ile kontrol edilmektedir. Th elementi, riyolitik kayalarda U'ya nazaran daha sık bulunmaktadır. Th/U oranı ise kristal ve eriyik arasında gelişen dengesiz kristalleşmenin artmasıyla artışa geçmektedir. Bu da zirkonda U ve Th bileşimlerinin artmasına neden olmaktadır (Xiang ve ark., 2011). Yukarıda da bahsedildiği üzere Kızılkaya, Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritlerine ait birkaç zirkonda gözlenen yüksek Th/U oranları, yüksek U ve Th içerikleri (>500 ppm) ile ilişkilendirilmektedir. Bu durum, magma odasında meydana gelen dengesiz kristalleşme ile ilişkilendirilmektedir. Bacon ve ark. (2007), U-akışkan hareketliliğinin eriyiğin bu element bakımından tüketilmesine yol açacağını ve bu durumun Th/U oranının artmasına neden olacağını öne sürmüştür. Kapadokya ignimbiritlerindeki zirkonların bazılarında gözlenen yüksek Th/U oranlarının, eriyiğin hidrotermal akışkanlarla etkileşimi sonucunda meydana gelen U kaybından dolayı da kaynaklanabileceğini düşündürmektedir. Yukarıda bahsi geçen durumlar, Kapadokya bölgesinde hâkim magma kütlelerinin üst kısımlarının yakın katılma sürelerine sahip olduğunu yüksek Th ve U içeren zirkonların varlığı, yüksek Th/U oranları, sistemdeki yüksek kristalli fazların zamanlamasını ve katılma-tekrar ergime döngülerinin süresine ilişkin birtakım bilgiler sağlayabilmektedir. Yüksek-U içeren zirkonların yüksek kristalleşme koşullarına işaret ettiği varsayıldığında, Kapadokya'da meydana gelen volkanizmada yüksek kristalleşme oranlarının, 8-8.5 My (Sarımadentepe ve Sofular) ve 6-5.5 My (Kızılkaya) zaman aralıklarında geliştiği düşünülmektedir.

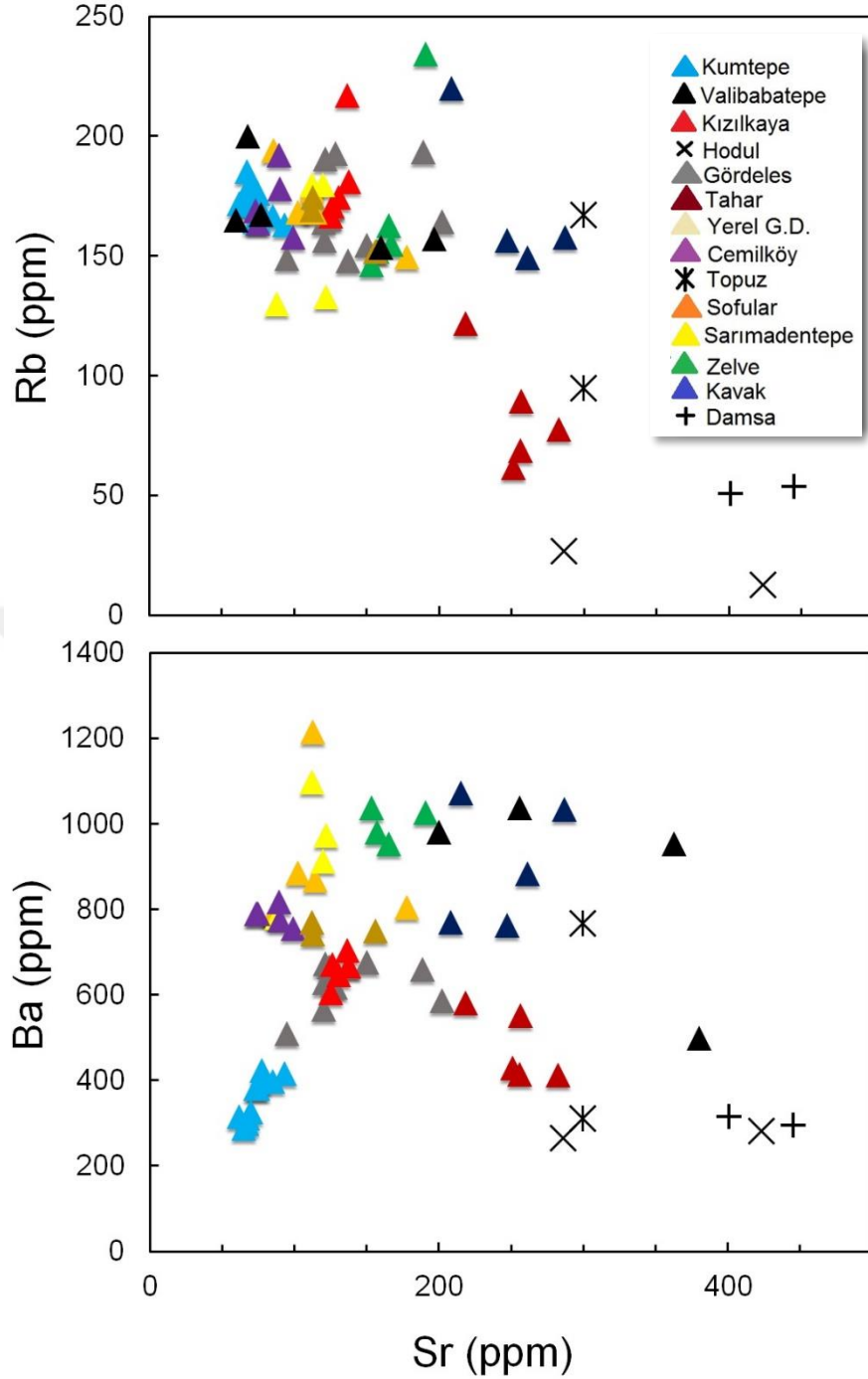
14.4. Kapadokya Volkanizması İgnimbirit Gelişimi ve Riyolitik Magma Rezervuarları

Kapadokya volkanizmasını oluşturan magma sistemlerinde, zaman ve mekân içerisinde farklı derecelerde fizikokimyasal heterojenlikler gelişmektedir. Daha önceki çalışmacılar, Kapadokya bölgesinde yaygın riyolitik-riyodasitik piroklastik akıntı birimlerinin kaynağına yönelik, en az iki ayrı kimyasal ve mineralojik olarak farklı magma tipi önermişlerdir. 10-9 My aralığında iki yaşlı piroklastik akıntı birimini temsil eden Kavak ve Zelve ignimbiritleri muhtemel aynı kaynak bölgesinden benzer derinliklerden itibaren oluşmuşlardır. Birimler çoğunlukla çalışma alanının kuzey ve kuzeydoğu bölgesinde yayılım göstermektedir. Güneye doğru Zelve ve Sarımadentepe ignimbiritlerinin, temel kayaçları örter şekilde geliştiği görülmektedir. Kapadokya ignimbiritleri, soğuma yapıları ve ince kül tabakasının örttüğü pomza bakımından zengin seviyelerin varlığı ile karakterize edilmektedirler. Çalışma alanında kaynaklanmamış birimler genellikle, beyazdan açık griye kadar değişen renk yelpazesinde gözlenmektedirler (Kavak, Zelve, Cemilköy, Gördeles). Sadece Kızılkaya, Tahar ve Valibabatepe ignimbiritleri kırmızı renkte ve/veya siyah-kahve-kızıl renkte soğuma birimi olarak karşımıza çıkmaktadır. Çoğu volkanoklastik ignimbirit, arazide erozyonal yapıların gelişmesi nedeniyle pekişmemiş olarak gözlenmektedir. Kaynaklanma derecesi, birimleri ayırmak için kullanılan en önemli kriter olup, bölgeye ait dört ignimbiritte (Kızılkaya, Sarımadentepe, Tahar ve Valibabatepe) kısmen ve/veya şiddetli kaynaklanma derecesine rastlanmaktadır. Arazide iyi kaynaklanma dereceleri ile belirlenen bu birimlerin yerleşim sıcaklıkları, kaynaklanmamış olanlara göre daha fazla oldukları zirkon minerallerinin Ti içeriklerinden itibaren hesaplanan sıcaklık değerleri ile de ortaya konmuştur.

Birimlere ait kaynak bölgeler ise, genellikle, gravite ölçümleri, sedimantolojik ve fiziksel karakterleri (tane boyu, kalınlık, yoğunluk, manyetik susseptibilitesi) gibi parametreler sonucunda tespit edilmeye çalışılmıştır. Kalınlık ve tane boyu dağılımlarına göre Pasquare ve ark. (1988), üç ignimbirit birimi için (Kızılkaya, Cemilköy ve Kavak) tek bir kaynak önermiştir. Daha sonraki çalışmalarda ise dört adet kaynak bölgesi tanımlanmıştır (Le Pennec ve ark.,1994; Froger ve ark., 1998; Le Pennec, 2000). Bunlardan ilki, Le pennec ve ark. (1994) tarafından

tanımlanan ve en yaşlı ignimbirit birimlerinin (Kavak ve Zelve) kaynak bölgesi olarak isimlendirilen “Çardak Kalderası”. İkincisi, çalışma alanının güney bölgesinde bulunan kaldera olarak tanımlanan, Sarımadentepe, Cemilköy ve Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritlerinin kaynak bölgesi olan “Derinkuyu Kalderası”. Hodul Dağı’na yakın bir bölgede Tahar ignimbiritine ait üçüncü kaynak bölgesinin varlığından bahsedilmektedir (Le Pennec ve ark., 1994). Son olarak ise, Valibabatepe ignimbiritinin kaynak bölgesi olarak tanımlanan Erciyes-Koçdağ volkanik bölgesi (Pasquare ve ark., 1988; Le Pennec ve ark., 1994; Şen ve ark., 2003; Mues-Schumacher ve ark., 2004).

Toprak ve ark. (1994) tüm Kapadokya ignimbiritlerini, Sarımadentepe, Gördeles ve Valibabatepe hariç, ana ve iz element bileşimlerine göre “az çok homojen” yüksek-K kalkalkali riyolitler olarak tanımlamışlardır. Temel ve ark. (1998), Rb ve Sr konsantrasyonlarının her ignimbirit için tanımlayıcı olduğunu ve Rb-Sr diyagramlarının, ignimbiritleri ayırt edilmesinde kullanılabileceğini önermişlerdir. Beekman (1966), Cemilköy ve Kızılkaya ignimbiritlerini, yüksek Rb içeren ignimbiritler olarak (190 ppm'den fazla Rb) tanımlamıştır. Schischwani (1974) ise Tahar ve Valibabatepe ignimbiritlerini düşük Rb içeren (150 ppm Rb'den daha az) ignimbiritler olarak tanımlanmışlardır. Bununla birlikte, bu çalışma kapsamında yaklaşık 800-1200 ppm Ba değerleri sunan Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritleri, Ba bakımından zengin ignimbiritler olarak, Kızılkaya ve Gördeles ignimbiritleri, yaklaşık 650-800 ppm Ba içerikleri ile Kumtepe ignimbiritinden sonra (<400 ppm) bölgede en düşük Ba içeriklerine sahip birimler olarak tanımlanmışlardır. Tahar, Kavak ve Zelve ignimbiritleri, bölgenin en yüksek Sr içeriklerine sahip birimlerini (200-300 ppm) temsil ederken, birimlerin, Rb içerikleri bakımından belirgin bir çeşitlilik göstermemektedir (Tahar ignimbiriti hariç) (Şekil 14.7).



Şekil 14.7. Çalışma alanına ait ignimbritlerin tüm kayaç Rb-Sr ve Ba-Sr içeriklerinin karşılaştırmasını gösteren diyagram.

Kapadokya piroklastik akıntı ürünlerinin gelişiminde, magmanın aynı derinliklerde farklı kanalları kullanarak, farklı zaman aralıklarında patlama olaylarının gelişmesi etken olmaktadır. Magmalarda meydana gelen termal ve bileşimsel değişiklikler kristal kütle yığını adı verilen “mush”un içerisinde kilometre ölçeğinde zamanla gelişen magmatik heterojenlikten kaynaklanmaktadır

(Bachmann ve Bergantz, 2004, 2008; Hildreth, 2004; Hildreth ve Wilson, 2007). Kapadokya magma sisteminde, mafik sıcak kütlelerin sokulumları ve magma odası etrafını sarması, bazı ignimbritlere ait zirkonlarda görülen yüksek U ve Th içerikleri ve yüksek zirkon doygunlaşma ve Ti zirkon sıcaklık değerlerinin varlığı ile açıklanabilmektedir. Kapadokya ignimbritlerine ait bileşimsel veriler, birimlerin oluşumu sırasında fraksiyonel kristallenmenin en etkin rolü oynadığını düşündürse de (Çizelge 14.1'den Çizelge 14.3'e), Zr bakımından doygun olan eriyiklerden itibaren zirkon kristalleşmesinde, soğuma ve/veya ısınma gibi süreçlerin de etkili olduğunu düşünülmektedir.

Kapadokya piroklastik akıntı birimlerinden, zirkon doygunluk sıcaklığındaki ani değişim, diğer akıntı birimlerine nazaran oksijen ve hafniyum izotoplarındaki belirgin farklılık, sistemde yaklaşık 6.07-6.74 My'luk zaman aralığında kimyasal ve termal olarak heterojen bir magmanın oluşumuna doğru keskin bir geçişin olduğunu göstermektedir. Bu olay, sıcak riyodasitik patlama sonucunda Tahar ignimbritinin oluşumu ile sonuçlanmıştır. Bu durum, patlamanın daha sık ve küçük hacimlerde gelişmesine neden olmuştur (1000 km²lik bir alanda 25 km³lik bir hacimde). Tahar ignimbritinde gözlenen bu durum, kül ve pomza baskın seviyelerin araldanması şeklinde gelişen akıntı öncesi kalın istiflerin oluşmasına neden olmuştur. Akıntı türünde, aktivite sıklığında, cam, zirkon bileşiminde ve zirkon doygunluk sıcaklık verilerinde meydana gelen değişiklikler kaldera oluşturan patlama öncesinde meydana gelişmiştir. Sıcak, daha az evrimleşmiş piroklastik akıntıları, magmanın üzerinde etkin olan yük alanının tekrardan dağıtılması sonucunda meydana gelmektedir. Bu olay, derinlerden gelen sıcak magmaların hızlı bir şekilde yükselimine ve kısa bir depolanma sürecinden sonra patlamasına neden olmaktadır. Tahar ignimbritinden önce gerçekleşen ve büyük miktarlarda magmanın sistemden çıkarılmasına neden olan Cemilköy ignimbritinin (8600 km²lük bir alanda ve 300 km³lük bir hacimde) oluşumu mafik magmanın (Tahar ignimbriti) yükselimini kolaylaştırmıştır. Cemilköy ignimbritinden sonra gelişen geri düşme birimleri (Yerel Geri Düşme; Aydar ve ark.,2012; Güzeldere; Viereck-Goette ve ark. 2010), magmanın son kalan felsik ürünleri sistemden çıkartarak daha mafik olan eriyiğin magma odasında depolanmasını sağlamak adına magma odasının üretmiş olduğu seviyeleri temsil etmektedir. Zamanla riyodasitik magmanın evrimleşmesi, riyolitik kütleleri

oluşturmakta ve yeni oluşan magma içerisine yüksek U ve Th içeren zirkonların magmanın aktif olan bölgelerinde birikmesine neden olmaktadır. Daha önceki çalışmalar ile karşılaştırıldığında bu çalışma kapsamında, kristal kütlelerin çok küçük boyutlarda heterojen özellik göstermesi ve mafik kütleler ile etkileşimde bulunarak tekrardan aktif hale gelmesi olağan bir durum görülmektedir. Kaldera öncesi eriyik ve sıcaklık koşullarına geri dönerken zirkon, kaldera sonrasında sahip olduğu kristalleşme koşul ve sıcaklıklarını koruyabilmektedir.

Kapadokya volkanik bölgesinde meydana gelen eriyik gelişimi, daha alt sistemlerde bulunan mafik kütlelerden itibaren ignimbiritlerin magma kaynaklarına doğru gelişen sıcaklık ve uçucuların transferinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Eriyiklerin ayrımlanması ise eriyik taşıyan dayk sistemleri ile gerçekleşebilmektedir. Bir ağ gibi gelişen bu sistemlerden itibaren eriyikler magma “mush” üst kısımlarına kadar gelerek burada kristal bakımından zengin bir zon oluşturmuş olabilir. Kapadokya bölgesinde aktif olan volkanizmanın son aşamalarını temsil eden Gördeles ignimbiritinde patlamaları tetikleyen son mafik olayın hızlı ve şiddetli bir şekilde gelişmesi, zirkonları bileşimsel olarak etkileyen mafik kütlelerin bahsi geçen kimyasal ve termal etkilerine rastlanmamaktadır. Bununla birlikte, Gördeles ignimbiritinde bulunan eriyik kapanımlarının uçucu Li ve B elementleri bakımından zenginleşmesi, birimi oluşturan patlamanın hızlı ve şiddetli bir şekilde gelişmiş olabileceğine işaret etmektedir. Li zenginleşmesi çoğunlukla magmatik sistemde gerçekleşen gaz akışın bağlı olarak gelişmektedir (Richter ve ark., 2003; Berlo ve ark., 2004). Yüksek Li konsantrasyonlarına sahip olan magmaların çok sığ derinliklerde depolanmış (~4 km) ve burada çok fazla kalmadan gaz fazın birikmesi gerçekleşmiştir. Burada bulunan yarı geçirgen bir magmatik malzeme ile eriyiğin Li konsantrasyonları tamponlanmıştır. Yapılan deneysel çalışmalar, eriyiklerde Li difüzyonunun diğer iz elementlere oranla çok daha (saat zaman ölçeğinde) hızlı geliştiğini göstermektedir. Bu demek oluyor ki Li elementi, çok kısa bir süre içerisinde eriyikte, özellikle kristalleşme sırasında kristalde hapsolan eriyik kapanımlarında homojenleşmiştir (Richter ve ark., 2003; Berlo ve ark., 2004).

Özetlemek gerekirse, Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde bulunan ignimbiritlerin oluşumunda etkin olan volkanizmayı, sıcak ve uçucular bakımından zengin mafik kütleler tarafından yeniden canlandırılan, yüzbinlerce yıl aktif halde tutulması

sonucu oluşan magma odalarının gelişimi ile açıklamak mümkündür. Isıtma, erime ve akışkan fazlar tarafından soğuma süreci tetiklenen koşullarda zirkon kristalleşmesi için lokal ve elverişli alanlar bulunmaktadır. Sistem mantodan itibaren iletilen termal ve kimyasal etkilerin sınırlı olduğu bir bağlantı içerisindedir. Bazı birimlerde bulunan zirkonların Th/U içeriklerindeki dalgalanmalar yukarıda bahsi geçen süreçlerin magmatik koşulları etkilemesinden kaynaklanmaktadır. Bu süreçler, magma odalarında kimyasal olarak farklı alanların oluşmasına ve sistemde zaman zaman heterojenliğe neden olmaktadır. Su bakımından zengin mafik eriyiklerin alt kısımlarına dâhil olması sonucu gerçekleşen gaz serbestleşmesi, sistemin hızlı bir şekilde ısınmasına katkıda bulunmaktadır. Yüksek hacme sahip bir riyolitik kütleyle hareket ettirebilmek ve patlamayı tetiklemek için sistemde tekrar ergimeye neden olan geniş mafik kütlelere gereksinim duyulmaktadır. Eriyik birikimi sürecinde, kristaller taşınıp ergimeye uğrar ve geri dönüştürülürler. Fakat bu süre, zirkon kristallerinin çözünmesi için oldukça kısa bir süreçtir.

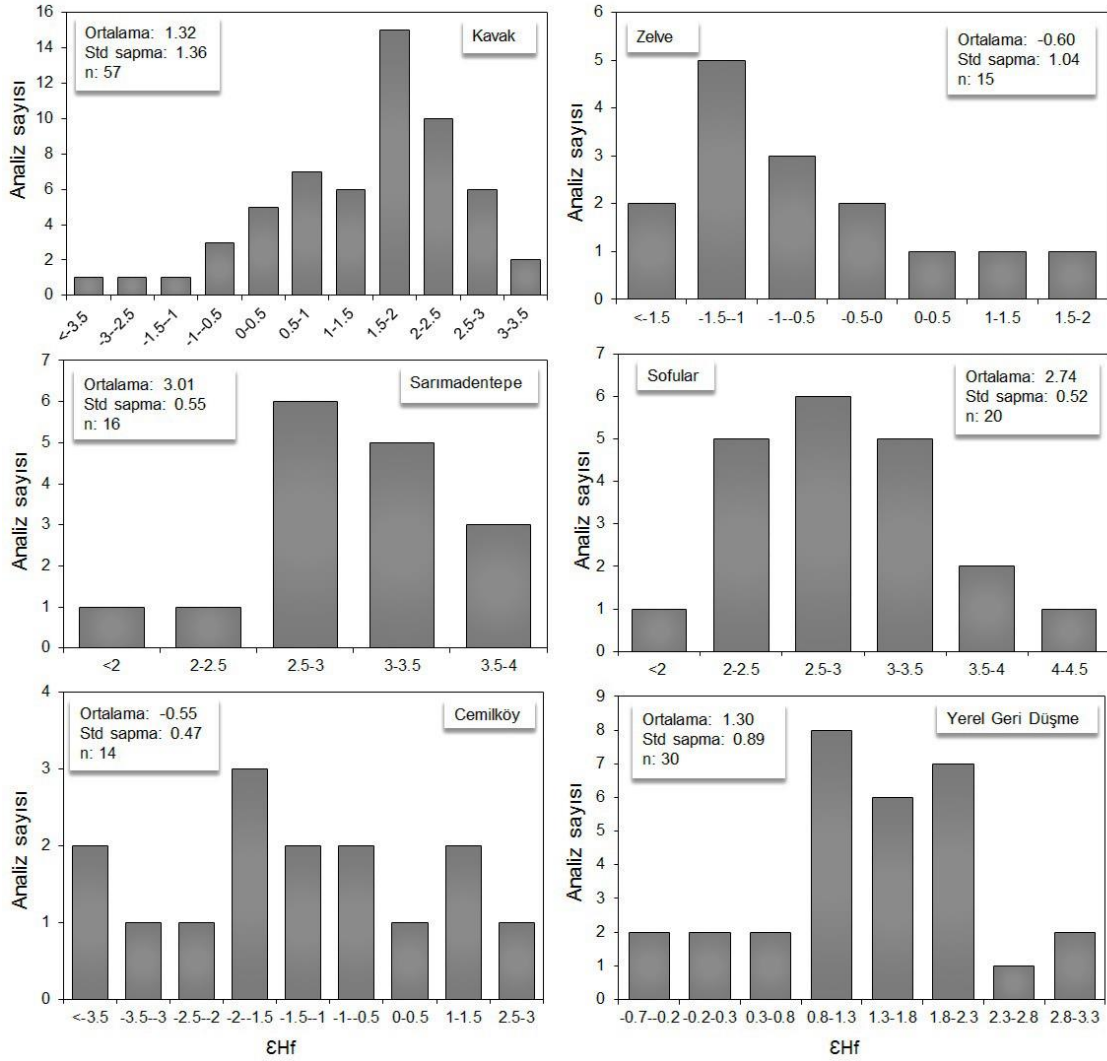
14.5. Hf İzotop Sistematiği

Manto kökenli magmatik kayalarda bulunan zirkon minerallerinden elde edilen ilk izotop verileri, 2.7 Milyar yıllık Arkean bloğunu temsil eden magmatik kütleler üzerinden gerçekleştirilmiş ve bu kütlelere ait ϵ_{Hf} verilerinin +14 ve üzerinde değerlerde çıktığı sonucuna varılmıştır. Daha sonra aynı bölgede bulunan okyanus bazaltlarında yapılan çalışmalarda ise bu değer +23'lere kadar çıktığı görülmüştür. Yine aynı bölgede bulunan bir magmatik kütlede yapılan analizler sonucunda ϵ_{Hf} değerinin sıfıra yakın değerlerle temsil edildiği göstermiştir (Patchett ve ark., 1981). Aynı bölgede, farklı kayaç gruplarında gerçekleştirilen bu çalışmalar mantonun heterojen olabileceğini ortaya koymaktadır. Bu durum, iki farklı manto kaynağının varlığına ve/veya tüketilmiş olan manto (DM) kaynağının eski kıta kabuğu ile kirlenmesi sonucunda Hf bakımından zengin magmaların oluşumuna işaret etmektedir. Zenginleşmiş olan kaynağın Hf izotop sistemi içerisindeki varlığı ise negatif değerler ile ifade edilmektedir. Çok yüksek negatif değerler ise, çoğunlukla kabuksal ortamlarda meydana gelen eriyikleri temsil etmektedir. Hf bakımından zenginleşme ise dalma-batma sonucu okyanusal kabuğun mantoya dâhil olması ile gerçekleşmektedir. Bununla birlikte, düşük pozitif ϵ_{Hf} değerleri kabuksal kirlenme ve/veya zirkon kseno-kristallerinin

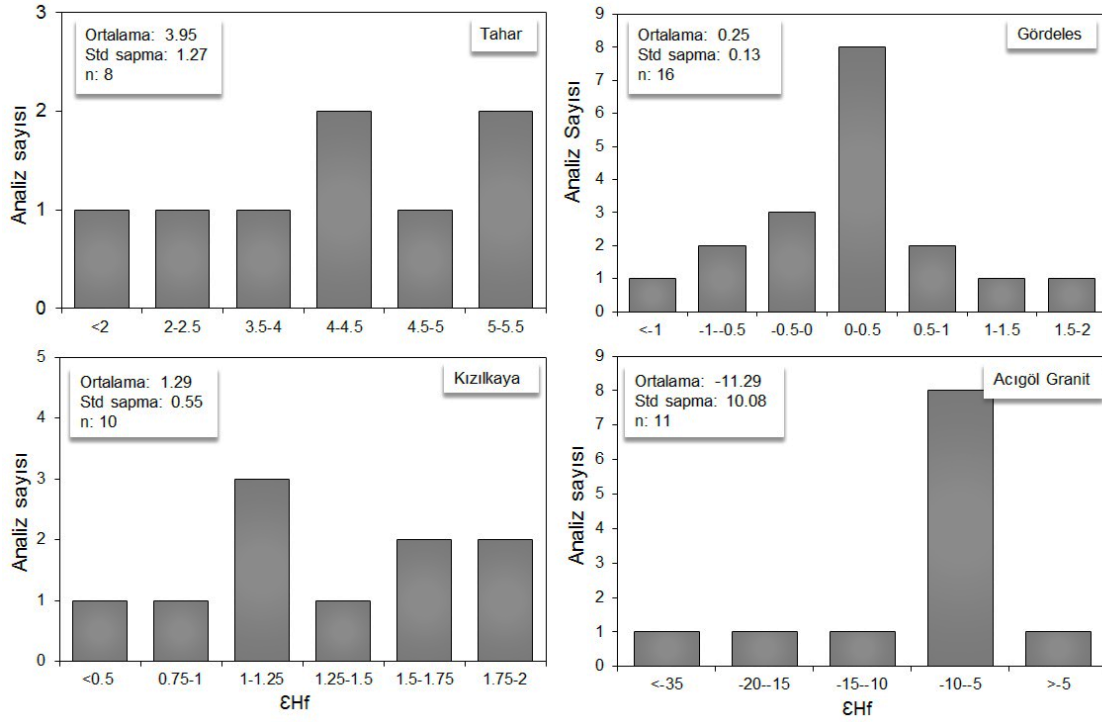
varlığını işaret etmektedir. ϵHf değerlerinde rastlanan çeşitlilik magma kaynağındaki heterojenlikten kaynaklanmaktadır (Patchett ve ark., 1981). Tüketilmiş manto kaynaklarına yakın ϵHf değerleri sunan zirkon kristallerinin model yaş verileri kristalleşme yaşları ile benzer sonuçlar vermektedir. Bu durum zirkonların kristalleştiği magmaların eski kıtasal kabuktan herhangi bir katkısının olmadığına işaret etmektedir. Bu tarz magmalar, direkt olarak manto kökenli olarak gelişebildikleri gibi genç tüketilmiş manto ile kabuğun ergimesi ile de oluşabilmektedirler. Zirkonlardan gerçekleştirilen Lu-Hf izotop çalışmalarında, zirkonların kristalleşme ve magmanın mantodan ayrılanma yaşı arasında yaklaşık olarak 100 milyon yıllık zaman aralığının varlığından bahsedilmektedir. Bu durum silis bakımından doygun olmayan mafik magmaların mantonun kısmi ergimesi ile oluşumu süresince, zirkonun Hf izotoplarından itibaren hesaplanan kabukta kalma süresinin, zirkonu taşıyan magmanın tek bir adımda oluşmadığı varsayımına bağlanmaktadır (Belousova ve ark., 2010; Vervoort ve Kemp, 2016). Zirkonun konaklama süresi, ilksel magmadan ayrılan manto rezervuarlarının bileşimine bağlı olarak değişmektedir. Genellikle model yaş verileri, MORB'tan itibaren gelişmiş olan tüketilmiş manto (DM) değerleri referans alınarak hesaplanmaktadır. Tüketilmiş manto model yaş değerleri, magmatik kayaların kökenine yaklaşımda bulunmada oldukça önemli bir parametre olup, Hf izotop analizleri sırasında hesaplanmaktadır. Çalışma alanında bulunan birimlerin model yaş değerleri kristalleşme yaşlarından büyük çıkmaktadır (yaklaşık 0.7 ile 2 Milyar yıl arasında). Bu durum, birimlerin çok yaşlı kaynak kayaktan itibaren geliştiklerine ve/veya geçmişte mantodan ayrılan bir kabuk kaynağından itibaren geliştiklerine işaret etmektedir (Vervoort ve Kemp, 2016).

Miyosen yaşlı ignimbiritlere ait zirkonların izotop analizleri, zirkon kristalleşmesi sırasında birimlerin Hf izotop bileşimlerinin ve izotopik olarak neredeyse benzer kaynaklar ile karışma derecesi birimlere göre farklılık göstermektedir (Tahar ignimbiriti hariç). Birimlerin zirkon minerallerine ait ϵHf değerlerinin kendi içerisinde homojen bir dağılım gösterdiği gözlenmektedir (Şekil 14.8 ve 14.9). Bununla birlikte, birimlerin ϵHf değerlerinin bazı ignimbiritler için sadece negatif değerlerle, bazı ignimbiritler için hem negatif hem de pozitif değerlerle ifade edildiği görülmektedir. ϵHf 'a ait pozitif değerler (Kızılkaya, Tahar, Sarımadentepe, Sofular), zirkonun kristalleştiği magmayı oluşturmak için eriyen

malzemenin, daha önceki bir tüketilme olayı, yani eriyik ayrılma sürecine tanık olan mantodan türetildiğini göstermektedir. Negatif ϵ_{Hf} değerine sahip zirkonlar ise (Kavak, Zelve, Cemilköy ve Gördeles), önceden var olan eski kıtasal kabuk malzemesinin magma oluşumunda rol oynadığını ifade etmektedir. Kızılkaya, Tahar ve Sarımadentepe ignimbritleri Kavak, Zelve, Cemilköy ve Gördeles ignimbritlerine nazaran daha homojen bir kaynaktan itibaren oluştuklarının en büyük göstergesi birimlerin zirkon kristallerinin benzer ve/veya aynı aralıklarda ϵ_{Hf} değerleri sunmalarıdır.



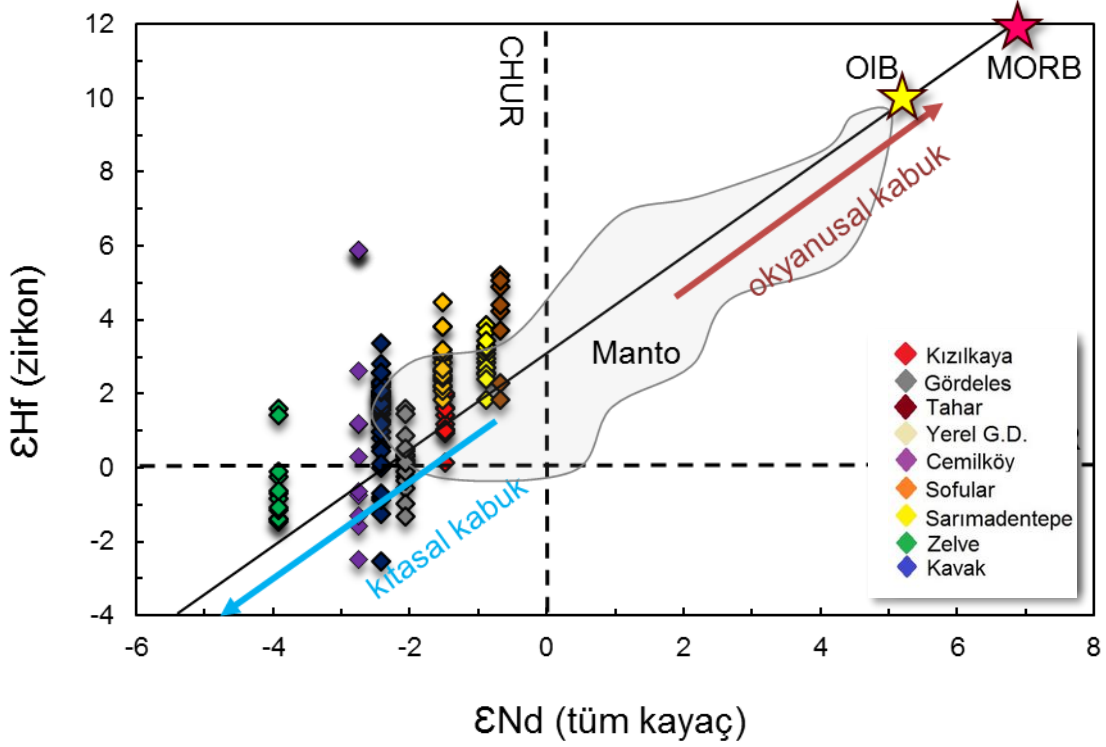
Şekil 14.8. Çalışma alanındaki birimlere ait zirkon minerallerinin Hf izotop dağılımlarını gösteren diyagram (sırasıyla; Kavak, Zelve, Sarımadentepe, Sofular, Cemilköy, Yerel Geri Düşme).



Şekil 14.9. Çalışma alanındaki birimlere ait zirkon minerallerinin Hf izotop dağılımlarını gösteren diyagram (sırasıyla; Tahar, Gördeles, Kızılkaya, Acıgöl Granit).

Çalışma alanına ait birimlerin zirkonlarının Hf izotop verilerinin büyük bir çoğunluğu, kondritik ϵHf değer çizgisi üzerinde dağılım göstermektedir (Kavak, Zelve, Cemilköy ve Gördeles). Zirkonlardan elde edilen ϵHf verilerinin tüm kayaç ϵNd verileri ile karşılaştırıldığı diyagramda, Kızılkaya, Tahar, Sarımadentepe ve Sofular ignimbritlerinin mantoyu temsil eden değer aralıklarında zirkon kristallerini içerdiği, diğer birimlerin ise kıtasal kabuk katkısını ifade eden trendi takip ettiği görülmektedir. Diyagram, zirkon kristallerinin tüm kayaç bileşenleri ile izotopik olarak denge durumunda olmadığını göstermektedir. Birimlerin genellikle daha evrimleşmiş, kabuksal anlamda daha çok kirlenmeye uğramış ve bunun sonucunda düşük ϵHf değerlerinin gelişmesine neden olan eriyiklerden itibaren geliştiklerini göstermektedir (Kavak, Zelve, Cemilköy ve Gördeles) (Şekil 14.10). Sistemin daha sonraki aşamalarında, belirli zamanlarda (8.59 My, 6.07 My ve 5.11 My) bu durumun, zirkon kristallerinin ve bunlara ait ana kayaç kütlelerinin, oluştukları eriyikten daha sıcak ve bileşimsel olarak farklı (daha mafik) olan bir beslemeden etkilenmesi sonucunda değiştiğini göstermektedir (Sarımadentepe, Sofular, Tahar ve Kızılkaya). Termal ve bileşimsel olarak etkilenen zirkon

kristallerinin zonlanma desenlerinde rastlanılan rezorbe zonların varlığı ile de tartışılmıştır. Bununla birlikte, Kızılkaya, Sarımadentepe ve Sofular ignimbitlerine ait bazı zirkon kristallerinde rastlanılan yüksek Th/U (>2.0) içeriklerinin, sisteme etki eden termal ve kimyasal etkinin varlığından kaynaklandığı bir önceki bölümde tartışılmıştır.



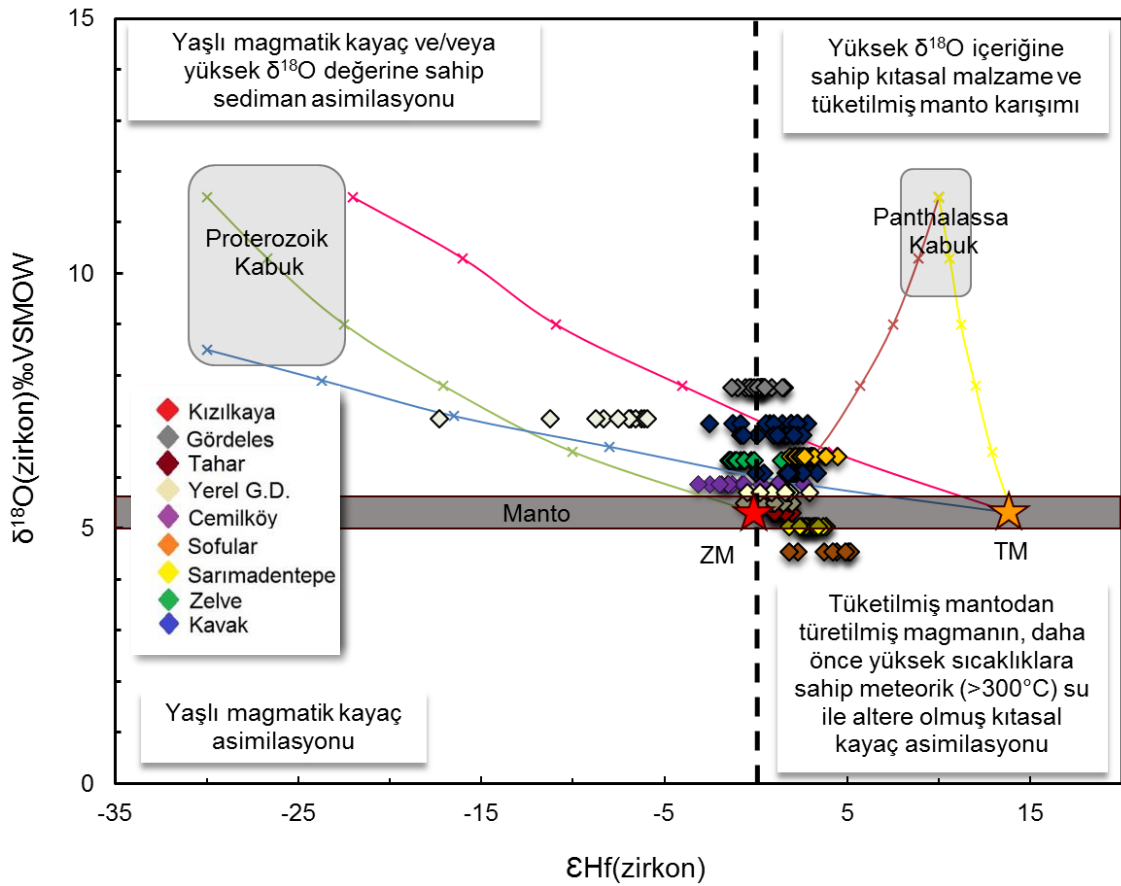
Şekil 14.10. Çalışma alanına ait birimlerin zirkon kristallerinin epsilon Hf izotop bileşimleri ile ana kayaç epsilon Nd izotop bileşimlerinin karşılaştırılması. Gri alan manto kökenli kayaçları ifade etmektedir (Vervoort ve ark., 1999) (CHUR: Chondritic Uniform Reservoir).

Çalışma alanında bulunan birimleri oluşturan evrimleşmiş olan magmanın karakteristik olarak fraksiyonlanma süreçlerini ifade etmesi ve belirli yaş aralıklarında sisteme dâhil olan kıtasal kabuk kontaminasyonun göstergesi olan izotop verilerine dayanan parametreler arasında sistematik varyasyon geliştiği görülmektedir. Bu tarz varyasyonlar AFC (Assimilation-Fractional Crystallisation) süreçlerinin yorumlanmasında sıklıkla kullanılmaktadır. Zirkon minerallerinden itibaren hesaplanan izotop oranları ve fraksiyonlanmanın derecesi arasındaki ilişki, zirkonların kristalleştiği magmanın gelişimi sırasında AFC süreçlerini işaret etmektedir. Hf izotop bileşimleri ile O izotop bileşimlerinin karşılaştırıldığı

diyagramda bireysel olarak birimlere bakıldığında, izotop bileşenlerinin negatif bir korelasyon gösterdiği görülmektedir.

Bu çalışmada, Hf-O izotop türlerinde, sisteme dâhil olabilecek iki kıtasal kabuk malzemesi ile asıl ana manto türlerinin karışım modelleri, literatürde yaygın olarak alıntı yapılan dört ana kaynak kullanılarak geliştirilmiştir (Şekil 14.11). Zirkon Hf ve O izotop ölçümlerine göre hesaplanan karışım modelinde tüketilmiş manto ve zenginleşmiş manto kaynakları bazaltik kayalardan itibaren hesaplanmış ve birimlerin ϵ_{Hf} değerlerinin 0 ila 15 değerleri arasında farklılık gösterdiği yapılan çalışmalar ile belirlenmiştir (Beard ve Johnson, 1997; Griffin ve ark., 2000; Anderson ve ark., 2009; Nelson ve ark., 2013). Okyanusal kabuk sedimanlarından itibaren gelişen Panthalassan ve en eski kabuk birimlerinin temsil eden Proterozoik, iki uç kabuk kaynağı olarak seçilmiştir. Panthalassan kabuğun, Proterozoik kabuğa oranla radyojenik Hf izotopu bakımından daha evrimleşmiş olduğu daha önceki çalışmalarla ortaya konmuştur (Taylor ve McLennan, 1995; Lackley ve ark., 2012). Birimlere ait verilerin yayılım gösterdiği aralıklar, eriyik kaynaklarının tam olarak belirlenmesi olanak sağlamamakla birlikte, karışım modeli bazı genel kısıtlamaları özetlemek adına kullanılabilir. Zirkonların Hf izotoplarının bileşimlerinin artan O izotop içeriğine karşı azalış göstermesi, radyojenik olmayan kabuğun sisteme katılımını gerektirmektedir (Üst Kretase Granit). Yüksek pozitif Hf izotop içerikleri Panthalassan kabuk ile potansiyel olarak yakınlık göstermektedir. Mantonun O izotop oranlarını temsil eden sayısal değer aralığında değerler sunan zirkon mineralleri Hf izotopu bakımından da zenginleşmiş manto kaynağı aralığına denk gelmektedir (Kızılkaya, Sarımadentepe ve Yerel geri düşme ürünlerinin bir kısmı). Özellikle Kızılkaya ignimbiritine ait zirkonların izotop verileri (Hf ve O izotop değerleri) birimin tipik olarak herhangi bir kirlenmeye maruz kalmamış ve kabuksal ortamlarda meydana gelen, zenginleşmiş saf manto kaynaklarını temsil eden ignimbirit akıntısı olarak geliştiğini göstermektedir. Tahar ignimbiritine ait zirkonların ise manto değerlerinin altında oksijen izotop bileşimleri göstermeleri ve Hf izotop bileşimlerinin de pozitif ve nispeten yüksek değerler olması, birimi oluşturan magmaların gelişiminde, yüksek sıcaklıklarda meteorik sularla altere olmuş kabuk malzemesinin düşük derecelerde asimilasyonunun etkin süreç olduğu görülmektedir. Yüksek oksijen izotopu bileşimine sahip kabuğun

kontaminasyonun en yüksek olduğu ignimbirit akıntı birimi ise Gördeles olarak tanımlanmıştır. Bu da birime ait farklı renk ve dokusal özellikte gelişmiş olan iki pomzasının nedenini açıklamaktadır. Uç üyeler arasında gerçekleşen asimilasyon ve fraksiyonlamada, asimilasyon süreci, Gördeles ve Kavak ignimbiritine ait 3. ve 4. akıntı seviyelerinde yaklaşık olarak %30 oranında gerçekleşmektedir. Kavak-2, Zelve, Sofular, Cemilköy ve Yerel geri düşme birimleri için asimilasyon ve fraksiyonlanma ise %0-20 arasında gerçekleşmektedir (Şekil 14.11).



Şekil 14.11. Zirkon Hf izotop bileşimleri ile O izotop bileşimlerinin karşılaştırılması. Renkli çizgiler iki farklı kaynak arasında gelişen izotop karışım modelleri (Oksijen izotop verileri Aydar ve ark., 2012'den alınmıştır). (TM: $\delta^{18}\text{O}=5.3\text{‰}$ (Beard ve Johnson, 1997), $\epsilon\text{Hf}=+14$ (Lackley ve ark., 2012) Hf=4 ppm (Beard ve Johnson, 1997); ZM: $\delta^{18}\text{O}=5.3\text{‰}$ (Valley ve ark., 2003), $\epsilon\text{Hf}=0.0$ (Beard ve Johnson, 1997) Hf=3 ppm (Beard ve Johnson, 1997); Pro. Kabuk: $\delta^{18}\text{O}=8.5\text{-}11.5\text{‰}$ (Lackley ve ark., 2012), $\epsilon\text{Hf}=-22\text{-}(-30)$ (Goode ve

Vervoort, 2006) Hf=6 ppm (Taylor ve McLennan, 1995); Pant. Kabuk: $\delta^{18}\text{O}=10-12\text{‰}$ (Lackey ve ark., 2012), $\epsilon\text{Hf}=+9-(+12)$ (Lackley ve ark., 2012) Hf=6 ppm (Taylor ve McLennan, 1995)) (Manto eriyik fraksiyonu işaretleri %20'lik aralıklarla ifade edilmiştir)

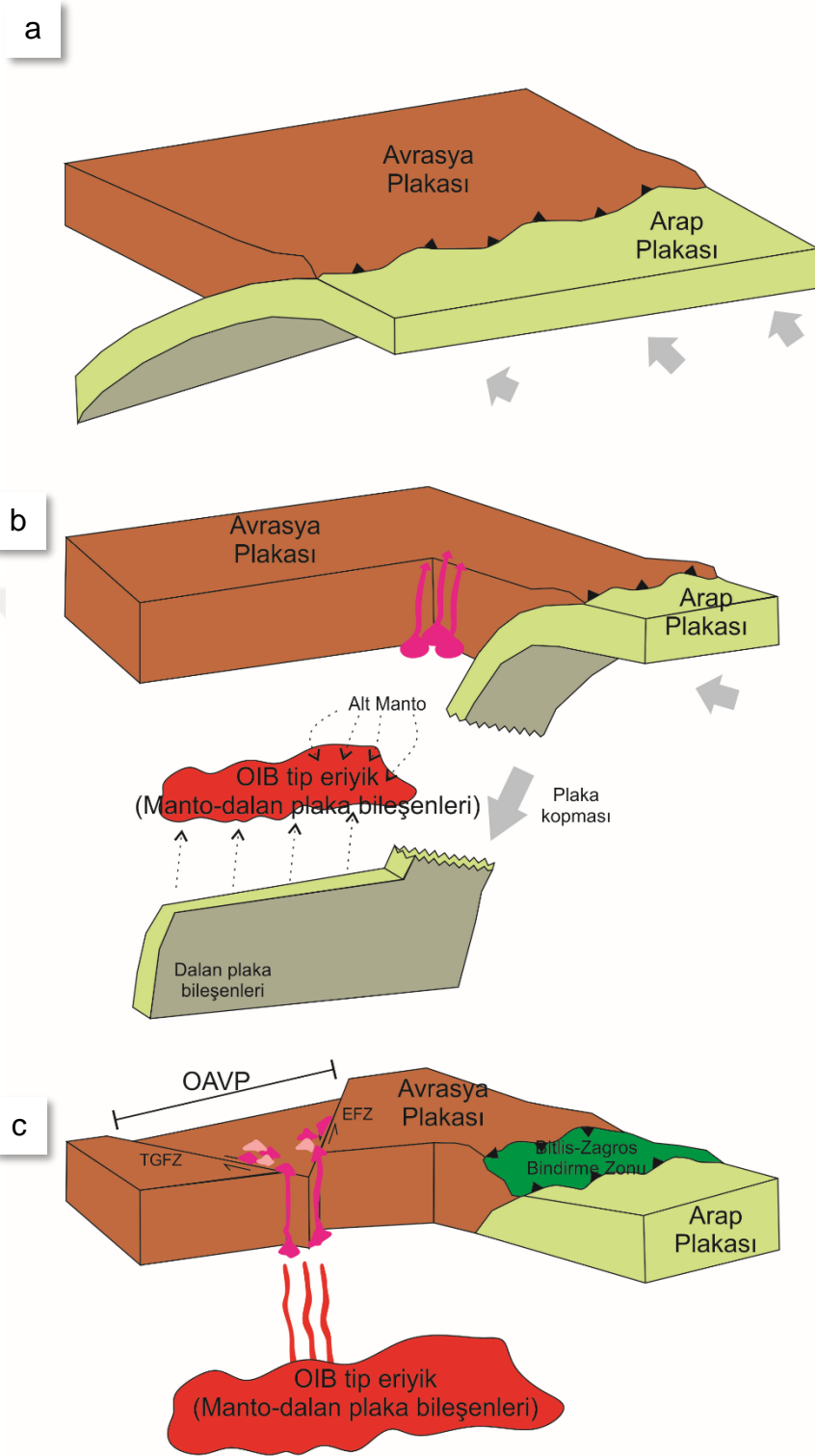
Çalışma alanının temel kayaçlarını oluşturan Üst Kretase yaşlı Granit birimlerine ait zirkonların manto değerinden yüksek bileşimlerde oksijen izotop verileri sergilediği görülmektedir (7.15‰). Bununla birlikte, elde edilen Hf izotop verilerinin neredeyse hepsi eksi değerler ile ifade edilmektedir. Birimlerin Hf izotop değerlerinin homojen bir dağılım sergilemedikleri görülmektedir (Şekil 14.8). En düşük değerler -39.98, -17.27 ve -11.24 şeklindedir. Birim, kıtasal ortamlarda oluşan yaşlı magmatik kütleleri temsil etmektedir.

14.6. Tektonizmaya Bağlı Volkanizma Gelişimi

Türkiye, tektonik olarak aktif Alp-Himalaya orojenik sistemi içerisinde yer almaktadır. Kompleks tektonik süreçler, kuzeyde Avrasya, güneyde Arap ve Afrika olmak üzere üç ana plakanın etkisi altında gelişmektedir. Arap ve Afrika plakasının kuzeye doğru hareketi, Üst Miyosen zamanlarında dalma-batma sürecini tetiklemiştir. Plakaların bu hareketi, Anadolu bloğunun batıya doğru hareketi ile sonuçlanmış ve doğrultu atımlı iki ana fay hattının (Kuzey ve Doğu Anadolu Fayları) gelişimine neden olmuştur (Sengör ve Yılmaz, 1981). Kıtalar arasında gerçekleşen bu çarpışma hareketi, yay volkanizması olarak sınıflandırılan Anadolu volkanizmasının oluşumuna neden olmuştur (Deniel ve ark., 1998). Jeolojik zaman boyunca devam eden bir kabuksal incelmeye neden olan çarpışma süreci, Batı ve Doğu Anadolu Bölgesi'nde kalk-alkalin lavların gelişimine neden olmuştur (Yılmaz, 1990; Deniel ve ark., 1998). Çarpışma sonucunda Anadolu bloğunun batıya doğru kaçışı ve Helenik yayın geri çekilmesi bölgede baskın olan süreçleri temsil etmektedir. Avrasya plakasına kıyasla, Anadolu bloğunun batıya doğru bu hareketi yaya doğru artış sergilemektedir (Schildgen ve ark., 2014).

Bununla birlikte, Doğu Anadolu Bölgesi'nde gözlenen yüksek topoğrafyanın litosferik dalan plaka delaminasyonu ve kopması sonucu meydana geldiği düşünülmektedir (Keskin, 2007; Şengör ve ark., 2008; Schildgen ve ark., 2014). Orta Anadolu Bölgesi'nde gerçekleştirilen son çalışmalar ise bölgenin farklı

yerlerinde birden fazla yükselme mekanizması gerçekleştiği yönündedir (Yıldırım ve ark., 2011; Aydar ve ark., 2013; Schildgen ve ark., 2012a; Schildgen ve ark., 2014). Orta Anadolu Bölgesi'nin kuzey kısımlarında en son yükselme evresinin Kuzey Anadolu Fayı'nın geniş büklüm bölgeleri boyunca gerilme birikiminden kaynaklandığı ileri sürülmektedir (Yıldırım ve ark., 2011). Bölgenin güney kesimlerinde ise yükselme mekanizması dalan plakanın kırılıp ayrılması, ayrılan plaka parçalarından itibaren astenosferik yükselimin gerçekleşmesi veya bunların birleşimi şeklinde gelişmesi ileri sürülmüştür. Orta Anadolu'nun iç kısımlarında ise halen yükselmeye hangi sürecin etki ettiği tartışma konusudur. Litosferik delaminasyon veya manto yükselmelerinin sürece etki ettiği yönünde yorumlamalar bulunmaktadır. Bu süreçlerin birbiri ile ilişkili olması çok muhtemel olarak görülmektedir (Şekil 14.12). Dalan plakanın kırılıp ayrılması Helenik yayın geri çekilmesinin artmasına neden olmuştur. Bu durum, Anadolu bloğunun batıya doğru hareketi ile sonuçlanmış ve Kuzey Anadolu Fayı gibi büyük ve aktif bir fay sisteminin gelişmesine neden olmuştur. Daha sonra gelişen manto yükselmelerinin gelişmesi birbirini tetikleyen süreçler olarak tanımlanmaktadır (Schildgen ve ark., 2012a; 2012b; 2014).



Şekil 14.12. Orta Anadolu'da etkin magmatizmanın gelişimi ve plaka konumları gösteren şematik model (TGFZ: Tuz Gölü Fay Zonu, EFZ: Ecemiş Fay Zonu) (Toprak, 1998; Dirik, 2001; Korlay ve ark., 2011) (a) Miyosen Öncesi, (b) Erken Miyosen, (c) Geç Miyosen-Kuvaterner.

Orta Anadolu Bölgesi'ndeki volkanik aktivite, Üst Miyosen'de dalma-batma sonucu meydana gelen çarpışma ve sonrasında açılma rejiminin bölgede etkin olması ile başlamıştır. Efüzif, Stromboli tip, çoğunlukla bileşimi bazaltdan andezite değişen dom oluşturan aktivite (daha az sıklıklarda gözlenen dasitik ve riyolitik aktivite) şeklinde yaklaşık 13 My zamanına kadar sürmüştür (Melendiz Dağ, Erdaş, Keçikalesi). Üst Miyosen-Alt Pliyosen dönemlerinde yaklaşık 11-4 My zaman aralığında, geniş alanlarda yayılım gösteren ve bileşimi riyolitten riyodasite kadar değişen ve şiddetli volkanik patlamalar sonucunda oluşan ignimbiritler bölgede hâkim olan seviyeleri temsil etmektedir (Pasquare ve ark., 1988; Le Pennec ve ark., 1991, 1994; Aydar ve ark., 1995; Temel ve ark., 1998; Viereck-Goette ve ark., 2010; Aydar ve ark., 2012).

Miyosen zamanında itibaren, Orta Anadolu Bölgesi'nin iç kısımları yerel olarak gelişmiş olan doğrultu atımlı faylanmaların etkisi ile baskın olarak açılma rejiminin etkisi altında bulunmaktadır. Bölgenin bazı kesimlerinde Geç Miyosen'e kadar faylanmaların açılmaya etkisi sınırlı sayıda gelişmektedir (Genç ve Yürür, 2010; Özsayın ve Dirik, 2011; Özsayın ve ark., 2013). Bununla birlikte, Tuz Gölü Baseni'nde volkanik küllerden yapılan yaş çalışmaları, KD-GB yönünde meydana gelen hareketin 6.81 My'da bittiğini ve daha sonra KD-GB bir açılmanın meydana geldiğini ortaya koymaktadır (Özsayın ve ark., 2013). Orta Miyosen'den Geç Miyosen'e kadar bölgede etkin olan volkanizmanın jeokimyası kalk-alkali bileşimden alkali bileşime doğru geçiş yaptığı görülmektedir. Bu durum kabuksal kirlenmenin etkisinin azalması ve/veya dalma-batmaya bağlı kabuğun açılma hareketi sürdürmesi ile doğrudan ilişkili olarak görülmektedir (Innocenti ve ark., 1975; Deniel ve ark., 1998; Temel ve ark., 1998; Kürkçüoğlu ve ark., 2004).

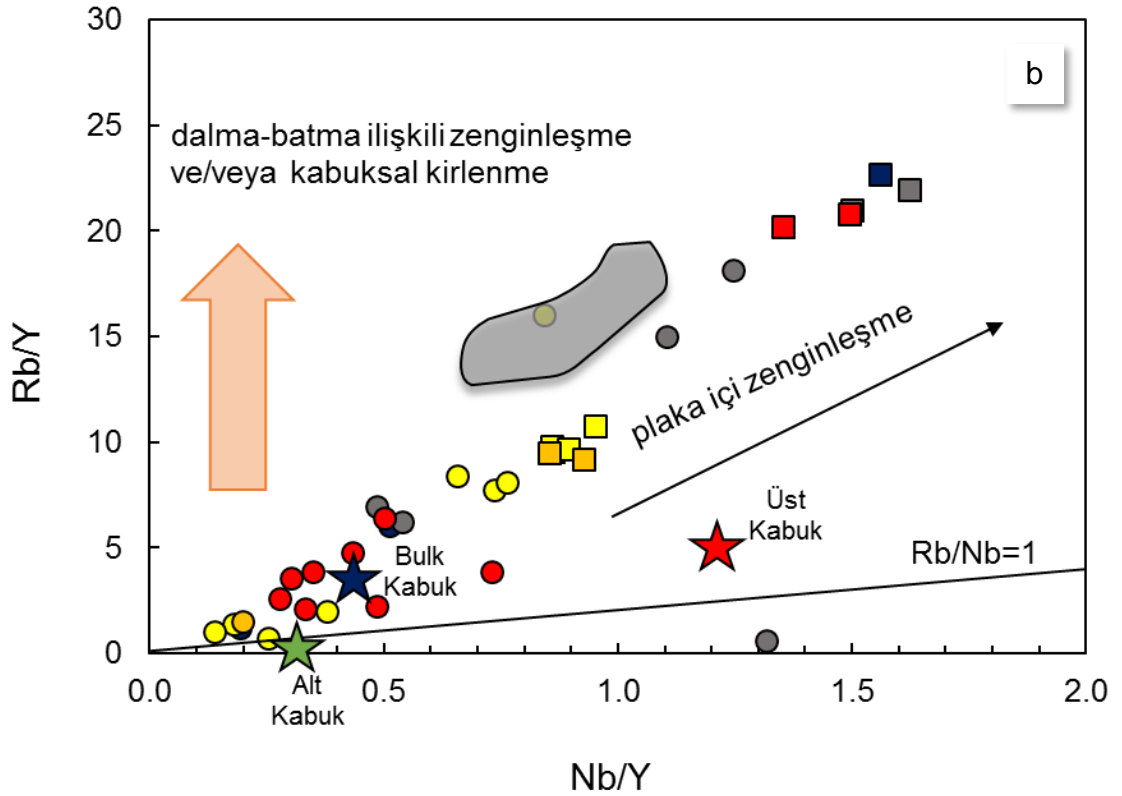
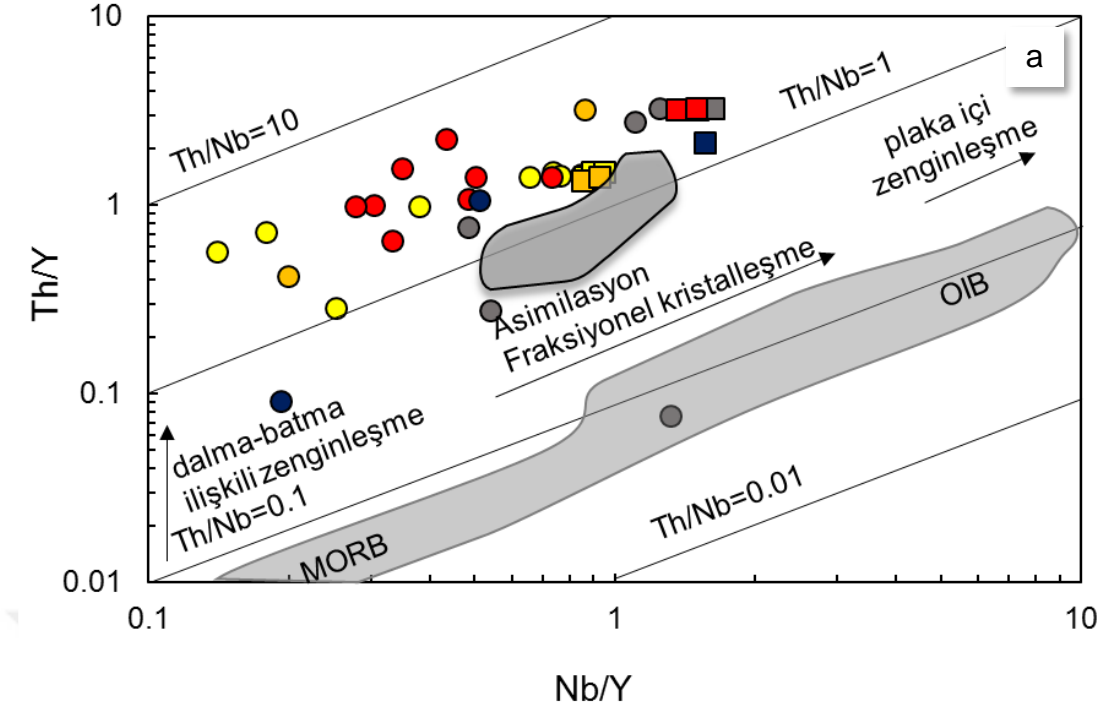
14.7. Muhtemel Magma Kaynakları

14.7.1. Dalma-Batma Bileşenleri

Tüm kayaç, matriks cam ve eriyik kapanımlarının kimyasal bileşenlerinden elde edilen veriler doğrultusunda Ba, Th ve U gibi elementlerde gözlenen pozitif anomali ve Nb, Ti elementlerinde gözlenen negatif anomali, dalma-batma ile ilişkili magmanın oluşumuna işaret etmektedir (Saunders ve ark., 1980). Bununla birlikte, Nb gözlenen negatif anomalinin dalma-batmayla ilişkili magma oluşumu etkisini yansıttasının yanı sıra manto kökenli magmaların yüzeye doğru

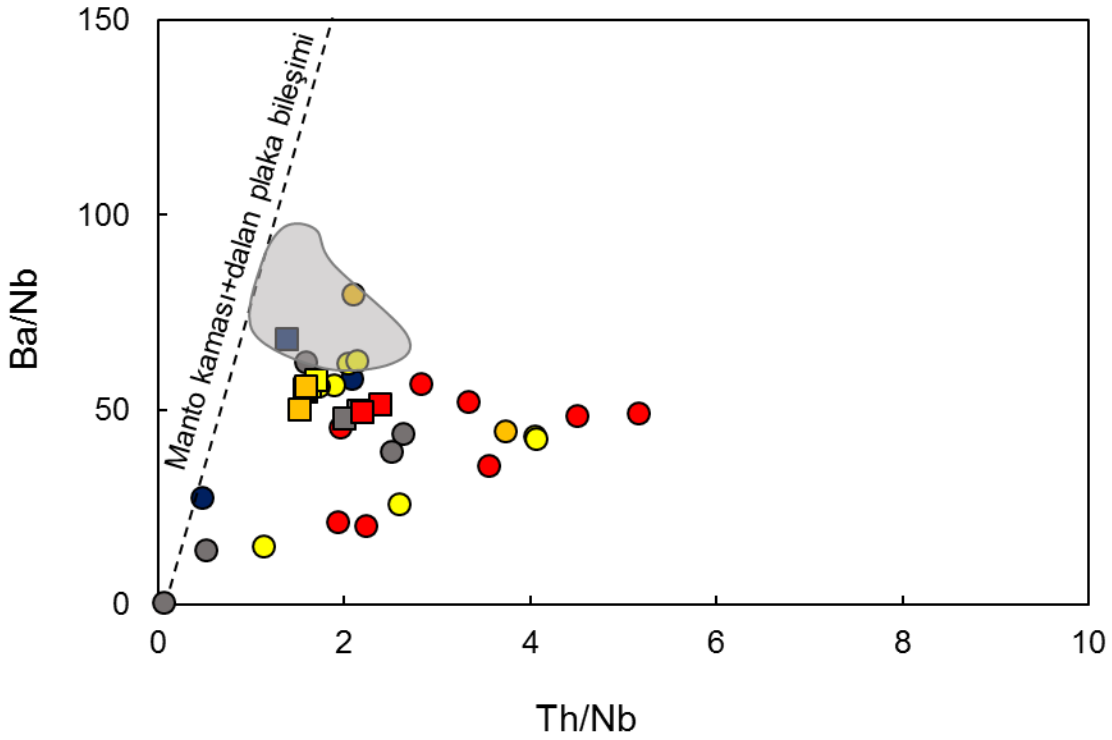
yükselimi sırasında meydana gelen kabuksal kirlenmenin etkisini de göstermektedir (Wilson, 1989). Bununla birlikte, dalma batma sonucunda dalan plakadan ayrılan akışkan bileşen tarafından zenginleşmiş kaynak ile dalan sedimanter bileşen tarafından zenginleşmiş kaynaklar arasında belirgin bir farklılık bulunmaktadır. Dalan plakada bulunan sedimanların, sulu akışkan uyumsuz elementler (Th, La, Zr, Nb) bakımından zenginleşmesi, Th/La, Th/Nb oranlarının dalma-batma bileşeni veya manto kaynaklı magmaların ayrımlanmasında farklılıklar göstermektedirler. Yüksek Th/Nb ve Th içeriği (4-24 ppm) çoğunlukla manto kaynağında dalan sedimanın etkisini göstermektedir. Bununla birlikte, dalma-batma ile ilişkili gelişen magmalar kaynaklarında, kısmi ergime veya dalan sedimanlarının etkisini gösteren kimyasal veriler içermektedirler. Dalma-batma ilişkili magmalar, akışkan faz metasomatizması tarafından etkilenen magmalardan yüksek $Th/Ce > 0.15$ oranları ile ayrılabilir (Hawkesworth ve ark., 1997).

Th/Y'a karşı Nb/Y ayrımlama diyagramında, Orta Anadolu Bölgesi'nde bulunan ignimbiritlere ait tüm kayaç verileri, Th/Nb oranının 1 olduğu çizgi üzerinde dağılım göstermektedir. Buna karşın, zirkon cam eriyik kapanımları ve matris cam analizleri sonuçları, Th/Nb oranının 1 ile 10'u gösterdiği çizgilerin arasında kalan alanlarda yayılım göstermektedir. Bu durum, kaynak heterojenliğine ve kabuksal kirlenmenin etkisine işaret etmektedir (Pearce, 1983). Mantonun düşük oranlarda kısmi ergime süreçleri ile zenginleşmesi çok yüksek oranlarda Th/Y ve Nb/Y oranları ile ifade edilmekte ve elde edilen veriler plakalar arası zenginleşme yönünde dağılım göstermektedir. Çalışma alanında bulunan birimlere bakıldığında, yüksek Th/Y ve Nb/Y oranları plakalar arası zenginleşmeyi göstermektedir (Şekil 14.13).



Şekil 14.13. Çalışma alanına ait birimlerin (a) Nb/Y oranlarına karşı çizilen Th/Y diyagramı (Pearce, 1983) ve (b) Nb/Y oranlarına karşı çizilen Rb/Y diyagramı (Üst kabuk, alt kabuk, bulk kabuk bileşimleri Taylor ve McLennan (1985)'dan alınmıştır). Gri alan çalışma alanına ait birimlerin tüm kayaç bileşimlerini ifade etmektedir

Ba/Nb oranının 28'den yüksek olduğu durumlar dalma-batma sonucunda meydana gelen magmalar sonucunda oluşan kayaçlar için oldukça tipiktir (Fitton ve ark., 1988). Çalışma alanında birimlerin tüm kayaçları için bu oran 40-80 arasında değişirken, birimlerin içermiş oldukları zirkon kristallerinde bulunan eriyik kapanımları ve matriks cam için bu değerler 0-50 arasında değişmektedir. Bu durum ilksel eriyikten itibaren meydana gelen kayaçların dalma-batma süreçlerinin etkisi altında matriks cam ve eriyik kapanımlarına oranla evrimleşerek geliştiğini ortaya koymaktadır (Şekil 14.14).

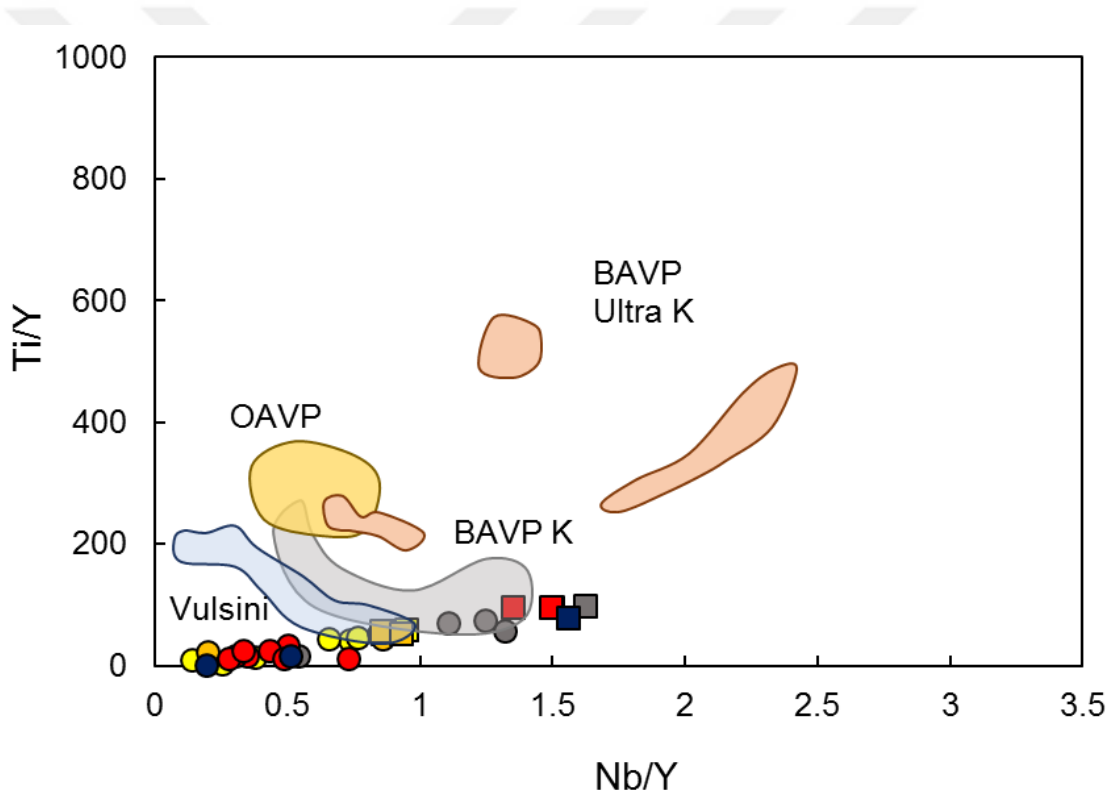


Şekil 14.14. Çalışma alanına ait birimlerin Th/Nb oranlarına karşı çizilen Ba/Nb. Gri alan çalışma alanına ait birimlerin tüm kayaç bileşimlerini ifade etmektedir.

Yüksek Sr/Th oranları, yay volkanizmalarında akışkan faz içerisinde Sr'un Th'a oranla yüksek derecede mobilize olması nedeniyle oldukça tipiktir (Hofmann, 1997). Çalışma alanında bulunan birimlerin tüm kayaç analizleri Sr/Th oranı yaklaşık olarak 3-11 arasında değişmektedir. Eriyik kapanımları ve matriks camlara ait Sr/Th oranları ise 1-6 arasında değişmektedir.

Kaynak heterojenliği ve kabuk kirlenmesinin belirlenmesinde kullanılan en önemli element oranları Ti/Y, Nb/Y ve Th/Y'dır. Ti ve Nb arasında gerçekleşen pozitif

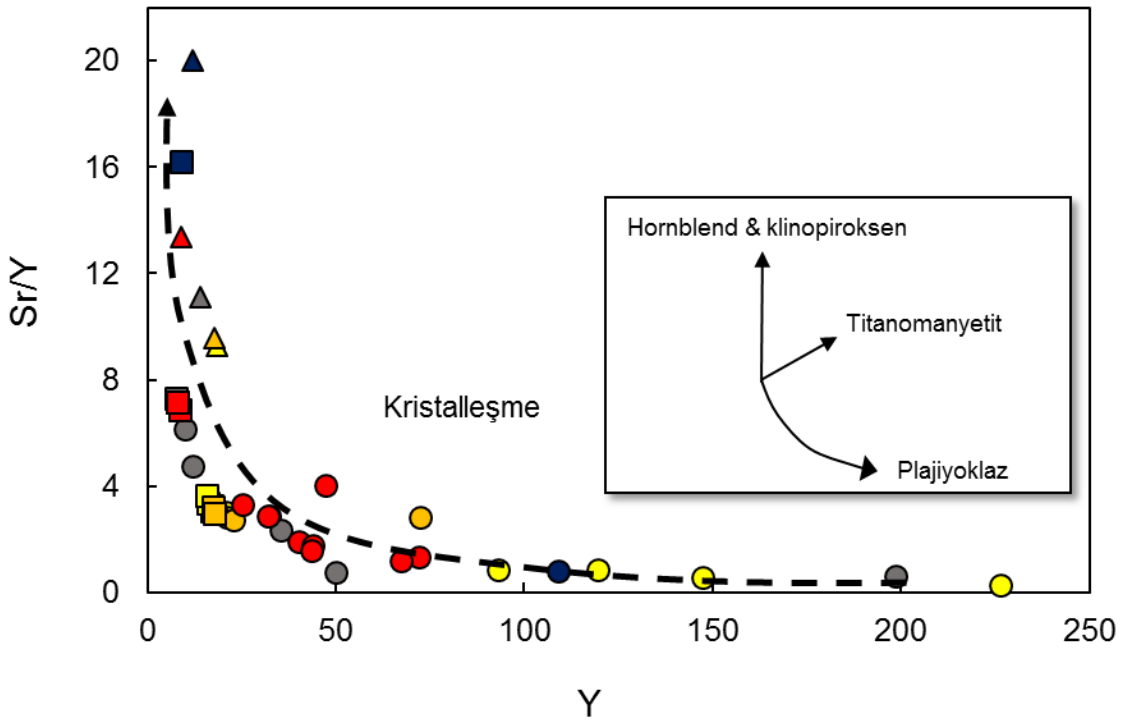
korelasyon, oksit mineralleri içerisinde bulunan Ti elementinin Nb ile birlikte fraksiyonlanmaya uğrayarak daha çok farklılaşmış bileşimleri ifade etmesi ile gelişmektedir (Pearce, 1983). Evrimleşmiş olan kayalarda ise Y amfibol oluşturmak amacıyla fraksiyonlanmaya uğramaktadır (Pearce ve Norry, 1979). Çalışma alanında bulunan birimlere ait tüm kayaç verileri doğrultusunda Ti/Y oranının yaklaşık olarak 40-200 arasında değiştiği görülmektedir. Bununla birlikte birimlere ait zirkon kristallerinde bulunan eriyik kapanımları ve pomza matriks cama ait Ti/Y oranları, 3-90 arasında değerler sunmaktadır. Nispeten düşük Ti/Y ile Nb/Y oranları, dalma-batmayla ilişkili olarak gelişen magmalarda kabuksal kirlenmenin rol oynadığı bir gelişimi işaret etmektedir (Yüksek Th/Nb oranları) (Şekil 14.15).



Şekil 14.15. Çalışma alanına ait birimlerin Nb/Y oranlarına karşı çizilen Ti/Y. Gri alan çalışma alanına ait birimlerin tüm kayaç bileşimlerini ifade etmektedir. BAVP ultra-K ve BAVP K (Seyitoglu ve ark., 1997); OAVP (Notsu ve ark., 1995); Vulsini (Rogers ve ark. 1985).

Yukarıda bahsi geçen iz element oranları, çalışma alanında gözlenen piroklastik akıntı birimlerinin oluşumunda, Miyosen'de meydana gelen dalma-batmanın etkisini göstermektedir. Dalma-batmanın etkisi ile oluşan magmaların dönem

dönem kıtasal kabuk kirlenmesine maruz kaldığı ve kirlenmenin Pliyosen-Kuvaterner kadar giderek azaldığını, bahsi geçen diyagramlarda görmekteyiz (Şekil 14.16). Bununla birlikte, Hf izotop verileri, Üst Miyosen'de Kavak ve Zelve ignimbritlerinde ilk olarak kıtasal katkının etkilerini gösterdiğini desteklemektedir (~9-10 My). Bölgede etkin olan 10 ignimbrit (10-2 My) biriminin zaman içerisinde kabuk etkisinin bazı birimlerde gözlemlendiği (Cemilköy, Gördeles) ve 5 My'dan sonra yaklaşık olarak Kızılkaya ignimbritinin oluşumu ile hem dalma-batmanın hem de kabuk malzemesini etkisinin azaldığı kimyasal ve izotop verileri ile ortaya konulmuştur.



Şekil 14.16. Çalışma alanına ait birimlere ait eriyik kapanımları, matriks cam ve ortalama tüm kayaç Y'a karşı çizilen Sr/Y oranlarının dağılımlarını gösteren diyagram. Birimlerin oluşumunda etkin baskın sürecin fraksiyonel kristalleşme olduğunu göstermektedir.

Yüksek Nb/U (~47) oranları OIB-benzeri astenosferik manto kaynakları sonucunda oluşan kayaçlar için oldukça tipik olup, bu kayaçlar genellikle herhangi bir kabuksal kirlenmenin etkisini göstermemektedir (Hofmann, 1997). Aynı zamanda Zr/Ba oranları ise astenosferik kaynak ile litosferik kaynak arasındaki ayırmada kullanılan önemli bir parametredir. Buna göre Zr/Ba oranları 0.3-0.5 arasında ise litosferik, >0.5 ise astenosferik kaynağı işaret

etmektedir (Menzies ve ark., 1991). Çalışma alanında bulunan birimlere ait tüm kayaç Nb/U oranları 1.33-3.38 arasında değişirken, eriyik kapanımı ve matriks cam bileşenleri için bu oran 0.48-2.30 arasında değerler sunmaktadır. Düşük Nb/U oranları ile temsil edilen örnekler genellikle kabuksal kirlenmenin etkisini çok iyi yansıtmaktadır. Özellikle daha az evrimleşmiş olan ve ilksel eriyik fazı temsil eden eriyik kapanımları için bu oran 1'den küçük değerler ile temsil edilirken, matriks camlar için yaklaşık 1.5'dan büyük değerler söz konusudur. İlksel eriyik evrimleşme/fraksiyonlanma öncesi kirlenmenin etkileri görülmektedir. İgnimbiritlere ait tüm kayaç Zr/Ba birimlere göre çeşitlilik göstermektedir. Cemilköy için bu oran 0.07-0.08 arasında değişirken, Kavak ve Zelve birimleri için 0.5-0.7 arasında dağılım göstermektedir. Sarımadentepe, Sofular ve Kızılkaya birimleri için 0.14-0.31 arasında değerler sunmaktadır. Tüm birimlerin matriks cam bileşenleri 0.06-0.09 arasında Zr/Ba içeriğine sahipken, birimlere ait cam eriyik kapanımları için 0.12-0.33 arasında değişmektedir. Sadece Gördeles ignimbiritine ait zirkon eriyik kapanımlarının 0.68-0.93 değer aralıklarında Zr/Ba oranları sunduğu görülmektedir. Bu durum, birimleri oluşturan magmanın çoğunlukla litosferik manto kaynağından itibaren geliştiğini ortaya koymaktadır. Bununla birlikte, zaman zaman astenosferik-litosferik manto kaynaklarının etkileşimi sonucu meydana gelen magmaların da birimlerin oluşumunda etkisi olduğunu düşündürmektedir. Aynı zamanda, Orta Anadolu Bölgesi'nin altında bu iki magma kaynağının etkileşimi ile ilgili çok az kanıt bulunmaktadır. Gördeles ignimbiritlerine ait zirkon eriyik kapanımlarında gözlenen iz element kimyasal çeşitlilik, özellikle Ba ve Rb içeriklerindeki ani değişimler, Li içeriğinin diğer birimlere oranla yüksek olması farklı kaynak ve oluşum süreçlerini akla getirmektedir.

14.8. Riyolit Magma Odası Gelişimi

Çalışma alanında bulunan birimlere ait pomza kimyası, benzer değer aralıklarında dağılım göstermektedir. Bu durum birimlerin, aynı kimyaya sahip, yerel olarak heterojen kaynak rezervuarından itibaren gelişen magmalar sonucunda meydana geldiğini düşündürmektedir. Birimlere ait cam eriyik kapanımı kimyaları da belirgin benzerlik sunmaktadırlar. Bununla birlikte, zirkon eriyik kapanımlarının, dar değer aralığında değişen SiO₂ içerikleri (%77-82), benzer kristalleşme koşullarına işaret etmektedir. Tüm kayaç, cam matriks ve eriyik kapanım kimyaları, çoğunlukla çizgisel bir dağılım göstermektedir. Bu durum, zirkon eriyik kapanımlarının, birimleri oluşturan ana magma ile denge durumunda olduğuna işaret etmektedir. Eriyik kapanımlarına ait yüzde MgO içerikleri tüm kayaç MgO değerleri ile karşılaştırıldığında, eriyik kapanım fazlarının kapanma olayının, tüm mafik minerallerin kristalleşmesinden sonra gerçekleştiğini ortaya koymaktadır. Bununla birlikte, tüm kayaç ve eriyik kapanımlarının ana oksit element değerlerindeki bileşimsel aralığın, eriyik kapanımlarının geç kapanmasından kaynaklandığını düşündürmektedir (zirkon kristalleşmesi patlama öncesi süreçlerde en son aşamada gerçekleşmektedir). Eriyik kapanımlarının bileşimleri, ignimbiritleri oluşturan patlamalar öncesinde herhangi bir karışımın gerçekleşmediğini göstermektedir. Bununla birlikte, Kapadokya ignimbiritlerinde bazı eriyik kapanımlarının matriks cam ile benzer bileşim gösterdiği de dikkat çekmektedir.

Açılma tektonik rejiminin magmatizmanın ve volkanizmanın gelişiminde büyük etkisi bulunmaktadır. Bu tarz tektonik rejimler, uzun ömürlü magma odalarının gelişimi için çok uygun ortamlar değildir. Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde magma odalarının uzun ömürlü olmadığı, kaldera oluşturan patlamaların ve arada etkin olan yayımlı (efüzif) volkanizmanın sıklığı ile ortaya konmaktadır. Mineral analizleri sonucunda elde edilen basınç verileri, farklı bölgelerde aynı tektonik ortamlarda oluşan silisik magma odası modellerine benzer derinliklerde (6-10 km) üst kabuk yerleşimli magma odalarına işaret etmektedir.

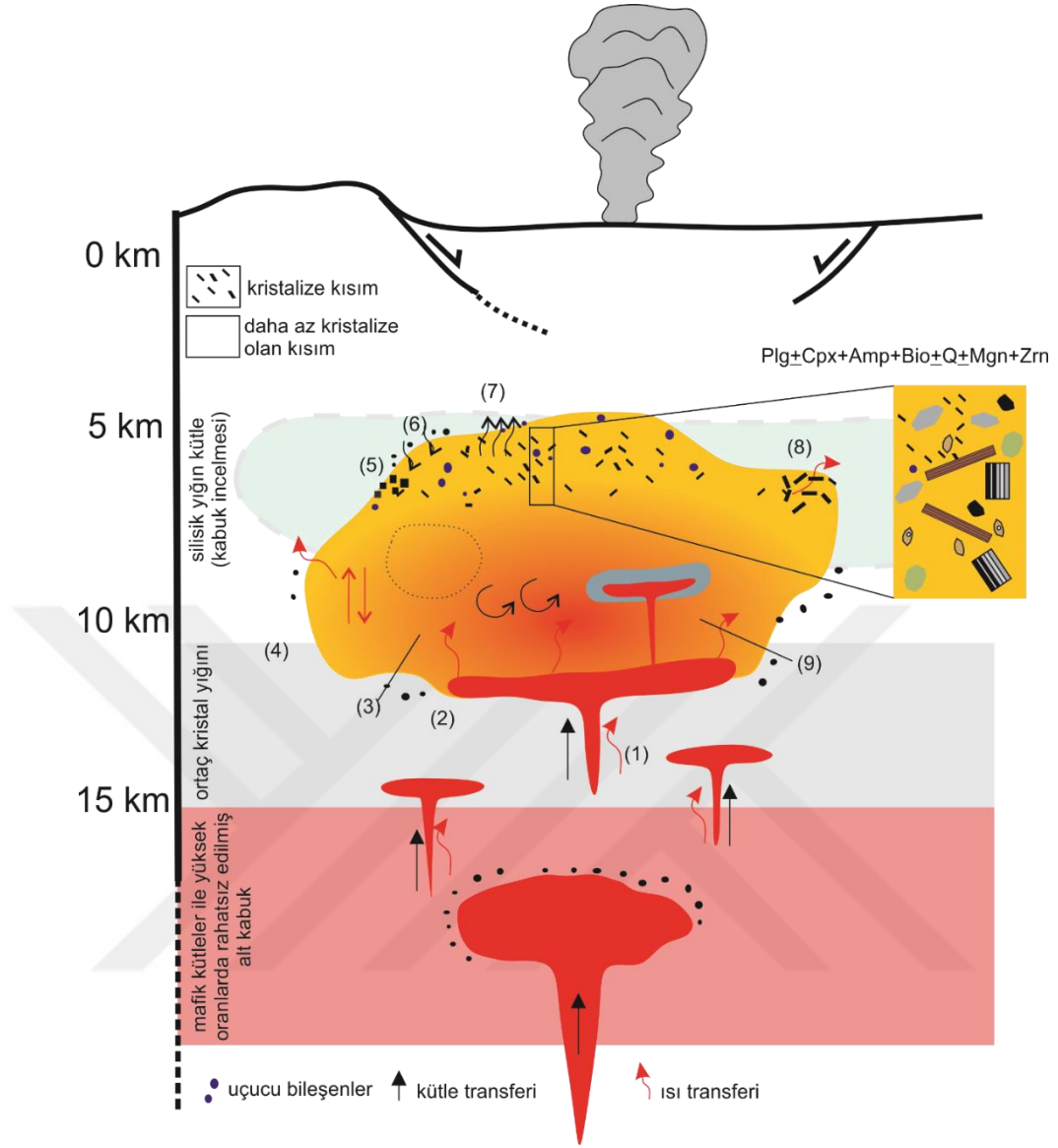
Geniş yayımlı piroklastik akıntı oluşturan patlamaları tetikleyen mekanizmaların, hangi süreçler olduğu oldukça tartışma yaratan bir konudur. Genellikle magma odalarının destabilizasyonunun patlamanın gelişiminde önemli rol oynadığı

tartışılmaktadır. Bu durumun, magmatik kütlelerin magma odasına eklenmesi veya dış etkenler nedeniyle magma odasında meydana gelen artan basınç ile tetiklendiği öngörülmektedir (basınç azalması ve bölgesel stresi yaratan rejimin değişikliği). Magma odasının iç basıncı, sisteme sıvı fazın eklenmesi ile direkt etkilenmektedir. Mafik magmanın sisteme dâhil olması ile buhar fazının çözünmesi uçucu bileşenlerin artışına neden olmaktadır (Pallister ve ark., 1992). Mafik girişinin, zirkon kristallerinde iç bölgeler boyunca keskin temaslar oluşturan veya keskin çizgiler oluşturan parlak zonların oluşmasından sorumlu olduğu düşünülmektedir. Bu durum ise Ti artışına ve dolayısıyla sıcaklık artışına neden olmaktadır. Sarımadentepe, Sofular ve Kızılkaya ignimbiritlerinde bulunan zirkon kristalleri, patlama öncesi yüksek sıcaklık koşullarını, kristalleşme sırasında gösterdiği zonlanma desenleri ve kimyasal bileşimler ile ortaya koymaktadır.

Yukarıda bahsi geçen durumların yanı sıra, ignimbiritlerden elde edilen mineral sıcaklık değerleri ve mineral kimyasında gözlenen benzer kompozisyonel bileşimler Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde etkin olan silisik magma rezervuarlarının neredeyse benzer bileşimsel zenginleşme ile geliştiklerini göstermektedir (Tahar ignimbiriti hariç). Bu tarz silisik magma sistemlerinde eriyiğin bileşimi, sıg magma rezervuarlarını temsil eden ve magma odası içerisinde kompozisyonel zonlanmaya neden olan fraksiyonel kristalleşme vb. süreçlerinden etkilenmektedir. Bu gibi durumlar, magma odasının üst kısımlarının ilksel eriyiğe oranla daha evrimleşmiş olmasına neden olmaktadır (Chesner, 2012).

Kapadokya ignimbiritlerine ait magma odası depolanma sıcaklıkları, basınçları, oksijen fugasite değerleri ve mineral faz birliktelikleri, bu birimlere ait magma/magmaların olgunlaşmış olan kıtasal kabuk ortamında nispeten daha düşük sıcaklık koşulları altında, patlama öncesi gelişiminin ve evriminin önemli bir bölümünü üst kabuk ortamında depolanmasından (<10 km derinlik) kaynaklı olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, Kapadokya ignimbiritlerinin zirkon kristallerine ait oksijen ve hafnyum izotop değerleri, ignimbiritlere ait magmaların oluşumunda kıtasal kabuksal asimilasyonunun varlığını da ortaya koymaktadır (Kavak, Zelve, Cemilköy, Gördeles).

Çalışma alanında gözlenen ignimbritlerin patlama ile oluşumu öncesi, her birime ait geniş silisik magma rezervuarlarının gelişiminde, besleme (Şekli 14.17;1), konveksiyon (Şekil 14.17;3), kristal-likit faz ayrımlanması (Şekil 14.17;4) ve farklı zamansal ve mekansal ölçeklerde paralel veya seri olarak gelişen silisik yığın oluşumu gibi süreçlerin etkin olduğu düşünülmektedir (Christiansen, 2005; Bachman ve Bergantz, 2008). Silisik magmaların gelişimi, kristal ölçekte meydana gelen heterojenliğin (zirkon yaş ve iz element heterojenliği, Aydar ve ark., 2012; kristal ölçekte izotopik heterojenlik, bu çalışmada Hf izotop sistematiği bölümünde bahsedilmiştir) yansıması şeklinde karşımıza çıkmaktadır. Kapadokya ignimbritlerinin petrojenetik olarak gelişiminde, kabuk asimilasyonu, kristalleşme ve yeniden besleme süreçlerinin önemli rol oynadığı sonucuna varılmıştır. Bununla birlikte, geniş hacimli riyolitik ignimbritlerin göstermiş oldukları kimyasal ve fiziksel çeşitlilik her zaman dikey olarak zonlu magmaların gelişimi ile açıklanamamaktadır. Bunun aksine, sistemde tanımlanan farklı mineral ve eriyik bileşimleri reolojik özellikler farklı magma paketlerini oluşturan üst kabuk süreçlerini yansıtmaktadır.

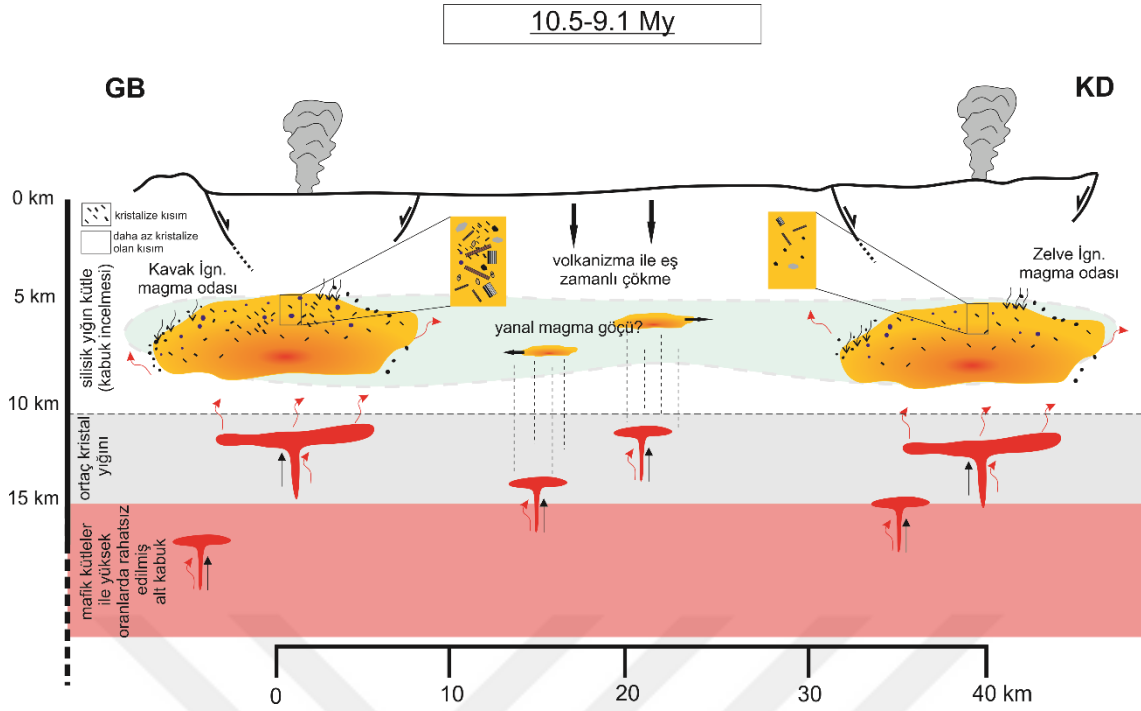


Şekil 14.17. Çalışma alanında etkin volkanizma ve sonucunda meydana gelen ürünlere ait magma odası ve eriyik kapanım süreçlerini gösteren şematik model. (1) orta-üst kabuk bazaltik besleme, (2) sıcak bazaltik beslemenin etkisi ile silisik kütlede konveksiyonel karışımın meydana gelmesi, (3) lokal olarak az miktarda kristalleşmeye uğramış olan bölüm, (4) kristal-likit faz ayrışması, (5) evrimleşmiş eriyik kaynaklı yan kayaç ile silisik kütle sınırında lokal kristalleşme zonları, (6) Asimilasyon, (7) kristal fraksiyonlanması ile oluşmuş kristal bakımından fakir riyolitik cepler, (8) çok fazla kristalleşmeye uğramış lokalize olmuş magma, (9) kristal bakımından fakir andezitik magma yüklemesi ile fraksiyonlanma sonucu oluşmuş riyolitik/dasitik eriyik.

Volkanolojik, petrolojik ve kimyasal veriler doğrultusunda elde edilen bilgilerin entegre edilmesi ile, Orta Anadolu Volkanik Bölgesi içerisinde yer alan, geniş yayılımlara sahip ve SiO₂ bakımından zengin ignimbirit birimlerine ait magma odası dinamik modelleri sunulmaktadır. Modellere ait önemli özellikler birimlerin, genel olarak 5-10 km arasındaki derinliklerde yerleşmiş, yer yer kristal bakımından zengin magma ile sınırlı, geniş ölçüde tekdüze sıcaklık (800-850°C) ve su içeriğine (yaklaşık %5) sahip baskın büyük riyolitik (Tahar ignimbiriti için dasitik) rezervuarlardan itibaren oluştuklarını göstermektedir. Geliştirilen silisik magma odası modelleri, ignimbiritlerin kaynağından itibaren, her bir eriyik kütesinin ayrılanma sürecinden patlamaya kadar olan gelişimini göstermektedir. Bu modellerde, özellikle farklı magma grupları arasında herhangi bir etkileşimin gelişmediği öngörülmektedir. Kapadokya ignimbiritlerinin magma sistemine ait şematik modellerde, belirli bir sürekliliğe sahip, sıklıkla daha derinlerden gelen bazaltik kütleler tarafından rahatsız edilen ortaç kristal yığın bölgesi, magma odalarının altında, patlama ürünlerinin kaynağını oluşturmaktadır. Yükselen magma kaynağının sığ derinliklerde gerçekleşen yanıl magma göçü ise, duraylı olmayan kıtasal ortamlarda genellikle rastlanan bir durum olarak gelişebilmektedir. İgnimbiritleri oluşturan büyük patlamaların, yaklaşık olarak 1.0-1.5 My'lık zaman aralıkları ile geliştikleri görülmektedir. Bu durum, birimlere ait magma odalarının gelişiminde, riyolitik eriyik ayrılanması ve ayrılanmış olan eriyik içerisinde kristalleşme için geçen sürenin çok hızlı bir şekilde meydana geldiğini ortaya koymaktadır.

Üst Miyosen'de (>13 My) gerçekleşen dalma-batma ile Orta Anadolu Bölgesi'nde dalma-batma ile ilişkili volkanizma gözlenmeye başlanmıştır. Dalma-batmanın ilerlemesi, muhtemel plaka kırılması olayı nedeniyle litosferik mantonun zenginleşmesi ve bununla ilişkili magmatizma ve evrimleşmiş riyolitik piroklastik akıntıların gelişmesine neden olmuştur. Bu bağlamda, bölgede ilk olarak gözlenen piroklastik akıntı, Kavak ignimbiriti olarak tanımlanmıştır (Pasquare, 1968). Kavak ignimbiritine ait patlama öncesi magma odası gelişimi, kristal bakımından zengin eriyiklerin, kıtasal kabuk malzemenin asimilasyonuna uğrayarak, yaklaşık olarak 6 km derinde, silisik kütle olarak yerleşimi ile sonuçlanmaktadır. Üst kısımlarda bulunan kristal bakımından zengin seviyelerin piroklastik akıntı olarak sisteme dâhil olması yaklaşık 9.13±0.51 My önce, Kavak-

1 ignimbirit akıntı seviyesinin oluşumu ile başlamaktadır. Bunu takip eden süreçte, çok kısa zaman aralıklarında, benzer kimya ve yaklaşık benzer yaş verileri sunan Kavak-2, Kavak-3 ve Kavak-4 akıntı (sırasıyla; 10.0 ± 0.5 My, 9.43 ± 0.38 My, Aydar ve ark., 2012) seviyelerinin oluşumu gerçekleşmiştir. Zelve ignimbiritini oluşturan patlamalara neden olan magmanın gelişimi ise, Kavak ignimbiriti ile neredeyse benzer derinliklerde (yaklaşık 7 km) ve eş zamanlı ayrılanma sürecinden geçen eriyiklerin yerleşimi ile gerçekleşmiştir. Kavak ignimbiritinin aksine (%30-45), Zelve ignimbiritini oluşturan magmaların kristal içeriği oldukça düşüktür (%5-10). Kavak ve Zelve ignimbiritine ait piroklastik akıntı birimleri ve bunlara ait pomza geri düşme seviyelerinden elde edilen zirkon yaş verileri hata oranları da dikkate alındığında yaklaşık olarak 10.5-9.1 My gibi çok dar patlama yaş aralığı sunmaktadır. Benzer kimyasal özellikler göstermelerine rağmen, Kavak ve Zelve ignimbiritlerinden elde edilen farklı Lu-Hf izotop oranları ve birimlerin göstermiş oldukları farklı epsilon Hf değerleri (sırasıyla; ϵ_{Hf} : 1.32, ϵ_{Hf} : -0.60), Zelve ignimbiritinin (~%30) Kavak ignimbiritine oranla (<%20), kabuksal kirlenmeden daha fazla etkilendiğini düşündürmektedir. Bununla birlikte, Kavak ve Zelve ignimbiritlerine ait plajiyoklaz minerallerinden itibaren, plajiyoklaz-likit sıcaklık değerleri sırasıyla, 841°C ve 773°C şeklinde hesaplanmıştır. Birimlerin tüm kayaç bileşiminden itibaren hesaplanan zirkon doymunlaşma sıcaklıkları, Kavak ignimbiritinin (yaklaşık 750°C), Zelve ignimbiritine (yaklaşık 700°C) oranla yüksek sıcaklık değerleri gösterdiğine işaret etmektedir. Bu durum, Kavak ignimbiritinin oluşumunda etkin silisik magma kütlelerinin daha sıcak olarak geliştiğini düşündürmektedir (Şekil 14.18).

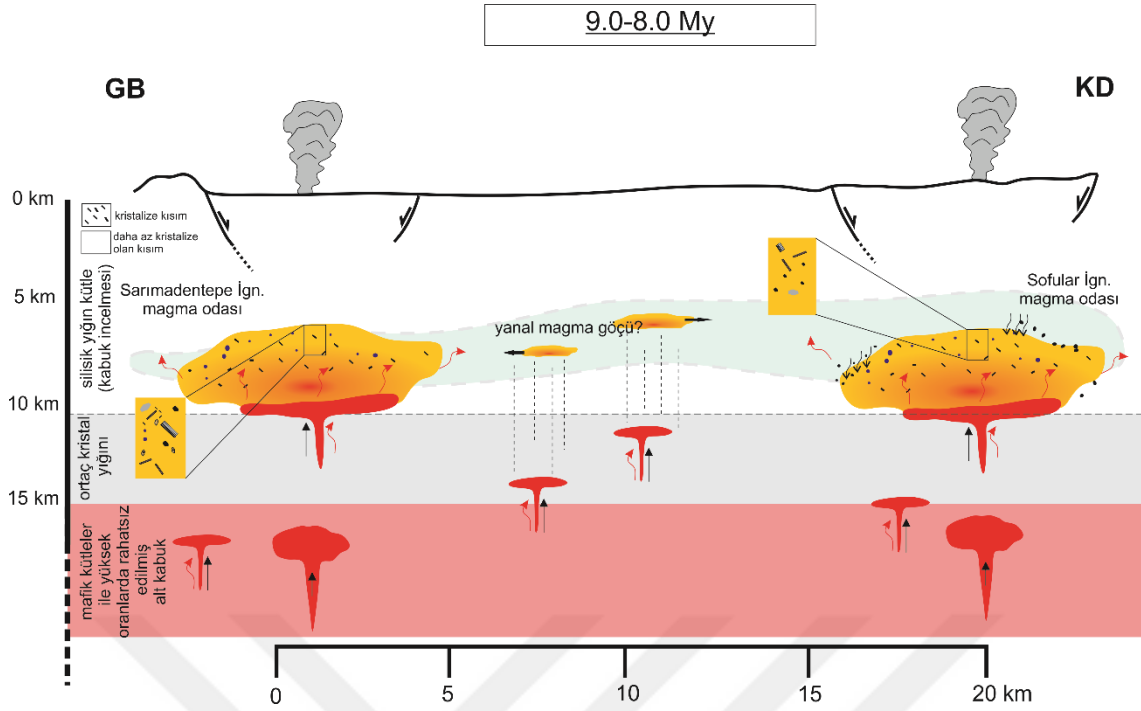


Şekil 14.18. Kavak ve Zelve ignimbiritlerine ait silisik magma rezervuarları modeli (muhtemel kaynak bölgelerine göre çizilmiştir).

Sırasıyla, Kavak ve Zelve ignimbiritlerini oluşturan patlamaların gelişiminden sonra sistem, yaklaşık olarak 1.0 My'lık bir süre zarfında, ortaç kütle yığınının bazaltik ürünler ile yeniden beslenmesi, yeniden ısınması, ergimesi ve oluşan eriyiklerin ayrımlanması süreçlerine uğramıştır. Ayrılan eriyikler, çalışma alanının farklı bölgelerinde etkin olan Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritlerinin, kristal bakımından fakir, yaklaşık 6-10 km arasında derinliğe yerleşmiş, riyolitik magma odalarını oluşturmuştur. 1 My içerisinde meydana gelen eriyik oluşumu ve kristal-eriyik ayrımlanma mekanizmaları, kısmi kristal birikimi ve silisik “mush” zonunda kristallerin sıkışma süreçlerini içermektedir. Ancak, burada tane büyüklüğü ve gözeneklilik gibi parametrelerin de eriyik ayrımlanmasında büyük önemi bulunmaktadır. Kristal birikimi süreci, sistemde baskın ise çok yüksek hacimlerde riyolitik kütlelerin (500 km^3) patlama sonucunda ortaya çıkması, çok kısa süre zarfında gerçekleşmektedir (yaklaşık 10^4 - 10^5 My) (Bachmann ve Bergantz, 2004). Sistemde yeniden besleme ile gelişen magmanın, yaklaşık 80 - 110 km^3 lük bir hacimde yayılım gösteren (Le Pennec ve ark., 1994; Viereck-Goette ve ark., 2010) ve düşük kristal içeriğine sahip Sarımadentepe ignimbiritini oluşturması, yayılım ve kristal içerikleri göz önünde bulundurulduğunda, yukarıda bahsi geçen zaman aralıkları ile örtüşmektedir. Sarımadentepe ignimbiritine ait magmanın

patlamasında etkin olan sıcak ve mafik kütlelerin riyolitik magma odasında yaratmış olduğu konveksiyon, aynı zamanda bu birimin kaynaklanmış piroklastik akıntı olarak gelişmesine neden olmuştur. Sarımadentepe ignimbiritine ait zirkon kristallerinde U ve Th bakımından zengin zonların gelişimi de sıcak kütlelerin silisik magma içerisinde yaratmış olduğu konveksiyonun etkisini destekleyici şekildedir.

Çalışma alanında, mostralara genellikle Zelve ignimbiriti ile beraber rastlanılan Sarımadentepe ignimbiriti, gerek oksijen izotop değerleri ($\delta^{18}\text{O}$: 5.04‰; Aydar ve ark., 2012), gerekse Hf izotop verileri (ϵHf : 3.01) ile direkt olarak manto kaynağından (EM: Enriched Mantle) itibaren oluşuma işaret etmektedir. Kavak ve Zelve ignimbiritlerinde etkin olan kabuksal kirlenme, özellikle Sarımadentepe ignimbiritinde gözlenmemektedir. Bunun aksine, Sofular ignimbiriti, nispeten yüksek oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$: 6.41‰; Aydar ve ark., 2012) ve düşük epsilon Hf değerleri (ϵHf : 2.74) ile, düşük oranlarda (<20%) gelişen kabuk kirlenmesinin etkilerini ortaya koymaktadır. Sarımadentepe ignimbiriti, genellikle ince taneli kristal içeriği ile karakterize edilmekte ve çalışma alanında bazı bölgelerinde lokal (Nevşehir güneyi, Derinkuyu, Kavak ve Zelve yörelerinde) olarak gözlenmektedir. Stratigrafik olarak herhangi bir sedimanter birimle ayrılmayan ve direkt olarak üzerine gelen Sofular ignimbiriti ise, arazide yer yer kaynaklanmış olarak gözlenmektedir. Arazi gözlemleri ve yaş verileri, Sofular biriminin Cemilköy ignimbiritinden yaşlı olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, aynı özellikler Sofular ve Sarımadentepe birimlerini stratigrafik olarak aynı aralıkta konumlandırmaktadır (sırasıyla U-Pb yaş: 8.32 ± 0.37 ve 8.59 ± 0.51 ; Aydar ve ark., 2012). Bununla birlikte, her iki birimin arazi gözlemleri sonucunda, direkt olarak paleotoprak üzerine geldiği görülmektedir. Birimlere ait pomza tüm kayaç, matriks cam ve eriyik kapanımı ana ve iz element bileşimleri ise çok iyi bir şekilde örtüşmektedir. Kavak ignimbiritine (%30-45) kıyasla, Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritleri (%20-30), düşük kristal içeriklerine sahip silisik magma odalarını temsil eden piroklastik akıntı birimlerini oluşturmaktadırlar (Şekil 14.19).



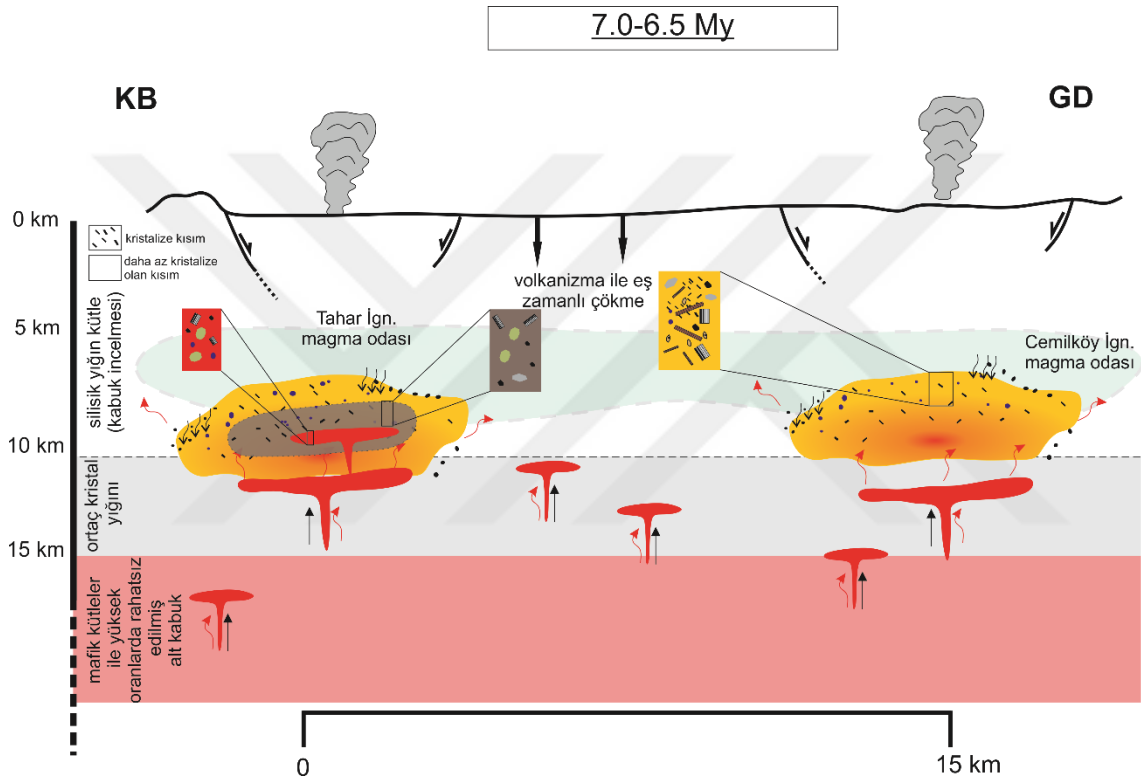
Şekil 14.19. Sarımadentepe ve Sofular ignimbritlerine ait silisik magma rezervuarları modeli (muhtemel kaynak bölgelerine göre çizilmiştir).

Sofular ignimbritini oluşturan patlamadan sonra Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde sistem, yaklaşık olarak 1.5 ila 2.0 My'lık bir zaman zarfında herhangi bir patlamaya ve piroklastik akıntı oluşuma ev sahipliği yapmamıştır. Yaklaşık 7.2 My ve sonrasında, çalışma alanında geniş alanlarda yayılım gösteren Cemilköy piroklastik akıntısını oluşturan patlama, bazaltik-andezitik karakterde magmaların yüzeye doğru yükselmesi ile tetiklenmiştir. Amfibol minerallerinden itibaren hesaplanan basınç değerleri, Cemilköy ignimbritinin oluşumunda etkin silisik magmanın yaklaşık olarak 10-12 km'lik nispeten derin magma odası depolanmalarından itibaren geliştiğini göstermektedir. Bazaltik-andezitik lavların neden olduğu tetikleyici etki ile sonuçlanan geniş akıntı dizisi, sonrasında halen magma odası içerisinde kalıntı olarak bulunan silisik eriyiğin etrafını saran lavlar, Tilköy, Güzelöz ve Boyalı-Karain yörelerinde gözlenen Viereck-Goette ve ark. (2010) tarafından Güzeldere Üyesi, Aydar ve ark. (2012) tarafından Yerel Geri Düşme seviyeleri olarak adlandırılan birimlerin, pliniyen geri düşme olarak sisteme dâhil olmasına neden olmuştur. Herhangi bir birim ile ilişkilendirilemeyen bu seviyeler, stratigrafik olarak Cemilköy ignimbriti üzerine gelmekte ve Cemilköy ile benzer yaş verileri sunmaktadır (Cemilköy U-Pb yaş: 6.66 ± 0.40 ; Yerel geri düşme U-Pb yaş: 6.90 ± 0.34 , 6.76 ± 0.30 ve 6.96 ± 0.28 ; Aydar ve ark., 2012).

Bunun aksine pliniyen geri düşme birimleri, Cemilköy ignimbiritinden farklı Hf izotop değerleri sunmaktadır. Cemilköy ignimbiritine ait zirkon kristallerinden analiz edilen ortalama epsilon Hf değeri -0.55 iken, bu değer pliniyen geri düşme seviyelerinde ortalama 1.30'u bulmaktadır. Cemilköy ignimbiritini oluşturan şiddetli patlama, magma odasının üst kısımlarında dengesizliğe yol açarak büyük hacimli magmaların, magma odasından hızla tahliyesine neden olmuştur.

Tahar ignimbiriti, Orta Anadolu Volkanizması'nda çalışmacılar tarafından magma rezervuarı hakkında çok az bilgiye sahip olduğu akıntı birimini temsil etmektedir. Birim, bölgede yaklaşık 6.0-6.5 My zaman aralığında aktif olmuştur. Normal zonlanma içeren plajiyoklaz mineralleri ve kalsik kenarlara sahip ortopiroksen içeren bazaltik-andezitik ve yer yer dasitik akıntılar ile temsil edilen lavların beslemesi ile silisik rezervuarın alt kısımlarında kimyasal olarak daha dasitik olan eriyiğin patlama öncesi değişimine ve kristalleşmesine neden olmuştur. Bu lavlar, silisik magma içerisinde değişik kristal içerikleri tarafından üretilen bir bariyer ile ana riyolitik-dasitik rezervuar içerisinde korunmuş ve burada fraksiyonlanmanın başlamasını tetiklemiştir. Tahar ignimbiritini oluşturan eriyikler, Cemilköy ignimbiriti gibi daha derin magma odası depolanmasını temsil etmektedir (10-12 km). Muhtemel kaynak bölgeleri göz önünde bulundurulduğunda (Tahar: Hodul Dağı civarı; Le Pennec ve ark., 1994, Cemilköy: Keşlik civarı), birimleri oluşturan bireysel magma odalarının nispeten birbirine yakın olarak geliştiği (yaklaşık 15 km) görülmektedir. Cemilköy ignimbiriti ile gelişen kaldera çöküşüne eşlik eden yüksek kütle patlama oranları, kendinden sonra meydana gelen piroklastik akıntıların hızlı bir şekilde oluşumuna neden olmuştur. Böylelikle, sistemde kalan dasitik eriyikler, gerçekleşen büyük hacimli piroklastik akıntıların sonucunda magma odası tavanının boşalması ve sistemin tamamen rahatlaması ile birlikte piroklastik akıntı olarak gerçekleşerek Tahar ignimbiritlerini oluşturmuştur. Tahar ve Cemilköy ignimbiritlerinin plajiyoklaz ve amfibol minerallerinden gerçekleştirilen sıcaklık hesaplamaları birimlerin, Kavak, Zelve, Sarımadentepe ve Sofular ignimbiritlerine nazaran yüksek sıcaklık değerleri sunduğunu (sırasıyla; 911°C ve 830°C) göstermektedir. Bu durum, bu birimleri oluşturan magma odalarının nispeten daha derinlerde geliştiğine işaret etmektedir. Yine aynı şekilde birimlerin amfibol minerallerinden itibaren hesaplanan sıcaklık değerleri de bu durumu desteklemektedir (sırasıyla; 803°C ve 846°C). Bununla

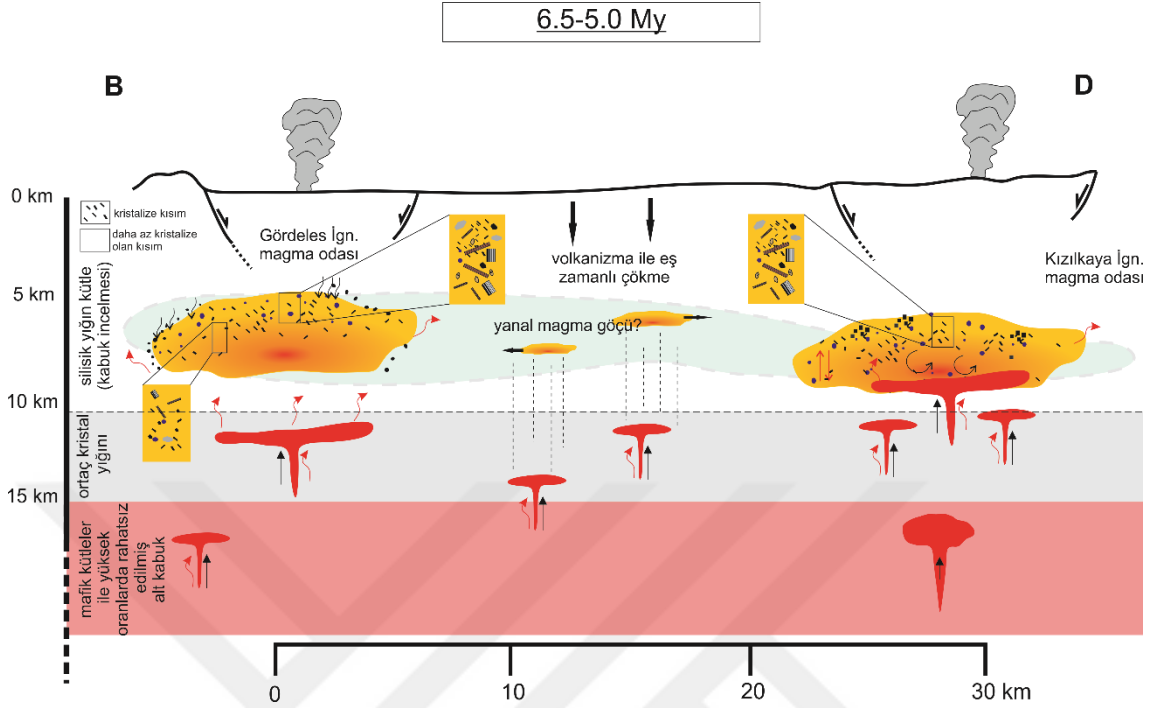
birlikte, her ne kadar zirkon oksijen izotop verileri tam tersini gösterse de ($\delta^{18}\text{O}$: $5.87 \pm 1.21\%$; Aydar ve ark., 2012), bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen zirkon Hf izotop analizleri, Cemilköy ignimbiritinin kabuk kirlenmesinden en çok etkilenen ignimbiritlerden biri olduğunu göstermektedir (~%30). Bununla birlikte, Tahar ignimbiritlerine ait zirkon oksijen ve Hf izotop verileri birimi oluşturan silisik magmanın gelişiminde, yüksek oranlarda hidrotermal olarak alterasyona uğramış kıtasal kabuk malzemesinin asimilasyonunun etkin olduğunu göstermektedir ($\delta^{18}\text{O}$: $4.54 \pm 0.52\%$; Aydar ve ark., 2012; ϵHf : 1.30) (Şekil 14.20).



Şekil 14.20. Cemilköy ve Tahar ignimbiritlerine ait silisik magma rezervuarları modeli (muhtemel kaynak bölgelerine göre çizilmiştir).

Geniş hacimli Cemilköy ignimbiriti ve onu takiben nispeten daha küçük hacimli Tahar ignimbiriti oluşumundan sonra meydana gelen lav akıntısı ile birlikte nispeten yükselen magma odaları, çalışma alanında oldukça yaygın olan iki piroklastik akıntının gelişiminde etkin rol oynamışlardır. Bu iki ignimbiriti oluşturan magma odalarının, yeniden dirilen yükselme ile geriye kalan ve kristal bakımından zengin magmalar sonucunda meydana geldiği düşünülmektedir. Sistemde kaldera çökmesi ile meydana gelen bu dengesizlikler, sıklıkla eş zamanlı olarak gelişen lav akıntılarının kaldera tabanını yapısal olarak

yükseltmesi ve magmaların daha sığ seviyelerde yeniden kurulmasına neden olmaktadır (de Silva ve ark., 2015) (Şekil 14.21).



Şekil 14.21. Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritlerine ait silisik magma rezervuarları modeli (muhtemel kaynak bölgelerine göre çizilmiştir).

6.5-5.0 My arasında bölgede hâkim olan Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritleri için gerçekleştirilen mineral tabanlı barometrik hesaplamalar, birimlere ait bireysel magma odalarının yaklaşık 5-7 km sığ derinlikte yerleşimlerini göstermektedir. Benzer mineral içerikleri ve matriks cam iz element bileşimleri, birimleri oluşturan magmaların benzer kaynaktan, eş zamanlı eriyik ayırılma süreci ile oluşmuş olabileceğini göstermektedir. Gördeles ve Kızılkaya ignimbiritlerine ait plajiyoklaz (sırasıyla; 853°C, 852°C), amfibol (sırasıyla; 865°C, 818°C) ve biyotit (sırasıyla; 767°C, 797°C) minerallerinden itibaren gerçekleştirilen termometrik hesaplamalar, minerallerin oluşum sıcaklık değerlerindeki benzerliği ortaya koymaktadır. Bunun aksine, zirkon eriyik kapanımı iz element içerikleri ise birimlerin daha az evrimleşmiş olan eriyik kapanımlarının farklı kompozisyonel bileşim değerleri göstermesi, ilksel magmadan itibaren oluşumunda etki eden süreçlerin farklılığını ortaya koymaktadır. Gördeles ignimbiritine ait zirkon oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$: 6.66‰; Aydar ve ark., 2010) ve Hf izotop verileri (ϵHf : 0.25), birimin evrimleşmesi ve gelişiminde, fraksiyonel kristalleşme ile beraber kabuksal kirlenmenin (~%30) etkin olan süreç olduğunu göstermektedir. Aynı zamanda,

zirkon minerallerinin eriyik kapanım analizlerinden elde edilen yüksek Li ve B uçucu bileşenlerin, geniş hacimli Gördeles ignimbiritini oluşumunda etkin olan magmanın yüksek gaz içeriğine sahip olduğunu ortaya koymaktadır. Bu durum, Gördeles ignimbiritinde sıklıkla gözlenen gaz kaçış bacalarının varlığı ile de örtüşmektedir. Gördeles ignimbiritine ait eriyik kapanımlarının iz element jeokimyası, Kapadokya Volkanik Bölgesi patlama ürünleri içerisinde, yüksek oranlarda farklılaşmış olan magma odasını temsil etmektedir. Eriyik kapanımları iz element karakteristikleri, matriks cam ve tüm kayaç oluşumu sürecine kadar çok fazla evrimleşme basamağı geçirdiğini ve bu evrimleşmenin de kaldera oluşumunu takip eden piroklastik akıntı birimlerinin oluşumuna kadar gerçekleştiğini göstermektedir.

Bununla birlikte, Kızılıkaya ignimbiritini oluşturan magma odasının gelişiminde, kıtasal kabuk asimilasyonunun etkin olmadığı gözlenmektedir. Kızılıkaya ignimbiritine ait zirkon kristallerinin oksijen izotop ve epsilon Hf değerleri, birimin direkt olarak manto kaynağından türediğini göstermektedir ($\delta^{18}\text{O}$: 5.31‰; Aydar ve ark., 2012, ϵHf : 1.29). Kapadokya bölgesinde gelişen kalkalkalin karakterli volkanizmanın kabuk incelmeye bağlı olarak yaklaşık 5 My ve sonrasında alkalin karakter sergilediği ve bunun sonucunda bimodal volkanizma ürünlerine geçiş yaptığı çeşitli araştırmacılar tarafından ortaya konmuştur (Innocenti ve ark., 1975; Deniel ve ark., 1998; Temel ve ark., 1998). Bu durum, nispeten daha sığ derinliğe doğru dalan plakanın 7 My'dan itibaren yükselmeye başlaması ve bu yükselme hareketinin 5.5 My'a kadar sürmesi ve bununla beraber yaklaşık aynı zaman dilimi içerisinde (6.8 My) KD-GB yönlü açılmanın gerçekleşmesi, birimlerde dönem dönem görülen kıtasal kabuğun etkisini ortadan kaldıracak şekilde gelişmiştir. Nispeten daha sığ derinlere yerleşen (yaklaşık 6 km) Kızılıkaya ignimbiritine ait silisik magma rezervuarının, tamamen manto kaynaklı eriyik bileşimini temsil etmesi, bahsi geçen olaya bağlanmaktadır.

Sonuç olarak, bölgede etkin olan piroklastik akıntılarını oluşturan patlamaları tetikleyen mekanizmalar, sıcak ve mafik kütlelerin derinlerden itibaren yükselime geçmesi, magma odasında meydana gelen basınç azalması ve/veya gerilim alanının yönünün azalması olarak karşımıza çıkmaktadır. Çalışma alanında, volkanizmanın gelişimi ile tektonik olayların ilişkisi her zaman çok tartışılan bir konu olmuştur. Bahsi geçen örneklerin çoğu dalma-batmaya bağlı olarak gelişen

volkanizmaları temsil etmektedir. Bununla birlikte, tektonizmanın mafik magma yükselişi ve patlamaların temposunu kontrol edip etmediği ya da derin mafik magma üretiminin ruffleşmeye yol açıp açmadığı tam olarak ortaya konmamıştır.

15. SONUÇLAR

Çalışma alanında bulunan piroklastik akıntı birimlerinden itibaren gerçekleştirilen jeolojik, petrografik, mineralojik ve jeokimyasal çalışmalarla elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibidir.

1. Bölgede yaygın olarak gözlenen ignimbiritlere ait zirkon mineralleri ve eriyik kapanım fazlarından itibaren hesaplanan iz element paylaşım katsayısı değerleri, daha önce bu kapsamda gerçekleştirilen çalışmalar sonucunda elde edilen veriler ile örtüşmektedir. Bununla birlikte, U ve Th elementlerinden sonra, zirkon kafes yapısındaki Zr^{4+} ile yer değiştirebilecek iyonik yarıçapa sahip değerler Y, Er ve Dy elementleri ile ifade edilmektedir.

2. Çalışma alanında bulunan birimlerin pomza tüm kayaçlarından itibaren gerçekleştirilen jeokimyasal analizler, birimlerin genellikle riyolitik bileşimde olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, Tahar ve Valibabatepe ignimbiritleri daha çok dastik ve andezitik bileşim sergilemektedir.

3. Pomza tüm kayaç iz element bileşimleri, birimlerin iri katyonlu litofil elementler (LIL) (Ba, Rb, K vb.) ve HNTE bakımından zenginleştiğini göstermektedir. Bununla birlikte, eriyik kapanımlarının iz element içerikleri, birimlerin yine Rb, Ba, Th, U gibi LIL elementleri bakımından zenginleştiğini gösterirken, Ti, Sr ve Nb'de gözlenen negatif anomali ise dalma-batma ilişkili olarak gelişen tüketilmeyi ifade etmektedir. Sr'da gözlenen hafif negatif anomali fraksiyonel kristalleşmenin eriyik kapanımının oluşumu sırasında da etkin olduğunu göstermektedir.

4. Birimlere ait kristalleşme sıcaklık verileri, plajiyoklaz, amfibol, klinopiroksen ve biyotit minerallerinden itibaren hesaplanmış ve kristalleşme sıcaklık aralığı 750-980°C ile sınırlandırılmıştır. Bununla beraber, fraksiyonel kristalleşmenin son evresini temsil eden biyotit ve zirkon minerallerinin ise yaklaşık 650°C'ye kadar duraylı olarak kalabildiği sonucuna varılmıştır.

5. Çalışma alanında etkin riyolitik-riyodasitik eriyiklerin çeşitli termobarometrik hesaplamalar sonucunda orta-sığ kabuk zonunda (2-5 kbar) yerleşmiş olan

magmalardan itibaren çoğunlukla amfibol, plajiyoklaz ve biyotit baskın bir fraksiyonlanma ile geliştiği sonucuna varılmıştır.

6. Çalışma alanında bulunan birimlere ait zirkonlardan itibaren hesaplanan zirkon sıcaklık değerleri ise yaklaşık olarak 650-850°C ile sınırlandırılmıştır.

7. Farklı kimyalara sahip kütlelerin zamanla sisteme dâhil olması ile sığ derinlerde yerleşen magma odalarının yaklaşık 800-850°C sıcaklık değerlerine kadar ısınmasına neden olmuş ve bu durum bazı birimlerde (Sarımadentepe, Sofular, Kızılkaya) yüksek zirkon doygunlaşma ve Ti sıcaklık değerlerinin elde edilmesi ile sonuçlanmıştır.

8. Eriyik kapanımından elde edilen Li konsantrasyonları, birimlerin ince kıtasal kabuk ortamında oluşumunu gösterirken, Li'un matriks cama göre hesaplanan tüketilme oranları, Gördeles ignimbiritini oluşturan patlamalı volkanizmanın diğer birimlere oranla daha şiddetli geliştiğine işaret etmektedir.

9. Çalışma alanına ait birimlerin zirkon eriyik kapanım B içerikleri, birimlere ait magmaların üst kıtasal kabuk yerleşimli ve fraksiyonel kristalleşme etkin süreçler sonucuna oluştuğunu göstermektedir.

10. Birimlere ait zirkon minerallerinin Li içeriklerinin büyük çoğunluğu (yaklaşık %80) ilksel manto kökenini temsil eden alanlarda dağılım göstermektedir.

11. Çalışma alanında bulunan birimlere ait zirkonların iz element içerikleri, tüm zirkonların magmatik süreçler sonucunda oluştuğuna ($Th/U=1$) ve U/Y oranları ise (0.2-0.4) birimlere ait zirkonların kıtasal ortam oluşumunu temsil eden zirkonların olduğu alanlarda dağılım gösterdiğine işaret etmektedir.

12. Farklı kimyalara sahip kütlelerin zamanla sisteme dâhil olması ile gerçekleşen ısınma süreçleri, Sarımadentepe, Sofular, Kızılkaya birimlerine ait zirkonlarda yüksek konsantrasyonlarda U ve Th içerikleri ile sonuçlanmıştır.

13. Birimlere ait zirkon minerallerinin Al içerikleri çoğunlukla metalumina-peralumina kayaç grupları arasında yayılım göstermektedir.

14. Çalışma alanında bulunan piroklastik birimlere ait zirkon minerallerinden gerçekleştirilen Hf izotop analizleri, bazı birimlerin (Sarımadentepe, Tahar, Kızılkaya) pozitif epsilon Hf değerleri ile ifade edildiğini, bazılarının (Kavak, Zelve,

Cemilköy, Gördeles) ise hem pozitif hem de negatif değerlerle ifade edildiğini göstermektedir.

15. Birimlere ait tüm kayaç pomza, eriyik kapanımı ve matriks cam iz element oranları (Zr/Ba), birimlerin çoğunlukla litosferik manto kaynağından itibaren oluşumunu ortaya koyarken bazı birimlerde (Gördeles) zaman zaman litosferik-astenosferik manto kaynak etkileşiminin varlığını da göstermektedir. Bununla birlikte, birimlere ait yüksek Ba/Nb oranları dalma-batma sonucunda oluşan kayaçları ifade ederken, düşük Nb/U oranları ise birimlerde etkin olan kabuksal kirlenmenin etkilerini ortaya koymaktadır.

16. Birimlere ait tüm kayaç pomza, eriyik kapanımı ve matriks cam içeriklerinden itibaren gerçekleştirilen AFC modellerinde, birimlerin oluşumunda fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkin olduğu fakat aynı zamanda kabuksal kirlenmenin de gözlemlendiği belirlenmiştir.

17. Zirkon minerallerinin epsilon Hf ve oksijen izotop değerlerinin korelasyonu ile Kızılkaya, Sarımadentepe ve Yerel Geri Düşme birimlerinin oluşumunda etkin magmanın direkt olarak mantodan itibaren gelişimi temsil ettiği sonucuna varılmıştır. Bununla birlikte, Kavak, Zelve, Sarımadentepe, Sofular, Cemilköy ignimbiritlerinde ise mantodan itibaren oluşum sırasında kıtasal kabuk asimilasyonunun (%0-30 arasında) etkin olduğu belirlenmiştir.

16. KAYNAKLAR

- Abdel-Rahman, A.M., Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas, *Journal of Petrology*, 35 (1994) 525-541.
- Andersen, T., Andersson, U.B., Graham, S., Aberg, G., and Simonsen, S.L., Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon, *Journal of the Geological Society*, 166 (2009) 233-247.
- Anderson, A.T., Jr., Davis, A.M. and Lu, F., Evolution of Bishop Tuff rhyolitic magma based on melt and magnetite inclusions and zoned phenocrysts, *Journal of Petrology*, 41 (2000) 449-473.
- Anderson, A.T., Jr. Melt (glass \pm crystals) inclusions. In *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation* (I. Samson, A. Anderson & D. Marshall, eds.) Mineralogical Association of Canada Short Course, 32, 353-364, 2003.
- Anderson, A.T., Jr., Evidence for a picritic, volatile-rich magma beneath Mt. Shasta, California, *Journal of Petrology*, 15 (1974) 243-267.
- Anderson, A.T., Newman, S., Williams, S.N., Druitt, T.H., Skirius, C., Stolper, E., H₂O, CO₂, Cl and gas in Plinian and ash-flow Bishop rhyolitic tuff, *Mineralogical Society of America*, 76 (1989) 221-225.
- Anderson, J.L. and Smith, D.R., The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer, *American Mineralogist*, 80 (1995) 549-559.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F., Thermometers and thermobarometers in granitic systems, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69 (2008) 121-142.
- Annen, C., Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J., The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones, *Journal of Petrology*, 47 (2006) 505-539.
- Antoine, P.O., Orliac, M.J., Atici, G., Ulusoy, I., Sen, E., Çubukçu, H.E., Albayrak, E., Oyal, N., Aydar, E., Sen, Ş., A Rhinocerotid skull cooked-to-death in a 9.2 Ma-old ignimbrite flow of Turkey, *Plos One*, 7 (2012) 1-12.
- Aydar, E., Etude volcano-structurale et magmatologique du strato-volcan Hasan Dagi (Anatolie centrale-Turquie), These de Doctorat (PhD), Université Blaise Pascal, France, 200p, 1992.
- Aydar, E., Gourgaud, A., Deniel, C., Lyberis, N., Gundogdu, N., Le volcanisme quaternaire d'Anatolie Centrale (Turquie): association de magmatisme calco-alcalin et alcalin en domaine de convergence, *Canadian Journal of Earth Science*, 32 (1995) 1058-1069.

- Aydar, E., Gourgaud, A. The geology of Mount Hasan stratovolcano, Central Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1998) 129-152.
- Aydar, E., Çubukçu, H.E., Ulusoy, İ., Ersoy, O., Şen, E., Yürür, M.T., Ekmekçi, M., Atıcı, G., Atak, O., Kabadayı, E., Akin, L., Nevşehir kalderasının volkanolojik-petrolojik evriminin ve tektonizma-vulkanizma ilişkisinin zaman ve mekan içinde incelenmesi, Hacettepe Üniversitesi, TÜBİTAK 108Y063, 2008-2011 Research Programme, 2011.
- Aydar, E. *et al.*, Correlation of ignimbrites in the central Anatolian volcanic province using zircon and plagioclase ages and zircon compositions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213-214 (2012) 83-97.
- Aydar, E., Çubukçu, H. E., Şen, E. and Akin, L. Central Anatolian Plateau, Turkey: Incision and paleoaltimetry recorded from volcanic rocks, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22 (2013) 739-746.
- Aydin, F. *et al.*, Quaternary bimodal volcanism in the Niğde Volcanic Complex (Cappadocia, central Anatolia, Turkey): age, petrogenesis and geodynamic implications, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168 (2014) 1-24.
- Bacon, C.R., Newman, S. and Stolper, E., Water, CO₂, Cl, and F in melt inclusions in phenocrysts from three Holocene explosive eruptions, Crater Lake, Oregon, *American Mineralogist*, 77 (1992) 1021-1030.
- Bacon, C.R., Crystallization of accessory phases in magmas by local saturation adjacent to phenocrysts, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 (1989) 1055-1066.
- Bachmann, O. and Bergantz, G. W., On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes, *Journal of Petrology*, 45 (2004) 1565-1582.
- Bachmann, O. and Bergantz, G. W., Rhyolites and their source mushes across tectonic settings, *Journal of Petrology*, 49 (2008) 2277-2285.
- Batum, I., Geochemistry and petrology of Acıgöl and Göllüdağ volcanics at southwest of Nevşehir Central Anatolia, Turkey, *Yerbilimleri*, 4 (1978) 70-88.
- Bea, F., Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts, *Journal of Petrology*, 37 (1996) 521-552.

- Beard, B.L. and Johnson, C.M., Hafnium isotope evidence for the origin of Cenozoic basaltic lavas from the southwestern United States, *Journal of Geophysical Research*, 102 (1997) 20149-20178.
- Beekman, P.H., The Pliocene and Quaternary volcanism in the HasanDag-Melendiz Dag region, *Bulletin of MTA*, 66 (1966) 90-105.
- Benisek, A., Finger, F., Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: A microprobe study, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 114 (1993) 441-451.
- Berlo, K., Turner, S., Blundy, J. and Hawkesworth, C., The extent of U-series disequilibria produced during partial melting of the lower crust with implications for the formation of the Mount St. Helens dacites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148 (2004) 122-130.
- Besang, C., Eckardt, F.J., Harre, W., Kreuzer, G., and Müller, P., Radiometrische Altersbestimmungen an neogenen Eruptivgesteinen der Türkei: *Geologisches Jahrbuch*, 25 (1977) 3-36.
- Benson, T.R., Coble, M.A., Rytuba, J.J. and Mahood, G.A., Lithium enrichment in intracontinental rhyolite magmas leads to Li deposits in caldera basins, *Nature Communications*, 8 (2017) 1-9.
- Belousova, E.A. *et al.*, The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data, *Lithos*, 119 (2010) 457-466.
- Bigazzi, G., Yegingil, Z., Ercan, T., Oddone, M. and Ozdoğan, M., New data for the chronology of central and northern Anatolia by fission track dating of obsidians, *Bulletin of Volcanology*, 55 (1993) 588-595.
- Blichert-Toft, J. and Albarède, F., The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system, *Earth and Planetary Science Letters*, 148 (1997) 243-258.
- Blichert-Toft, J., Chauvel, C. and Albarède, F., Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127 (1997) 248-260.
- Blundy J. and Wood B., Prediction of crystal–melt partition- coefficients from elastic-moduli, *Nature*, 372 (1994) 452-454.
- Blundy, J.D. and Wood, B.J., Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspars, silicate melts and hydrothermal solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 (1991) 193-209.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104 (1990) 208-224.

- Blundy, J. and Wood, B.J., Partitioning of trace elements between crystals and melts, *Earth and Planetary Science Letters*, 210 (**2003**) 383-397.
- Brice, J.C., Some thermodynamic aspects of the growth of strained crystals, *Journal of Crystal Growth*, 28 (**1975**) 249-253.
- Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M., Schmitt, A.K., Zircon saturation re-revisited, *Chemical Geology*, 351 (**2013**) 324-334.
- Bodnar, R.J. and Student, J.J., Melt inclusions in plutonic rocks: petrography and microthermometry in melt inclusions in plutonic rocks, *Economic Geology* (**2006**) 1313-1315.
- Bodnar, R.J., Re-equilibration of fluid inclusions: In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 32, 213-230, **2003a**.
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implication for the bulk composition of terrestrial planets, *Earth and Planetary Science Letters*, 273 (**2008**) 48-57.
- Bortolotti, V., Chiari, M., Göncüoğlu, M. C., Marcucci, M., Principi, G., Tekin, U. K., Saccani, E., Tassainari, R., Age and geochemistry of basalt-chert associations in the ophiolites of the Izmir-Ankara melange east of Ankara, Turkey: Preliminary data. *Ofioliti*, 38 (**2013**) 157-173.
- Carmichael, I.S.E., The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14 (**1966**) 36-64.
- Cerny, P., Blevin, P.L., Cuney, M, and London, D., Granite-related ore deposits, *Economic Geology*, 100th Anniversary volume (**2005**) 337-370.
- Chesner, C.A. and Ettlinger, A. D., Composition of volcanic allanite from the Toba Tuffs, Sumatra, Indonesia. *American Mineralogist*, 74 (**1989**) 750-758.
- Chesner, C.A., Petrogenesis of the Toba Tuffs, Sumatra, Indonesia, *Journal of Petrology*, 39 (**1998**) 397-438.
- Cherniak D.J., Hancher J.M. and Watson E.B. Rare-earth diffusion in zircon, *Chemical Geology*, 134 (**1997**) 289-301.
- Cherniak D. J. and Watson E.B., Diffusion in zircon, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (**2003**) 113-143.
- Christiansen, E.H., Haapala, I., and Hart, G.L., Are Cenozoic topaz rhyolites the erupted equivalents of Proterozoic rapakivi granites? Examples from the western United States and Finland, *Lithos*, 97 (**2007**) 219-246.

- Chupin, S.V., Chupin, V.P., Barton, J.M. and Barton, E.S., Archean melt inclusions in zircon from quartzite and granitic orthogneiss from South Africa: magma compositions and probable sources of protoliths, *European Journal of Mineralogy*, 10 (**1998**) 1241-1251.
- Claiborne, L.L., Miller, C F. and Wooden, J.L. Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160 (**2010**) 511-531.
- Claiborne, L.L., Miller, C.F., Flanagan, D.M., Clynne, M.A. and Wooden, J.L., Zircon reveals protracted magma storage and recycling beneath Mount St. Helens, *Geology*, 38 (**2010b**) 1011-1014.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., Atlas of Zircon Textures. – In: Hanchar, J.M., Hoskin, W.O. (Eds.) (2003): *Zircon: Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53 (**2003**) 468-500.
- Çemen, İ., Göncüoğlu, M. C. and Dirik, K., Structural Evolution of the Tuzgölü Basin in Central Anatolia, Turkey, *The Journal of Geology*, 107 (**1999**) 693-706.
- Çubukçu, E., Ulusoy, İ., Şen, E., Akin, L., Akkaş, E., Yudakul, Y., Erkut, V., Kapadokya volkanizmasına ait Orta Miyosen-Geç Kuvaterner yaşlı ignimbiritlerin alterasyon özelliklerinin incelenmesi, Hacettepe Üniversitesi, TÜBİTAK 113Y439 2014-2016, Research Programme, **2016**.
- Danyushevsky L.V., McNeill A.W. and Sobolev A.V., Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications. *Chemical Geology*, 183 (**2002**) 5-24.
- Deniel, C., Aydar, E. and Gourgaud, A., The Hasan Dagi stratovolcano (Central Anatolia, Turkey): Evolution from calc-alkaline to alkaline magmatism in a collision zone, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87 (**1998**) 275-302.
- De Silva, S.L., Self, S., Francis, P.W., Drake, R.E., and Carlos Ramirez, R., Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex, *Journal of Geophysical Research*, 99 (**1994**) 17805-17825.
- De Vivo B., Lima, A., and Webster, J., Volatiles in volcanic magmatic systems, *Elements*, 1 (**2005**) 19-24.
- De Vivo, B. and Bodnar, R., Melt Inclusions in Volcanic Systems - Methods, Applications and Problems, *Developments in Volcanology*, 5, **2003**.

- Dhont, D. *et al.*, Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1998) 33-54.
- Dilek, Y. and Altunkaynak, Ş., Cenozoic Crustal Evolution and Mantle Dynamics of Post-Collisional Magmatism in Western Anatolia, *International Geology Review*, 49 (2007) 431-453.
- Dilek, Y. and Altunkaynak, Ş. Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt, *Geological Society, London, Special Publications*, 311(2009) 213-233.
- Dirik, K. and Göncüoğlu, M.C., Neotectonic characteristics of Central Anatolia, *International Geology Review*, 38 (1996) 807-817.
- Dirik, K., Neotectonic evolution of the northwestward arched segment of the Central Anatolian fault zone, Central Anatolia, Turkey, *Geodinamica Acta*, 14 (2001) 147-158.
- Druitt, T.H., Brenchley, P.J., Gokten, Y.E. and Francaviglia, V., Late Quaternary rhyolitic eruptions from the Acigol Complex, Central Turkey, *Journal of the Geological Society*, 152 (1995) 655-667.
- Dunbar, N.W., Hervig, R L. and Kyle, P.R., Determination of pre-eruptive H₂O, F and Cl contents of silicic magmas using melt inclusions: Examples from Taupo volcanic center, New Zealand, *Bulletin of Volcanology*, 51 (1989) 177-184.
- Dupré, B., Blanc, G., Boulegue, J., Allegre, C.J., Metal remobilization at a spreading centre studied using lead isotopes, *Nature*, 333 (1988) 165-167.
- Eichelberger, J.C., Izbekov, P.E., Eruption of andesite triggered by dyke injection; contrasting cases at Karymsky Volcano, Kamchatka and Mt Katmai, Alaska, *Philosophical Transactions of Royal Society London*, 358 (2000) 1465-1485.
- Ercan, T., Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması, *MTA Dergisi*, 107 (1987a) 119-140.
- Ercan, T., Yıldırım T. ve Akbaşlı, A., Gelveri (Niğde) - Kızılcın (Nevşehir) arasındaki volkanizmanın özellikleri, *Jeomorfoloji Dergisi*, 15 (1987b) 27-36.
- Ercan, T., Yeğingil, Z. ve Bigazzî, G., Obsidiyen, tanımı ve özellikleri: Anadolu'daki dağılımı ve Orta Anadolu obsidiyenlerinin jeokimyasal nitelikleri, *Jeomorfoloji Dergisi*, 17, 71-83, (1989).
- Ercan, T., Tokel, S., Akbaşlı, A., Yıldırım, T., Fişekçi, A., Selvi, Y., Ölmez, M., Can, B., Matsuda, J.I., Ui, T., Fujitani, T., Notsu, K., Hasandağı-

Karacadağ (Orta Anadolu) dolaylarındaki Senozoyik yaşlı volkanizmanın kökeni ve evrimi, Jeomorfoloji Dergisi, İS (1990b) 39-54.

Ercan, T., Akbaşlı, A., Yıldırım, T., Fişekçi, A., Selvi, Ölmez, M., Can, B., Acıgöl (Nevşehir) yöresindeki Senozoyik yaşlı volkanik kayaçların petrolojisi, MTA Dergisi, 113 (1991) 31-44.

Ewart, A. and Griffin, W.L., Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks, Chemical Geology, 117 (1994) 251-284.

Fedele, L., Bodnar, R. J., De Vivo, B. and Tracy, R., Melt inclusion geochemistry and computer modeling of trachyte petrogenesis at Ponza, Italy, Chemical Geology, 194 (2003) 81-104.

Fegley B., Practical Chemical Thermodynamics for Geoscientists, 1st edn. Elsevier, 732 pp, 2013.

Ferry, J.M. and Watson, E.B., New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers, Contributions to Mineralogy and Petrology, 154 (2007) 429-437.

Finch, R.J., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Burns, P.C., Rare-earth elements in synthetic zircon: Part 2. A single-crystal X-ray study of xenotime substitution, American Mineralogist 86 (2001) 681-689.

Fitton, J.G., James, D. and Leeman, W., The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenezoic basic magmas in the Western United States, Journal of Petrology Special Issue (1988) 331-349.

Fowler, A., Prokoph, A., Stern, R., Dupuis, C., Organization of oscillatory zoning in zircon: analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada, Geochimica et Cosmochimica Acta, 66 (2002) 311-328.

Francis, P.W., Sparks, R.S.J., Hawkesworth, C.J., Thorpe, R.S., Pyle, D.M., Tait, S.R., Mantovani, M.S., and McDermott, F., Petrology and geochemistry of the Cerro Galan caldera, northwest Argentina, Geological Magazine, 126 (1989) 515-547.

Frezzotti, M.L., Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology, Lithos, 55 (2001) 273-299.

Froger, J. L. *et al.*, Hidden calderas evidenced by multisource geophysical data; example of Cappadocian Calderas, Central Anatolia, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85 (1998) 99-128.

Fujimaki, H., Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid, Contributions to Mineralogy and Petrology, 94 (1986) 42-45.

- Genç, Y. and Yürür, M.T., Coeval extension and compression in Late Mesozoic-Recent thin-skinned extensional tectonics in Central Anatolia, Turkey, *Journal of Structural Geology*, 32 (2010) 623-640.
- Gerdes, A. and Zeh, A., Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany, *Earth and Planetary Science Letters*, 249 (2006) 47-61.
- Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., van Achterbergh, E., O'Reilly, S.Y., and Shee, S.R., The Hf isotope composition of cratonic mantle; LAM–MC–ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64 (2000) 133-147.
- Grimes, C.B., John, B.E., Kelemen, P.B., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., Hanghoj, K., Schwartz, J.J., Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance, *Geology*, 35 (2007) 643-646.
- Guo, J., O'Reilly, S.Y. and Griffin, W.L., Zircon inclusions in corundum megacrysts: I. Trace element geochemistry and clues to the origin of corundum megacrysts in alkali basalts, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (1996) 2347-2363.
- Goldstein, R.H., Petrographic analysis of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, and D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 32, 9-53, 2003.
- Goode, J.W. and Vervoort, J.D., Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence, *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 711–731, (2006).
- Göncüoğlu, M.C., Marroni, M., Sayit, K., Tekin, U.K., Pandolfi, L. and Ellero, A., The Ayli Dağ ophiolite sequence (Central-Northern Turkey): a fragment of Middle Jurassic oceanic lithosphere within the Intra-Pontide Suture Zone, *Ofioliti*, 37 (2012) 77-92.
- Görür, N., Tüysüz, O. and Celal Şengör, A.M., Tectonic evolution of the Central Anatolian Basins, *International Geology Review*, 40 (1998) 831-850,.
- Göz, E., Kadir, S., Gürel, A. and Eren, M., Geology, mineralogy, geochemistry, and depositional environment of a late Miocene/Pliocene fluviolacustrine succession, Cappadocian Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23 (2014) 386-411.
- Hammarstrom, J.M., Zen E-an., Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist*, 71 (1986) 1297-1313.

- Halliday, A.N., Fallick, A.E., Hutchinson, J., Hildreth, W., A Nd, Sr and O isotopic investigation into the causes of chemical and isotopic zonation in the Bishop Tuff, California, *Earth and Planetary Science Letters*, 68 (1984) 379-391.
- Halter, W.E., Heinrich, C.A., Pettke, T., Laser-ablation ICP- MS analysis of silicate and sulfide melt inclusions in an andesitic complex II: evidence for magma mixing and magma chamber evolution, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147 (2004a) 397-412.
- Hanchar, J.M. and Rudnick, R.L., Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and backscattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths, *Lithos*, 36 (1995) 289-303.
- Hanchar, J.M., Miller, C.F., Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories, *Chemical Geology*, 110 (1993) 1-13.
- Hanchar, J.M., Finch, R.J., Hoskin, P.W.O., Watson, E.B., Cherniak, D.J., Mariano, A.N., Rare earth elements in synthetic zircon: Part 1. Synthesis, and rare earth element and phosphorus doping, *American Mineralogist*, 86 (2001) 667-680.
- Harder, H., Boron: granitic rocks and related effusives. In: K.H. Wedepohl (Editor), *Handbook of Geochemistry*, II-I. Springer, Berlin, pp. 5E5-5E10, 1978.
- Harrison, T.M., Schmitt, A.K., High sensitivity mapping of Ti distributions in Hadean zircons, *Earth and Planetary Science Letters*, 261 (2007) 9-19.
- Hart, S.E. and Brooks, C., Clinopyroxene-matrix partitioning of K, Rb, Cs, Sr and Ba, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38 (1974) 1799-1806.
- Hauri, E.H., Kent, A.J.R. and Arndt, N., (eds) *Melt Inclusions at the Millennium: Toward a Deeper Understanding of Magmatic Processes*, *Chemical Geology*, 103 (2002) 378.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W., Van Calsteren, P., U Th Isotopes in Arc Magmas: Implications for element transfer from the subducted crust, *Science*, 276 (1997) 551-555.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., Thomson, J.A., The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms, *American Mineralogist*, 90 (2005) 316-328.

- Hervig, R.L. and Dunbar, N.W., Cause of chemical zoning in the Bishop (California) and Bandelier (New Mexico) magma chambers, *Earth and Planetary Science Letters*, 111 (1992) 97-108.
- Hildreth, W., Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: Several contiguous but discrete systems, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136 (2004) 169-198.
- Hildreth, W. and Wilson, C.J.N., Compositional zoning of the Bishop tuff, *Journal of Petrology*, 48 (2007) 951-999.
- Hill E., Wood B.J. and Blundy J.D., The effect of Ca-Tschermaks component on trace element partitioning between clinopyroxene and silicate melt, *Lithos*, 53 (2000) 203-215.
- Hinton, R.W. and Upton B.G.J., The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 (1991) 3287-3302.
- Hofmann, A.W., Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, *Nature*, 385 (1997) 219-229.
- Hofstra, A.H., Todorov, T.I., Mercer, C.N., Adams, D.T. and Marsh, E. E. Silicate melt inclusion evidence for extreme pre-eruptive enrichment and post-eruptive depletion of lithium in silicic volcanic rocks of the western United States: implications for the origin of lithium-rich brines, *Economic Geology*, 105 (2013) 1691-1701.
- Holland, T. and Blundy, J., Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116 (1994) 433-447.
- Hollister, L.S. and Crawford, M.L., (eds.), *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*, Mineralogical Association of Canada Short Course, 6, 304 pp, **1982**.
- Hoskin, P.W.O., Patterns of chaos: fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64 (2000) 1905-1923.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (eds) *Zircon, reviews in mineralogy and geochemistry*, vol 53. Mineralogical Society of America, Washington, 27-62, (2003).
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon. Rev. in Mineral. Geochem.*, 53. The Mineralogical Society of America, Washington DC (2003) 27-62.

- Hoskin, P.W.O. and Black, L.P., Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon, *Journal of Metamorphic Geology*, 18 (2000) 423-439.
- İlbeyli, N., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey, *Lithos*, 72 (2004) 163-182.
- İlbeyli, N., Mineralogical–geochemical constraints on intrusives in central Anatolia, Turkey: tectono-magmatic evolution and characteristics of mantle source, *Geological Magazine*, 142 (2005) 187-207.
- Iizuka, T., Yamaguchi, T., Itano, K., Hibiya, Y., Suzuki, K., What Hf isotopes in zircon tell us about crust-mantle evolution, *Lithos*, 274-275 (2017) 304-327.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquarè, G., Radicati Di Brozolo, F. & Villari, L. Tertiary and quaternary volcanism of the Erzurumkars area (Eastern Turkey): Geochronological data and geodynamic evolution, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13 (1982) 223-240.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquarè, G., Radicati Di Brozolo, F. and Villari, L., The Neogene calcalkaline volcanism of Central Anatolia: geochronological data on Kayseri—Nigde area, *Geological Magazine*, 112 (1975) 349.
- Irving, A.J. and Frey, F.A., Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 (1984) 1201-1221.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks, *Geology*, 17 (1989) 837-841.
- Kadioglu, Y. K., Dilek, Y., Güleç, N. and Foland, K. A., Tectonomagmatic Evolution of Bimodal Plutons in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, *The Journal of Geology*, 111 (2003) 671-690.
- Kadioglu Y.K., Dilek Y., Foland, K.A., Slab break-off and syncollisional origin of the Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian crystalline complex, Turkey, *Special Papers-Geological Society of America*, 409 (2006) 381.
- Keller, J., Potassic lavas in the orogenic volcanism of the mediterranean area, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18 (1983) 321-335,.
- Keskin, M., Eastern Anatolia: a hotspot in a collisional zone without a mantle plume. In: Foulger, G.R., Jurdy, D.M. (Eds.), *Plates, Plumes, and*

- Planetary Processes. Geological Society of America Special Papers, 430 (2007) 693-722.
- Kudo, A.M. and Weill, D.F., An igneous plagioclase thermometer, Contributions to Mineralogy and Petrology, 25 (1970) 52-65.
- Koga, K.T., Rose, E.F., Laporte, D., Cluzel, N., and Shimizu, N., Lithium-boron isotope fractionation during degassing of rhyolitic magma, Mineralogical Magazine, 75 (2011) 1211.
- Koralay, T., Kadioglu, Y.K., Davis, P.B., Weak compositional zonation in a silicic magmatic system: Incesu ignimbrite, Central Anatolia Volcanic Province (Kayseri-Turkey), Journal of Asian Earth Sciences, 40 (2011) 371-393.
- Köksal, S., Romer, R.L., Göncüoğlu, M.C. and Toksoy-Köksal, F., Timing of post-collisional H-type to A-type granitic magmatism: U-Pb titanite ages from the Alpine central Anatolian granitoids (Turkey), International Journal of Earth Sciences, 93 (2004) 974-989.
- Köksal, S. *et al.*, 3.8 ga zircons sampled by Neogene ignimbrite eruptions in Central Anatolia, Geology, 41 (2013) 307.
- Kuno, H., Differentiation of basaltic magmas, In, H. H. Hess, A. Poldervaart (eds), Basalts, Interscience, New York 2, 623-688, 1968.
- Kürkcüoğlu, B., Sen, E., Temel, A., Aydar, E. and Gourgaud, A. Interaction of Asthenospheric and Lithospheric Mantle: The Genesis of Calc-alkaline Volcanism at Erciyes Volcano, Central Anatolia, Turkey, International Geology Review, 46 (2004) 243-258.
- Kürkcüoğlu, B., Sen, E., Temel, A., Aydar, E. and Gourgaud, A. Trace-Element Modeling and Source Constraints for Tholeiitic and Calc-alkaline Basalts from a Depleted Asthenospheric Mantle Source, Mt. Erciyes Stratovolcano, Turkey, International Geology Review, 43 (2001) 508-522.
- Lackey, J.S., Cecil, M., Windham, C.J., Frazer, R.E., Bindeman, I.N. and Gehrels, G.E., The Fine Gold Intrusive Suite: The roles of basement terranes and magma source development in the Early Cretaceous Sierra Nevada batholith, Geosphere, 8 (2012) 292-313.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Guo, Y.Z., Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names, American Mineralogist, 82 (1997) 1019-1037.

- LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27 (**1986**) 745-750.
- Leeman, W.P., Carr, M.J., and Morris, J.D., Boron geochemistry of the central American volcanic arc: Constraints on the genesis of subduction-related magmas, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (**1994**) 149-168.
- Leeman, W.P., Sisson, V.P. and Reid, M.R., Boron geochemistry of the lower crust: evidence from granulite terranes and deep crustal xenoliths, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 (**1992**) 775-188.
- Le Pennec, J. L. *et al.*, Neogene ignimbrites of the Nevsehir plateau (Central Turkey): stratigraphy, distribution and source constraints, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63 (**1994**) 59-87.
- Le Pennec, J. L. *et al.*, Stratigraphy and age of the Cappadocia ignimbrites, Turkey: Reconciling field constraints with paleontologic, radiochronologic, geochemical and paleomagnetic data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141 (**2005**) 45-64.
- Le Pennec, J.-L., Chen, Y., Diot, H., Froger, J.-L. & Gourgaud, A., Interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility fabric of ignimbrites in terms of kinematic and sedimentological mechanisms: An Anatolian case-study, *Earth and Planetary Science Letters*, 157 (**1998**) 105-127.
- Le Pennec, J.-L. L. Identifying ash flow sources with directional data: an application to the Kizilkaya ignimbrite, Central Anatolia, *Journal of Geophysical Research*, 105 (**2000**) 28427-28444.
- Lepetit, P., Kohlenstoff-Isotopie miozäner Calcretes in Kappadokien (Türkei). Friedrich-Schiller-Universität Jena, Jena, 123 pp, (PhD Thesis), **2010**.
- Lepetit, P. *et al.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of ignimbrites and plinian air-fall layers from Cappadocia, Central Turkey: Implications to chronostratigraphic and Eastern Mediterranean palaeoenvironmental record, *Chemie der Erde – Geochemistry*, 74 (**2014**) 471-488.
- Li, Z., The silicate melt inclusions in igneous rocks. In *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications* (ed. B. De Vivo and M. L. Frezzotti), pp. 73-94, **1994**.
- London, D., *Pegmatites: Canadian Mineralogist Special Publication 10*, 347 p, **2008**.
- London, D., Estimating abundances of volatile and other mobile components in evolved silicic melts through mineralmelt equilibria, *Journal of Petrology*, 38 (**1997**) 1691-1706.

- Lowenstern, J.B., Melt inclusions come of age: Volatiles, volcanoes, and Sorby's legacy, *Developments in Volcanology*, 5 (2003) 1-21.
- Lowenstern J.B., Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. In *Magma, Fluids, and Ore Deposits* (ed. Thompson, F. H.), pp. 71-99. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 23, 1995.
- Lowenstern, J.B., Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy, *American Mineralogist*, 79 (1994) 353-369.
- Lowenstern, J.B., Dissolved volatiles concentrations in ore-forming magma, *Geology*, 22 (1994a) 893-896.
- Lu, F., The Bishop Tuff: Origin of the high-silica rhyolite and its thermal and compositional zonations. Unpub. Ph. D. Dissertation, University of Chicago, Chicago, Illinois, 1991.
- Lu, F., Anderson, A.T., and Davis, A.M., Diffusional gradients at the crystal/melt interface and their effect on the compositions of melt inclusions, *Journal of Geology*, 103 (1995) 591-597.
- Luo, Y. and Ayers, J.C., Experimental measurements of zircon/melt trace-element partition coefficients, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73 (2009) 3656-3679.
- Mahood, G., and Hildreth, W., Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47 (1983) 11-30.
- Marshall, D.J., *Cathodoluminescence of geological materials*, Unwin Hyman, London, 1988.
- Massare, D., Matrich, N. and Clocchiatti, R., High-temperature experiments on silicate melt inclusions in olivine at 1 atm: inference on temperatures of homogenization and H₂O concentrations, *Chemical Geology*, 183 (2002) 87-98.
- Menzies, M.A., Kyle, P.R., Jones, M. and Ingram, G., Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: Inferences about intraplate processes and stratified lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 96 (1991) 13645-13671.
- Morimoto, M., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., Nomenclature of pyroxenes, *Mineralogical Magazine*, 52 (1988) 535-550.

- Morris, J. D., Leeman, W. P., and Tera, F., The subducted component in island arc lavas: Constraints from beryllium isotopes and B-Be systematics, *Nature*, 344 (1990) 31-36.
- Mues-Schumacher, U. and Schumacher, R., Problems of stratigraphic correlation and new K-Ar data for ignimbrites from Cappadocia, Central Turkey, *International Geology Review*, 38 (1996) 737-746.
- Mues-Schumacher, U., Schumacher, R., Viereck-Götte, L.G. and Lepetit, P., Areal distribution and bulk rock density variations of the welded İncesu ignimbrite, Central Anatolia, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13 (2004) 249-267.
- Nagasawa, H., Rare earth concentrations in zircon and their host dacites and granites, *Earth and Planetary Science Letters*, 9 (1970) 359-364.
- Norman M., Garcia M. O., and Pietruszka A. J., Trace-element distribution coefficients for pyroxenes, plagioclase, and olivine in evolved tholeiites from the 1955 eruption of Kilauea Volcano, Hawaii and petrogenesis of differentiated rift zone lavas, *American Mineralogist* 90 (2005) 888-899.
- Notsu, K., Fujitani, T., Ui, T., Matsuda, J. and Ercan, T., Geochemical features of collision-related volcanic rocks in Central and Eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64 (1995) 171-191.
- O'Hara, M.J., Fry, N. and Prichard, H.M., Minor phases as carriers of trace elements in non-modal crystal-liquid separation processes II: illustrations and bearing on behaviour of REE, U, Th and the PGE in igneous processes, *Journal of Petrology*, 42 (2001) 1887-1910.
- Onuma, N., Higuchi, H., Wakita, H. and Nagasawa, H., Trace element partition between two pyroxenes and the host lava, *Earth and Planetary Science Letters*, 5 (1968) 47-51.
- Otten, M.T., The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86 (1984) 189-199.
- Özsayın, E., Dirik, K., The role of oroclinal bending in the structural evolution of the Central Anatolian Plateau: evidence of a regional changeover from shortening to extension, *Geologica Carpathica*, 62 (2011) 345-359.
- Özsayın, E., Çiner, A., Rojay, B., Dirik, K., Melnick, D., Fernández-Blanco, D., Bertotti, G., Schildgen, T.F., Garcin, Y., Strecker, M.R., Sudo, M., Plio-Quaternary extensional tectonics of the Central Anatolian Plateau: a case study from the Tuz Gölü Basin, Turkey, *Turkish Journal of Earth Science*, 22 (2013) 691-714.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Reyes, A.G., A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano? *Nature*, 356 (1992) 426-428.

- Patchett, P.J., and Tatsumoto, M., Lu-Hf total-rock isochron for the eucrite meteorites, *Nature*, 288 (1980) 571-574.
- Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E., and Tatsumoto, M., Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78 (1981) 279-297.
- Pasquare, G., *Geology of the Senozoic Volkanic Area of Central Anatolia. Atti della Accad Naz Lincei*, Roma, 9 (1968) 55-204.
- Pasquarè, G., Poli, S., Vezzoli, L. and Zanchi, A., Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey, *Tectonophysic*, 146 (1988) 217-230.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69 (1979) 33-47.
- Pearce, J.A., The role of the sub-contiental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, (eds: Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.), Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 272 p, 1983.
- Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., Chenery, S.P., A compilation of new and published major and trace element data for NISTSRM610 and NIST SRM 612 glass reference materials, *Geostandards Newsletter-the Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 21 (1997) 115-144.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic-Rocks from Kastamonu Area, Northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58 (1976) 63-81.
- Paquette, J.L. and Le Pennec, J.L., 3.8 Ga zircons sampled by Neogene ignimbrite eruptions in Central Anatolia, *Geology*, 40 (2012) 239-242.
- Planck, T. and Langmuir, C.H., The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle, *Chemical Geology*, 145 (1998) 325-394.
- Pupin, J. P., Zircon and granite petrology, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73 (1980) 207-220.
- Putirka, K.D., Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka, K.D., Tepley III, F.J. (Eds.), *Minerals. Inclusions and Volcanic Processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Chantilly, VA, 61–120, 2008.

- Putirka, K., Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes, *American Mineralogist*, 101 (2016) 841-858.
- Qin, Z., Lu, F., Anderson, A.T., Diffusive re-equilibration of melt and fluid inclusions, *American Mineralogist*, 77 (1992) 565-576.
- Remond, G., Cesbron, F., Chapoulie, R., Ohnenstetter, D., Roques-Carmes, C., Schoverer, M., Cathodoluminescence applied to the microcharacterization of mineral materials: A present status in experimentation and interpretation, *Scanning Microscopy*, 6 (1992) 23-68.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160 (2010) 45-66.
- Ridolfi, F. and Renzulli, A., Calcic amphiboles in calcalkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163 (2012) 877-895.
- Richter, F.M., Davis, A.M., DePaolo, D.J., and Watson, E.B., Isotopic fractionation by chemical diffusion between molten basalt and rhyolite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (2003) 3905-3923.
- Roedder, E., Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 12 (1984) 644.
- Roedder, E., Fluid inclusions as samples of ore fluids, in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Ed. H.L. Barnes, John Wiley and Sons, New York, pp. 684-737, 1979a.
- Roedder, E., Origin and significance of magmatic inclusions, *Bulletin of Mineralogy*, 102 (1979b) 487-510.
- Rollinson, H.R., *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons. 352p, 1993.
- Ryan, J.G., and Langmuir, C.H., The systematics of boron abundance in young volcanic rocks, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57 (1993) 1489-1498.
- Sassano, G., Acıgöl bölgesinde Neojen ve Kuvaterner volkanizması raporu, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 6841, Ankara, 1964.

- Sano, Y., Terada, K. and Fukuoka, T. High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: Lack of matrix dependency, *Chemical Geology*, 184 (2002) 217-230.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Weaver, S.D., Transver geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for genesis of calcalkaline magmas, *Earth and Planetary Sciences*, 46 (1980) 344-360.
- Sengör, A.M.C. and Yilmaz, Y., Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75 (1981) 181-241.
- Seymen, İ., Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifi'nin metamorfizması. Türkiye Jeoloji Kurumu 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu, 12-15, 1981.
- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., Scott, B., The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76 (1997) 127-147.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., Experimental constraints on the formation of silicic magmas, *Elements* 12 (2016) 109-114.
- Scherer, E., Munker, C., and Mezger, K., Calibration of the lutetium-hafnium clock, *Science*, 293 (2001) 683-687.
- Schnetzer, C.C. and Philpotts, J.A., Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts—II, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34 (1970) 331-340.
- Schmidt, M.W., Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110 (1992) 304-310.
- Schmitt, A.K., and Vazquez, J.A., Secondary ionization mass spectrometry analysis in petrochronology, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 8 (2017) 199-230.
- Schmitt, A.K., Klitzke, M., Gerdes, A., Schafer, C., Zircon Hafnium-Oxygen Isotope and Trace Element Petrochronology of Intraplate Volcanic Rocks from Eifel (Germany) and Implications for Mantle versus Crustal Origins of Zircon Megacrysts, *Journal of Petrology*, 58 (2017) 1841-1870.
- Schmitt, A. K. *et al.*, Acigöl rhyolite field, Central Anatolia (part 1): high-resolution dating of eruption episodes and zircon growth rates, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162 (2011) 1215-1231.
- Siebel, W., Schmitt, A. K., Kiemele, E., Danišík, M. and Aydın, F., Acigöl rhyolite field, Central Anatolia (part II): geochemical and isotopic (Sr–Nd–Pb,

- $\delta^{18}\text{O}$) constraints on volcanism involving two high-silica rhyolite suites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162 (2011) 1233–1247.
- Schildgen, T.F., Yildirim, C., Cosentino, D. and Strecker, M.R., Linking slab break-off, Hellenic trench retreat, and uplift of the Central and Eastern Anatolian plateaus, *Earth-Science Reviews*, 128 (2014) 147-168.
- Schildgen, T.F., Cosentino, D., Bookhagen, B., Niedermann, S., Yildirim, C., Echtler, H.P., Strecker, M.R., Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau, Turkey: a record of tectonic and upper mantle processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318 (2012a) 85-95.
- Schildgen, T.F., Cosentino, D., Caruso, A., Buchwaldt, R., Yildirim, C., Bowring, S.A., Rojay, B., Echtler, H., Strecker, M.R., Surface expression of Eastern Mediterranean slab dynamics: Neogene topographic and structural evolution of the SW margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey, *Tectonics*, 31 (2012b) TC2005.
- Schumacher, R., Keller, J., Bayhan, H., Depositional characteristics of ignimbrites in Cappadocia, Central Anatolia, Turkey. In: Savaşın, M.Y., Eronat, A.H. (Eds.), *Proceedings of the International Earth Science Congress on Aegean Regions (IESCA 1990)*, vol. 2, pp. 435–449, 1990.
- Schumacher, R. and Mues-Schumacher, U., The Kizilkaya ignimbrite - An unusual low-aspect-ratio ignimbrite from Cappadocia, Central Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70 (1996) 107-121.
- Schumacher, R. and Mues-Schumacher, U., The pre-ignimbrite (phreato) plinian and phreatomagmatic phases of the Akdag-Zelve ignimbrite eruption in Central Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 78 (1997) 139-153.
- Shannon, R.D., Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides, *Acta Crystallographica*, A32 (1976) 751-767.
- Shimizu N. and Hart S., Applications of the ion microprobe to geochemistry and cosmochemistry, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 10 (1982) 483-526.
- Siegel, C., Bryan, S.E., Allen, C.M., Gust, D.A., Use and abuse of zircon-based thermometers: A critical review and a recommended approach to identify antecrystic zircons, *Earth Science Review*, 176 (2018) 87-116.
- Sisson, T.W. and Layne, G.D. H₂O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction-related volcanoes, *Earth and Planetary Science Letters*, 117 (1993) 619-635.

- Smith, H.J., Spivack, A.J., Staudigel, H. and Hart, S.R., The boron isotope composition of altered oceanic crust, *Chemical Geology*, 126 (1995) 119-135.
- Smith, T.E., Thirlwall., M.F., MacPherson, C., Trace element and isotope geochemistry of the volcanic rocks of Bequia, Grenadine islands, Lesser Antilles arc: a study of subduction enrichment and intra-crustal contamination, *Journal of Petrology*, 37 (1996) 117-143.
- Skirius, C.M., Peterson, J.W. and Anderson, A.T., Jr., Homogenizing rhyolitic glass inclusions from the Bishop Tuff, *American Mineralogist*, 75 (1990) 1381-1398.
- Shand, S.J., *The Eruptive Rocks*, 360 pp., D. Van Nostrand, New York, 1927.
- Sobolev, A.V. and Shimizu, N., Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 363 (1993) 151-154.
- Sobolev, A.V., Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information, *Petrology*, 4 (1996) 209-220.
- Sobolev A.V., Kamenetskiy V.S., Metrich N., Clochiatti R., Konokova N.N., Devirts A.L., Ustinov V.I., Volatile regime and crystallization conditions in Etna Hawaiite lavas, *Geochemistry International* (1990) 53-65.
- Sommer, M.A., Volatiles I-t20, CO₂, and CO in silicate melt inclusions in quartz phenocrysts from the rhyolitic Bandelier air-fall and ash-flow tuff, New Mexico, *Journal of Geology*, 85 (1977) 423-432.
- Sommer, M.A. and Schramm, L.S., An analysis of the water concentrations in silicate melt inclusions in quartz phenocrysts from the Bandelier Tuff, Jemez Mountains, New Mexico, *Bulletin of Volcanology*, 46 (1983) 299-320.
- Söderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Isachsen, C.E., The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions, *Earth and Planetary Science Letters*, 219 (2004) 311-324.
- Speer, J.A., Zircon. In *Orthosilicates* (ed. P.H. Ribbe), Mineralogical Society of America, 5 (1982) 67-112.
- Şen, E., Kürkcüoğlu, B., Aydar, E., Gourgaud, A. and Vincent, P. M., Volcanological evolution of Mount Erciyes stratovolcano and origin of the Valibaba Tepe ignimbrite (Central Anatolia, Turkey), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125 (2003) 225-246.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Keskin, M., Sakıncı, M., Özbakır, A.D., Kayan, I., Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: implications

for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens, *Earth Science Review*, 90 (2008) 1-48.

- Takenouchi, S. and Imai, H., Glass and fluid inclusions in acidic igneous rocks from some mining areas in Japan, *Economic Geology*, 70 (1975) 750-769.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., The geochemical evolution of the continental crust, *Reviews of Geophysics*, 33 (1995) 241-265.
- Temel, A., *Kapadokya Eksplozif Volkanizmasının Petrolojik ve Jeokimyasal Özellikleri, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 208s, 1992.*
- Temel, A. and Gundogdu, M.N., Zeolite occurrences and the erionite-mesothelioma relationship in Cappadocia, Central Anatolia, Turkey, *Mineralium Deposita*, 31 (1996) 539-547.
- Temel, A., Gundogdu, M. Niyazi and Gourgau, A., Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1998) 327-354.
- Thomas, J.B., Bodnar, R.J., Shimizu, N. and Sinha, A.K. Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66 (2002) 2887-2901.
- Thomas, J.B., *Melt Inclusion Geochemistry, PhD thesis, Virginia Polytechnic Institute and State University, pp. 96, 2003.*
- Thomas, R., Webster J.D., Heinrich, W., Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139 (2000) 394-401.
- Thomas, R., Determination of the H₃BO concentration in fluid and melt inclusions in granite pegmatites by laser Raman microprobe spectroscopy, *American Mineralogist*, 87 (2002) 56-68.
- Toplis, M.J., and Dingwell, D.B., Shear viscosities of CaO-Al₂O₃-SiO₂ and MgO-Al₂O₃-SiO₂ liquids: Implications for the structural role of aluminium and the degree of polymerisation of synthetic and natural aluminosilicate melts, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 (2004) 5169-5188.
- Toprak, V. and Göncüoğlu, M.C., Tectonic control on the development of the Neogene-Quaternary Central Anatolian Volcanic Province, Turkey, *Geological Journal*, 28 (1993) 357-369.

- Toprak, V., Keller, J., and Schumacher, R., Excursion Guide-Volcano-Tectonic Features of the Cappadocian Volcanic Province, in Toprak, V., series technical ed., International Volcanological Congress, Ankara, B2: Postcongress Excursion, 17–22 September 1994: Ankara, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAV-CEI), IAVCEI-94 Ankara Special Publications, 7, 58, **1994**.
- Toprak, V., Vent distribution and its relation to regional tectonics, Cappadocian Volcanics, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (**1998**) 55-67.
- Trail, D., Nicholas, T., Yanling, W., Harrison, T.M., Boehnke, P., Aluminum in zircon as evidence for peraluminous and metaluminous melts from the Hadean to present, *Geochemistry Geophysics Geosystem*, 18 (**2017**) 1580-1593.
- Trail, D., J.B. Thomas, and Watson, E.B., The incorporation of hydroxyl into zircon, *American Mineralogist*, 96 (**2011**) 60-67.
- Türkecan, A., Kuzucuoğlu, C., Mouralis, D., Pastre, J-F, Atıcı, Y., Guillou, H., Fontugne, M., Upper Pleistocene Volcanism and Paleogeography in Cappadocia, Turkey, MTA – CNRS – TÜBİTAK 2001 – 2003 Research Programme, MTA Rapor No:10652, **2004**.
- Uchida, E., Endo, S., Makino, M., Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits, *Resource Geology*, 57 (**2007**) 47-56.
- Valley, J.W., Oxygen isotopes in zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53 (**2003**) 343-385.
- Vavra, G., On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: A cathodoluminescence study, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106 (**1990**) 90-99.
- Vavra, G., A guide to quantitative morphology of accessory zircon, *Chemical Geology*, 110 (**1993**) 15-28.
- Vervoort, J.D. and Blichert-Toft, J., Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (**1999**) 533-556.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Blichert-Toft, J. and Albarède, F., Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system, *Earth and Planetary Science Letters*, 168 (**1999**) 79-99.
- Vervoort, J.D. and Kemp, A.I.S., Clarifying the zircon Hf isotope record of crust–mantle evolution, *Chemical Geology*, 425 (**2016**) 65-75.

- Viereck-Goette, L. *et al.*, Revised volcanostratigraphy of the upper Miocene to lower Pliocene Ürgüp Formation, Central Anatolian volcanic province, Turkey, Special Paper of the Geological Society of America, 464 (2010) 85-112.
- Walker, B.A., Miller, C.F., Claiborne, L.L., Wooden, J.L., George, B., Batholith construction: New insights concerning timescales and physical processes from the Spirit Mountain batholith, southern Nevada, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 167 (2007) 239-262.
- Wark, D.A., Oligocene ash flow volcanism, northern Sierra Madre Occidental: Role of mafic and intermediate composition magma in rhyolite genesis, Journal of Geophysical Research, 96 (1991) 13389-13411.
- Watson, E.B., Experimental studies bearing on the nature silicate melts and their role in trace element geochemistry, B.A. University of New Hampshire, Doctoral Thesis, 171 pp, 1976.
- Watson, B.E., Some experimentally determined zircon/liquid partition coefficients for the rare earth elements, Geochimica et Cosmochimica Acta, 44 (1980) 895-897.
- Watson, E.B., Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance, Trans Roy Soc Edinburgh, Earth Science, 87 (1996) 43-56.
- Watson, E.B. and Harrison, T.M., Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types, Earth and Planetary Science Letters, 64 (1983) 295-304.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth, Science, 308 (2005) 841-844.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., Crystallization thermometers for zircon and rutile, Contributions to Mineralogy and Petrology, 151 (2006) 413-433.
- Watson E.B. and Harrison T.M., Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types, Earth and Planetary Science Letters, 64 (1983) 295-304.
- Watson E.B., Sneeringer M.A. and Ross A., Diffusion of dissolved carbonate in magmas: experimental results and applications, Earth and Planetary Science Letters 61 (1982) 346-358.
- Watson E.B. and Baxter, E.F., Diffusion in solid-Earth systems, Earth and Planetary Science Letters, 253 (2007) 307-327.
- Wallace, P.J., Anderson, A.T., Jr., and Davis, A.M., Quantification of pre-emptive exsolved gas contents in silicic magmas, Nature, 377 (1995) 612-616.

- Wallace, P.J., Anderson, A.T., Jr., and Davis, A.M., Gradients in H₂O, CO₂, and exsolved gas in a large-volume silicic magma system: Interpreting the record preserved in melt inclusions from the Bishop Tuff, *Journal of Geophysical Research*, 104 (1999) 20097-20122.
- Wallace, P.J., Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140 (2005) 217-40.
- Webster, J.D. and Thomas, R. Silicate melt inclusions in felsic plutons: A synthesis and review. - In: Webster, J. D. (Ed.), *Melt inclusions in plutonic rocks*, (Short course series/Mineralogical Association of Canada; 36), Mineralogical Association of Canada (2006) 165-188.
- Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.-P., Greenwood, R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli, P.M., Rhede, D., Satoh, H., Schulz-Dobrick, B., Skår, O., Spicuzza, M.J., Terada, K., Tindle, A., Togashi, S., Vennemann, T., Xie, Q., Zheng, Y.-F., Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostands Geoanalytical Research*, 28 (2004) 9-39.
- Wilson, M., *Igneous Petrogenesis*, Unwin Hyman Ltd., London, UK, 466, 1989.
- Wones, D.R., Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rock, *American Mineralogist*, 74 (1989) 744-749.
- Wood, B.J. and Banno, S., Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42 (1973) 109-124.
- Yildirim, C., Schildgen, T.F., Echtler, H., Melnick, D., Strecker, M.R., Late Neogene orogenic uplift in the Central Pontides associated with the North Anatolian Fault — implications for the northern margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey, *Tectonics*, 30 (2011) TC5005.
- Yilmaz, Y., Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: A review: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44 (1990) 69-77.

EKLER

EK 1– Zirkon CL ve BSD Görüntüleri ve Kapanım Tanımlamaları

EK 2– Zirkon Alttañ Aydınlatmalı Mikroskop Görüntüleri ve Kapanım Tanımlamaları

EK 3– Plajiyoklaz Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%)

EK 4– Amfibol Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%)

EK 5– Piroksen Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%)

EK 6– Biyotit Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%)

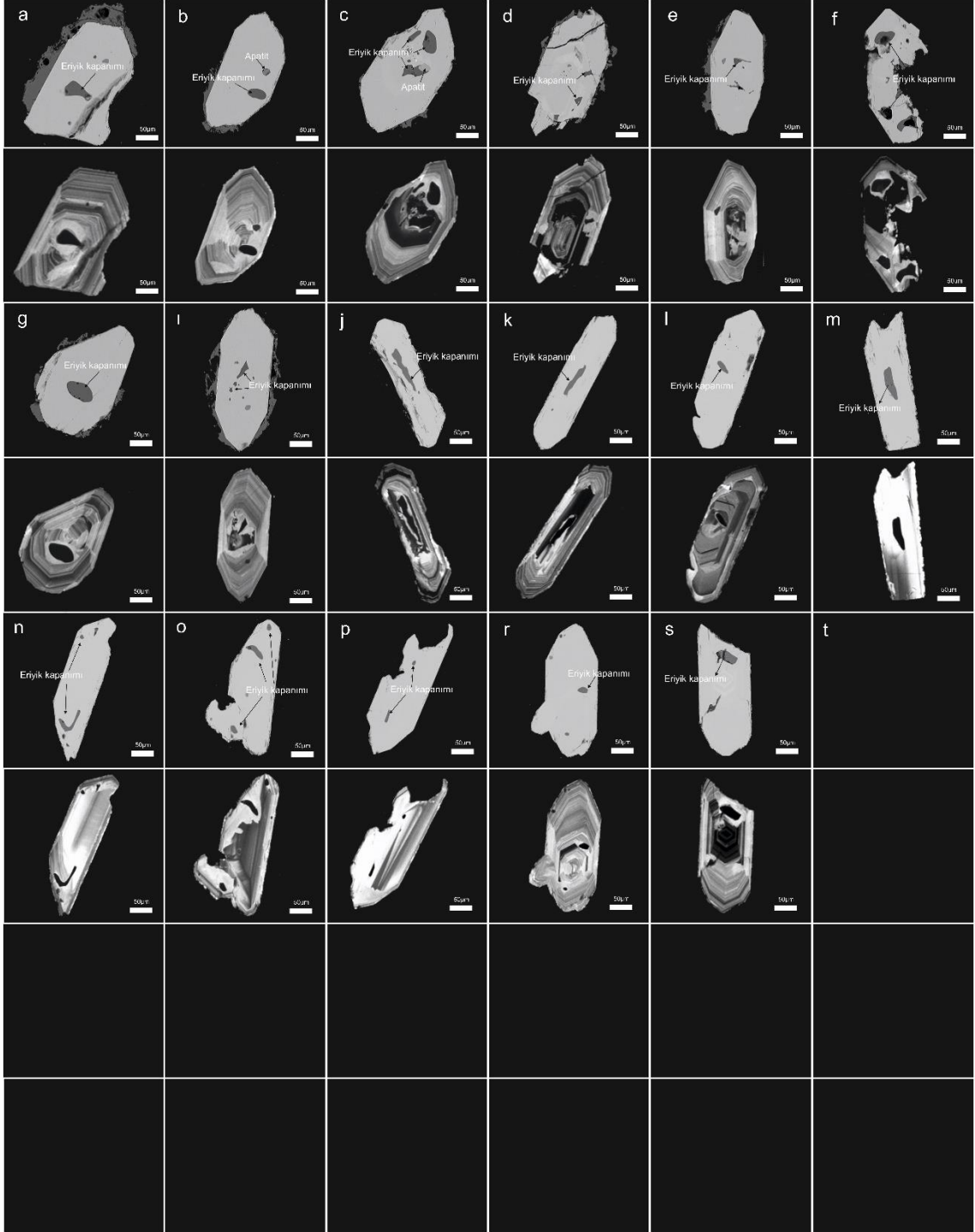
EK 7– Fe-Ti Oksit Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%)

EK 8– Birimleri Temsil Eden Ana Oksit Element Bileşimleri (%), İz Element ve İzotop Oranları

EK 9– Tez Çalışması Orjinallik Raporu

EK 1- Zirkon CL ve BSD Görüntüleri ve Kapanım Tanımlamaları

Kavak



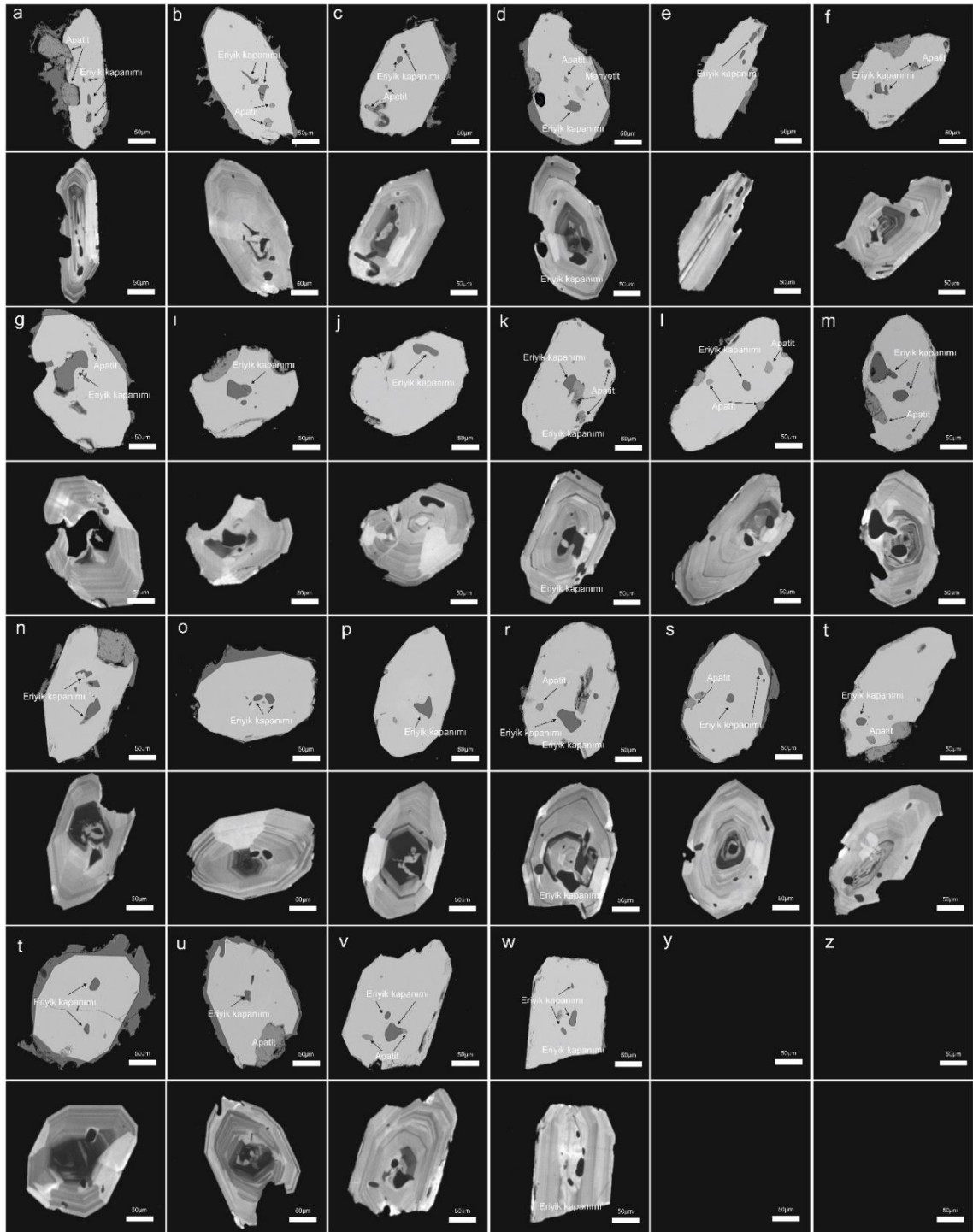
EK 1- devam ediyor.

Zelve



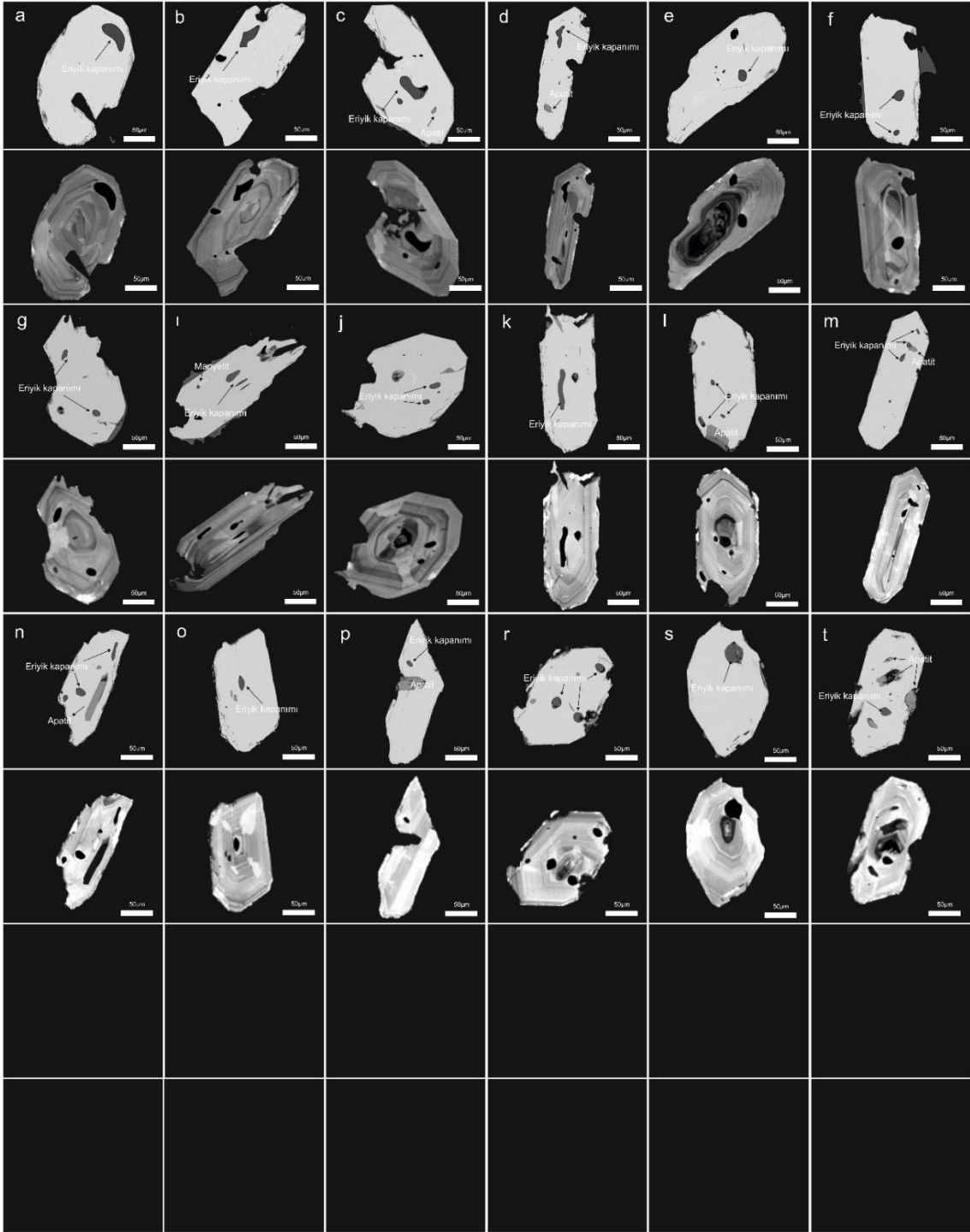
EK 1- devam ediyor.

Sarımadentepe



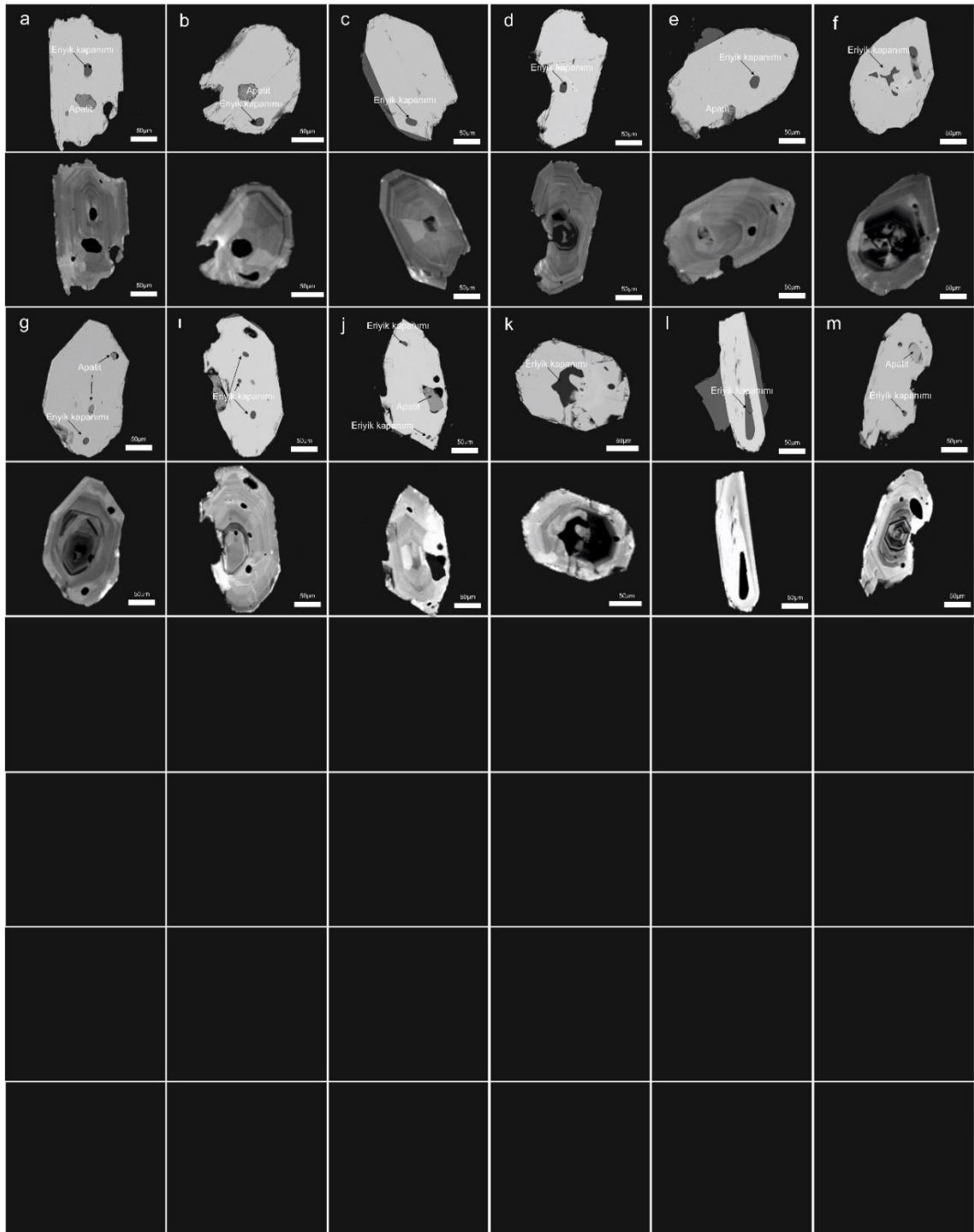
EK 1- devam ediyor.

Sarımadentepe



EK 1- devam ediyor.

Sofular



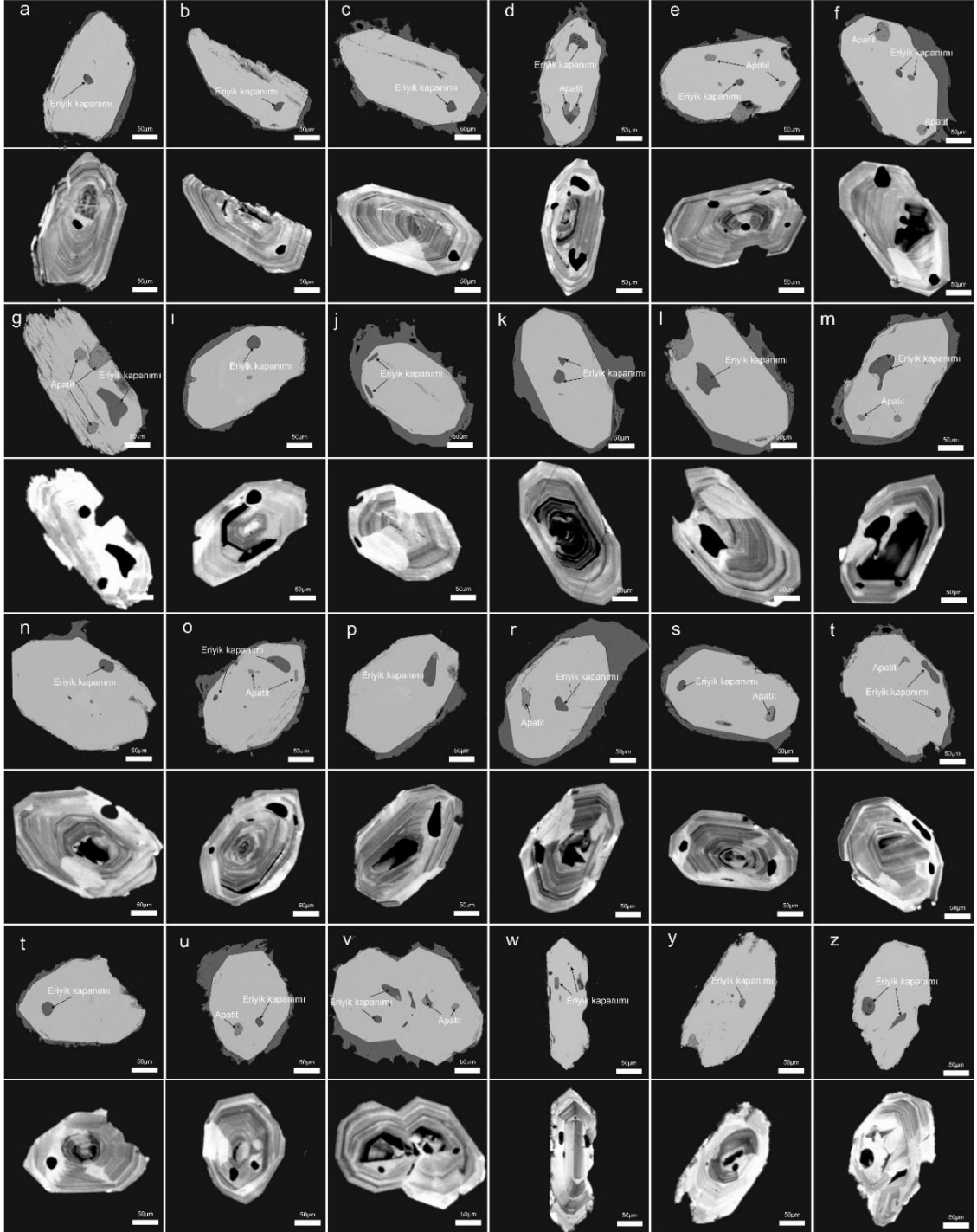
EK 1- devam ediyor.

Cemilköy



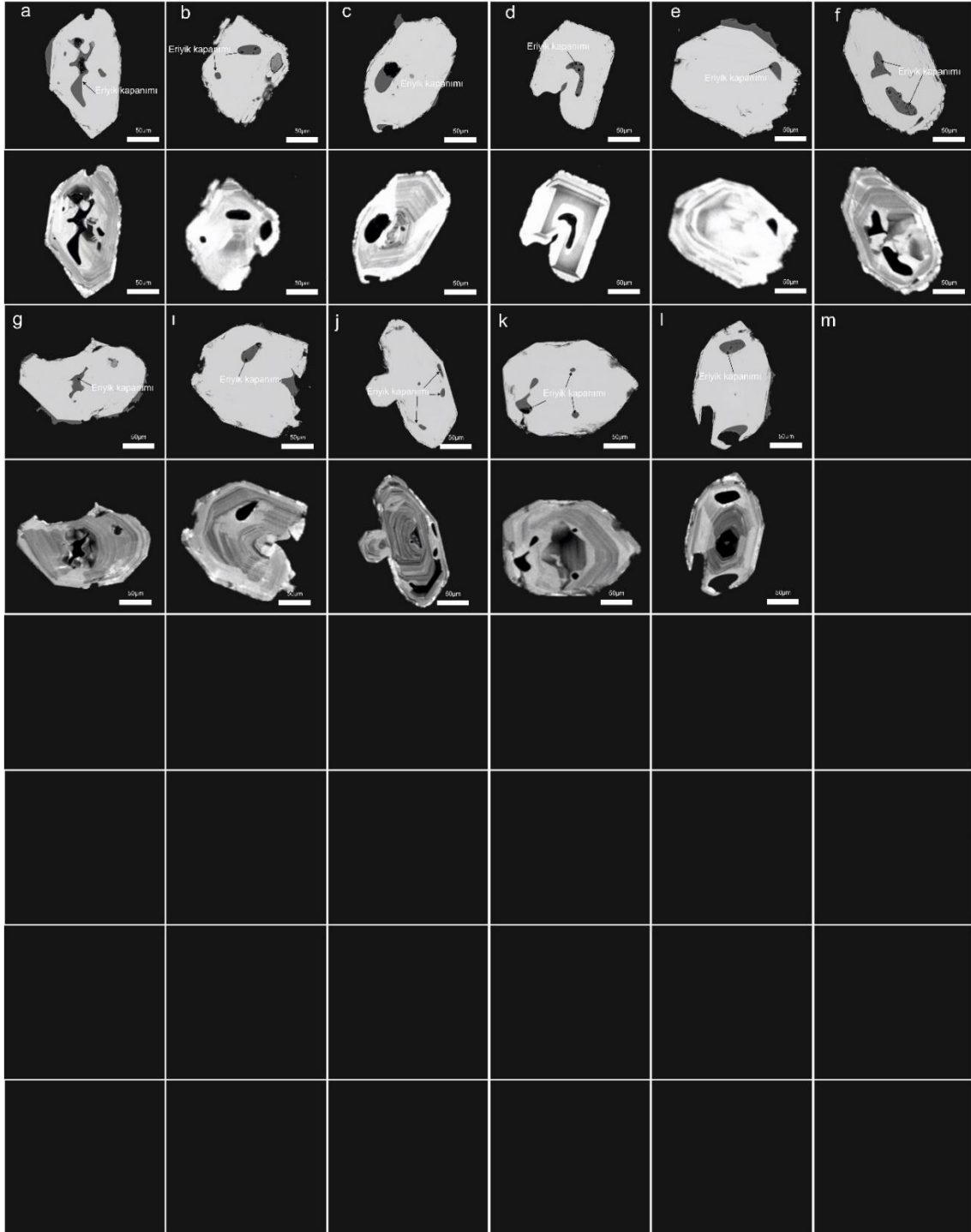
EK 1- devam ediyor.

Gördeles



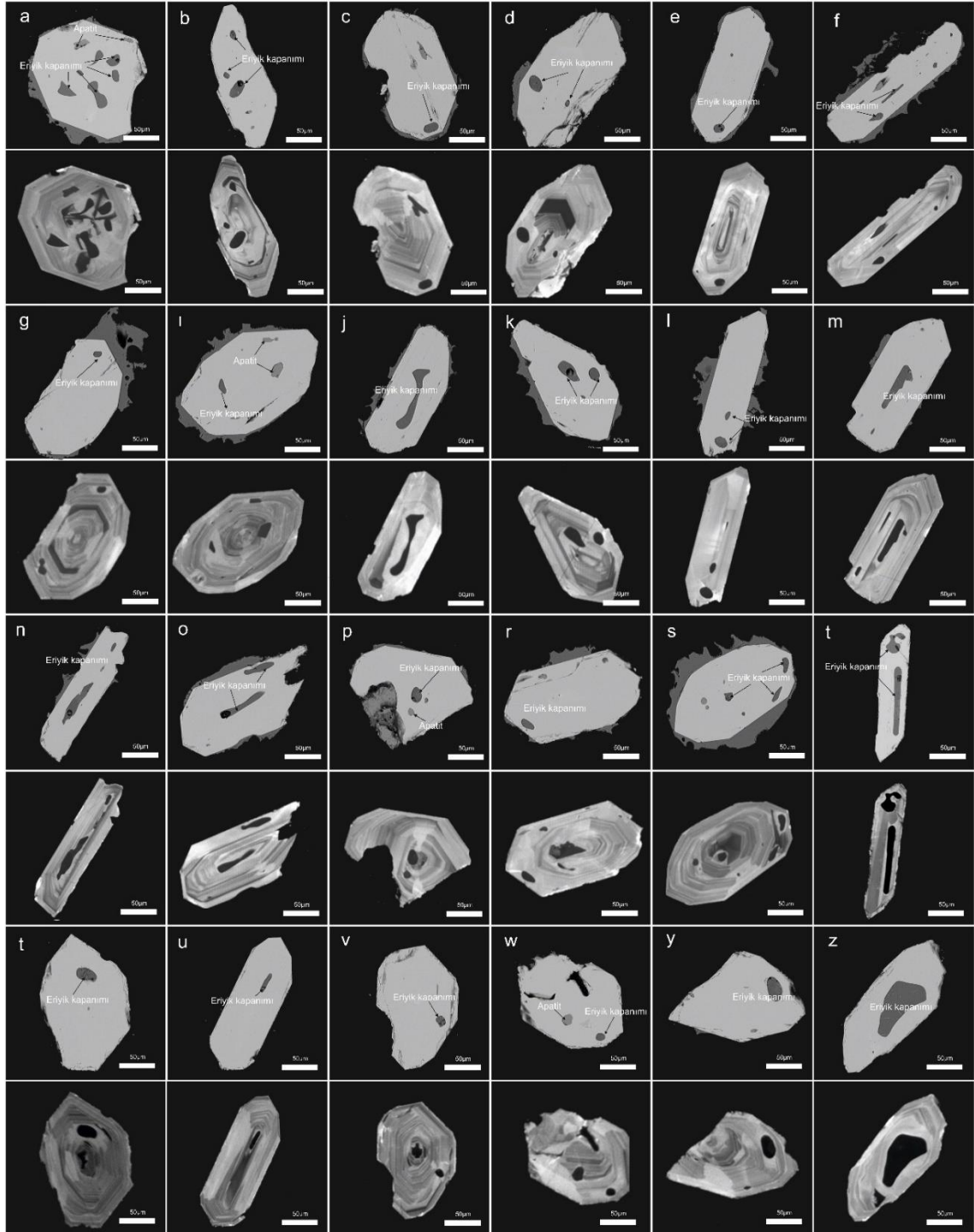
EK 1- devam ediyor.

Gördeles



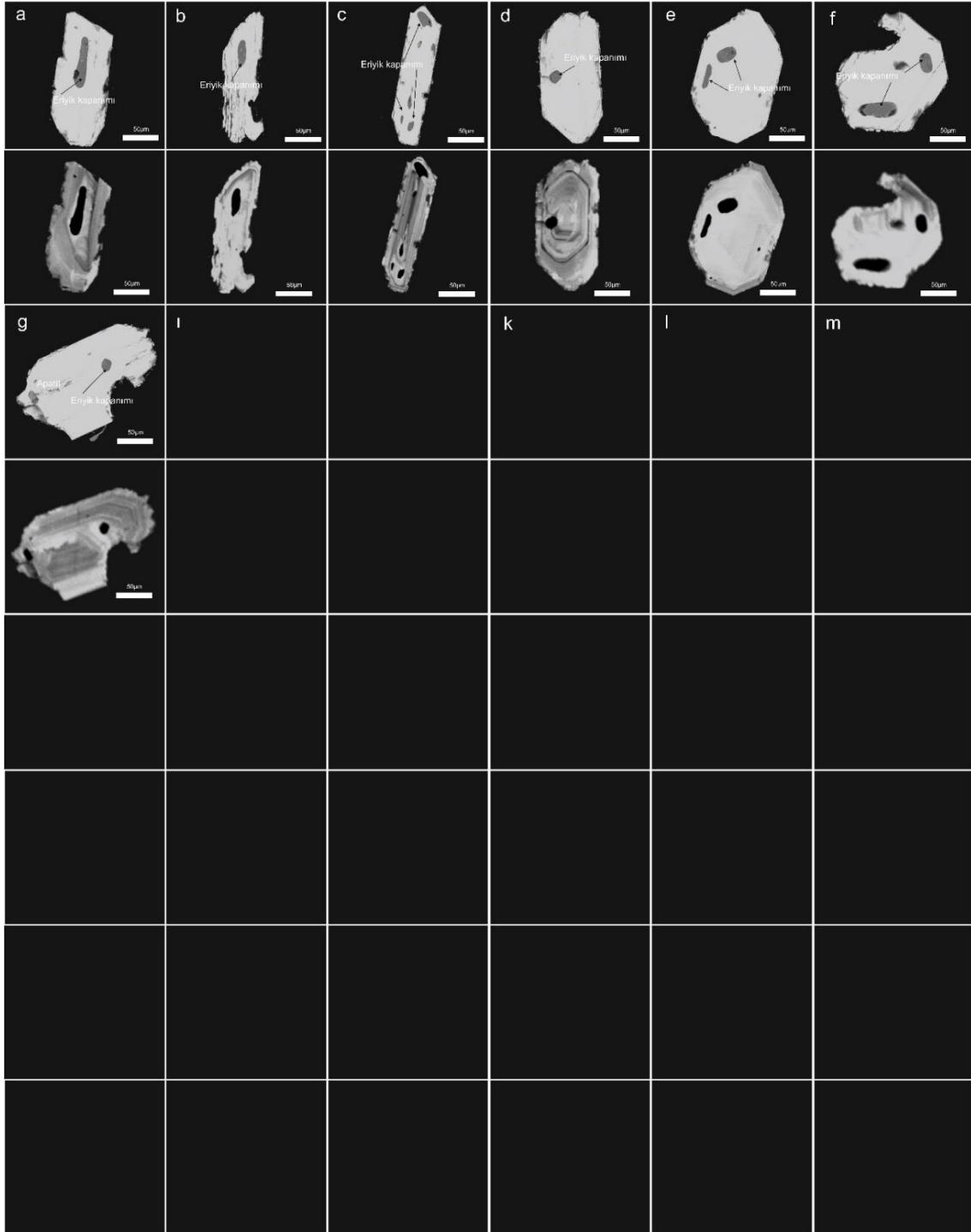
EK 1- devam ediyor.

Gördeles



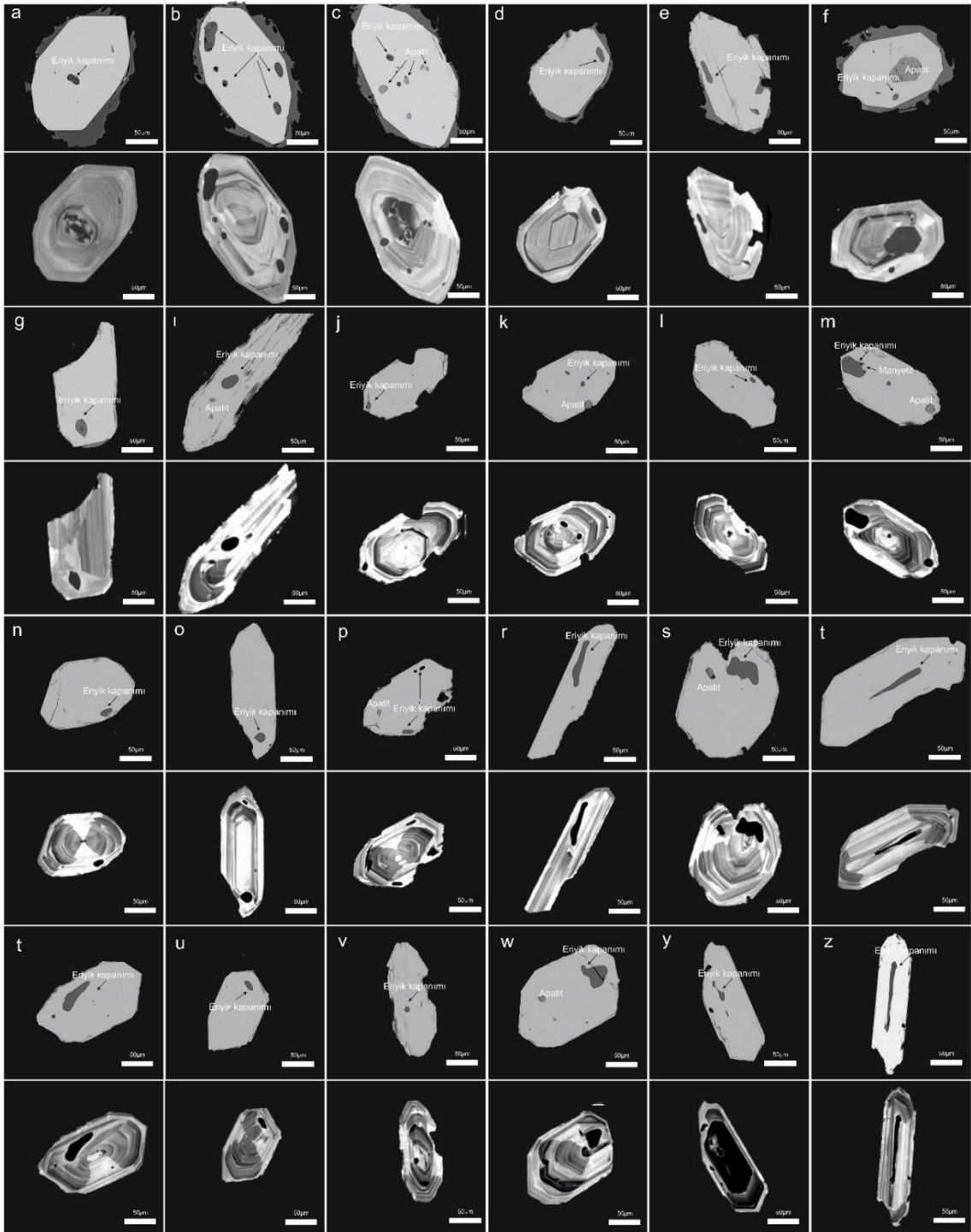
EK 1- devam ediyor.

Gördeles



EK 1- devam ediyor.

Kızılkaya



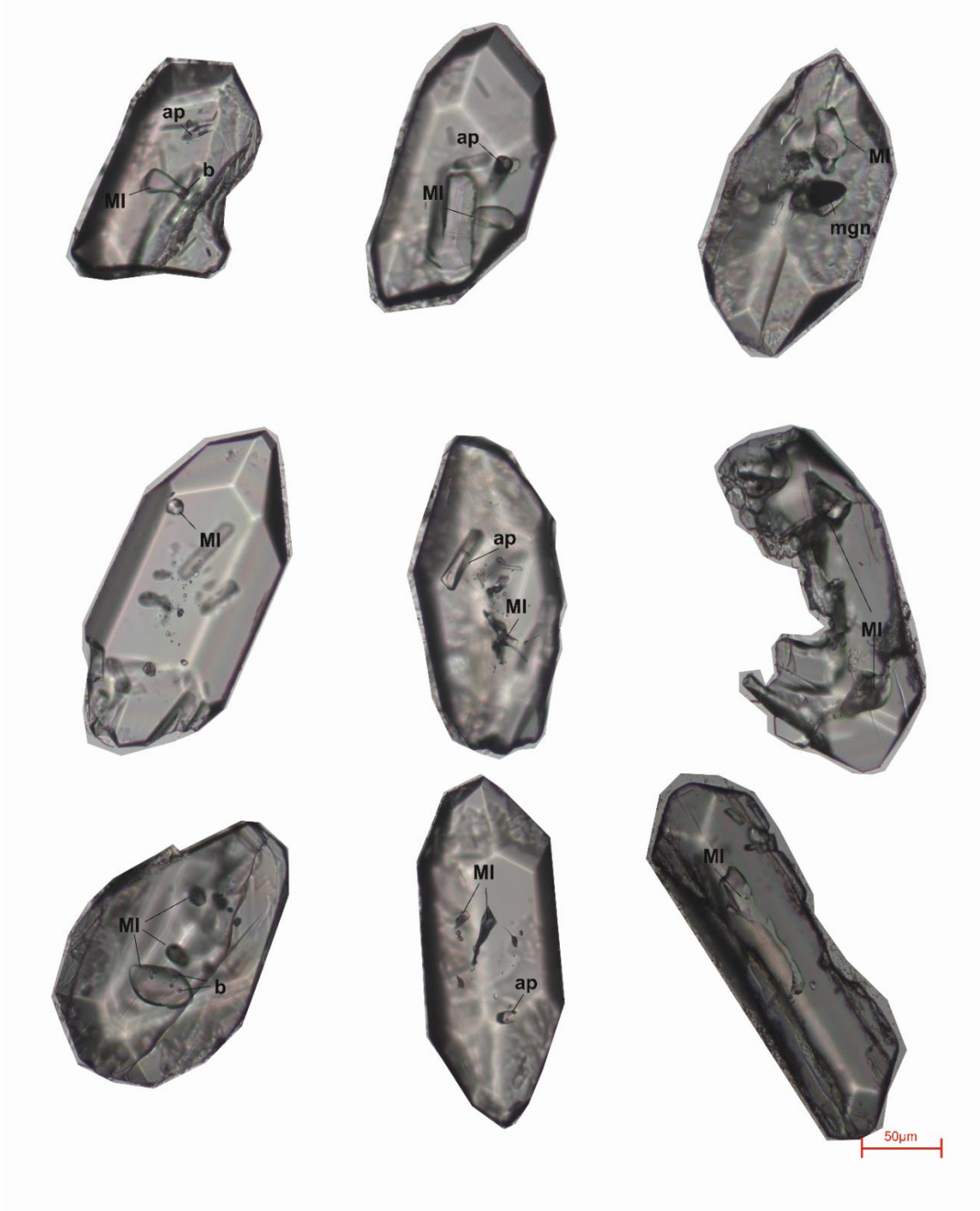
EK 1- devam ediyor.

Kızılkaya



EK 2-Zirkon Altın Aydınlatmalı Mikroskop Görüntüleri ve Kapanım Tanımlamaları

Kavak



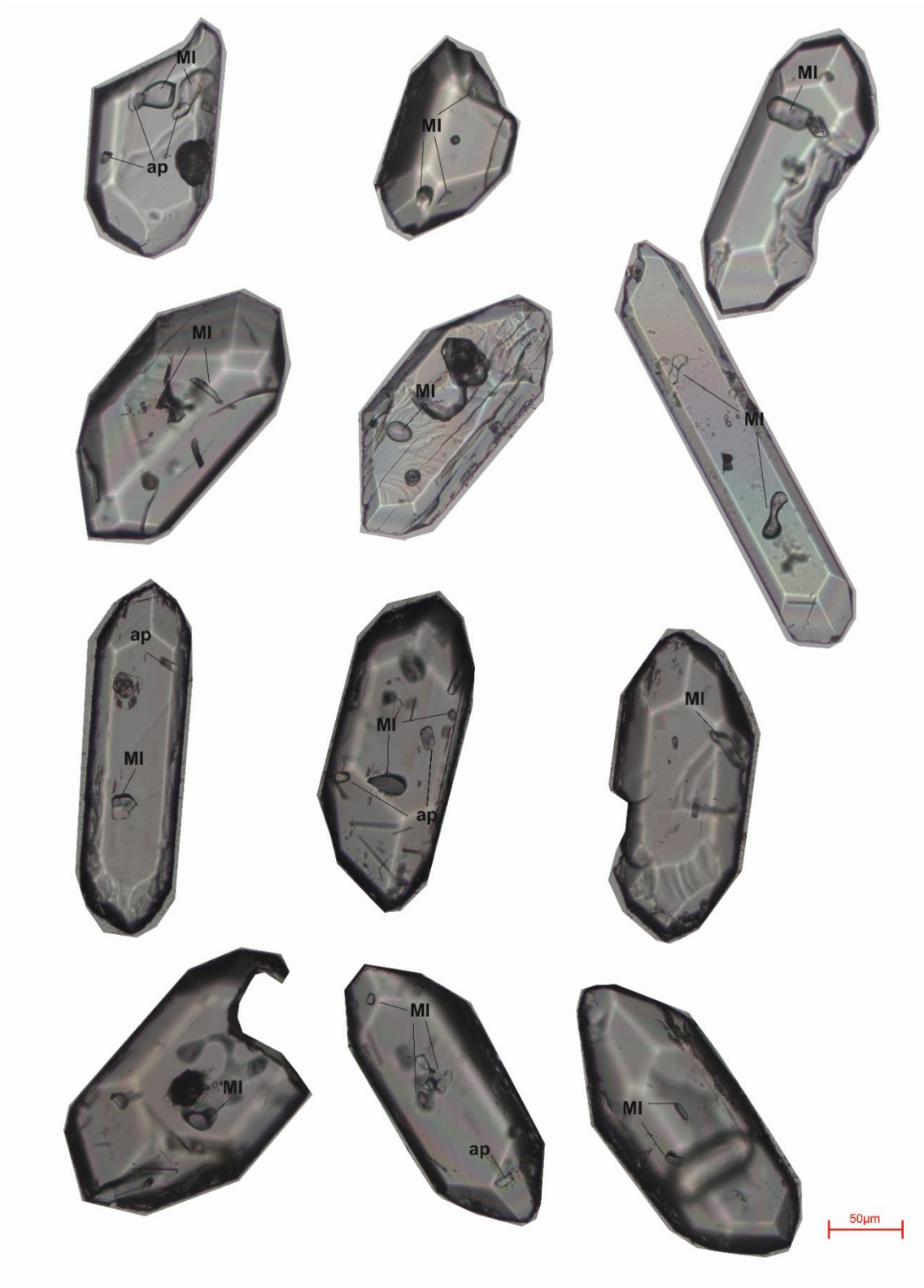
EK 2- devam ediyor.

Kavak



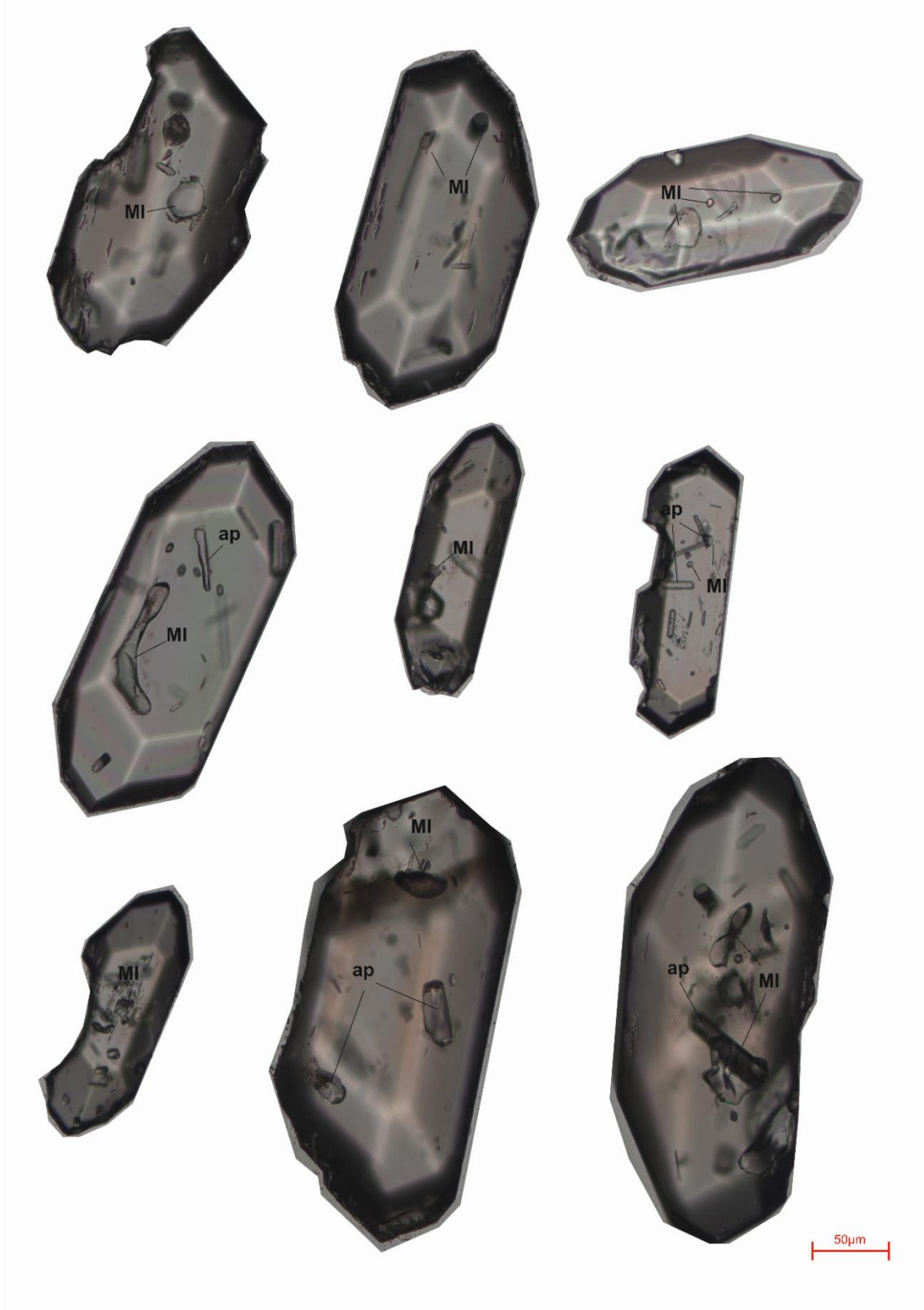
EK 2- devam ediyor.

Zelve



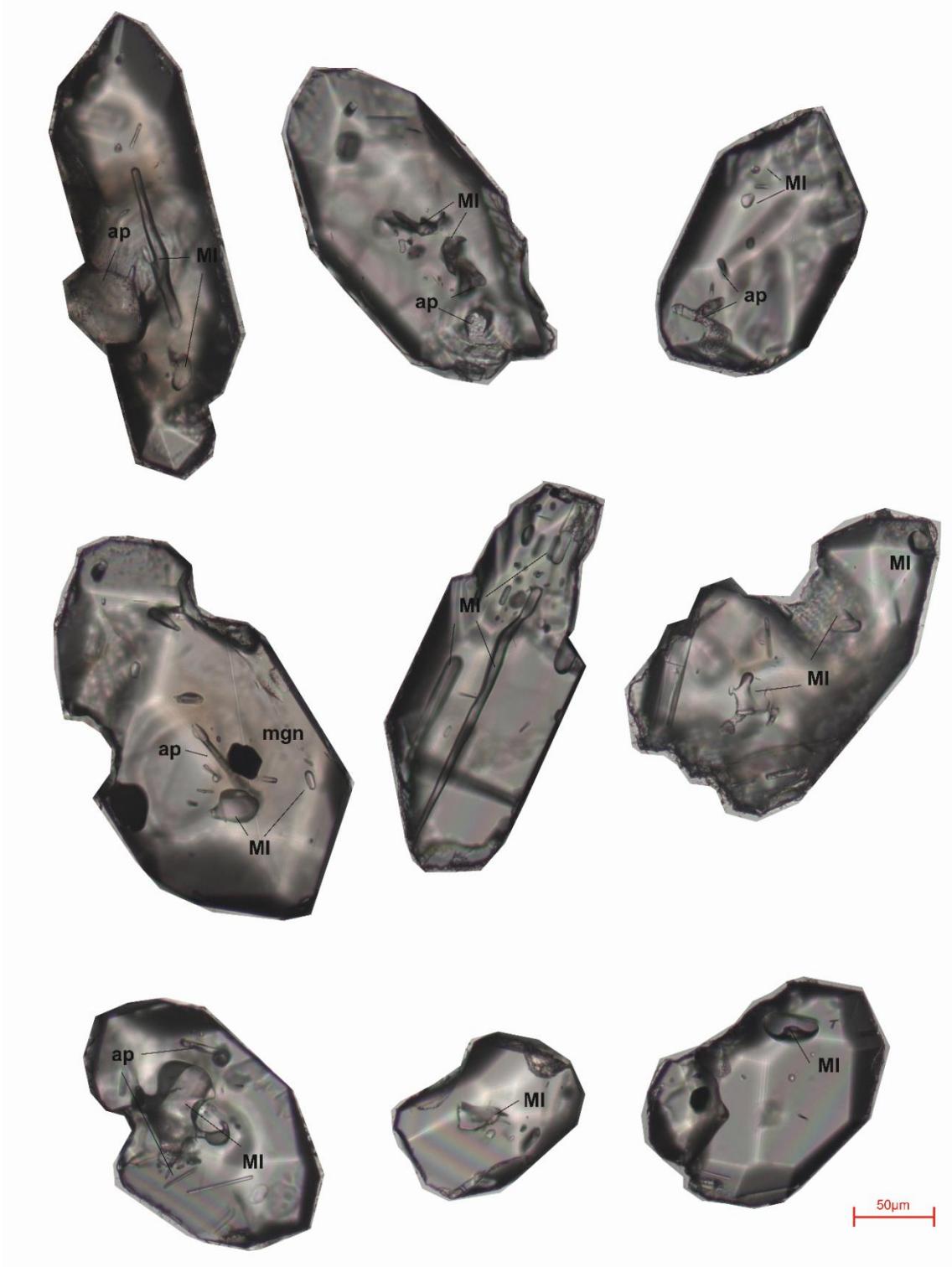
EK 2- devam ediyor.

Zelve



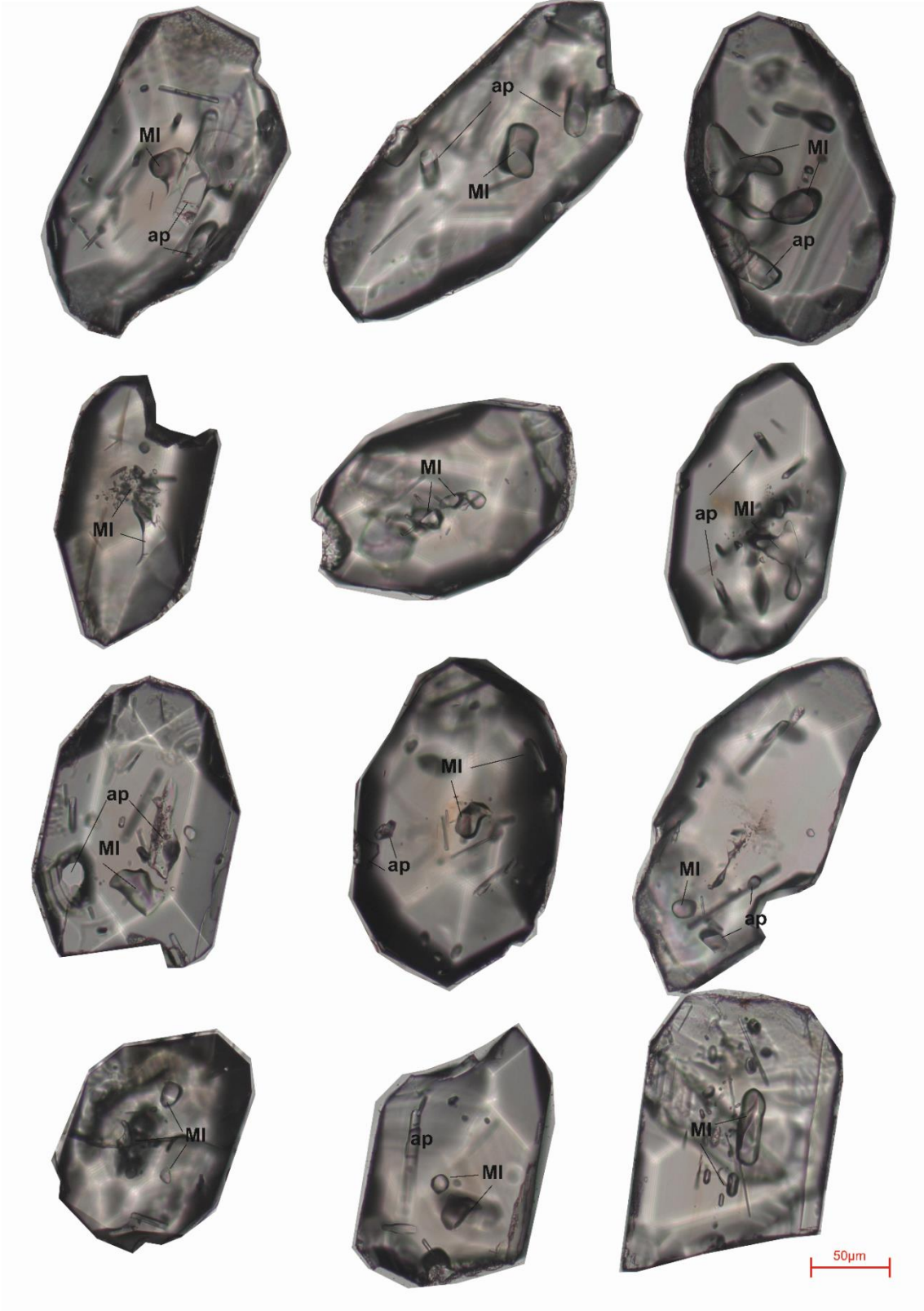
EK 2- devam ediyor.

Sarımadentepe

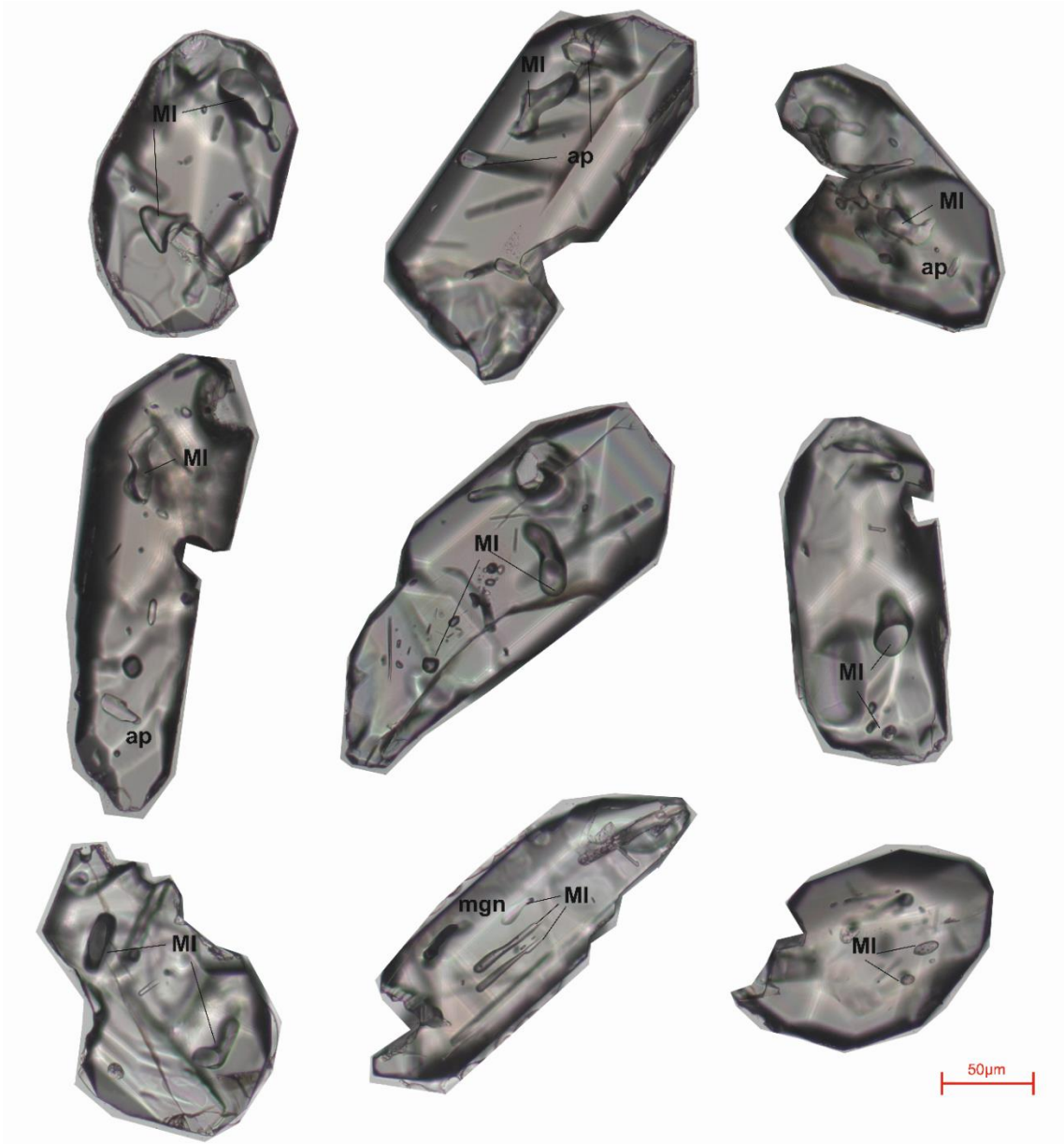


EK 2- devam ediyor.

Sarımadentepe



EK 2- devam ediyor.
Sarımadentepe



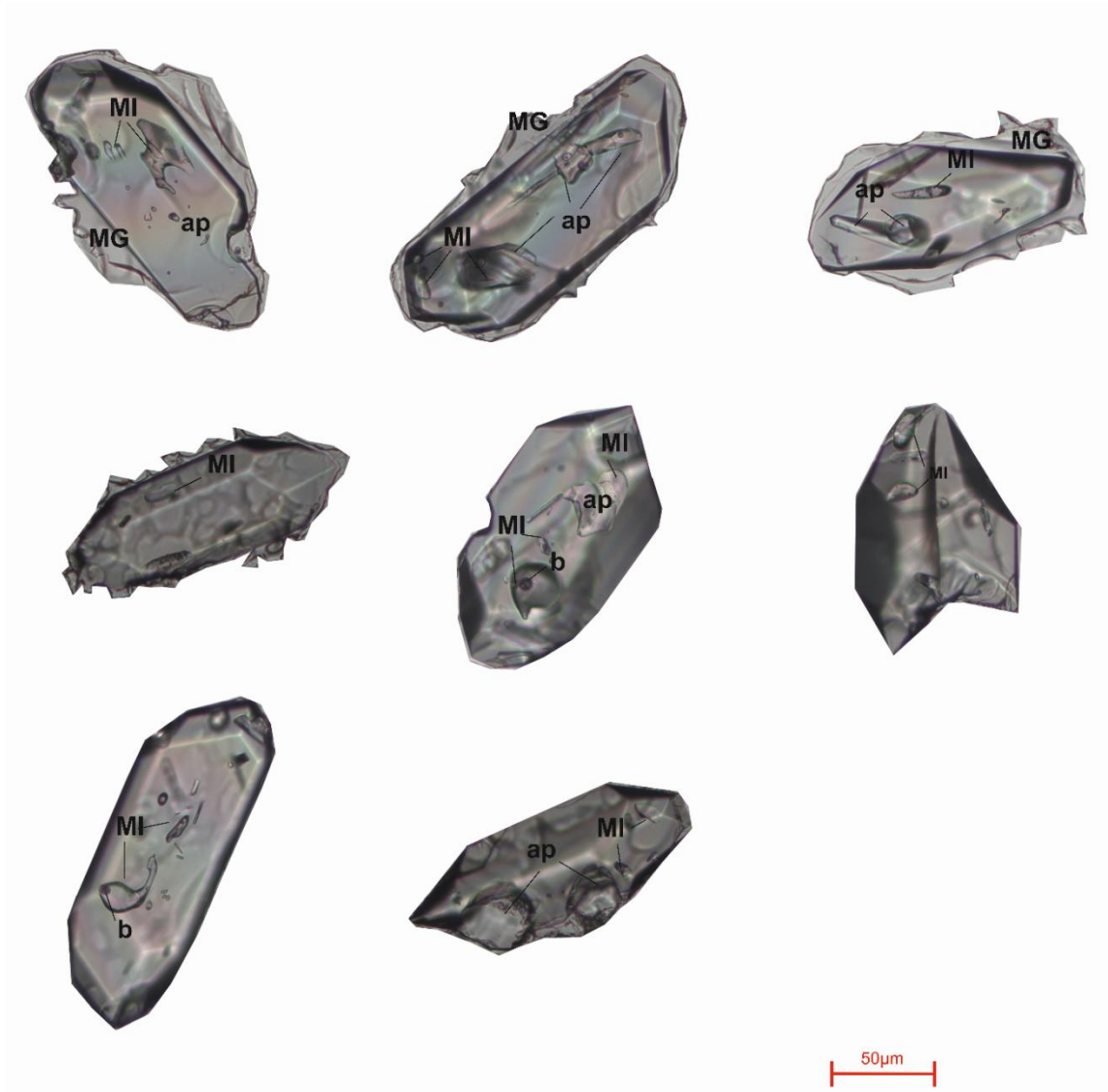
EK 2- devam ediyor.

Sofular



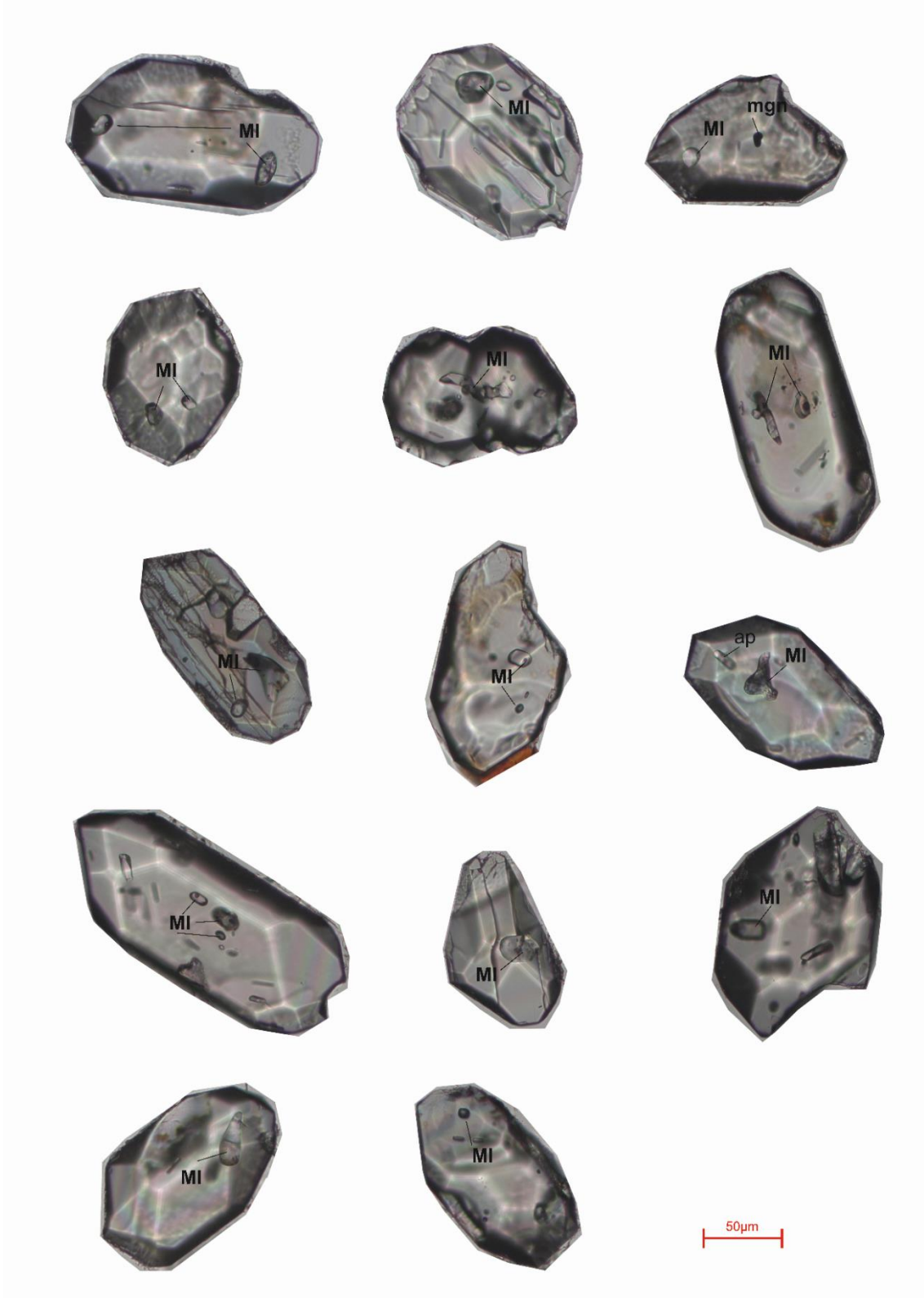
EK 2- devam ediyor.

Cemilköy



EK 2- devam ediyor.

Gördeles



EK 2- devam ediyor.

Gördeles



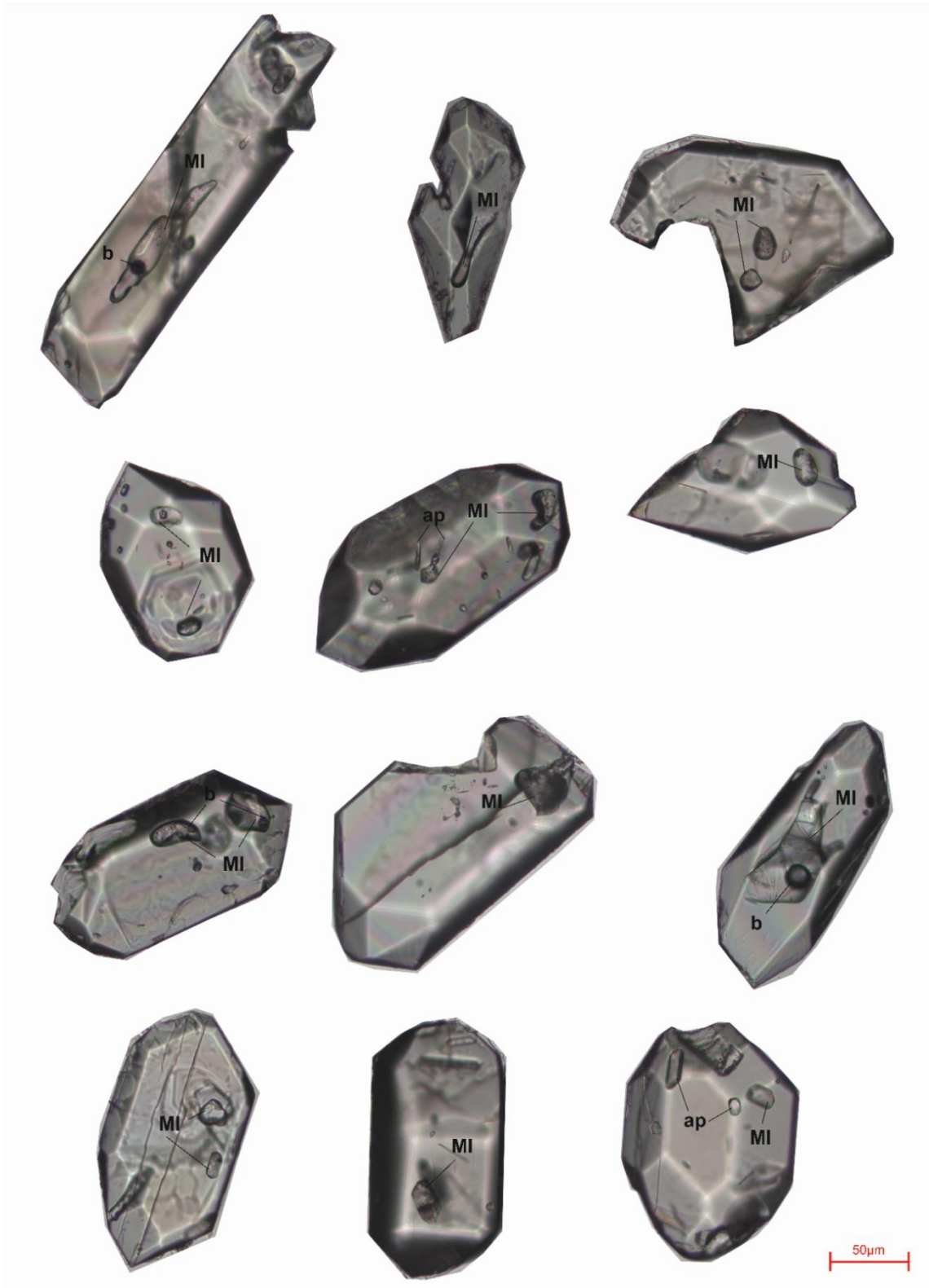
EK 2- devam ediyor.

Gördeles



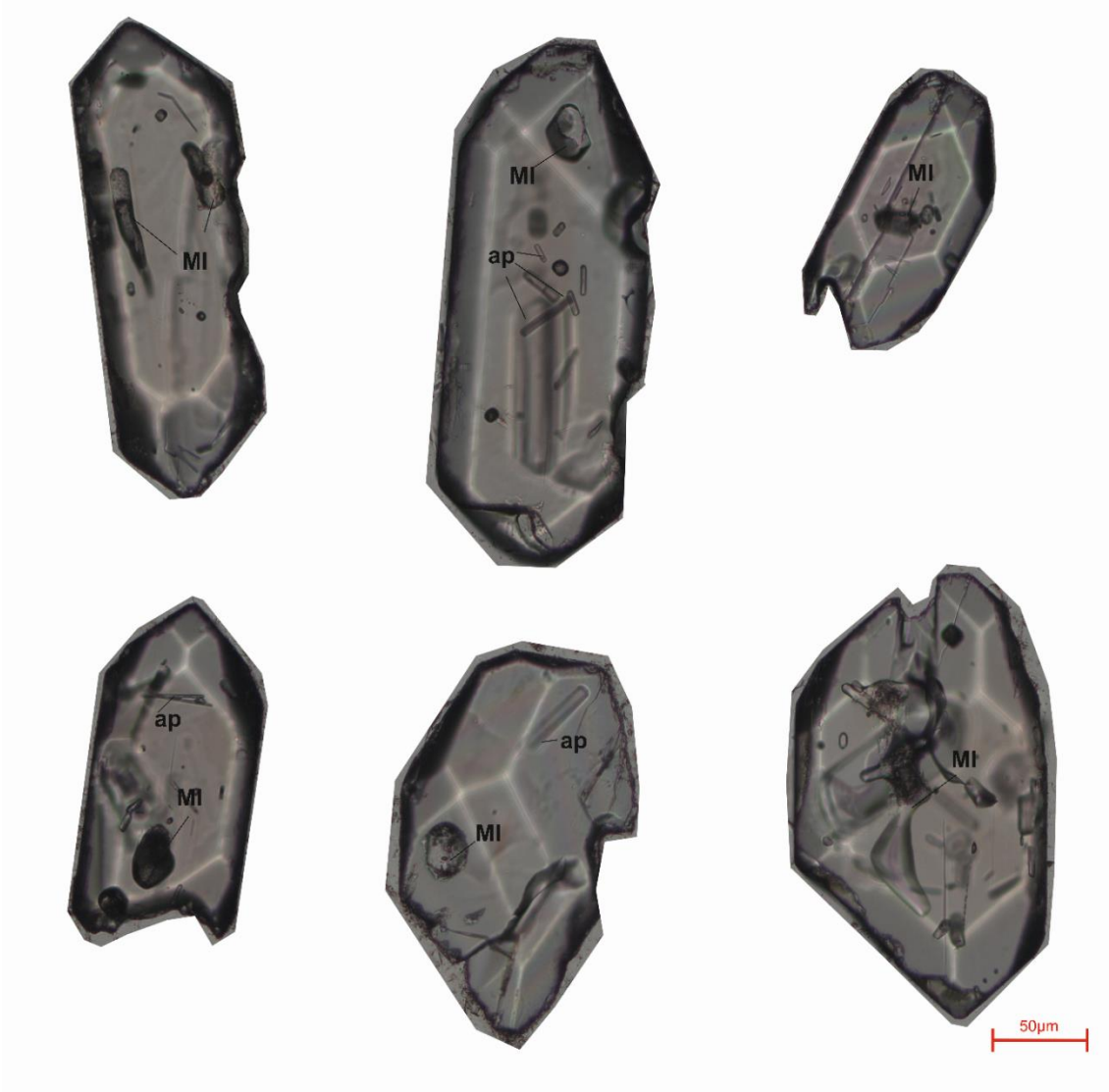
EK 2- devam ediyor.

Gördeles



EK 2- devam ediyor.

Gördeles

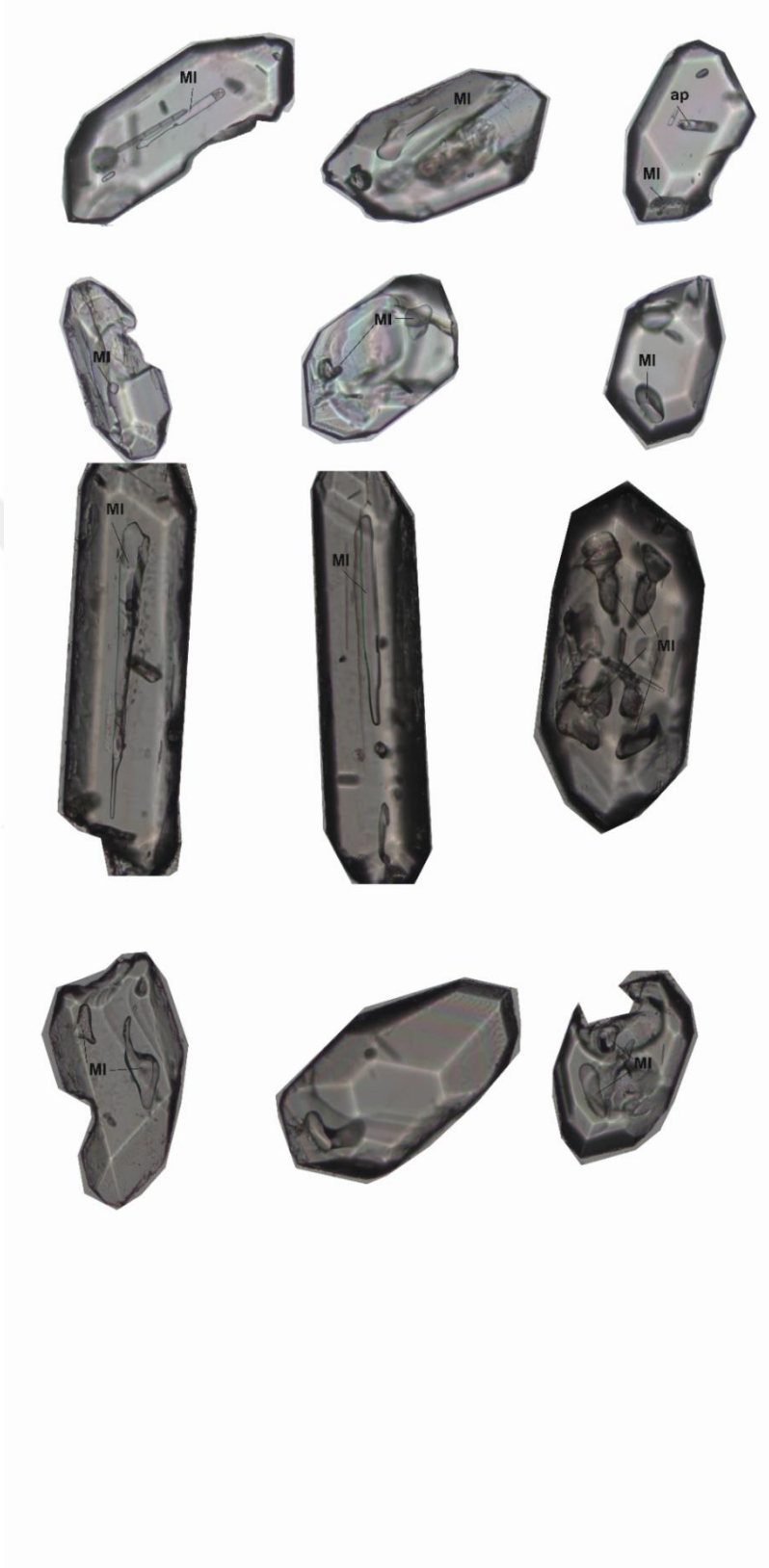


EK 2- devam ediyor.
Kızılkaya



EK 2- devam ediyor.

Kızılkaya



EK 3– Plajiyoklaz Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%)

yer	KAVAK İGİNİMBİRİTİ									SARIMADENTEPE İGİNİMBİRİTİ			
	m-k	m-k	m-k	m	k	m	k	k	m	k	m-k	m-k	m-k
SiO₂	60.30	57.96	61.50	62.26	61.60	61.20	59.35	59.03	59.58	58.89	64.58	61.59	62.18
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08
Al₂O₃	24.99	26.95	23.32	25.42	24.59	24.83	23.59	23.94	24.61	23.85	23.84	23.39	24.38
FeO_t	0.17	0.31	0.00	0.13	0.04	0.19	0.42	0.42	0.12	0.11	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	7.16	9.35	5.86	6.69	7.06	7.34	6.55	7.12	7.37	7.01	5.53	5.33	6.26
Na₂O	6.07	4.36	5.80	7.17	7.20	7.02	7.07	7.02	6.83	6.94	5.03	6.35	6.00
K₂O	0.79	0.59	0.92	0.62	0.87	0.84	0.80	0.85	0.74	0.84	1.07	1.01	0.78
Toplam	99.47	99.53	97.39	102.30	101.56	101.46	97.78	98.39	99.27	97.64	100.07	97.67	99.70
Si	10.78	10.39	11.14	10.82	10.82	10.78	10.84	10.75	10.72	10.78	11.30	11.13	11.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	5.27	5.70	4.98	5.21	5.09	5.15	5.08	5.14	5.22	5.15	4.92	4.98	5.09
Fe	0.03	0.05	0.00	0.02	0.01	0.03	0.06	0.06	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.37	1.80	1.14	1.25	1.33	1.39	1.28	1.39	1.42	1.37	1.04	1.03	1.19
Na	2.10	1.52	2.03	2.42	2.45	2.40	2.50	2.48	2.38	2.46	1.71	2.23	2.06
K	0.18	0.14	0.21	0.14	0.19	0.19	0.19	0.20	0.17	0.20	0.24	0.23	0.18
Toplam	19.73	19.58	19.50	19.85	19.93	19.94	19.96	20.02	19.94	19.98	19.21	19.61	19.55
An	37.52	52.10	33.57	32.78	33.43	34.89	32.27	34.19	35.77	34.06	34.73	29.55	34.70
Or	4.91	3.93	6.31	3.60	4.88	4.74	4.69	4.86	4.25	4.88	8.03	6.70	5.16
Ab	57.56	43.98	60.12	63.62	61.69	60.37	63.04	60.94	59.98	61.06	57.24	63.75	60.14

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

SARIMADENTEPE İGİNİMBİRİTİ

yer	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m	m	m	m	m
SiO ₂	61.62	62.77	60.63	61.05	61.87	63.13	62.54	49.48	69.60	61.61	62.30	59.58
TiO ₂	0.10	1.43	0.12	0.00	0.14	0.18	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	23.77	24.65	23.04	22.91	23.77	24.46	23.52	32.69	19.47	23.32	24.32	24.61
FeO _t	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.46	0.15	0.38	0.48	0.12
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.31	0.07	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	5.94	7.03	6.04	5.24	5.78	6.20	5.42	15.76	0.00	5.55	5.69	7.37
Na ₂ O	5.81	6.08	5.68	6.60	6.30	6.27	6.87	1.94	9.13	7.15	7.06	6.83
K ₂ O	0.82	0.87	1.00	0.86	0.75	0.89	1.23	0.34	0.44	1.01	0.92	0.74
Toplam	98.36	102.86	96.51	96.67	98.62	101.14	99.65	100.75	98.88	99.33	100.85	99.27
Si	11.07	10.84	11.10	11.15	11.07	11.03	11.12	8.98	12.17	11.04	10.98	10.72
Ti	0.01	0.19	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	5.03	5.02	4.97	4.93	5.02	5.04	4.93	7.00	4.01	4.93	5.05	5.22
Fe	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.06	0.07	0.02
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.14	1.30	1.18	1.03	1.11	1.16	1.03	3.07	0.00	1.07	1.07	1.42
Na	2.02	2.04	2.02	2.34	2.19	2.12	2.37	0.68	3.10	2.48	2.41	2.38
K	0.19	0.19	0.23	0.20	0.17	0.20	0.28	0.08	0.10	0.23	0.21	0.17
Toplam	19.51	19.58	19.52	19.65	19.58	19.58	19.74	19.89	19.42	19.85	19.80	19.94
An	34.06	36.88	34.51	28.79	31.98	33.34	28.08	80.14	0.00	28.21	29.10	35.77
Or	5.60	5.44	6.79	5.63	4.93	5.70	7.56	2.05	3.10	6.11	5.58	4.25
Ab	60.34	57.69	58.70	65.58	63.09	60.96	64.37	17.81	96.90	65.68	65.32	59.98

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

SARIMADENTEPE İĞNİMBİRİTİ							SOFULAR İĞNİMBİRİTİ				
yer	m	m	m	m	k	k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO ₂	49.48	69.60	61.61	62.30	63.09	63.09	62.49	62.99	60.45	58.04	57.04
TiO ₂	0.08	0.00	0.00	0.00	0.18	0.18	0.20	0.08	0.02	0.00	0.14
Al ₂ O ₃	32.69	19.47	23.32	24.32	23.44	23.44	23.51	24.64	24.29	24.82	26.71
FeO _t	0.46	0.15	0.38	0.48	0.30	0.30	0.21	0.16	0.23	0.08	0.16
MnO	0.00	0.08	0.31	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	15.76	0.00	5.55	5.69	5.60	5.60	5.55	5.96	6.77	7.41	9.75
Na ₂ O	1.94	9.13	7.15	7.06	7.21	7.21	5.67	5.88	5.57	5.29	4.44
K ₂ O	0.34	0.44	1.01	0.92	1.11	1.11	1.08	0.80	0.92	0.76	0.69
Toplam	100.75	98.88	99.33	100.85	100.92	100.92	98.72	100.52	98.24	96.40	98.92
Si	8.98	12.17	11.04	10.98	11.10	11.10	11.16	11.05	10.91	10.70	10.32
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02
Al	7.00	4.01	4.93	5.05	4.86	4.86	4.95	5.09	5.17	5.39	5.70
Fe	0.07	0.02	0.06	0.07	0.00	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02
Mn	0.00	0.01	0.05	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	3.07	0.00	1.07	1.07	1.06	1.06	1.06	1.12	1.31	1.46	1.89
Na	0.68	3.10	2.48	2.41	2.46	2.46	1.96	2.00	1.95	1.89	1.56
K	0.08	0.10	0.23	0.21	0.25	0.25	0.25	0.18	0.21	0.18	0.16
Toplam	19.89	19.42	19.85	19.80	19.80	19.80	19.44	19.48	19.58	19.64	19.67
An	80.14	0.00	28.21	29.10	28.06	28.06	32.47	33.94	37.73	41.44	52.39
Or	2.05	3.10	6.11	5.58	6.60	6.60	7.55	5.45	6.08	5.04	4.41
Ab	17.81	96.90	65.68	65.32	65.35	65.35	59.97	60.61	56.19	53.51	43.20

8 oksijene göre hesaplanmıştır
m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

SOFULAR İGİNİMBİRİTİ

yer	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	k	m	k	m	k	k	k
SiO ₂	58.59	62.26	59.34	60.77	56.36	61.01	62.55	60.95	62.18	60.78	62.80	62.48
TiO ₂	0.13	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.25	0.30	0.08	0.00
Al ₂ O ₃	27.43	23.56	24.29	25.38	27.94	24.18	23.90	23.79	23.71	23.11	23.20	23.00
FeO _t	0.32	0.18	0.30	0.18	0.30	0.43	0.29	0.44	0.33	0.42	0.43	0.13
MnO	0.16	0.00	0.20	0.00	0.00	0.24	0.12	0.10	0.00	0.00	0.14	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	9.40	5.57	6.89	6.92	10.44	6.06	5.04	5.56	5.38	6.22	5.63	5.68
Na ₂ O	4.31	6.12	5.24	5.59	4.00	7.37	7.40	7.14	7.53	7.29	7.80	7.02
K ₂ O	0.60	1.06	1.00	0.73	0.56	0.81	0.96	0.88	1.04	0.81	0.91	0.92
Toplam	100.95	98.92	97.27	99.56	99.60	100.10	100.26	99.04	100.42	98.92	101.00	99.23
Si	10.36	11.12	10.84	10.81	10.14	10.88	11.07	10.95	11.01	10.96	11.08	11.16
Ti	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.04	0.01	0.00
Al	5.72	4.96	5.23	5.32	5.93	5.08	4.98	5.04	4.95	4.91	4.82	4.84
Fe	0.05	0.03	0.05	0.03	0.05	0.06	0.04	0.07	0.05	0.00	0.02	0.00
Mn	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.01	0.00	0.06	0.06	0.02
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.78	1.07	1.35	1.32	2.01	1.16	0.96	1.07	1.02	1.20	1.06	1.09
Na	1.48	2.12	1.86	1.93	1.40	2.55	2.54	2.49	2.59	2.55	2.67	2.43
K	0.14	0.24	0.23	0.17	0.13	0.18	0.22	0.20	0.23	0.19	0.21	0.21
Toplam	19.57	19.56	19.59	19.57	19.66	19.95	19.82	19.85	19.89	19.91	19.94	19.74
An	52.46	31.11	39.23	38.65	56.87	29.77	25.76	28.49	26.58	30.50	27.01	29.17
Or	4.02	7.06	6.77	4.86	3.65	4.74	5.84	5.34	6.11	4.74	5.23	5.61
Ab	43.52	61.83	54.00	56.48	39.49	65.49	68.40	66.17	67.31	64.76	67.76	65.23

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

SOFULAR İGİNİMBİRİTİ

yer	m	m	m	m	m	k	k	m	k	k	k	m	m
SiO ₂	56.82	60.52	60.74	59.33	59.82	61.24	63.57	58.42	60.61	61.96	64.89	57.00	59.19
TiO ₂	0.10	0.28	0.18	0.07	0.21	0.40	0.50	0.46	0.00	0.47	0.08	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	25.90	24.87	25.05	25.69	24.70	22.28	23.48	23.82	22.69	22.77	23.37	26.07	24.57
FeO _t	0.69	0.17	0.35	0.64	0.18	0.30	0.28	0.14	0.38	0.19	0.50	0.21	0.07
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.08	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	9.27	7.66	7.91	7.93	7.67	5.87	6.00	7.61	5.58	6.13	5.56	9.44	7.33
Na ₂ O	5.84	6.54	6.37	6.14	6.47	6.77	7.20	6.32	7.29	5.96	6.29	4.84	6.24
K ₂ O	0.48	0.72	0.64	0.39	0.57	0.91	0.91	0.71	0.95	0.80	0.82	0.45	0.64
Toplam	99.10	100.77	101.23	100.19	99.61	97.78	101.95	97.53	97.53	98.29	101.59	98.05	98.04
Si	10.33	10.72	10.72	10.58	10.72	11.12	11.08	10.71	11.06	11.15	11.27	10.40	10.75
Ti	0.01	0.04	0.02	0.01	0.03	11.12	11.08	10.71	11.06	11.15	11.27	10.40	10.75
Al	5.55	5.19	5.21	5.40	5.22	4.77	4.82	5.15	4.88	4.83	4.78	5.61	5.26
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.02	0.06	0.03	0.07	0.03	0.01
Mn	0.11	0.03	0.05	0.10	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.81	1.45	1.49	1.52	1.47	1.14	1.12	1.49	1.09	1.18	1.03	1.85	1.43
Na	2.06	2.25	2.18	2.12	2.25	2.39	2.43	2.25	2.58	2.08	2.12	1.71	2.20
K	0.11	0.16	0.14	0.09	0.13	0.21	0.20	0.17	0.22	0.18	0.18	0.11	0.15
Toplam	19.97	19.85	19.82	19.81	19.84	19.73	19.76	19.86	19.90	19.51	19.48	19.70	19.79
An	45.42	37.62	39.17	40.66	38.25	30.56	29.86	38.24	28.03	34.32	31.00	50.38	37.83
Or	2.81	4.21	3.75	2.41	3.38	5.63	5.37	4.27	5.69	5.32	5.47	2.87	3.92
Ab	51.76	58.17	57.08	56.93	58.37	63.81	64.77	57.49	66.28	60.36	63.52	46.75	58.25

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

SOFULAR İGN.			CEMİLKÖY İGNİMBİRİTİ										
yer	m	k	m	k	m	m	k	m	k	m	k	m	m
SiO ₂	62.96	61.12	49.02	48.64	48.32	49.00	48.77	48.10	49.77	48.55	46.37	49.27	62.56
TiO ₂	0.62	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22
Al ₂ O ₃	23.45	22.76	33.24	33.54	33.31	33.31	33.30	32.89	31.96	32.80	33.49	33.93	23.81
FeO _t	0.33	0.52	0.67	0.51	0.51	0.55	0.37	0.62	0.35	0.41	0.14	0.45	0.29
MnO	0.05	0.04	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
MgO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	6.23	5.79	15.15	16.05	16.58	15.58	15.48	15.94	15.00	16.14	17.84	15.51	5.48
Na ₂ O	7.26	7.21	1.71	1.53	1.47	1.68	1.54	1.47	1.73	1.70	0.81	1.60	7.48
K ₂ O	1.01	0.83	0.35	0.35	0.34	0.30	0.33	0.37	0.55	0.42	0.44	0.20	1.00
Toplam	101.92	98.29	100.18	100.63	100.56	100.43	99.79	99.39	99.37	100.03	99.09	100.97	100.91
Si	11.01	11.07	8.94	8.85	8.82	8.92	8.92	8.87	9.13	8.90	8.61	8.90	11.02
Ti	11.01	11.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Al	4.83	4.86	7.14	7.19	7.16	7.14	7.18	7.15	6.91	7.08	7.33	7.22	4.94
Fe	0.05	0.08	0.10	0.08	0.08	0.08	0.06	0.10	0.05	0.06	0.02	0.07	0.04
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.17	1.12	2.96	3.13	3.24	3.04	3.03	3.15	2.95	3.17	3.55	3.00	1.04
Na	2.46	2.53	0.60	0.54	0.52	0.59	0.55	0.52	0.61	0.61	0.29	0.56	2.55
K	0.22	0.19	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.09	0.13	0.10	0.10	0.05	0.23
Toplam	19.84	19.86	19.83	19.87	19.90	19.84	19.81	19.87	19.79	19.91	19.92	19.80	19.86
An	30.29	29.19	81.18	83.49	84.42	82.08	82.95	83.73	79.84	81.86	89.98	83.18	27.14
Or	5.83	5.00	2.25	2.15	2.05	1.87	2.11	2.32	3.51	2.51	2.66	1.27	5.90
Ab	63.88	65.80	16.57	14.36	13.53	16.05	14.94	13.95	16.66	15.63	7.36	15.55	66.96

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

CEMİLKÖY İGNİMBİRİTİ

yer	m	k	m	k	m	m	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO ₂	60.82	58.70	47.23	48.48	46.92	59.17	59.27	58.49	59.53	58.15	62.42	58.54	58.02
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.08	0.20	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	25.20	26.47	34.21	34.05	34.75	25.36	26.06	24.85	22.80	26.19	23.51	25.22	26.09
FeO _t	0.34	0.38	0.38	0.21	0.61	0.37	0.20	0.10	0.07	0.24	0.35	0.00	0.27
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
MgO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	6.69	8.08	16.79	16.62	16.74	7.33	8.08	7.98	6.10	8.87	5.56	7.87	8.72
Na ₂ O	6.75	5.92	1.15	1.24	0.84	6.39	5.55	5.34	6.24	5.21	6.64	5.13	5.16
K ₂ O	0.72	0.53	0.33	0.28	0.24	0.73	0.64	0.52	1.08	0.64	0.90	0.58	0.61
Toplam	100.52	100.08	100.09	100.90	100.13	99.35	99.96	97.29	96.00	99.38	99.59	97.34	98.97
Si	10.77	10.48	8.66	8.79	8.59	10.64	10.57	10.69	11.01	10.46	11.10	10.68	10.48
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00
Al	5.26	5.57	7.39	7.27	7.50	5.37	5.48	5.35	4.97	5.55	4.93	5.42	5.55
Fe	0.05	0.06	0.06	0.03	0.09	0.06	0.03	0.02	0.01	0.04	0.05	0.00	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.27	1.55	3.30	3.23	3.29	1.41	1.54	1.56	1.21	1.71	1.06	1.54	1.69
Na	2.32	2.05	0.41	0.44	0.30	2.23	1.92	1.89	2.24	1.82	2.29	1.81	1.81
K	0.16	0.12	0.08	0.07	0.06	0.17	0.15	0.12	0.25	0.15	0.20	0.14	0.14
Toplam	19.84	19.82	19.89	19.83	19.83	19.87	19.72	19.64	19.72	19.73	19.66	19.59	19.72
An	33.84	41.62	87.22	86.55	90.25	37.10	42.81	43.71	32.66	46.52	29.81	44.09	46.41
Or	4.36	3.24	2.01	1.76	1.57	4.38	4.04	3.41	6.86	3.98	5.74	3.89	3.84
Ab	61.80	55.14	10.76	11.69	8.18	58.53	53.16	52.88	60.47	49.50	64.45	52.03	49.75

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

CEMİLKÖY İGNİMBİRİTİ

yer	m-k	m-k	m-k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k
SiO ₂	60.93	60.61	59.86	58.21	60.96	62.59	61.07	58.15	51.38	56.82	62.06	59.84	59.64
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	1.09	0.03	0.27	0.00	0.18	0.18
Al ₂ O ₃	25.63	26.07	25.98	27.19	23.34	23.43	24.26	26.15	29.50	25.56	23.18	24.28	25.74
FeO _t	0.39	0.16	0.23	0.39	0.54	0.11	0.52	0.07	0.56	0.97	0.18	0.18	0.00
MnO	0.49	0.11	0.05	0.00	0.31	0.22	0.31	0.64	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	7.33	7.95	7.81	8.41	5.67	5.22	6.00	6.25	13.02	8.48	5.39	6.93	7.50
Na ₂ O	5.56	5.47	5.53	5.76	7.28	7.73	7.38	7.83	4.15	6.07	7.48	7.15	6.84
K ₂ O	0.63	0.53	0.55	0.49	0.99	0.85	0.77	0.91	0.16	0.33	0.75	0.51	0.47
Toplam	100.96	100.89	100.01	100.46	99.31	100.16	100.31	101.12	98.83	99.00	99.05	99.07	100.38
Si	10.74	10.68	10.64	10.36	10.96	11.09	10.87	10.36	9.47	10.35	11.11	10.77	10.60
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.15	0.00	0.04	0.00	0.02	0.02
Al	5.32	5.41	5.44	5.71	4.95	4.90	5.09	5.49	6.41	5.49	4.89	5.15	5.39
Fe	0.06	0.02	0.03	0.06	0.08	0.02	0.08	0.10	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
Mn	0.07	0.02	0.01	0.00	0.05	0.03	0.05	0.01	0.09	0.15	0.03	0.03	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.38	1.50	1.49	1.60	1.09	0.99	1.14	1.19	2.57	1.66	1.03	1.34	1.43
Na	1.90	1.87	1.91	1.99	2.54	2.66	2.55	2.71	1.48	2.14	2.60	2.50	2.36
K	0.14	0.12	0.13	0.11	0.23	0.19	0.17	0.21	0.04	0.08	0.17	0.12	0.11
Toplam	19.62	19.61	19.65	19.83	19.92	19.88	19.95	20.21	20.08	19.98	19.83	19.93	19.91
An	40.38	43.01	42.26	43.33	28.31	25.81	29.60	29.06	62.84	42.72	27.20	33.87	36.68
Or	4.13	3.40	3.56	2.98	5.88	5.01	4.52	5.04	0.90	1.98	4.50	2.96	2.73
Ab	55.49	53.59	54.18	53.69	65.81	69.18	65.88	65.90	36.26	55.30	68.29	63.17	60.59

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

CEMİLKÖY İGN.				TAHAR İGNİMBİRİTİ									
yer	k	k	k	m	k	m	k	m	m	k	m	m	k
SiO ₂	58.41	60.59	55.04	53.22	56.60	54.86	57.40	46.62	46.36	48.44	48.28	57.49	58.22
TiO ₂	0.00	0.17	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00
Al ₂ O ₃	27.33	25.12	28.66	29.49	28.59	28.73	27.47	34.73	35.16	33.19	34.31	26.46	26.55
FeO _t	0.03	0.01	0.23	0.70	0.26	0.36	0.36	0.59	0.15	0.68	0.15	0.31	0.23
MnO	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.16	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
CaO	8.67	7.08	11.58	12.57	10.24	11.33	9.84	16.75	18.04	15.63	16.55	9.12	8.55
Na ₂ O	6.41	6.89	4.37	3.20	4.45	4.21	4.72	0.43	0.31	1.45	1.11	5.37	5.36
K ₂ O	0.28	0.33	0.34	0.44	0.41	0.40	0.46	0.22	0.21	0.28	0.18	0.46	0.39
Toplam	101.13	100.20	100.37	99.64	100.55	99.89	100.25	99.35	100.23	99.82	100.58	99.52	99.30
Si	10.34	10.75	9.89	9.68	10.09	9.90	10.26	8.59	8.49	8.88	8.76	10.35	10.46
Ti	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Al	5.70	5.25	6.07	6.32	6.01	6.11	5.79	7.54	7.59	7.17	7.34	5.62	5.62
Fe	0.00	0.00	0.03	0.11	0.04	0.05	0.05	0.09	0.02	0.10	0.02	0.05	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	1.64	1.35	2.23	2.45	1.96	2.19	1.88	3.31	3.54	3.07	3.22	1.76	1.65
Na	2.20	2.37	1.52	1.13	1.54	1.47	1.64	0.16	0.11	0.52	0.39	1.87	1.87
K	0.06	0.08	0.08	0.10	0.09	0.09	0.11	0.05	0.05	0.06	0.04	0.11	0.09
Toplam	19.95	19.82	19.85	19.78	19.72	19.83	19.72	19.74	19.80	19.83	19.78	19.81	19.71
An	42.06	35.49	58.18	66.56	54.50	58.30	51.96	94.11	95.67	84.08	88.15	47.06	45.69
Or	1.60	1.99	2.06	2.79	2.61	2.46	2.92	1.48	1.36	1.77	1.16	2.84	2.50
Ab	56.34	62.52	39.75	30.65	42.89	39.23	45.12	4.42	2.97	14.15	10.69	50.10	51.81

8 oksijene göre
hesaplanmıştır
m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

TAHAR İGNİMBİRİTİ									ZELVE İGNİMBİRİTİ				
yer	m	k	m	k	m	m	m	m	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO ₂	56.05	57.41	62.03	46.61	56.07	53.85	46.77	48.10	58.38	54.37	57.35	57.67	57.01
TiO ₂	0.04	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.51
Al ₂ O ₃	27.81	28.17	23.77	33.12	27.28	28.88	33.31	33.59	26.90	29.36	25.73	26.54	26.34
FeO _t	0.10	0.27	0.15	0.60	0.53	0.36	0.33	0.46	0.59	0.47	0.67	0.64	0.18
MnO	0.00	0.00	0.25	0.22	0.06	0.12	0.00	0.00	0.00	0.15	0.10	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
CaO	10.59	10.33	5.56	17.08	10.69	11.65	18.59	17.23	9.50	12.67	9.02	9.60	9.91
Na ₂ O	4.65	4.96	8.00	1.10	4.74	4.14	1.12	1.14	4.85	3.57	4.44	4.34	4.28
K ₂ O	0.22	0.19	0.54	0.11	0.31	0.18	0.10	0.03	0.70	0.52	0.76	0.73	0.78
Toplam	99.45	101.32	100.43	98.84	99.68	99.18	100.27	100.54	101.11	101.14	98.06	99.52	99.01
Si	10.11	10.16	10.99	8.68	10.13	9.80	8.61	8.77	10.35	9.74	10.47	10.38	10.32
Ti	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.07
Al	5.91	5.88	4.96	7.27	5.81	6.20	7.23	7.22	5.62	6.20	5.54	5.63	5.62
Fe	0.00	0.00	0.04	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.09	0.07	0.10	0.10	0.03
Mn	0.01	0.04	0.02	0.09	0.08	0.06	0.05	0.07	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	2.05	1.96	1.05	3.41	2.07	2.27	3.67	3.36	1.81	2.43	1.76	1.85	1.92
Na	1.63	1.70	2.75	0.40	1.66	1.46	0.40	0.40	1.67	1.24	1.57	1.51	1.50
K	0.05	0.04	0.12	0.03	0.07	0.04	0.02	0.01	0.16	0.12	0.18	0.17	0.18
Toplam	19.77	19.78	19.95	19.90	19.83	19.85	19.98	19.83	19.72	19.84	19.64	19.64	19.64
An	54.93	52.91	26.87	88.99	54.42	60.17	89.68	89.14	49.72	64.17	50.25	52.41	53.32
Or	1.38	1.14	3.13	0.67	1.87	1.14	0.56	0.18	4.38	3.16	5.01	4.74	5.00
Ab	43.69	45.96	70.00	10.35	43.71	38.69	9.76	10.68	45.89	32.67	44.74	42.85	41.68

8 oksijene göre hesaplanmıştır

c: merkez r: kenar

EK 3- devam ediyor.

ZELVE İGNİMBİRİTİ						GÖRDELES İGNİMBİRİTİ								
yer	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO ₂	59.51	55.30	57.37	56.30	58.34	60.28	62.08	60.76	60.99	58.78	61.14	59.23	63.06	
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.14	0.00	0.11	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	26.60	26.73	26.76	27.74	27.02	24.22	23.18	24.12	23.45	24.28	23.74	22.99	24.21	
FeO _t	0.18	0.82	0.72	0.52	0.89	0.17	0.18	0.00	0.13	0.65	0.38	0.33	0.34	
MnO	0.00	0.00	0.08	0.03	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.12	0.27	
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	8.76	9.70	9.74	11.23	8.85	6.98	5.55	6.59	6.04	7.69	6.14	6.36	6.12	
Na ₂ O	4.86	4.90	4.57	3.65	4.99	5.65	5.89	5.64	5.72	5.35	5.94	5.86	6.18	
K ₂ O	0.61	0.56	0.73	0.60	0.57	0.88	1.11	0.83	1.05	0.99	1.00	1.19	1.13	
Toplam	100.53	98.02	99.96	100.24	100.73	98.33	97.99	98.06	97.37	98.11	98.34	96.08	101.31	
Si	10.54	10.17	10.31	10.10	10.37	10.88	11.18	10.96	11.08	10.71	11.02	10.97	11.04	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	
Al	5.55	5.79	5.67	5.87	5.66	5.15	4.92	5.13	5.02	5.22	5.04	5.02	5.00	
Fe	0.03	0.13	0.11	0.08	0.13	0.03	0.03	0.00	0.02	0.10	0.06	0.05	0.05	
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.04	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	1.66	1.91	1.88	2.16	1.69	1.35	1.07	1.27	1.17	1.50	1.19	1.26	1.15	
Na	1.67	1.75	1.59	1.27	1.72	1.98	2.06	1.97	2.01	1.89	2.08	2.11	2.10	
K	0.14	0.13	0.17	0.14	0.13	0.20	0.26	0.19	0.24	0.23	0.23	0.28	0.25	
Toplam	19.59	19.88	19.73	19.64	19.72	19.61	19.51	19.54	19.54	19.70	19.61	19.71	19.63	
An	47.90	50.40	51.59	60.55	47.70	38.27	31.65	37.06	34.24	41.46	33.94	34.59	32.78	
Or	3.99	3.49	4.59	3.86	3.64	5.71	7.56	5.58	7.09	6.33	6.57	7.70	7.23	
Ab	48.11	46.11	43.82	35.58	48.66	56.02	60.79	57.36	58.67	52.20	59.48	57.71	59.99	

8 oksijene göre hesaplanmıştır
m:merkez k:kenar

EK 3- devam ediyor.

GÖRDELES İGNİMBİRİTİ										KIZILKAYA İGNİMBİRİTİ				
yer	m-k	m	k	m	k	m	k	m	k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO ₂	61.24	60.40	62.35	59.96	60.68	61.66	61.21	61.33	57.03	50.86	60.67	59.94	61.76	46.32
TiO ₂	0.00	0.13	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.72	23.77	24.28	23.23	24.06	24.15	24.60	24.45	25.07	31.23	24.39	24.91	24.05	35.02
FeO _t	0.39	0.30	0.19	0.72	0.11	0.05	0.25	0.37	0.37	0.22	0.27	0.38	0.15	0.48
MnO	0.00	0.02	0.05	0.47	0.03	0.00	0.19	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	6.22	6.37	5.96	5.20	6.70	6.56	6.78	6.74	7.90	13.41	5.95	6.56	5.55	16.98
Na ₂ O	6.76	6.72	6.37	8.15	7.29	6.33	5.95	6.37	7.28	2.91	7.04	6.56	7.28	0.84
K ₂ O	0.82	0.89	0.69	1.04	0.95	0.80	0.77	0.89	0.59	0.33	0.76	0.65	0.78	0.26
Toplam	100.15	98.60	99.89	98.76	100.09	99.56	99.75	100.15	98.51	98.96	99.09	98.99	99.56	99.91
Si	10.87	10.91	11.03	10.89	10.83	10.98	10.89	10.89	10.43	9.33	10.88	10.77	11.00	8.51
Ti	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	5.17	5.06	5.06	4.97	5.06	5.07	5.16	5.12	5.40	6.75	5.16	5.28	5.05	7.58
Fe	0.06	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.04	0.06	0.02	0.07
Mn	0.00	0.05	0.03	0.11	0.02	0.01	0.04	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.18	1.23	1.13	1.01	1.28	1.25	1.29	1.28	1.55	2.63	1.14	1.26	1.06	3.34
Na	2.33	2.35	2.18	2.87	2.52	2.19	2.05	2.20	2.58	1.03	2.45	2.28	2.51	0.30
K	0.19	0.20	0.16	0.24	0.22	0.18	0.17	0.20	0.14	0.08	0.17	0.15	0.18	0.06
Toplam	19.80	19.82	19.60	20.17	19.97	19.67	19.64	19.75	20.19	19.85	19.85	19.80	19.82	19.87
An	32.01	32.53	32.54	24.54	31.87	34.58	36.73	34.86	36.31	70.36	30.38	34.16	28.25	90.30
Or	5.03	5.39	4.51	5.83	5.37	5.03	4.94	5.45	3.20	2.05	4.59	4.03	4.70	1.65
Ab	62.96	62.09	62.95	69.62	62.76	60.39	58.34	59.69	60.49	27.59	65.03	61.81	67.05	8.05

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez k: kenar

EK 3- devam ediyor.

KIZILKAYA İGİNİBİRİTİ

yer	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO₂	52.89	62.68	48.40	61.60	60.82	61.94	61.07	60.81	59.82	62.27	60.40	62.52	63.18
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	30.02	23.73	32.49	23.80	23.40	24.23	24.06	23.91	23.46	23.63	24.92	24.58	24.37
FeO_t	0.57	0.41	0.93	0.14	0.50	0.47	0.57	0.15	0.70	0.46	0.39	0.05	0.22
MnO	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.15	0.00	0.14	0.05	0.00	0.00	0.00
MgO	0.02	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	12.57	5.30	15.08	6.72	6.20	5.86	7.10	6.38	6.45	5.78	7.26	6.62	6.23
Na₂O	3.37	7.39	1.73	6.34	6.28	6.32	6.08	6.30	6.07	6.44	5.89	6.31	6.43
K₂O	0.45	0.82	0.31	0.95	0.96	0.72	1.05	0.92	0.93	0.93	0.78	0.90	0.90
Toplam	100.06	100.34	99.03	99.99	98.16	99.78	100.29	98.48	97.58	99.55	99.64	100.98	101.34
Si	9.59	11.08	8.94	10.95	11.01	11.00	10.87	10.96	10.93	11.08	10.79	10.97	11.04
Ti	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	6.41	4.94	7.08	4.99	4.99	5.07	5.05	5.08	5.05	4.96	5.25	5.08	5.02
Fe	0.09	0.06	0.14	0.02	0.07	0.07	0.08	0.02	0.11	0.07	0.06	0.01	0.03
Mn	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.44	1.00	2.99	1.28	1.20	1.11	1.35	1.23	1.26	1.10	1.39	1.25	1.17
Na	1.18	2.53	0.62	2.18	2.20	2.17	2.10	2.20	2.15	2.22	2.04	2.15	2.18
K	0.10	0.18	0.07	0.22	0.22	0.16	0.24	0.21	0.22	0.21	0.18	0.20	0.20
Toplam	19.85	19.81	19.86	19.70	19.71	19.63	19.75	19.71	19.73	19.65	19.70	19.66	19.64
An	65.46	26.98	81.20	34.78	33.14	32.29	36.68	33.79	34.79	31.14	38.53	34.67	32.87
Or	2.78	4.97	1.99	5.85	6.14	4.70	6.44	5.82	5.97	6.00	4.93	5.60	5.68
Ab	31.76	68.05	16.81	59.37	60.73	63.02	56.87	60.39	59.23	62.85	56.54	59.74	61.45

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

KIZILKAYA İGİNİMBİRİTİ

yer	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO ₂	61.02	61.36	60.16	61.58	61.14	62.09	59.07	60.65	60.11	62.37	60.66	63.49	61.25
TiO ₂	0.00	0.00	0.19	0.06	0.00	0.12	0.06	0.00	0.39	0.00	0.00	0.36	0.00
Al ₂ O ₃	23.64	23.76	23.44	24.05	24.00	24.01	22.88	23.76	23.51	23.95	23.71	25.14	24.46
FeO _t	0.05	0.54	0.24	0.00	0.50	0.09	0.07	0.28	0.10	0.39	0.54	0.01	0.34
MnO	0.00	0.20	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.23	0.04	0.05	0.70	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	6.21	6.15	6.47	6.05	6.08	6.30	6.14	6.15	6.51	5.83	6.14	7.13	7.05
Na ₂ O	6.38	6.39	6.32	6.08	6.16	6.51	5.95	6.23	6.22	6.37	5.79	5.91	5.53
K ₂ O	1.01	1.02	0.98	0.80	0.85	0.95	1.00	0.87	1.00	0.97	0.76	0.71	0.88
Toplam	98.31	99.40	97.80	98.62	98.95	100.08	95.17	98.18	97.88	99.94	98.30	102.75	99.50
Si	11.01	10.98	10.94	11.03	10.97	11.00	11.01	10.97	10.92	11.06	10.97	10.93	10.92
Ti	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00
Al	5.03	5.01	5.03	5.08	5.08	5.02	5.03	5.06	5.03	5.00	5.05	5.10	5.14
Fe	0.01	0.08	0.04	0.00	0.07	0.01	0.01	0.04	0.01	0.06	0.08	0.00	0.05
Mn	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.11	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.20	1.18	1.26	1.16	1.17	1.20	1.23	1.19	1.27	1.11	1.19	1.32	1.35
Na	2.23	2.22	2.23	2.11	2.14	2.24	2.15	2.19	2.19	2.19	2.03	1.97	1.91
K	0.23	0.23	0.23	0.18	0.19	0.21	0.24	0.20	0.23	0.22	0.18	0.16	0.20
Toplam	19.71	19.73	19.75	19.57	19.66	19.70	19.67	19.69	19.72	19.65	19.61	19.53	19.57
An	32.76	32.49	33.90	33.62	33.34	32.80	33.95	33.30	34.32	31.48	35.02	38.20	38.95
Or	6.32	6.40	6.15	5.28	5.56	5.88	6.60	5.61	6.30	6.25	5.18	4.50	5.76
Ab	60.92	61.11	59.95	61.09	61.11	61.31	59.46	61.09	59.38	62.27	59.79	57.30	55.29

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

KIZILKAYA İGNİMBİRİTİ

yer	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m	m	m
SiO ₂	61.67	61.22	60.09	64.77	61.75	62.26	60.61	60.43	60.56	62.31
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.47	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.12
Al ₂ O ₃	24.58	24.60	23.57	25.14	24.00	24.29	23.96	24.61	23.87	24.36
FeO _t	0.11	0.49	0.51	0.18	0.55	0.34	0.06	0.20	0.08	0.05
MnO	0.00	0.25	0.19	0.00	0.37	0.06	0.15	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	7.03	6.52	6.03	7.30	6.33	6.66	6.58	7.40	6.87	6.54
Na ₂ O	5.87	5.59	5.40	6.26	5.89	5.79	5.91	6.51	6.45	6.94
K ₂ O	0.86	0.70	0.90	0.93	0.99	0.83	0.85	0.65	0.71	0.76
Toplam	100.13	99.37	96.70	105.04	99.90	100.24	98.11	99.81	98.55	101.09
Si	10.92	10.92	11.01	10.95	10.99	11.00	10.95	10.79	10.92	10.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Al	5.13	5.17	5.09	5.01	5.03	5.06	5.10	5.18	5.07	5.04
Fe	0.02	0.07	0.08	0.02	0.08	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.04	0.03	0.00	0.06	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.33	1.25	1.18	1.32	1.21	1.26	1.27	1.41	1.33	1.23
Na	2.02	1.93	1.92	2.05	2.03	1.98	2.07	2.26	2.25	2.36
K	0.19	0.16	0.21	0.20	0.22	0.19	0.20	0.15	0.16	0.17
Toplam	19.62	19.54	19.51	19.61	19.62	19.55	19.63	19.82	19.75	19.78
An	37.64	37.28	35.75	36.98	34.85	36.76	36.01	37.05	35.42	32.71
Or	5.47	4.79	6.38	5.62	6.48	5.44	5.52	3.90	4.39	4.53
Ab	56.90	57.92	57.87	57.40	58.67	57.80	58.47	59.06	60.19	62.77

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 3- devam ediyor.

VALİBATEPE İĞNİMBİRİTİ

yer	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO ₂	59.09	57.97	58.58	62.65	59.07	59.53	59.34	59.09	55.30	59.16
TiO ₂	0.00	0.00	0.46	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.01	0.13
Al ₂ O ₃	26.11	25.04	25.17	28.00	26.63	26.30	27.45	27.22	25.50	26.13
FeO _t	0.93	0.01	0.01	0.45	0.01	0.01	0.26	0.00	0.01	0.01
MnO	0.31	0.01	0.01	0.18	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08
CaO	7.60	7.23	8.91	9.30	10.15	8.77	9.45	9.51	9.56	9.09
Na ₂ O	5.12	4.86	4.91	5.06	4.50	5.25	4.62	4.76	4.29	5.38
K ₂ O	0.26	0.46	0.53	0.35	0.59	0.42	0.54	0.46	0.58	0.45
Toplam	99.43	95.58	98.57	106.02	101.19	100.28	101.68	101.06	95.26	100.43
Si	10.58	10.72	10.59	10.53	10.43	10.57	10.41	10.42	10.38	10.51
Ti	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Al	5.51	5.46	5.36	5.54	5.54	5.50	5.68	5.66	5.64	5.47
Fe	0.14	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Mn	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Ca	1.46	1.43	1.73	1.67	1.92	1.67	1.78	1.80	1.92	1.73
Na	1.78	1.74	1.72	1.65	1.54	1.81	1.57	1.63	1.56	1.85
K	0.06	0.11	0.12	0.07	0.13	0.09	0.12	0.10	0.14	0.10
Toplam	19.58	19.47	19.59	19.56	19.60	19.63	19.60	19.61	19.65	19.71
An	44.25	43.63	48.38	49.29	53.41	46.74	51.17	50.94	53.07	46.97
Or	1.79	3.29	3.42	2.20	3.70	2.66	3.50	2.94	3.85	2.78
Ab	53.96	53.08	48.20	48.52	42.88	50.61	45.33	46.12	43.09	50.25

8 oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 4- Amfibol Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%)

TAHAR İĞNİMBİRİTİ

yer	m	k	m	m	k	k	m	m	m	m	k	m	k	m	m
SiO₂	46.09	45.42	46.44	43.97	44.28	44.71	46.29	44.89	43.73	44.92	44.43	43.74	47.59	44.11	46.15
TiO₂	1.77	1.47	1.47	2.07	2.44	1.81	0.73	1.14	1.37	1.65	1.99	1.56	1.67	1.65	1.41
Al₂O₃	9.80	10.06	9.51	10.12	10.00	10.31	9.90	9.60	9.71	9.56	9.36	9.85	9.16	9.35	9.27
FeO_t	13.20	13.91	11.44	15.23	13.87	14.06	13.23	14.80	13.99	12.54	12.32	12.28	12.29	13.79	13.86
MnO	0.00	0.08	0.18	0.40	0.08	0.14	0.54	0.39	0.34	0.27	0.00	0.00	0.00	0.35	0.14
MgO	14.58	14.03	15.78	13.18	13.35	13.28	14.86	14.44	13.78	13.98	13.87	13.82	12.25	13.90	14.19
CaO	10.10	9.90	9.93	10.79	10.34	10.67	9.95	9.87	9.65	10.63	11.01	10.26	10.23	10.31	11.16
Na₂O	1.64	1.60	1.15	1.43	1.46	1.41	1.42	1.79	1.28	1.24	1.20	1.28	0.87	1.36	1.29
K₂O	0.42	0.27	0.23	0.53	0.33	0.37	0.27	0.38	0.10	0.47	0.36	0.21	0.31	0.25	0.37
Toplam	97.59	96.73	96.13	97.71	96.18	96.76	97.19	97.30	93.94	95.25	94.54	93.01	94.38	95.08	97.85
Si	6.73	6.71	6.80	6.53	6.60	6.63	6.78	6.65	6.67	6.72	6.70	6.68	7.09	6.66	6.76
Ti	0.19	0.16	0.16	0.23	0.27	0.20	0.08	0.13	0.16	0.19	0.23	0.18	0.19	0.19	0.16
Al	1.69	1.75	1.64	1.77	1.76	1.80	1.71	1.68	1.74	1.69	1.66	1.77	1.61	1.66	1.60
Fe⁺²	1.61	1.72	1.40	1.89	1.73	1.74	1.62	1.83	1.78	1.57	1.55	1.57	1.53	1.74	1.70
Mn	0.00	0.01	0.02	0.05	0.01	0.02	0.07	0.05	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02
Mg	3.17	3.09	3.44	2.92	2.97	2.94	3.24	3.19	3.13	3.12	3.12	3.15	2.72	3.13	3.10
Ca	1.58	1.57	1.56	1.72	1.65	1.70	1.56	1.57	1.58	1.70	1.78	1.68	1.63	1.67	1.75
Na	0.46	0.46	0.33	0.41	0.42	0.41	0.40	0.51	0.38	0.36	0.35	0.38	0.25	0.40	0.37
K	0.08	0.05	0.04	0.10	0.06	0.07	0.05	0.07	0.02	0.09	0.07	0.04	0.06	0.05	0.07
İsim	Mhb	Ts	Mhb	Ts	Ts	Ts	Mhb	Ts	Ts	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Ts	Mhb

23 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez k: kenar

EK 4- devam ediyor.

TAHAR İGNİMBİRİTİ						CEMİLKÖY İGN.			KIZILKAYA İGNİMBİRİTİ								
yer	k	m	m	m	m	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO ₂	45.97	46.19	44.97	43.17	43.27	43.78	43.55	45.39	52.31	52.07	50.15	47.65	48.62	49.24	47.88	48.98	
TiO ₂	1.13	1.58	2.05	1.70	1.80	2.09	1.45	1.69	0.62	0.75	0.82	1.20	1.32	1.00	1.07	0.90	
Al ₂ O ₃	9.43	8.36	9.50	8.60	9.40	11.07	11.09	10.84	5.17	5.19	6.11	5.82	6.03	6.27	6.04	6.34	
FeO _t	11.83	12.22	13.25	14.11	13.33	14.13	15.01	12.86	11.66	12.58	12.44	12.68	13.51	12.85	12.99	12.45	
MnO	0.20	0.06	0.18	0.32	0.14	0.17	0.39	0.09	0.43	0.60	0.43	0.47	0.53	0.52	0.52	0.49	
MgO	15.30	13.81	13.17	12.48	12.78	12.94	12.78	13.66	16.89	16.65	15.41	14.88	15.10	15.68	15.01	15.98	
CaO	10.96	11.22	11.01	11.45	11.21	10.54	10.28	10.66	10.08	10.66	10.38	10.61	11.27	10.52	10.75	9.99	
Na ₂ O	1.15	0.93	1.25	1.03	1.50	1.75	1.68	1.83	0.91	0.76	0.96	0.86	0.92	1.04	0.87	1.29	
K ₂ O	0.26	0.24	0.30	0.57	0.40	0.50	0.58	0.50	0.27	0.21	0.41	0.52	0.58	0.40	0.53	0.39	
Toplam	96.23	94.60	95.68	93.44	93.84	96.97	96.82	97.53	98.33	99.47	97.11	94.68	97.87	97.52	95.67	96.80	
Si	6.77	6.92	6.72	6.69	6.64	6.50	6.51	6.64	7.43	7.69	7.28	7.16	7.10	7.16	7.13	7.16	
Ti	0.13	0.18	0.23	0.20	0.21	0.23	0.16	0.19	0.07	0.08	0.09	0.14	0.14	0.11	0.12	0.10	
Al	1.64	1.48	1.67	1.57	1.70	1.94	1.95	1.87	0.87	0.90	1.05	1.03	1.04	1.07	1.06	1.09	
Fe ⁺²	1.46	1.53	1.66	1.83	1.71	1.76	1.88	1.57	1.39	1.55	1.51	1.59	1.65	1.56	1.62	1.52	
Mn	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.05	0.01	0.05	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	
Mg	3.36	3.09	2.93	2.88	2.92	2.87	2.85	2.98	3.58	3.66	3.34	3.33	3.29	3.40	3.33	3.48	
Ca	1.73	1.80	1.76	1.90	1.84	1.68	1.65	1.67	1.53	1.69	1.61	1.71	1.76	1.64	1.72	1.56	
Na	0.33	0.27	0.36	0.31	0.45	0.50	0.49	0.52	0.25	0.22	0.27	0.25	0.26	0.29	0.25	0.37	
K	0.05	0.05	0.06	0.11	0.08	0.09	0.11	0.09	0.05	0.04	0.08	0.10	0.11	0.07	0.10	0.07	
İsim	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Ts	Ts	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	

23 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez k: kenar

EK 4- devam ediyor.

KIZILKAYA İGİNİMBİRİTİ							ZELVE İGİNİMBİRİTİ									
yer	m-k	m-k	m	k	m	k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO₂	49.95	49.49	45.24	45.51	46.15	45.97	46.86	46.87	47.73	47.29	46.52	46.60	46.79	49.03	49.00	48.51
TiO₂	1.07	1.01	2.40	1.78	1.41	1.13	1.12	1.00	0.96	1.16	0.82	0.79	1.30	0.68	1.19	1.03
Al₂O₃	6.33	4.92	10.25	9.54	9.27	9.43	7.35	7.33	8.14	7.76	7.69	8.29	7.87	7.04	7.19	7.26
FeO_t	13.20	12.22	13.62	14.43	13.86	11.83	14.80	14.68	14.44	15.67	14.64	14.33	15.39	14.13	15.29	14.62
MnO	0.48	0.59	0.00	0.49	0.14	0.20	0.62	0.56	0.33	0.52	0.51	0.57	0.77	0.60	0.74	0.68
MgO	15.87	15.87	13.87	14.83	14.19	15.30	13.44	13.42	13.54	13.41	13.49	13.54	13.26	14.13	14.42	13.73
CaO	10.81	10.87	11.21	10.09	11.16	10.96	11.15	11.06	10.22	10.98	10.46	10.00	11.14	10.21	11.32	10.99
Na₂O	0.99	0.67	0.39	0.17	0.37	0.26	0.95	1.18	1.17	1.12	1.16	1.36	1.13	0.97	1.00	0.97
K₂O	0.48	0.37	1.67	1.87	1.29	1.15	0.51	0.58	0.44	0.47	0.42	0.50	0.59	0.30	0.69	0.51
Toplam	99.19	96.01	98.65	98.71	97.84	96.23	96.79	96.68	96.98	98.38	95.71	95.99	98.24	97.09	100.84	98.31
Si	7.15	7.29	6.58	6.63	6.76	6.77	6.98	6.99	7.03	6.94	6.98	6.96	6.89	7.18	7.00	7.07
Ti	0.12	0.11	0.26	0.19	0.16	0.13	0.12	0.11	0.11	0.13	0.09	0.09	0.14	0.07	0.13	0.11
Al	1.07	0.85	1.76	1.64	1.60	1.64	1.29	1.29	1.41	1.34	1.36	1.46	1.37	1.22	1.21	1.25
Fe⁺²	1.58	1.51	1.66	1.76	1.70	1.46	1.84	1.83	1.78	1.92	1.84	1.79	1.90	1.73	1.83	1.78
Mn	0.06	0.07	0.00	0.06	0.02	0.02	0.08	0.07	0.04	0.06	0.07	0.07	0.10	0.07	0.09	0.08
Mg	3.39	3.49	3.01	3.22	3.10	3.36	2.98	2.98	2.97	2.93	3.02	3.01	2.91	3.09	3.07	2.98
Ca	1.66	1.72	1.75	1.57	1.75	1.73	1.78	1.77	1.61	1.73	1.68	1.60	1.76	1.60	1.73	1.72
Na	0.28	0.19	0.47	0.53	0.37	0.33	0.27	0.34	0.34	0.32	0.34	0.39	0.32	0.27	0.28	0.27
K	0.09	0.07	0.07	0.03	0.07	0.05	0.10	0.11	0.08	0.09	0.08	0.10	0.11	0.06	0.13	0.10
İsim	Mhb	Mhb	Mhb	Ts	Ts	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb

23 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez k: kenar

EK 5– Piroksen Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%)

GÖRDELES İĞNİMBİRİTİ															
yer	m	m	m	k	m	k	m	k	m	k	m	m	k	m-k	m-k
SiO₂	51.99	54.52	54.45	53.95	53.98	54.46	52.37	52.62	51.50	53.85	53.54	52.00	53.62	53.33	53.17
TiO₂	0.57	0.00	0.19	0.00	0.56	0.00	0.17	0.17	0.47	0.00	0.11	0.71	0.06	0.01	0.27
Al₂O₃	2.98	0.85	0.88	0.86	1.26	0.96	0.94	0.76	0.70	0.87	1.32	0.51	0.59	0.73	1.67
FeO_t	9.51	9.24	9.41	9.16	10.25	9.22	9.80	9.89	10.28	9.36	9.06	10.12	9.60	9.98	11.84
MnO	0.00	0.53	0.62	0.70	0.71	0.87	1.09	1.18	1.33	0.38	0.53	1.18	0.94	0.82	0.68
MgO	15.41	13.81	13.61	13.67	14.32	13.75	13.96	13.54	13.36	13.57	13.12	13.10	13.73	13.18	12.89
CaO	19.20	21.04	21.00	20.66	19.49	21.40	20.94	21.52	22.78	21.36	21.00	22.38	21.05	20.74	20.48
Na₂O	0.13	0.08	0.14	0.12	0.12	0.13	0.21	0.19	0.15	0.22	0.13	0.00	0.09	0.00	0.00
K₂O	0.13	0.05	0.11	0.12	0.08	0.19	0.09	0.14	0.35	0.06	0.29	0.13	0.08	0.03	0.00
Toplam	99.92	100.11	100.40	99.22	100.77	100.99	99.57	100.02	100.92	99.67	99.10	100,13	99.76	98.84	101.01
Si	1.93	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.97	1.97	1.92	2.00	2.00	1.96	2.00	2.00	1.99
Al^{iv}	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Al^{vi}	0.06	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.01	0.01	0.00	0.04	0.06	0.00	0.03	0.03	0.06
Fe⁺²	0.30	0.28	0.29	0.28	0.32	0.28	0.28	0.28	0.18	0.29	0.28	0.29	0.30	0.31	0.37
Mn	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02
Mg	0.85	0.76	0.75	0.76	0.79	0.75	0.78	0.76	0.74	0.75	0.73	0.74	0.76	0.74	0.72
Ca	0.76	0.83	0.83	0.82	0.77	0.84	0.84	0.86	0.91	0.85	0.84	0.90	0.84	0.83	0.82
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Jd	5.89	3.76	3.89	3.89	5.72	4.32	0.94	0.73	0.00	3.85	5.92	0.00	2.69	3.29	6.38
Ae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.44	3.13	8.89	0.00	0.00	0.74	0.00	0.00	0.00
Aug	94.11	96.24	96.11	96.11	94.28	95.68	95.63	96.13	91.11	96.15	94.08	99.26	97.31	96.71	93.62
Wo	39.95	43.97	43.96	43.62	40.63	44.20	42.84	43.88	45.15	44.64	44.93	45.26	43.51	43.64	42.52
En	44.61	40.14	39.65	40.12	41.52	39.53	39.74	38.45	36.85	39.44	39.05	36.84	39.47	38.61	37.23
Fs	15.45	15.90	16.39	16.26	17.85	16.27	17.43	17.67	18.00	15.91	16.03	17.89	17.02	17.76	20.25
Mg#	74.28	72.74	72.05	72.67	71.33	72.68	71.74	70.95	69.84	72.07	72.09	69.73	71.85	70.19	66.02

6 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 5- devam ediyor.

GÖRDELES İĞNİMBİRİTİ

yer	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m	m	m	m	k	m	k	m
SiO ₂	54.70	53.77	52.82	52.79	53.55	52.68	53.59	53.54	53.54	53.25	53.67	53.68	53.24	54.49	54.43	55.22
TiO ₂	0.00	0.01	0.48	0.04	0.14	0.00	0.02	0.00	0.28	0.44	0.24	0.39	0.18	0.00	0.64	0.01
Al ₂ O ₃	2.04	1.93	1.75	1.87	0.79	0.69	0.74	0.78	0.53	0.49	0.50	0.62	0.68	0.54	0.70	0.64
FeO _t	10.62	10.93	11.48	10.65	10.87	10.25	10.61	10.07	10.80	9.02	9.29	8.60	9.17	9.56	8.23	9.47
MnO	0.44	0.31	0.74	0.38	1.08	1.02	0.86	0.90	1.03	0.89	0.70	0.63	0.69	1.21	0.51	0.89
MgO	13.07	12.78	12.60	12.57	13.99	13.42	13.33	13.33	12.35	13.43	13.64	13.90	13.48	13.81	13.64	13.84
CaO	19.38	20.43	21.64	19.80	20.75	21.21	20.69	21.19	0.09	0.02	0.01	0.02	0.09	0.10	0.07	0.18
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.06	0.11	0.00	0.08	0.08	0.05	0.02	20.50	21.09	21.31	21.91	20.75	20.17	20.96	21.22
Toplam	100.26	100.25	101.62	98.10	101.39	99.35	99.89	99.83	99.17	98.64	99.36	99.78	98.28	99.90	99.18	101.46
Si	2.00	2.00	1.96	2.00	1.98	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^{iv}	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{vi}	0.09	0.09	0.04	0.08	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
Fe ⁺²	0.33	0.34	0.36	0.34	0.33	0.32	0.33	0.31	0.34	0.28	0.29	0.27	0.29	0.29	0.25	0.29
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03
Mg	0.71	0.71	0.70	0.71	0.77	0.76	0.74	0.74	0.69	0.75	0.76	0.77	0.76	0.76	0.75	0.75
Ca	0.76	0.81	0.86	0.80	0.82	0.86	0.83	0.85	0.82	0.85	0.85	0.88	0.84	0.79	0.83	0.82
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Jd	8.92	8.59	4.25	8.41	1.77	2.38	3.40	3.50	2.40	2.29	2.27	2.79	3.08	2.39	3.11	2.77
Ae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Aug	91.08	91.41	95.75	91.59	97.30	97.62	96.60	96.50	97.60	97.71	97.73	97.21	96.92	97.61	96.89	97.23
Wo	41.93	43.46	44.43	43.13	41.88	43.54	42.92	43.89	43.66	44.40	44.35	45.22	43.95	42.18	44.81	43.68
En	39.34	37.85	35.98	38.09	39.29	38.37	38.51	38.41	36.63	39.33	39.45	39.90	39.74	40.21	40.58	39.65
Fs	18.73	18.69	19.59	18.78	18.83	18.09	18.58	17.70	19.70	16.27	16.21	14.88	16.32	17.61	14.61	16.67
Mg#	68.66	67.59	66.16	67.75	69.68	70.03	69.15	70.27	67.12	72.66	72.37	74.23	72.39	72.07	74.70	72.24

6 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 5- devam ediyor.

GÖRDELES İGN.			TAHAR İGNİMBİRİTİ												
yer	m	k	m	k	m	k	m	m	m	k	k	m-k	m-k	k	m
SiO ₂	52.77	53.71	51.54	53.12	53.77	53.38	52.01	53.99	54.93	52.99	52.59	53.79	53.23	55.97	53.55
TiO ₂	0.10	0.26	0.45	0.23	0.00	0.09	0.00	0.34	0.04	0.48	0.49	0.00	0.00	0.05	0.43
Al ₂ O ₃	0.54	0.84	2.54	2.29	2.54	1.76	1.22	0.50	1.45	2.55	2.12	1.44	1.10	2.04	2.33
FeO _t	10.32	10.05	7.50	6.49	7.24	15.76	23.79	21.38	6.83	6.85	6.43	15.72	16.73	5.29	7.27
MnO	1.06	1.00	0.23	0.17	0.11	0.35	1.17	0.83	0.00	0.24	0.13	0.41	0.42	0.00	0.09
MgO	13.48	13.02	15.39	15.82	14.99	26.54	20.82	22.89	16.36	15.76	15.35	26.41	25.93	16.41	15.88
CaO	0.00	0.00	21.21	20.88	20.41	0.91	0.56	0.70	20.40	21.51	22.75	0.96	1.05	20.75	21.81
Na ₂ O	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	20.41	21.11	0.16	0.12	0.06	0.03	0.03	0.09	0.00	0.14	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07
Toplam	98.69	100.06	99.02	99.13	99.12	98.81	99.60	100.74	100.02	100.51	99.86	98.73	98.50	100.52	101.44
Si	2.00	2.00	1.92	1.97	2.00	1.95	1.96	1.99	2.00	1.95	1.94	1.97	1.96	2.00	1.95
Al ^{iv}	0.00	0.00	0.08	0.03	0.00	0.05	0.04	0.01	0.00	0.05	0.06	0.03	0.04	0.00	0.05
Al ^{vi}	0.02	0.04	0.04	0.07	0.11	0.03	0.02	0.01	0.06	0.06	0.04	0.03	0.01	0.09	0.05
Fe ⁺²	0.33	0.31	0.21	0.20	0.23	0.46	0.73	0.66	0.00	0.21	0.00	0.48	0.48	0.16	0.22
Mn	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.76	0.72	0.86	0.88	0.83	1.44	1.17	1.26	0.89	0.86	0.85	1.44	1.42	0.87	0.86
Ca	0.83	0.84	0.85	0.83	0.81	0.04	0.02	0.03	0.80	0.85	0.90	0.04	0.04	0.79	0.85
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Jd	2.49	3.85	3.57	7.39	11.13	2.54	1.77	1.45	6.21	5.61	3.67	2.94	0.71	8.61	4.97
Ae	0.00	0.00	2.45	0.00	0.00	2.43	2.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	3.65	0.00	0.00
Aug	97.51	96.15	93.98	92.61	88.87	95.03	95.74	98.55	93.79	94.39	96.33	96.76	95.64	91.39	95.03
Wo	42.49	44.08	43.60	43.42	43.43	1.83	1.16	1.42	42.07	43.95	46.21	1.93	2.11	43.48	43.96
En	39.01	37.85	44.01	45.77	44.39	73.23	59.08	63.81	46.93	44.78	43.38	73.02	71.39	47.86	44.47
Fs	18.50	18.06	12.39	10.82	12.18	24.95	39.76	34.77	10.99	11.27	10.41	25.05	26.51	8.65	11.57
Mg#	69.94	69.79	78.53	81.26	78.69	75.01	60.93	65.61	81.02	80.41	80.96	74.96	73.41	84.69	79.57

6 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez,k:kenar

EK 5- devam ediyor.

	TAHAR İGNİMBİRİTİ			KIZILKAYA İGN.				SARIMADENTEPE İGN.						
yer	k	m	k	m	m	k	k	m	m	k	m	k	m	k
SiO ₂	53.06	52.63	52.95	52.73	52.47	52.33	52.28	53.70	53.19	50.73	53.14	51.13	51.67	53.31
TiO ₂	0.37	0.61	0.25	0.16	0.26	0.00	0.01	0.00	0.58	0.56	0.54	0.79	0.78	0.58
Al ₂ O ₃	1.81	2.39	2.26	0.66	0.56	0.48	0.48	1.52	2.35	1.97	1.55	1.90	2.33	1.95
FeO _t	7.00	6.55	5.74	20.47	20.41	21.13	21.45	16.87	8.56	10.69	8.76	11.72	8.95	8.62
MnO	0.26	0.00	0.24	2.70	2.71	3.24	3.25	0.52	0.02	0.18	0.09	0.40	0.15	0.17
MgO	16.43	15.44	16.02	22.38	21.91	21.71	22.11	26.48	15.50	14.71	15.66	14.40	14.58	15.41
CaO	21.79	21.47	21.78	0.58	0.68	0.51	0.67	1.11	20.99	20.02	20.37	20.20	20.90	20.59
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.03	0.00
Toplam	100.72	99.09	99.25	99.71	99.04	99.45	100.26	100.20	101.20	98.91	100.13	100.58	99.45	100.63
Si	1.94	1.96	1.96	1.97	1.98	1.97	1.95	1.94	1.95	1.91	1.97	1.91	1.93	1.97
Al ^{iv}	0.06	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.06	0.05	0.09	0.03	0.08	0.07	0.03
Al ^{vi}	0.02	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.04	0.00	0.04	0.05
Fe ⁺²	0.19	0.20	0.18	0.61	0.64	0.62	0.59	0.46	0.26	0.28	0.27	0.30	0.28	0.27
Mn	0.01	0.00	0.01	0.09	0.09	0.10	0.10	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.90	0.86	0.88	1.25	1.23	1.22	1.23	1.43	0.85	0.83	0.87	0.80	0.81	0.85
Ca	0.85	0.86	0.86	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.82	0.81	0.81	0.81	0.84	0.81
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Jd	1.83	6.61	6.09	0.00	0.33	0.00	0.00	0.61	4.98	0.20	3.77	0.00	3.70	5.31
Ae	2.14	0.00	0.00	2.85	0.66	3.68	5.13	5.49	0.00	5.83	0.00	5.60	0.00	0.00
Aug	96.03	93.39	93.91	97.15	99.01	96.32	94.87	93.90	95.02	93.97	96.23	94.40	96.30	94.69
Wo	43.33	44.65	44.67	1.15	1.36	1.05	1.33	2.16	42.61	40.88	41.51	40.63	43.29	42.13
En	45.41	44.71	45.71	62.49	61.92	60.69	60.62	71.48	43.80	41.79	44.38	40.28	41.99	43.84
Fs	11.26	10.64	9.62	36.36	36.72	38.27	38.05	26.37	13.60	17.33	14.11	19.08	14.72	14.03
Mg#	80.70	80.77	83.24	66.07	65.65	64.68	64.77	73.66	76.38	71.05	76.08	68.61	74.38	76.10

6 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 5- devam ediyor.

SARIMADENTEPE İGN.					VALİBABATEPE İGN.										
yer	m	k	m	k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO ₂	52.01	52.71	53.38	52.09	51.83	52.25	53.56	53.57	54.18	52.38	52.27	52.84	54.70	52.00	
TiO ₂	0.64	0.71	0.54	0.53	0.25	0.31	0.39	0.48	0.24	0.59	0.29	0.82	0.11	0.00	
Al ₂ O ₃	2.35	2.68	1.80	1.53	0.77	0.58	0.62	0.73	1.12	0.77	0.66	0.59	0.76	0.58	
FeO _t	9.91	9.23	10.30	9.91	16.20	17.92	16.74	18.42	14.70	15.85	15.98	14.65	18.15	17.32	
MnO	0.30	0.19	0.47	0.42	0.37	0.53	0.18	0.51	0.31	0.42	0.30	0.36	0.72	0.54	
MgO	14.62	14.81	15.75	15.44	10.74	11.05	11.27	10.20	13.31	11.57	11.37	12.00	12.54	12.07	
CaO	20.53	21.54	20.19	20.20	19.13	18.98	18.64	19.39	18.23	20.07	20.14	20.94	20.23	19.02	
Na ₂ O	0.08	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.01	0.00	0.82	0.10	0.01	0.25	0.43	0.30	
K ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.16	0.01	0.00	0.00	0.07	0.17	0.10	0.18	0.19	0.00	
Toplam	100.44	101.89	102.43	100.14	99.51	101.65	101.40	103.30	102.97	101.92	101.11	102.63	107.84	101.84	
Si	1.93	1.93	1.94	1.94	2.00	1.98	2.00	2.00	1.98	1.97	1.98	1.96	1.94	1.95	
Al ^{iv}	0.07	0.07	0.06	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	
Al ^{vi}	0.03	0.04	0.02	0.00	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
Fe ⁺²	0.30	0.28	0.30	0.28	0.52	0.57	0.52	0.58	0.41	0.49	0.51	0.43	0.42	0.45	
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	
Mg	0.81	0.81	0.85	0.86	0.62	0.63	0.63	0.57	0.73	0.65	0.64	0.66	0.66	0.68	
Ca	0.82	0.84	0.79	0.80	0.79	0.77	0.75	0.78	0.72	0.81	0.82	0.83	0.77	0.77	
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02	
Jd	3.49	4.21	1.75	0.31	3.57	0.82	2.75	3.30	3.15	0.10	1.02	0.00	0.00	0.00	
Ae	0.92	0.00	1.24	3.09	0.00	0.00	0.00	0.00	3.66	1.24	0.00	1.86	9.44	7.32	
Aug	95.58	95.79	97.01	96.60	96.43	99.18	97.25	96.70	93.18	98.66	98.98	98.14	90.56	92.68	
Wo	42.05	43.50	39.94	40.61	40.69	38.92	39.22	40.10	37.61	41.08	41.40	42.44	38.59	38.23	
En	41.64	41.64	43.39	43.18	31.79	31.55	32.97	29.35	38.19	32.94	32.49	33.83	33.27	33.73	
Fs	16.31	14.86	16.67	16.21	27.52	29.53	27.81	30.54	24.20	25.98	26.11	23.74	28.14	28.04	
Mg#	72.43	74.10	73.18	73.52	54.16	52.39	54.52	49.69	61.73	56.54	55.92	59.34	55.17	55.37	

6 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 6-Biyotit Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%)

GÖRDELES İĞNİMBİRİTİ

yer	m	k	m	k	m	k	m	m	k	m	k	m	m	k	m	k
SiO₂	39.22	39.25	37.24	40.12	38.51	39.24	37.80	36.92	38.28	39.40	39.59	37.71	37.53	38.46	38.56	36.29
TiO₂	4.17	4.37	4.81	4.49	5.00	5.43	4.57	4.50	4.75	4.78	4.28	4.30	4.63	4.36	4.06	5.20
Al₂O₃	13.10	13.36	12.99	13.87	13.31	13.25	13.16	12.73	13.16	13.00	12.39	13.26	13.57	13.39	13.33	12.51
FeO_t	16.63	17.99	16.37	16.11	14.75	15.07	16.76	16.74	16.06	16.08	15.48	18.09	16.63	17.54	17.10	16.38
MnO	0.40	0.56	0.36	0.35	0.00	0.00	0.48	0.38	0.26	0.28	0.32	0.35	0.37	0.63	0.57	0.16
MgO	14.08	14.34	14.76	15.49	15.89	14.77	14.69	14.73	15.27	14.97	14.37	13.89	14.68	14.72	15.31	14.35
CaO	0.38	0.34	0.59	0.29	0.54	0.68	0.34	0.33	0.45	0.57	0.47	0.31	0.00	0.00	0.00	0.67
Na₂O	0.33	0.14	0.59	0.40	0.54	0.41	0.45	0.34	0.28	0.39	0.09	0.50	0.51	0.34	0.39	0.31
K₂O	6.25	6.77	5.63	6.60	5.27	6.52	5.93	6.03	5.93	5.95	6.44	8.15	6.99	7.51	6.83	7.02
Toplam	94.57	97.13	93.34	97.71	93.81	95.37	94.16	92.69	94.45	95.42	93.43	96.56	94.90	96.94	96.15	92.89
Si	5.84	5.74	5.63	5.76	5.70	5.76	5.67	5.64	5.69	5.79	5.93	5.63	5.61	5.66	5.69	5.57
Ti	0.47	0.48	0.55	0.48	0.56	0.60	0.52	0.52	0.53	0.53	0.48	0.48	0.52	0.48	0.45	0.60
Al_{iv}	2.16	2.26	2.32	2.24	2.30	2.24	2.33	2.29	2.31	2.21	2.07	2.33	2.39	2.32	2.31	2.26
Al_{vi}	0.14	0.04	0.00	0.11	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.12	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe	2.07	2.20	2.07	1.93	1.83	1.85	2.10	2.14	2.00	1.98	1.94	2.26	2.08	2.16	2.11	2.10
Mn	0.05	0.07	0.05	0.04	0.00	0.00	0.06	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.08	0.07	0.02
Mg	3.12	3.13	3.33	3.31	3.51	3.23	3.29	3.36	3.39	3.28	3.21	3.09	3.27	3.23	3.37	3.29
Ca	0.06	0.05	0.10	0.04	0.09	0.11	0.05	0.05	0.07	0.09	0.08	0.05	0.00	0.00	0.00	0.11
Na	0.09	0.04	0.17	0.11	0.15	0.12	0.13	0.10	0.08	0.11	0.03	0.14	0.15	0.10	0.11	0.09
K	1.19	1.26	1.09	1.21	1.00	1.22	1.13	1.18	1.12	1.11	1.23	1.55	1.33	1.41	1.29	1.38
Mg#	0.60	0.59	0.62	0.63	0.66	0.64	0.61	0.61	0.63	0.62	0.62	0.58	0.61	0.60	0.61	0.61

22 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 6- devam ediyor.

GÖRDELES İGİNİMBİRİTİ													KIZILKAYA İGİNİMBİRİTİ			
yer	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m	k	m	k
SiO₂	36.28	39.68	38.31	40.57	37.71	38.27	40.33	39.01	37.56	38.94	43.10	43.51	38.11	38.49	38.92	36.71
TiO₂	4.27	4.08	4.19	4.89	4.63	4.60	4.22	4.42	4.58	3.82	3.75	4.74	5.95	5.60	5.01	5.77
Al₂O₃	12.51	13.32	12.91	13.42	12.82	12.52	13.47	12.67	12.63	13.00	12.72	11.63	13.36	13.35	12.55	12.69
FeO_t	18.93	17.17	15.98	16.53	17.17	16.28	15.24	15.92	16.56	16.03	13.47	14.15	13.32	14.70	13.67	13.85
MnO	0.68	0.41	0.00	0.31	0.15	0.36	0.21	0.04	0.10	0.09	0.29	0.42	0.18	0.43	0.23	0.28
MgO	13.08	13.92	13.50	14.30	13.07	12.71	13.87	13.24	13.29	13.70	13.97	13.16	15.67	15.64	14.23	15.08
CaO	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.77	0.30	0.18	0.00	0.06
Na₂O	0.04	0.10	0.12	0.15	0.10	0.06	0.16	0.06	0.07	0.25	0.68	0.00	0.82	0.74	0.27	0.79
K₂O	7.29	6.93	6.48	8.09	7.71	7.58	7.17	7.47	7.77	6.77	6.44	5.75	8.37	8.21	8.00	8.32
Toplam	93.08	95.63	91.50	98.43	93.35	92.37	94.67	92.95	92.58	92.61	94.42	94.13	96.07	97.34	92.89	93.56
Si	5.56	5.72	5.76	5.67	5.66	5.76	5.79	5.78	5.68	5.77	6.26	6.33	5.59	5.60	5.87	5.57
Ti	0.49	0.44	0.47	0.51	0.52	0.52	0.46	0.49	0.52	0.43	0.41	0.52	0.66	0.61	0.57	0.66
Al_{iv}	2.26	2.26	2.24	2.21	2.27	2.22	2.21	2.21	2.25	2.23	1.74	1.67	2.31	2.29	2.13	2.27
Al_{vi}	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05	0.43	0.33	0.00	0.00	0.11	0.00
Fe	2.43	2.07	2.01	1.93	2.16	2.05	1.83	1.97	2.09	1.99	1.63	1.72	1.64	1.79	1.73	1.76
Mn	0.09	0.05	0.00	0.04	0.02	0.05	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.05	0.02	0.05	0.03	0.04
Mg	2.99	2.99	3.03	2.98	2.92	2.85	2.97	2.93	2.99	3.03	3.02	2.86	3.43	3.39	3.20	3.41
Ca	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.12	0.05	0.03	0.00	0.01
Na	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.07	0.19	0.00	0.23	0.21	0.08	0.23
K	1.43	1.27	1.24	1.44	1.48	1.45	1.31	1.41	1.50	1.28	1.19	1.07	1.57	1.53	1.54	1.61
Mg#	0.55	0.59	0.60	0.61	0.58	0.58	0.62	0.60	0.59	0.60	0.65	0.62	0.68	0.65	0.65	0.66

22 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 6- devam ediyor.

KIZILKAYA İGİNİMBİRİTİ

yer	m	k	m	m	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO ₂	37.09	36.42	36.41	38.51	38.85	41.37	39.53	41.42	37.26	37.84	40.13	38.81	40.06	43.25	40.38
TiO ₂	5.61	5.44	5.51	5.59	4.23	5.52	4.82	5.50	4.73	4.93	3.95	5.76	4.82	6.71	5.16
Al ₂ O ₃	12.98	13.58	12.70	13.47	13.30	13.64	13.23	13.61	12.85	13.05	13.74	12.94	13.29	14.71	13.50
FeO _t	13.88	14.32	14.76	14.53	16.45	14.65	17.19	14.69	14.55	17.37	14.38	13.35	16.59	16.50	14.16
MnO	0.32	0.36	0.65	0.36	0.29	0.12	0.31	0.26	0.27	0.43	0.00	0.00	0.29	0.33	0.03
MgO	15.55	14.94	14.83	15.73	14.33	14.95	14.42	14.43	13.49	13.78	14.46	13.93	14.44	15.80	15.40
CaO	0.11	0.07	0.14	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00
Na ₂ O	0.83	0.69	0.60	0.62	0.03	0.15	0.14	0.41	0.00	0.05	0.21	0.12	0.15	0.37	0.33
K ₂ O	8.13	7.96	8.55	8.66	6.96	8.21	6.97	6.76	7.78	6.86	7.57	7.16	7.76	8.86	7.75
Toplam	94.50	93.78	94.17	97.67	94.44	98.62	96.61	97.08	90.93	94.32	94.44	92.08	97.41	106.88	96.71
Si	5.56	5.51	5.53	5.59	5.67	5.69	5.65	5.75	5.69	5.60	5.77	5.73	5.67	5.52	5.82
Ti	0.63	0.62	0.63	0.61	0.46	0.57	0.52	0.57	0.54	0.55	0.43	0.64	0.51	0.64	0.56
Al _{iv}	2.29	2.42	2.27	2.31	2.29	2.21	2.23	2.23	2.31	2.28	2.23	2.25	2.22	2.21	2.18
Al _{vi}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.11
Fe	1.74	1.81	1.88	1.76	2.01	1.69	2.05	1.70	1.86	2.15	1.73	1.65	1.96	1.76	1.71
Mn	0.04	0.05	0.08	0.04	0.04	0.01	0.04	0.03	0.03	0.05	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00
Mg	3.47	3.37	3.36	3.40	3.12	3.07	3.07	2.98	3.07	3.04	3.10	3.07	3.05	3.01	3.31
Ca	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
Na	0.24	0.20	0.18	0.17	0.01	0.04	0.04	0.11	0.00	0.01	0.06	0.03	0.04	0.09	0.09
K	1.56	1.54	1.66	1.60	1.30	1.44	1.27	1.20	1.51	1.29	1.39	1.35	1.40	1.44	1.42
Mg#	0.67	0.65	0.64	0.66	0.61	0.65	0.60	0.64	0.62	0.59	0.64	0.65	0.61	0.63	0.66

22 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 6- devam ediyor.

CEMİLKÖY İGİNİMBİRİTİ						KAVAK İGİNİMBİRİTİ										
yer	m	k	m	m	k	m	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO ₂	40.07	35.26	41.73	37.10	38.05	35.96	41.72	38.73	42.06	40.04	40.31	42.19	42.11	42.21	42.51	41.07
TiO ₂	4.35	5.15	3.95	4.69	3.66	5.44	3.44	4.13	3.71	3.47	4.15	4.03	3.19	3.69	3.93	3.59
Al ₂ O ₃	12.93	13.27	11.93	13.42	13.99	14.18	13.03	13.00	12.48	12.71	11.77	12.86	13.34	13.38	12.08	12.52
FeO _t	20.33	19.03	18.13	20.04	20.77	19.63	15.00	17.43	16.78	18.12	17.31	16.27	16.33	16.01	15.50	16.42
MnO	0.30	0.15	0.25	0.22	0.13	0.36	0.00	0.40	0.14	0.59	0.17	0.29	0.09	0.06	0.01	0.20
MgO	12.24	11.07	10.34	10.19	11.28	11.53	12.71	12.60	12.54	12.07	11.88	13.04	13.21	13.25	11.86	12.53
CaO	0.91	0.26	0.67	0.38	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.11	0.00	0.19	0.42	0.35	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.19	0.02	0.08	0.00	0.08
K ₂ O	4.77	8.43	7.32	7.08	6.97	8.35	7.33	7.66	7.39	6.72	7.84	7.67	7.13	7.29	7.41	8.27
Toplam	95.91	92.73	94.33	93.32	95.27	95.91	93.25	93.97	95.11	93.73	93.42	96.55	95.40	95.97	93.30	94.67
Si	5.91	5.54	6.26	5.74	5.75	5.46	6.01	5.74	5.99	5.89	5.95	5.92	5.95	5.93	6.11	5.94
Ti	0.48	0.61	0.45	0.55	0.42	0.62	0.37	0.46	0.40	0.38	0.46	0.43	0.34	0.39	0.42	0.39
Al _{iv}	2.09	2.46	1.74	2.26	2.25	2.54	1.99	2.26	2.01	2.11	2.05	2.08	2.05	2.07	1.89	2.06
Al _{vi}	0.16	0.00	0.37	0.19	0.25	0.00	0.22	0.01	0.09	0.09	0.00	0.05	0.17	0.14	0.16	0.08
Fe	2.51	2.50	2.27	2.59	2.63	2.49	1.81	2.16	2.00	2.23	2.14	1.91	1.93	1.88	1.86	1.99
Mn	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.05	0.00	0.05	0.02	0.07	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02
Mg	2.69	2.59	2.31	2.35	2.54	2.61	2.73	2.78	2.66	2.64	2.61	2.73	2.78	2.77	2.54	2.70
Ca	0.14	0.04	0.11	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.03	0.00	0.06	0.12	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.02
K	0.90	1.69	1.40	1.40	1.34	1.62	1.35	1.45	1.34	1.26	1.48	1.37	1.29	1.31	1.36	1.53
Mg#	0.52	0.51	0.50	0.48	0.49	0.51	0.60	0.56	0.57	0.54	0.55	0.59	0.59	0.60	0.58	0.58

22 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 6- devam ediyor.

KAVAK İGN.			ZELVE İGNİMBİRİTİ										SOFULAR İGNİMBİRİTİ			
yer	k	m	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k
SiO₂	39.65	41.09	41.65	43.36	40.28	39.94	41.32	42.52	41.99	43.04	42.27	41.43	39.49	40.70	39.33	39.49
TiO₂	3.93	3.66	4.37	3.72	4.96	4.44	3.98	4.95	3.82	3.74	3.92	3.65	5.01	4.59	4.68	5.36
Al₂O₃	13.77	15.81	12.55	12.37	12.67	12.21	11.91	12.48	12.07	11.98	12.69	12.72	12.55	13.37	12.28	12.78
FeO_t	15.83	15.85	13.79	14.07	15.48	15.23	14.98	16.53	13.78	14.34	14.03	13.76	15.63	17.46	15.17	14.99
MnO	0.08	0.55	0.12	0.04	0.00	0.16	0.34	0.32	0.24	0.14	0.28	0.07	0.30	0.54	0.39	0.13
MgO	14.08	11.60	13.59	14.00	13.31	12.89	13.20	13.98	13.40	14.24	14.26	13.70	13.60	14.71	13.34	14.21
CaO	0.00	0.00	0.06	0.00	0.15	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.31	0.18
Na₂O	0.40	0.18	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
K₂O	8.31	7.03	7.30	7.21	8.01	7.73	6.95	6.10	7.14	5.57	7.44	7.32	7.05	6.68	7.15	6.95
Toplam	96.06	95.78	93.45	94.77	94.87	92.59	92.67	97.23	92.45	93.06	94.90	92.68	93.88	98.05	92.65	94.09
Si	5.83	5.97	5.97	6.07	5.81	5.90	6.01	5.88	6.06	6.09	5.96	5.99	5.77	5.69	5.82	5.73
Ti	0.43	0.40	0.47	0.39	0.54	0.49	0.44	0.51	0.41	0.40	0.42	0.40	0.55	0.48	0.52	0.59
Al_{iv}	2.17	2.03	2.03	1.93	2.15	2.10	1.99	2.03	1.94	1.91	2.04	2.01	2.16	2.20	2.14	2.19
Al_{vi}	0.21	0.67	0.09	0.10	0.00	0.02	0.05	0.00	0.12	0.09	0.07	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.95	1.92	1.65	1.65	1.87	1.88	1.82	1.91	1.66	1.70	1.65	1.66	1.91	2.04	1.88	1.82
Mn	0.01	0.07	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.06	0.05	0.02
Mg	3.08	2.51	2.90	2.92	2.86	2.84	2.86	2.88	2.88	3.00	3.00	2.95	2.96	3.06	2.94	3.07
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.03
Na	0.11	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.56	1.30	1.33	1.29	1.47	1.46	1.29	1.08	1.31	1.01	1.34	1.35	1.31	1.19	1.35	1.29
Mg#	0.61	0.57	0.64	0.64	0.61	0.60	0.61	0.60	0.63	0.64	0.64	0.64	0.61	0.60	0.61	0.63

22 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 6- devam ediyor.

SOFULAR İGİNİBİRİTİ									SARIMADENTEPE İGİNİBİRİTİ				
yer	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	m-k	k	m	m	k	m	k	m
SiO ₂	43.51	40.91	39.16	40.23	43.99	42.83	42.21	39.94	41.22	39.89	38.74	39.67	40.90
TiO ₂	4.10	5.59	5.74	5.75	4.35	4.82	4.31	4.98	4.48	5.03	5.81	4.75	3.85
Al ₂ O ₃	15.70	13.37	12.56	12.83	16.40	14.78	12.40	12.95	12.94	12.44	12.61	13.03	12.63
FeO _t	13.14	13.21	14.77	14.62	14.73	13.29	16.25	13.75	14.57	14.45	14.73	15.14	14.20
MnO	0.10	0.11	0.18	0.17	0.16	0.31	0.47	0.11	0.47	0.46	0.21	0.84	0.45
MgO	11.85	14.88	14.06	14.13	12.46	11.20	14.18	15.56	14.49	14.35	14.37	15.06	15.80
CaO	0.34	0.34	0.34	0.37	0.00	0.14	0.70	0.15	0.00	0.41	0.34	0.08	0.38
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.36	0.24	0.10	0.06	0.23	0.00
K ₂ O	6.75	7.18	7.56	6.96	6.22	6.41	6.21	7.45	7.13	6.75	7.20	7.67	7.59
Toplam	95.49	95.62	94.37	95.07	98.32	93.78	96.87	95.25	95.55	93.89	94.07	96.48	95.79
Si	5.97	5.75	5.70	5.74	5.88	6.01	6.07	5.84	6.00	5.93	5.78	5.80	5.96
Ti	0.42	0.59	0.63	0.62	0.44	0.51	0.47	0.55	0.49	0.56	0.65	0.52	0.42
Al _{iv}	2.03	2.21	2.15	2.16	2.12	1.99	1.93	2.16	2.00	2.07	2.22	2.20	2.04
Al _{vi}	0.51	0.00	0.00	0.00	0.46	0.45	0.17	0.07	0.23	0.11	0.00	0.04	0.13
Fe	1.51	1.55	1.80	1.75	1.65	1.56	1.95	1.68	1.78	1.80	1.84	1.85	1.73
Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.06	0.01	0.06	0.06	0.03	0.10	0.06
Mg	2.42	3.12	3.05	3.01	2.48	2.34	3.04	3.39	3.15	3.18	3.19	3.28	3.43
Ca	0.05	0.05	0.05	0.06	0.00	0.02	0.11	0.02	0.00	0.07	0.06	0.01	0.06
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.10	0.07	0.03	0.02	0.07	0.00
K	1.18	1.29	1.40	1.27	1.06	1.15	1.14	1.39	1.33	1.28	1.37	1.43	1.41
Mg#	0.62	0.67	0.63	0.63	0.60	0.60	0.61	0.67	0.64	0.64	0.63	0.64	0.66

22 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 7-Fe-Ti Oksit Minerallerine Ait Mikroprob Analiz Sonuçları (%)

yer	KAVAK İGN.		S.MADEN İGN.	TAHAR İGN.			CEMİLKÖY İGN.				KIZILKAYA İGN.			
	m	m	m	m	m	m	k	m	m	k	m	m	k	k
SiO ₂	1.24	0.68	0.34	1.83	5.04	0.27	1.84	2.48	0.95	1.00	6.96	0.32	1.19	0.07
TiO ₂	6.39	46.34	8.27	6.09	8.53	8.23	5.27	6.61	6.21	5.58	5.11	8.15	8.33	8.79
Al ₂ O ₃	2.17	0.25	4.94	2.48	2.83	3.42	2.32	2.35	1.95	1.79	1.74	1.74	1.67	0.83
FeO	35.04	37.93	32.70	38.16	43.35	36.81	36.89	39.89	37.93	36.43	42.87	39.70	38.03	39.41
Fe ₂ O ₃	50.68	11.81	47.65	53.63	39.00	51.56	55.61	52.19	56.68	56.39	41.81	54.79	50.67	55.75
MnO	0.90	1.24	1.06	0.54	0.25	0.57	1.46	0.87	1.17	1.00	1.01	0.29	0.50	1.01
MgO	1.60	1.85	3.84	1.40	1.65	1.96	1.21	1.21	0.68	0.87	1.02	0.72	1.84	0.68
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.14	0.00	0.01	0.00	0.04	0.13	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.32	0.00	0.01	0.30	0.28	0.23	0.79	0.98	0.10	0.62	0.99	0.01	1.17	0.36
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.13	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.10	0.01
Toplam	99.35	100.10	98.82	99.05	97.53	98.13	99.81	101.36	100.02	98.11	97.44	100.23	98.43	101.32
Si	0.05	0.02	0.01	0.06	0.18	0.01	0.07	0.09	0.03	0.04	0.25	0.01	0.04	0.00
Ti	0.18	0.87	0.23	0.16	0.23	0.22	0.14	0.17	0.17	0.15	0.14	0.22	0.23	0.23
Al	0.10	0.01	0.21	0.10	0.12	0.14	0.10	0.10	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.03
Fe ⁺²	1.10	0.79	1.00	1.44	1.05	1.39	1.48	1.37	1.52	1.54	1.13	1.47	1.37	1.49
Fe ⁺³	1.43	0.22	1.31	1.14	1.30	1.10	1.09	1.16	1.13	1.10	1.29	1.18	1.14	1.17
Mn	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03
Mg	0.09	0.07	0.21	0.07	0.09	0.10	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.10	0.04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.10	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.05	0.07	0.01	0.04	0.07	0.00	0.08	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Usp (mol)	22.64	88.56	23.96	22.79	41.08	23.11	20.51	25.94	19.99	18.81	38.86	22.95	26.82	23.66

3 Oksijene göre hesaplanmıştır

m: merkez, k: kenar

EK 7- devam ediyor.

KIZILKAYA İGN.					GÖRDELES İGN.								
yer	m	k	m	k	m	m	k	k	k	k	k	m	k
SiO ₂	0.04	0.93	0.19	1.03	0.38	0.33	1.19	0.43	0.42	0.10	0.05	0.16	0.29
TiO ₂	4.73	6.62	17.49	6.61	6.50	7.78	6.04	7.11	7.73	5.49	6.48	6.08	7.10
Al ₂ O ₃	0.72	1.75	0.74	1.89	1.92	2.20	2.51	2.05	2.19	1.66	1.50	1.58	2.42
FeO	36.41	37.36	47.25	39.60	36.40	36.91	35.20	36.28	36.05	34.51	37.98	35.10	36.50
Fe ₂ O ₃	65.47	56.09	37.45	57.90	58.54	53.87	56.84	55.81	52.77	59.22	58.11	58.07	57.53
MnO	0.82	0.42	0.99	0.80	1.21	1.12	1.19	1.05	1.33	0.99	0.47	1.06	1.67
MgO	0.75	1.58	0.58	0.75	1.48	1.40	2.27	1.69	1.57	1.36	0.29	1.31	1.60
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
Na ₂ O	0.00	0.69	0.00	0.00	0.36	0.34	1.67	0.59	0.52	0.41	0.01	0.32	0.30
K ₂ O	0.09	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00
Toplam	102.47	99.82	100.93	102.84	100.95	98.57	101.68	99.42	97.30	97.86	99.07	97.93	101.64
Si	0.00	0.03	0.01	0.04	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
Ti	0.12	0.18	0.47	0.17	0.17	0.21	0.16	0.19	0.21	0.15	0.18	0.17	0.19
Al	0.03	0.07	0.03	0.08	0.08	0.09	0.10	0.09	0.09	0.07	0.06	0.07	0.10
Fe ⁺²	1.72	1.50	1.01	1.51	1.54	1.46	1.47	1.49	1.44	1.61	1.58	1.58	1.50
Fe ⁺³	1.06	1.11	1.42	1.15	1.07	1.11	1.02	1.08	1.10	1.05	1.15	1.06	1.06
Mn	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03	0.05
Mg	0.04	0.08	0.03	0.04	0.08	0.08	0.12	0.09	0.09	0.07	0.02	0.07	0.08
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.02	0.11	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Usp (mol)	12.56	20.95	47.88	20.76	18.48	22.22	19.76	20.53	22.66	15.32	17.80	17.16	19.55

3 Oksijene göre hesaplanmıştır
m: merkez, k: kenar

EK 8– Birimleri Temsil Eden Ana Oksit Element Bileşimleri (%), İz Element ve İzotop Oranları

Örnek	KPD-08-036	KPD-09-138	KPD-08-021	KPD-08-005	KPD-08-032	KPD-08-016
Tanım	Kuvaterner	Kuvaterner	Gördeles	Gördeles	Kavak	Kavak
SiO ₂	71.96	71.66	67.95	72.89	70.62	71.43
Al ₂ O ₃	12.95	13.62	14.47	12.70	14.16	13.32
Fe ₂ O ₃	1.02	1.62	2.32	1.25	1.32	1.27
MgO	0.10	0.29	0.92	0.31	0.42	0.31
CaO	0.87	1.12	2.13	1.19	2.13	2.12
Na ₂ O	3.99	4.08	2.38	2.92	2.55	2.20
K ₂ O	4.32	4.25	5.45	4.95	4.35	4.13
TiO ₂	0.04	0.12	0.27	0.18	0.14	0.12
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.07	0.05	0.04	0.03
MnO	0.05	0.06	0.08	0.05	0.14	0.05
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
LOI	4.60	3.00	3.80	3.40	4.00	4.90
Toplam	99.95	99.91	99.86	99.87	99.83	99.86
Q	30.09	28.70	27.21	33.98	33.79	37.69
C	0.18	0.34	0.95	0.49	1.48	1.45
Or	25.53	25.12	32.21	29.25	25.71	24.41
Ab	33.76	34.52	20.14	24.71	21.58	18.62
An	4.19	5.36	10.11	5.58	10.31	10.32
Di		5.99	1.75	7.56	5.80	5.99
Hy	0.62	1.19	2.95	1.01	1.65	1.25
Mgn	0.78	1.24	1.69	0.95	0.94	0.89
Il	0.08	0.23	0.51	0.34	0.27	0.23
Ap	0.05	0.07	0.16	0.12	0.09	0.07
Sr/Sr	0.706362	0.70598	0.706392			0.706187
Sr/Sr(i)	0.706344	0.705969	0.706132			0.705953
Nd/Nd	0.512612	0.512589	0.512532			0.512514
ε ₁	14.94587	14.49652	13.38291			13.03124
ε ₂	-0.50718	-0.95584	-2.06774			-2.41886
Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴	39.0292	39.04319	38.99795			39.03536
Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	15.68066	15.68475	15.68193			15.68772
Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	18.90082	18.9063	18.85369			18.89943
Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	2.064961	2.065057	2.068469			2.065382
Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	0.829621	0.82958	0.83178			0.83005
Ta/Yb	0.83	0.71	0.55	1.14	0.88	0.94
Th/Yb	10.55	10.15	10.21	24.55	15.66	15.90
Sr/Y	3.05	4.28	9.64	12.55	24.74	20.42
Nb/Yb	7.51	7.22	6.48	9.84	10.00	9.21
Nb/Th	0.71	0.71	0.63	0.40	0.64	0.58
La/Sm	9.35	9.78	10.70	16.95	14.31	14.21
Zr/Y	4.89	6.44	10.57	11.87	9.97	7.53
Th/Nb	1.41	1.41	1.58	2.50	1.57	1.73
La/Yb	9.72	11.47	14.83	24.39	22.21	26.69

EK 8- devam ediyor.

Örnek	KPD-08-025	K-312	KPD-09-130	K-334	K-304	KPD-08-018
Tanım	Kızılkaya	Kızılkaya	Sofular	Sofular	Sarımaden-tepe	Sarımadentepe
SiO ₂	72.77	74.89	69.78	70.88	69.11	69.62
Al ₂ O ₃	12.60	11.83	12.55	13.11	13.00	13.29
Fe ₂ O ₃	1.29	1.24	2.22	1.50	2.01	1.44
MgO	0.39	0.36	0.29	0.37	0.35	0.55
CaO	1.50	1.19	0.92	1.02	1.79	1.10
Na ₂ O	2.95	2.41	1.79	2.30	1.30	2.11
K ₂ O	4.62	4.78	4.86	5.53	3.36	5.05
TiO ₂	0.17	0.20	0.23	0.25	0.22	0.21
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.04	0.06	0.03	0.06
MnO	0.05	0.05	0.07	0.20	0.04	0.16
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
LOI	3.50	2.90	7.10	4.60	8.60	6.20
Toplam	99.88	99.85	99.86	99.80	99.80	99.82
Q	34.11	39.47	38.13	33.53	44.03	34.75
C	0.11	0.60	2.77	1.63	4.04	2.50
Or	27.30	28.25	28.72	32.68	19.86	29.84
Ab	24.96	20.39	15.15	19.46	11.00	17.85
An	7.18	5.71	4.30	4.67	8.68	5.07
Di	9.09			2.75		12.96
Hy	1.27	1.12	1.48	1.45	1.73	1.94
Mgn	0.96	0.93	1.55	1.12	1.27	1.03
Il	0.32	0.38	0.44	0.47	0.42	0.40
Ap	0.09	0.07	0.09	0.14	0.07	0.14
Sr/Sr	0.705789			0.706061		0.706264
Sr/Sr(i)	0.705459			0.705544		0.705727
Nd/Nd	0.512562			0.51256		0.512593
ε1	13.96902			13.92994		14.57467
ε2	-1.48253			-1.52154		-0.87781
Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴	39.03703			39.05903		39.03551
Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	15.68492			15.68494		15.68103
Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	18.85609			18.91891		18.90822
Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	2.070238			2.064476		2.06454
Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	0.831808			0.829067		0.829313
Ta/Yb	1.17	1.18	0.47	0.49	0.50	0.50
Th/Yb	24.38	25.64	11.58	10.37	11.84	10.88
Sr/Y	13.01	15.64	4.36	5.68	7.53	5.43
Nb/Yb	10.16	10.09	5.77	6.21	5.22	6.08
Nb/Th	0.42	0.39	0.50	0.60	0.44	0.56
La/Sm	17.61	17.04	10.89	10.42	10.19	10.93
Zr/Y	12.35	13.18	6.93	9.97	10.90	8.71
Th/Nb	2.40	2.54	2.01	1.67	2.27	1.79
La/Yb	24.22	24.64	15.68	15.47	13.68	15.13

EK 8- devam ediyor.

Örnek	K-337	KPD-08-031	KPD-08-050	KPD-08-043	K-327	KPD-08-035
Tanım	Tahar	Tahar	Valibabatepe	Valibabatepe	Zelve	Zelve
SiO ₂	65.64	65.33	60.80	58.06	72.43	70.04
Al ₂ O ₃	15.35	15.33	16.10	15.48	12.26	12.74
Fe ₂ O ₃	3.29	3.37	6.43	5.49	0.88	0.86
MgO	1.12	1.12	2.30	1.47	0.18	0.39
CaO	3.86	3.77	5.02	3.68	1.10	1.14
Na ₂ O	2.95	3.04	4.51	2.28	1.93	1.83
K ₂ O	2.03	2.09	1.93	3.21	4.86	4.60
TiO ₂	0.39	0.37	1.14	0.93	0.13	0.11
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.28	0.30	0.03	0.03
MnO	0.08	0.08	0.10	0.15	0.06	0.06
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
LOI	5.00	5.20	1.20	8.70	5.80	8.10
Toplam	99.86	99.87	99.81	99.79	99.64	99.86
Q	30.54	29.61	14.02	22.26	39.94	38.70
C	1.64	1.55	0.21	2.28	1.90	2.75
Or	12.00	12.35	11.41	18.97	28.72	27.18
Ab	24.96	25.72	38.16	19.29	16.33	15.48
An	18.17	17.79	17.99	16.30	5.26	5.46
Di		12.41	4.09	12.62	1.75	7.56
Hy	4.23	4.29	5.68	5.91	0.71	1.30
Mgn	2.05	2.11	4.11	3.25	0.63	0.60
Il	0.74	0.70	2.17	1.77	0.25	0.21
Ap	0.35	0.32	0.65	0.70	0.07	0.07
Sr/Sr		0.70563	0.70454			0.706609
Sr/Sr(i)		0.705562	0.704523			0.706156
Nd/Nd		0.512603	0.512673			0.512437
ε1		14.77004	16.13763			11.52688
ε2		-0.68274	0.682743			-3.9209
Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴		38.99529	39.077			39.03929
Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴		15.67957	15.67651			15.68893
Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴		18.79852	18.91883			18.89924
Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶		2.074388	2.065571			2.065703
Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶		0.834068	0.828634			0.830145
Ta/Yb	0.52	0.46	0.41	0.40	1.03	1.07
Th/Yb	6.19	6.23	4.30	7.11	17.46	17.87
Sr/Y	18.02	19.09	14.08	6.23	15.19	18.34
Nb/Yb	4.45	4.90	5.45	4.77	10.87	11.31
Nb/Th	0.72	0.79	1.27	0.67	0.62	0.63
La/Sm	7.51	7.84	5.43	5.98	16.83	16.53
Zr/Y	9.65	9.80	8.43	8.22	7.14	8.23
Th/Nb	1.39	1.27	0.79	1.49	1.61	1.58
La/Yb	13.03	13.44	10.78	9.95	29.13	27.38

EK 8- devam ediyor.

Örnek	KPD-08-023	KPD-09-209	K-287	K_372	KPD-08_004
Tanım	Cemilköy	Cemilkoy	Y.G.D	Y.G.D	Y.G.D
SiO ₂	73.60	74.00	71.69	70.11	70.49
Al ₂ O ₃	12.76	12.54	12.43	12.62	13.38
Fe ₂ O ₃	0.93	0.78	1.15	1.18	1.61
MgO	0.17	0.18	0.24	0.54	0.52
CaO	0.89	0.84	1.17	1.18	1.63
Na ₂ O	2.39	2.87	2.04	1.99	2.58
K ₂ O	5.73	4.99	5.39	4.96	4.72
TiO ₂	0.07	0.09	0.16	0.16	0.79
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.04	0.03	0.07
MnO	0.07	0.06	0.05	0.10	0.06
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
LOI	3.30	3.50	5.50	7.00	4.60
Toplam	99.89	99.89	99.84	99.87	99.88
Q	35.52	36.15	36.44	36.30	33.35
C	1.06	0.99	1.21	1.90	1.23
Or	33.86	29.49	31.85	29.31	27.89
Ab	20.22	24.29	17.26	16.84	21.83
An	4.28	3.91	5.54	5.66	7.63
Di	4.82				
Hy	0.75	0.68	0.60	1.35	1.30
Mgn	0.72	0.60	1.15	1.18	1.61
Il	0.13	0.17	0.11	0.21	0.13
Ap	0.05	0.09	0.09	0.07	0.16
Sr/Sr	0.70695				
Sr/Sr(i)	0.706332				
Nd/Nd	0.512497				
ε1	12.69911				
ε2	-2.75048				
Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴	39.08361				
Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	15.69831				
Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	18.90139				
Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	2.067777				
Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	0.830541				
Ta/Yb	0.83	0.72	0.73	0.74	0.65
Th/Yb	15.48	14.88	81.61	86.33	73.13
Sr/Y	6.45	6.00	8.96	9.20	12.80
Nb/Yb	8.28	7.35	8.00	7.50	7.65
Nb/Th	0.53	0.49	0.47	0.43	0.50
La/Sm	13.67	13.52	13.76	14.50	13.65
Zr/Y	5.60	5.73	8.10	8.30	12.01
Th/Nb	1.87	2.02	2.11	2.33	2.00
La/Yb	19.24	18.49	19.53	20.68	20.78



HACETTEPE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
DOKTORA TEZ ÇALIŞMASI ORJİNALLİK RAPORU

HACETTEPE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI BAŞKANLIĞI'NA

Tarih: 22/01/2019

Tez Başlığı: **Kapadokya İgnimbritlerinde Bulunan Minerallerin ve Kapanımların Mikro Ölçekte Petrolojik İncelemesi: Silisik Magma Rezervuarlarının Zamansal Değişimi**

Yukarıda başlığı gösterilen tez çalışmamın a) Kapak sayfası, b) Giriş, c) Ana bölümler d) Sonuç kısımlarından oluşan toplam 333 sayfalık kısmına ilişkin, 22/01/2019 tarihinde tez danışmanım tarafından *Turnitin* adlı intihal tespit programından aşağıda belirtilen filtrelemeler uygulanarak alınmış olan orijinallik raporuna göre, tezimin benzerlik oranı % 2 'dir.

Uygulanan filtrelemeler:

- 1- Kaynakça hariç
- 2- Alıntılar hariç
- 3- 5 kelimeden daha az örtüşme içeren metin kısımları hariç

Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Çalışması Orjinallik Raporu Alınması ve Kullanılması Uygulama Esasları'nı inceledim ve bu Uygulama Esasları'nda belirtilen azami benzerlik oranlarına göre tez çalışmamın herhangi bir intihal içermediğini; aksinin tespit edileceği muhtemel durumda doğabilecek her türlü hukuki sorumluluğu kabul ettiğimi ve yukarıda vermiş olduğum bilgilerin doğru olduğunu beyan ederim.

Gereğini saygılarımla arz ederim.

22.01.2019

Adı Soyadı: Lutfiye AKIN

Öğrenci No: N12140336

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

Programı: Doktora

Statüsü: Y.Lisans Doktora Bütünleşik Dr.

DANIŞMAN ONAYI

UYGUNDUR.

Prof. Dr. Erkan AYDAR

(Unvan, Ad Soyad, İmza)

ÖZGEÇMİŞ

Kimlik Bilgileri

Adı Soyadı : Lütfiye Akın
Doğum yeri : Adana
Doğum tarihi : 06.08.1986
Medeni hali : Bekâr
Yazışma adresi : Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
06800, Beytepe/Ankara
Elektronik posta adresi : lutfiye_akin@hacettepe.edu.tr
Yabancı dili (başlangıç) : İngilizce (iyi), Almanca (başlangıç), Fransızca

Eğitim

Lisans : Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü
(2004-2009)
Yüksek Lisans : Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı (2009-2012)
Doktora : Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı (2012-2019)

İş Tecrübesi

2010- (devam ediyor) Araştırma Görevlisi, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı

Deneyim Alanları

Mineraloji, Petrografi, Jeokimya, İzotop Jeokimyası, Jeokronoloji, Petroloji, Oksijen İzotop, Volkanoloji, Radyometrik Yaşlandırma, Zirkon İz Element Jeokimyası, Zirkon U-Pb Jeokronolojisi

Ödüller ve Burslar

Hacettepe Üniversitesi, 2009, İhsan Doğramacı Üstün Başarı Ödülü

YÖK, 2011, Yurt Dışı Lisansüstü Eğitim Bursu, 3 Ay, Kaliforniya Üniversitesi, ABD

TÜBİTAK, 2017, 2214/A Yurt Dışı Doktora Sırası Araştırma Bursu, 6 Ay,

Heidelberg Üniversitesi, Almanya

Yayınlar

Aydar, E., Schmitt, A.K., Çubukçu, E., **Akin, L.**, Ersoy, O., Şen, E., Duncan, R., Atici, G. Correlation of ignimbrites in the central Anatolian volcanic province using zircon and plagioclase ages and zircon compositions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 213–214, 83–97 (2012).

Aydar, E., Çubukçu, H. E., Şen, E., **Akin, L.** Central Anatolian Plateau, Turkey: Incision and paleoaltimetry recorded from volcanic rocks. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22, 739–746 (2013).

Akkaş, E., **Akin, L.**, Çubukçu, H.E., Artuner, H. Application of Decision Tree Algorithm for classification and identification of natural minerals using SEM-EDS. *Computers and Geosciences* 80, 38–48 (2015).

Ulusal ve Uluslararası Kongreler

Lutfiye Akin, H. Evren Çubukçu, Efe Akkaş, Yasin Yurdakul, Volkan Erkut, İnan Ulusoy, Erdal Şen: Low Temperature Alteration of Zelve Ignimbrite (Cappadocia) Under Experimental Conditions. *European Geosciences Union General Assembly 2018, Vienna; 04/2018.*

Efe Akkaş, H. Evren Çubukçu, Volkan Erkut, **Lutfiye Akin**, Yasin Yurdakul, İnan Ulusoy, Erdal Şen: Microscopic Monitoring of Laboratory Based Physical Disintegration Ratio of Fibrous Zeolite Crystals from Cappadocian Altered Ignimbrites (Turkey). *Cities on Volcanoes 10, Naples / Italy; 09/2018.*

H. Evren Çubukçu, Efe Akkaş, **Lutfiye Akin**, Yasin Yurdakul, Volkan Erkut, Erdal Şen, İnan Ulusoy: Kapadokya İgnimbritlerinin Alterasyon Özellikleri. I. Türkiye Volkanoloji Çalıştayı; 10/2016.

H. Evren Çubukçu, Efe Akkaş, **Lutfiye Akin**: İgnimbritlerin Karakterizasyonu Amacıyla Pomzalardan μ CT ile Elde Edilen 3 Boyutlu Verisetlerinin Kullanılması. I. Türkiye Volkanoloji Çalıştayı, Ankara; 10/2016.

Efe Akkaş, H. Evren Çubukçu, **Lutfiye Akin**: Patchy Zoned Clinopyroxenes of Pyroxenite Enclaves Observed in Pyroclastic Deposits: Implications of Decompression during Ascend of Magma. 35th International Geological Congress, Cape Town/South Africa; 08/2016.

Efe Akkaş, H. Evren Çubukçu, **Lutfiye Akin**, Volkan Erkut, Yasin Yurdakul, Ali İhsan Karayigit: Identification of Some Zeolite Group Minerals by Application of

Artificial Neural Network and Decision Tree Algorithm Based on SEM-EDS Data. European Geosciences Union General Assembly 2016, Vienna; 04/2016.

Lutfiye Akin, Efe Akkaş, H. Evren Çubukçu: Petrology and Geochemistry of Pyroclastic Flow and Phreatomagmatic Deposits in Gölcük Area, Isparta. European Geosciences Union General Assembly 2016, Vienna; 04/2016.

H Evren Çubukçu, Yasin Yurdakul, Volkan Erkut, Efe Akkaş, **Lutfiye Akin**, İnan Ulusoy, Erdal Şen: In-situ application of Ultrasonic Pulse Velocity measurements to determine the degree of zeolitic alteration of ignimbrites. European Geosciences Union General Assembly 2016, Vienna; 04/2016.

Efe Akkaş, H Evren Çubukçu, Volkan Erkut, **Lütfiye Akin**, Yasin Yurdakul: Quantification of Physical Disintegration Amount of Erionite Crystals from Cappadocian Altered Ignimbrite Using Microscopic Visualization Techniques. 69 th Geological Congress of Turkey, Ankara/Turkey; 04/2016.

Lütfiye Akin, H Evren Çubukçu, Efe Akkaş, Yasin Yurdakul, Volkan Erkut, İnan Ulusoy, Erdal Şen: Zeolitization of Zelve Ignimbrite (Cappadocia) Under Experimental Conditions. 69 th Geological Congress of Turkey, Ankara/Turkey; 04/2016.

Yasin Yurdakul, H. Evren Çubukçu, **Lütfiye Akin**, Efe Akkaş, Volkan Erkut, Erdal Şen, İnan Ulusoy: Investigation of The Relationship Between Alteration Characteristics of Ignimbrites and Ultrasonic Pulse Velocity (UPV). 69 th Geological Congress of Turkey, Ankara/Turkey; 04/2016.

H Evren Çubukçu, Yasin Yurdakul, Efe Akkaş, **Lütfiye Akin**, Volkan Erkut, İnan Ulusoy, Erdal Şen: Determination of Alteration Characteristics of an Ignimbrite Using X-Ray Microtomography. 69 th Geological Congress of Turkey, Ankara/Turkey; 04/2016.

H Evren Çubukçu, Yasin Yurdakul, Efe Akkaş, **Lütfiye Akin**, Erdal Şen, İnan Ulusoy: Erionite-Bearing Ignimbrites of Cappadocia: An Ongoing Problem. 68th Geological Congress of Turkey; 04/2015.

H Evren Çubukçu, Erdal Şen, Yasin Yurdakul, **Lütfiye Akin**, Efe Akkaş, İnan Ulusoy: Present state of an old problem: Carcinogenic erionite bearing ignimbrites in Cappadocia, Turkey. Cities and Volcanoes 8; 09/2014.

Lutfiye Akin, Erkan Aydar, Axel K Schmitt, H Evren: Comparison of Zircon (Ti) Thermometry and Typology of the Cappadocian Ignimbrites. European Geoscience Union General Assembly; 04/2014.

Lütfiye Akin, Erkan Aydar, Axel K Schmitt, H Evren Çubukçu: Zircon Typology and Whole Rock Systematics as Petrogenetic Indicators for Neogene Ignimbrites and Quaternary Rhyolites of CAVP. 67th Geological Congress of Turkey; 04/2014.

Projeler

TÜBİTAK, 113Y439, Kapadokya Volkanizmasına Ait Orta Miyosen-Geç Kuvaterner Yaşlı İgnimbitlerin Alterasyon Özelliklerinin İncelenmesi, 2014-2016, Bursiyer.

TÜBİTAK, 113Y032, Doğu Anadolu Volkanlarının Termal Kızılötesi Uydu Görüntüleri ile Uzun Süreli Termal Aktivitesinin Gözlenmesi, 2013-2014, Bursiyer.

TÜBİTAK, 108Y063, Nevşehir Kalderası'nın Volkanolojik-Petrolojik Evriminin ve Tektonizma-Volkanizma İlişkisinin Zaman ve Mekân İçinde İncelenmesi, 2008-2011, Bursiyer.

