

**KUVATERNER GÖLCÜK (ISPARTA) VOLKANİZMASINA
AİT HİDROVOLKANİK ÇÖKELLERDEKİ MAGMATİK
KSENOLİTLERİN PETROLOJİK İNCELEMESİ**

**PETROLOGICAL INVESTIGATION OF THE MAGMATIC
XENOLITHS OBSERVED IN HYDROVOLCANIC DEPOSITS
OF QUATERNARY GÖLCÜK VOLCANISM (ISPARTA)**

EFE AKKAŞ

YRD. DOÇ. DR. H. EVREN ÇUBUKÇU
Tez Danışmanı

Hacettepe Üniversitesi
Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliğinin
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı için Öngördüğü
YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak hazırlanmıştır.

2015

EFE AKKAŞ'ın hazırladığı “**Kuvaterner Gölcük (Isparta) Volkanizmasına Ait Hidrovolkanik Çökellerdeki Magmatik Ksenolitlerin Petrolojik İncelemesi**” adlı bu çalışma aşağıdaki jüri tarafından **JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**'nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Hasan BAYHAN
Başkan

.....

Yrd. Doç. Dr. H. Evren ÇUBUKÇU
Danışman

.....

Prof. Dr. Axel K. SCHMITT
Üye

.....

Doç. Dr. Üner ÇAKIR
Üye

.....

Yrd. Doç. Dr. İnan ULUSOY
Üye

.....

Bu tez Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tarafından **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak onaylanmıştır.

Prof. Dr. Fatma SEVİN DÜZ
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

İTHAF

*Yüksek lisans tezimi, O' nun bu dünyadaki daimi emanetçisi olarak, babam
Hayrettin Akkaş'a ithaf ediyorum.*

ETİK

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

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

beyan ederim.

05.06.2015

Efe AKKAŞ

ÖZET

KUVATERNER GÖLCÜK (ISPARTA) VOLKANİZMASINA AİT HİDROVOLKANİK ÇÖKELLERDEKİ MAGMATİK KSENOLİTLERİN PETROLOJİK İNCELEMESİ

Efe AKKAŞ

Yüksek Lisans, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Tez Danışmanı: Yrd. Doç. Dr. H. Evren ÇUBUKÇU

Haziran 2015, 143 sayfa

Isparta şehrinin GB'sinde bulunan Gölcük kalderasını meydana getiren Kuvaterner yaşlı potassik-ultra potassik volkanizma, başlıca effüzif (tefrifonolitik lavlar), ekstrüzif (kaldera içi trakitik lav domları) ve eksploziv (trakitik, traki-andezitik ignimbiritler ve freatomagmatikler) ürünler ile temsil edilmektedir. Kaldera sonrası meydana gelen hidrovolkanizma, plütonik/subvolkanik ksenolitlerce zengin üç ayrı pomza geri düşme ve taban yayılımı seviyesi meydana getirmiştir. Makro ölçekte ultramafik, mafik ve felsik olmak üzere tanımlanan plütonik/subvolkanik ksenolitler; modal mineralojilerine göre piroksenit, granat piroksenit, diyorit-monzodiyorit, monzonit ve (alkali feldispat) siyenit olmak üzere beş ayrı grup altında volkanizmanın diğer ürünleri ile birlikte incelenmiştir. Petrografik incelemeler boyunca, çok sayıda ksenolit örneğinin ana mineral içeriğini belirlemek ve gruplandırmak amacıyla, 10 farklı mineral grubunu (klinopiroksen, ortopiroksen, amfibol, olivin, mika, apatit, zirkon, K-feldispat, plajiyoklaz, manyetit) EDS verileri üzerinden hızlı ve doğru bir şekilde sınıflandırabilecek bir karar ağacı modeli de uygulanmıştır.

Ultramafik ksenolitler modal olarak başlıca klinopiroksen ve mika içeren piroksenitler ile granat, klinopiroksenden oluşan granat piroksenitler ile temsil edilmektedir. Mafik-felsik ksenolitler başlıca klinopiroksen, mika, amfibol mezokümülatları ve değişken oranlarda feldispat mineralleri ile temsil edilmektedir. Ultramafiklerde, interstisyel cam paketleri ve

granat oluşumları (simplektit doku) metasomatik süreçlerle ilişkilendirilirken, özellikle piroksenlerde gözlenen Fe-Mg difüzyonlarının neden olduğu yamalı zonlar, basınç azalmasına bağlı ergime süreçleri ile ilişkilendirilmiştir. Benzer dokuların daha az gözlendiği diğer ürünler olası magmatik rezervuarda daha sığ derinlikleri (~9-18 km) temsil etmektedir. Buna karşılık jeokimyasal olarak ilksel karakteristikleri (düşük LILE ve HFSE konsantrasyonları ile yüksek sayılabilecek Mg# ~60-75) ile tanımlanan piroksenitlerin olası rezervuarda alt kabuk (~30-36 km) yerleşimine sahip oldukları jeotermobarometre çalışmalarında gösterilmiştir. Jeokimyasal açıdan mafik-felsik ksenolitler, efüzif/eksplozif volkanik ürünler ile benzerlik gösterir. Granat piroksenitler uyumsuz LILE (La için 1000-10000 defa) ve REE (1000-10000 kat LREE, ~100 kat HREE için) bakımından oldukça zenginleşmiştir. Piroksenitlerin LILE ve HFSE bakımından diğer kayaç gruplarından daha fakir olduğu, buna karşılık benzer REE içeriklerine sahip oldukları belirlenmiştir. Genel anlamda mantoya göre 100-1000 kat LILE ve kondrite göre 400-1200 kat LREE zenginleşmesine karşılık; düşük HFSE konsantrasyonları (10-100 kat zengin), Gölcük volkanizmasına ait ürünlerin kökeninde LILE'ce zenginleşmiş litosferik kaynağın etkisini düşündürmektedir. Sonuç olarak olası magmatik rezervuar veya rezervuarlarda benzer kökensel karaktere sahip (genellikle LILE'ce zengin HFSE'ce tüketilmiş) magmanın farklı derinliklerde farklı fizikokimyasal etkiler altında, farklı magmatik süreçlerin etkisinde, farklı dokular ve mineral birliktelikleri ile tanımlanan Gölcük volkaniklerini ve ksenolitlerini meydana getirdiği düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Plütonik ksenolitler, alkali magmatizma, metasomatik süreçler, petroloji, volkanostratigrafi, mineral tanımlama.

ABSTRACT

PETROLOGICAL INVESTIGATION OF THE MAGMATIC XENOLITHS OBSERVED IN HYDROVOLCANIC DEPOSITS OF QUATERNARY GÖLCÜK VOLCANISM (ISPARTA)

Efe AKKAŞ

Master of Science, Department of Geological Engineering

Supervisor: Assist. Prof. Dr. H. Evren ÇUBUKÇU

June 2015, 143 page

Quaternary, potassic ultra-potassic volcanism associated with Gölcük caldera is represented by mainly effusive (tephriphonolites), extrusive (intra-caldera lava domes) and explosive (trachytic, trachy-andesitic ignimbrites and phreatomagmatics) deposits. Hydrovolcanism which followed the caldera collapse, formed three pumice air-fall and base surge levels which are enriched with plutonic/sub-volcanic xenoliths. On macro scale, plutonic/sub-volcanic xenoliths which are identified as ultramafic, mafic and felsic, were divided into five sub groups as pyroxenites, garnet pyroxenites, diorites, monzonites and syenites according to their modal mineralogy. These five sub-groups were examined together with other products of the volcanism. Throughout the petrographical investigations, numerous xenolith samples were classified into defined groups using a decision tree model that are capable of identifying ten different mineral groups (olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, apatite, amphibole, plagioclase, K-feldspar, zircon, magnetite, biotite) as well as four distinct mineral members (magnesiohastingsite, tschermakite, diopside and hedenbergite) accurately on mineral EDS data.

Ultramafic xenoliths are represented by clinopyroxene and mica bearing pyroxenite group and mainly garnet and clinopyroxene including garnet pyroxenite group. Mafic-felsic xenoliths include mainly mesocumulates which consist of amphibole, mica and clinopyroxene, and various proportion of feldspar group minerals. Interstitial glass pockets

and garnet formations (as symplectic) in the ultramafic samples were associated with metasomatic processes. On the other hand, Fe-Mg diffusions as irregular concentric zones in the clinopyroxenes (mainly observed in the ultramafic samples), were corresponded with decompressional melting. Mafic-felsic xenoliths less commonly show similar textures to ultramafic samples which represent shallower levels (approx. 9-18 km) in the possible magmatic reservoir/s. On the contrary, pyroxenites, are characterized as primitive products of volcanism because of their geochemical features (low LILE and HFSE concentrations versus considerable high Mg# ~60-75), which are formed in sub-continental depths (approx. 30-36 km) according to pyroxene geothermobarometry. When compared to the volcanic products, mafic-felsic xenoliths show similar geochemical characteristics. Garnet pyroxenites are characterized by considerable high LILE (1000-10000 times for La) and REE (1000-10000 times for LREE, approx. 100 times for HREE) concentrations. Although pyroxenites which are characterized by having low LILE and HFSE concentrations in comparison to other groups, they have similar REE patterns. LILE enriched lithospheric source might be considered as possible common genesis all products of Gölcük volcanism because of their LILE (100-1000 times according to mantle) and LREE (400-1200 times to chondrite) enriched geochemical characteristics. In conclusion, although existence of various mineral species from different depths and also various magmatic processes in the possible magmatic reservoir/s form them, Gölcük volcanics and xenoliths have shown similar geochemical source characteristics (mostly LILE enriched, HFSE depleted).

Keywords: Plutonic xenoliths, alkaline magmatism, metasomatic process, petrology, volcanostratigraphy, mineral identification.

TEŞEKKÜR

Lisansüstü eğitimim süresince, yürütülen bütün çalışmalarda bana olan inancını kaybetmeden yol gösteren kişisel anlamda desteğini, ilgisini eksik etmeden her konuda yardımcı olan, değerli danışman hocam; Yrd. Doç. Dr. H. Evren ÇUBUKÇU başta olmak üzere;

Bu süreçte, takım çalışmasının önemini aşıl原因an, değerli görüşlerini ve bilgi birikimlerini her defasında paylaşarak, yol gösterici olan, değerli hocalarım; Dr. Erdal ŞEN ve Yrd. Doç. Dr. İnan ULUSOY'a;

Anlayışı ile her zaman destek olan, öğreticiliği ile yol gösteren hocam Doç. Dr. Üner ÇAKIR'a;

Her zaman ilgisini ve desteğini hissettiğim hocam Prof. Dr. Hasan BAYHAN'a;

Değerli fikirlerini ve görüşlerini her fırsatta paylaşan Prof. Dr. Axel K. SCHMITT'e;

Arazi ve laboratuvar çalışmalarımı yürütmemde bana yardımcı olan ve yol gösteren; iyi ve kötü zamanımda her anlamda benim yanımda olan, yalnızca takım arkadaşım değil dostum olan Lutfiye AKIN ve Caner DİKER'e;

Her konuda yardımcı olmaya çalışan, elinden gelenin en iyisini vermek için çabalayan Mehmet ÖZCAN'a;

İyi ve kötü her anımda desteklerini elinden geldiğince sağlayan, varlıkları ile yalnız bırakmayan çalışma arkadaşlarım Yasin YURDAKUL ve Levent BAYRAM'a;

Her ne olursa olsun bana olan güvenlerini kaybetmeden, bana destek olan; inancımı korumamı sağlayan ve bana örnek olan başta Babam ve Annem olmak üzere tüm ailem ve dostlarıma,

Teşekkürlerimi borç bilirim.

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

ÖZET	i
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR	v
İÇİNDEKİLER DİZİNİ	vi
ŞEKİLLER	ix
ÇİZELGELER.....	xx
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	xxii
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı.....	1
1.2. Çalışma Alanının Tanıtılması	2
1.3. Önceki Çalışmalar.....	4
2. GERÇEKLEŞTİRİLEN ÇALIŞMALAR.....	7
2.1. Saha Çalışmaları	7
2.2. Laboratuvar Çalışmaları	8
2.2.1. Petrografik ve Mineralojik İnceleme	8
2.2.2. Jeokimyasal Analizler.....	9
2.3. Mineral Tanımlama.....	9
3. JEOLJİK ÇERÇEVE	12
3.1. Tektonik Tarihçe.....	12
3.2. Batı Anadolu'nun Neotektoniği.....	13
3.3. Isparta Büklümü.....	13
3.4. Genel Jeoloji	17
3.4.1. Otokton Birimler.....	17
3.4.2. Allohton Birimler.....	18
4. VOLKANİK FAALİYET.....	20
4.1. Gölcük Volkanizması	20

4.2. Gölcük Kalderası	21
4.3. Volkanostratigrafi	26
4.3.1.I. Evre Volkanikleri (Pliyosen Aktivitesi)	26
4.3.2.II. Evre Volkanikleri (Kaldera Öncesi).....	29
4.3.3.III. Evre Volkanikleri (Kaldera Sonrası)	36
5. PETROGRAFİ.....	43
5.1. Piroksenit Grubu	50
5.2. Diyorit-Monzodiyorit Grubu	52
5.2.1.Diyorit.....	53
5.2.2.Foid-Monzodiyorit.....	56
5.3. Monzonit Grubu.....	58
5.4. Siyenit-Alkali Feldispat Siyenit Grubu.....	61
5.5. Granat Piroksenit Grubu	65
6. MİNERAL KİMYASI	69
6.1. Piroksen	69
<i>Klinopiroksenlerde Gözlenen Kimyasal Zonlanmalar</i>	<i>76</i>
6.2. Feldispat ve Feldispatoyit Grubu Mineraller	85
6.3. Mika Grubu Mineraller	91
6.4. Amfibol Grubu Mineraller.....	94
6.5. Granat Grubu Mineraller	98
6.6. Apatit	101
6.7. Aksesuar Fazlar.....	101
6.7.1.Allanit ve Çevkinit.....	101
6.7.2.Fe-Ti Oksit Grubu Mineraller.....	102
6.7.3.Titanit.....	103
6.8. Kristal-Tüm Kayaç/Ergiyik Denge Koşulları	104

6.8.1. Piroksen-Eriyik/Tüm Kayaç Jeotermobarometresi	104
6.8.2. Feldispat-Eriyik/Tüm Kayaç Jeotermobarometresi	105
6.8.3. Amfibol-Plajiyoklaz Jeotermobarometresi	106
6.8.4. Granat-Klinopiroksen Jeotermometresi	106
7. JEOKİMYA	113
7.1. Majör Element Jeokimyası	113
7.1.1. Tüm Kayaç Analizleri.....	113
7.1.2. İnterstisyel Cam	116
7.2. İz Elementler.....	118
7.2.1. Uyumlu Elementler.....	119
7.2.2. Uyumsuz Elementler	120
7.2.3. Çoklu Element Diyagramları	121
7.2.4. Nadir Toprak Elementleri.....	123
8. TARTIŞMA VE YORUM.....	126
9. SONUÇLAR.....	130
KATKI BELİRTME	132
KAYNAKLAR.....	133
EKLER	143

ŞEKİLLER

- Şekil 1.1.** Çalışma alanının morfolojik özelliklerini yansıtan sayısal arazi modeli üzerinde yer bulduru haritası (a, coğrafi koordinat sistemi, WGS84; b, UTM koordinat sistemi, European 1950 Datum)..... 3
- Şekil 3.1.** Anadolu plakasını meydana getiren kıtasal blokları ve suture zonlarını gösteren jeoloji haritası (Okay ve Tüysüz [22]'den alınmıştır). 12
- Şekil 3.2.** Batı Anadolu'da yayılım gösteren volkaniklerin ve Batı Anadolu'nun neotektonik evriminde etkili olan, ana yapısal unsurların dağılımını gösteren jeoloji haritası (Batı Anadolu volkanikleri, Savaşçın ve Oyman [7]'dan; yapısal unsurlar, Yağmurlu vd. [5]'den alınarak revize edilmiştir). 14
- Şekil 3.3.** Isparta büklümünün etkin yapısal unsurlarının ve genelleştirilmiş litostratigrafi birimlerinin dağılımlarını gösteren jeoloji haritası (yapısal unsurlar Yağmurlu vd. [5]'den; litostratigrafi birimlerinin dağılımları Poisson vd. [11]'den alınarak revize edilmiştir). 16
- Şekil 3.4.** Isparta (Gölcük) jeoloji haritası (sedimanter birimler ve tektonik unsurların bir bölümü MTA [39, 40]'nın jeoloji haritasından alınarak revize edilmiştir). 19
- Şekil 4.1.** Saha çalışmalarına dayanılarak hazırlanmış olan Gölcük kalderasının ve yakın çevresinin sırasıyla D-B (a) ve G-K hatlarını temsil eden ölçülü jeolojik kesitleri. Kaldera içi lav domunun yükseliminin tasvirinde Platevoet vd. [15]'den yararlanılmıştır. Not: Yükseklik verileri birimlerin derinliklerini yansıtmamaktadır. 22
- Şekil 4.2.** Saha gözlemlerine dayanılarak hazırlanmış olan Gölük volkaniklerinin genelleştirilmiş volkanostratigrafi kesiti (Volkanik ürünlerin yaşları Lefevre vd. [2], Platevoet vd. [15] ve Schmitt vd. [18]'ten alınmıştır). 23
- Şekil 4.3.** Kaldera sınırında gözlenen jeolojik unsurlar. (a) kalderanın batı sınırındaki bol çatlaklı, deforme (breşik) kireçtaşı bloğu (Akdağ Kireçtaşları) ve üstünde gözlenen yeşil renkli tefrifonolitik lavlar (GB'ye bakış). (b-d) kalderanın özellikle doğu sınırında gözlenen çökme sonrası oluşmuş yamaç breşleri ve tefrifonolitik lavların genel görünümü (doğuya bakış). 24
- Şekil 4.4.** (a) Gölcük Kalderasının genel görünümü (KD'ye bakış). (b) kalderanın KD sınırını meydana getiren freatomagmatik piroklastikler ve altında gözlenen gri-yeşil renkli, tefrifonolitik lavlar (KD'ye bakış). (c) kaldera içinde gözlenen Trakitik lav domu (Pilav

Tepe) ve kalderanın KB sınırını oluşturan kireçtaşı bloğu ile bu kireçtaşı bloğunun üstünde ve kenarlarında yayılım gösteren tefrifonolitik lavların genel görünümü (GB'ye bakış). .. 25

Şekil 4.5. Gölcük volkanizmasına ait, Pliyosen yaşlı, ilk evre potasik intrüzif ve ekstrüzif ürünlerin sahadaki genel görünümleri (a-d). 27

Şekil 4.6. Yamaç duraysızlığı olarak tanımlanan volkanoklastiklerin genel görünümleri. (a-b) Pliyosen aktivitesine ait lav domlarının yamaçlarında rastlanan yamaç duraysızlığı ürünlerinin genel görünümü. (c) freatomagmatik ürünlerle ilişkili olarak gözlenen, eski vadilere yerleşmiş şekilde bulunan yamaç duraysızlığının sahadaki genel görünümleri. 28

Şekil 4.7. Gölcük kalderasına yakın vadilerde gözlenen peperit oluşumlarının genel görünümü ve dokusu (a-d)..... 28

Şekil 4.8. (a-b) trakitik ekstrüzyonların içinde gözlenen ultramafik-mafik ksenolitlerin genel görünümü..... 29

Şekil 4.9. (a) Gölcük Kalderasının GD sınırı boyunca gözlenen gri-yeşil renkli tefrifonolitik lav akıntıları ve kalderanın güneyinde, lav akıntılarının üstünde gözlenen ignimbirit akıntılarının genel görünümleri (KD'ye bakış). (b-c) sırasıyla tefrifonolitik lavların ve ignimbirit akıntılarının yakından görünümleri. 31

Şekil 4.10. (a) kalderanın kuzey duvarının dışında gözlenen tefrifonolitik lavların yayılımları (Güneye bakış). (b) tefrifonolitlerden gözlenen plütonik (ultramafik) nodüllerin makro ölçekte görünümleri. 32

Şekil 4.11. Kaldera öncesinde gözlenen ignimbirit akıntılarının kalderaya farklı uzaklıklardaki farklı lokasyonlarda hazırlanmış olan ölçülü stratigrafik kesitleri. Kesit lokasyonları aynı zamanda Şekil 3,3'deki jeolojik kesitlerde gösterilmektedir. 33

Şekil 4.12. (a) ignimbirit akıntılarının en kalın olduğu Çay Vadisindeki tip kesiti (Çay Vadisi kesiti, GB'ye bakış). (b) ignimbirit akıntılarının pomza geri düşme seviyesinin yakından görünümü (c) Günalan'da gözlenen ignimbirit akıntılarının karasal çökellerle dokanağı. Şekiller üzerindeki numaralar Şekil 4.11'deki detaylı volkanostratigrafik kesit üzerindeki numaralı seviyeleri temsil etmektedir..... 34

Şekil 4.13. (a) Çay Vadisi kesitinde gözlenen 3. eş oluşumlu litik breş seviyesi ve üstündeki 2. derece kaynaklanmış ignimbirit akıntısının yakından görünümü. (b) ignimbirit akıntı seviyelerinde gözlenen iri piroksen kseno-kristallerinin makro ölçekte görüntüsü. (c) I. derecede kaynaklanmış (kaynaklanmamış) ignimbiritlerin son akıntı seviyelerinin başladığı

kül-pomza tedrici geçişli seviyeler ve akıntı içinde gözlenen pomza lenslerinin genel görüntüsü. Not: şekiller üzerindeki numaralar Şekil 4.11'deki detaylı volkanostratigrafik kesit üzerindeki numaralı seviyeleri temsil etmektedir. 35

Şekil 4.14. (a) Günelan'da ignimbirit akıntı seviyelerinin üstünde ve altında gözlenen iri tane destekli, gri renkli karasal çökellerin akıntı seviyeleri ile olan ilişkisi. (b) Günelan kesitinde Çay Vadisi kesitinden farklı olarak iri zırlı lapilli içeren seviyenin karasal çökellerle olan ilişkisi. (c) zırlı lapillilerin bulunduğu akıntı seviyesinin yakından görünümü. 36

Şekil 4.15. Kaldera sonrası meydana gelen freatomagmatik piroklastiklerin farklı lokasyonlarda hazırlanmış olan ölçülü stratigrafik kesitleri. Kesit lokasyonları aynı zamanda Şekil 4.3'deki jeolojik kesitlerde siyah oklarla gösterilmektedir. 37

Şekil 4.16. (a) ignimbirit akıntı seviyeleri ile freatomagmatik piroklastikler arasındaki muhtemel gevşek piroklastik malzemenin oluşturduğu döküntülerinden meydana gelen muhtemel sınır (kalderanın doğu duvarı, GB'ye bakış). (b) gevşek piroklastik akıntı ürünleri ile freatomagmatikleri ayıran muhtemel yamaç duraysızlığı ürünlerinin genel görüntüsü (Otbitmez Tepe kesiti, doğuya bakış). 39

Şekil 4.17. (a-c) 3 ayrı freatomagmatik patlamayı temsil eden ve arazide farklı kalınlıklarda gözlenen freatopliniyen seviyelerinin genel görüntüsü. 40

Şekil 4.18. (a-c) Hidrovolkanik ürünlerin freatopliniyen seviyelerinde diğer volkaniklere oranla çok daha sık ve iri gözlenen plütonik/subvolkanik ksenolitlerin genel görüntüleri. 41

Şekil 4.19. Petrografik olarak incelen ve tipleri belirlenen ksenolit örneklerinin Gölcük eksplozif ürünleri içerisinde bulundukları ve sıklıkları seviyeler (her bir yıldız temsil ettiği ksenolit grubuna ait örnek sayısını yansıtmaktadır). 42

Şekil 5.1. Streckeisen [56]'e göre sınıflandırılan ksenolit gruplarının modal mineralojik bileşimleri (yüzde cinsinden). Ana mineral grupları için lacivert; tali mineraller için kırmızı ve son olarak örneklerde rastlanılan kristalleşmemiş cam (interstisyel cam) içeriği için turuncu renk kullanılmıştır. 44

Şekil 5.2. Ksenolitlerde belirli minerallere gözlenen zonlanmaların şematik görüntüleri ve tanımlamaları (açık-koyu alanların çiziminde BSE görüntüleri baz alınmıştır). 47

Şekil 5.3. Ksenolit gruplarında gözlenen özel dokuların şematik görüntüleri ve tanımlamaları. 48

Şekil 5.3. Ksenolitlerde gözlenen özel dokular ve tanımlamaları devam ediyor. 49

Şekil 5.4. Mika-piroksenit olarak tanımlanan örneklerin genel mineralojisi ve dokusu (Tek nikol; ölçek: 1 mm). (a) yarı öz şekilli, yeşil renkli piroksenler; öz şekilli apatit ve intergranüler kahve renkli mika kristalleri, kahve renkli interstisyel cam ile birlikte. (b) zonlu piroksen kristalleri, boşluklarda kristal kenarlarına yapışık şekilde bulunan kahve renkli interstisyel cam, öz şekilli apatit kristalleri ile birlikte..... 50

Şekil 5.5. Piroksenlerde farklı yoğunlukta/şiddette gözlenen düzensiz kimyasal zonlanmaların BSE görüntüleri (ölçek: 100 μ). (a) I13-77 numaralı örnekte normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren piroksenler ve piroksenlerin kenarlarında gözlenen interstisyel cam ile dolu körfez yapılarının görünümü (b) tüm kristale yayılmış, tipik yamalı zonlanma gösteren düzgün kenarlı piroksen mineralleri ile birlikte boşlukları dolduran interstisyel cam ve öz şekilli apatit kristallerinin BSE görüntüsü..... 51

Şekil 5.6. Mika-piroksenitlerdeki mika ve piroksen minerallerinin oluşturdukları genel doku (tek nikol; ölçek: 1 mm). (a) zonlu piroksenler arasında intergranüler olarak gelişmiş iri mika kristalleri; içinde apatit kapanımları ile birlikte kısmen poikilitik doku sunmaktadır. (b) yer yer yönlü, çubuksu piroksen kristalleri ile birlikte genellikle boşluklarla ilişkili, yarı öz şekilli, intergranüler mika kristalleri görülmektedir..... 52

Şekil 5.7. Diyorit-monzodiyorit grubu ksenolitlerin genel dokusu ve mineralojisi. (a) örneklerde yaygın olarak gözlenen mezokümülatların ve kahverengimsi-yeşil amfibollerin tek nikolde görüntüsü (ölçek: 1 mm). (b) normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren öz şekilli piroksenler, poikilitik mika kristalleri ile birlikte görülmektedir (tek nikol; ölçek: 1 mm). (c) piroksenlerin kenar zonlarında gözlenen amfibol oluşumları (tek nikol; ölçek: 200 μ m). (d) piroksenin kenar zonlarından itibaren büyüyen ve kenar zonlarını kaplayan amfibol minerallerinin görüntüsü (tek nikol; ölçek: 200 μ m)..... 54

Şekil 5.8. Diyorit grubundaki minerallere ait özel dokuların ve zonlanmaların BSE görüntüleri. (a) piroksenlerdeki amfibol oluşumlarının görüntüsü (ölçek: 200 μ). (b) feldispatlardaki normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanmanın görüntüsü. Görüntüde, açık gri renkte, kristal kenarları Or’ce zengin, koyu renkli, kristal merkezi An’ce zengin ve kısmen rezorbedir (ölçek 100 μ). (c) örneklerde yaygın olarak görülen mezokümülatlar ve etrafında bulunan öz şekilli titanit (sph) ve apatit kristallerinin görüntüsü (ölçek: 300 μ). (d) amfibol minerali içinde kapanım olarak bulunan, olasılıkla mineral içindeki çatlaklarla ilişkili interstisyel camın görüntüsü (ölçek: 100 μ). 55

Şekil 5.9. (a-b) Diyorit-monzodiyorit örneklerinde feldispatlarla ilişkili renksiz interstisyel camın tek nikol (a) ve çift nikol (b) görüntüsü (ölçek: 200 μ). Şekillerde interstisyel camın feldispat kristallerinde körfez yapılarına benzer kanallar içinde bulundukları gözlenmektedir. 56

Şekil 5.10. Foid-monzodiyorit olarak isimlendirilen örnekteki nozean ve allanit minerallerinin ince kesit görüntüleri. (a-b) feldispatlar arasındaki, nozean minerallerinin tek nikol (a) ve çift nikol (b) görüntüsü (ölçek: 200 μ). (c-d) kıızıdan açık kahverengi ve kahverenginden yeşile kadar değişen pleokroizmaya sahip, poikilitik allanit minerallerinin örnekteki bulunuş şekilleri (tek nikol; ölçek: 1 mm). 57

Şekil 5.11. (a-b) monzonit grubu örneklerin genel dokusu ve mineralojisi. (a) mezokratik örneklerde gözlenen geniş tanesel feldispatların tek nikol görüntüsü (ölçek: 1 mm). (b) aplitik doku (sugary) sunan feldispat mineralleri, poikilitik feldispatlar ile birlikte, lökokratik örneklerde rastlanan porfirik dokuyu oluşturmaktadır (çift nikol; ölçek: 1 mm). (c-d) piroksenlerde gözlenen mika ve amfibol oluşumlarının tek nikol görüntüsü (ölçek: 200 μ). 59

Şekil 5.12. (a) feldispat mineralleri arasında, ortada, hafif yamalı zonlanma gösteren piroksen minerali (ölçek: 1 mm). (b) Fe'ce zengin zonlarında (yeşil renkli kenarlar) mika oluşumları gösteren ve normal zonlanma gösteren piroksen mineralinin tek nikol görüntüsü (ölçek: 200 μ). (c-d) feldispat mineralleri ile ilişkili olarak gözlenen renksiz interstisyel camın tek nikol (c) ve çift nikol (d) görüntüsü (ölçek: 200 μ). 60

Şekil 5.13. (a-b) monzonitlerde gözlenen renksiz interstisyel camın BSE görüntüleri (ölçek a: 200 μ , ölçek b: 100 μ). 60

Şekil 5.14. Siyenit-alkali feldispat siyenit grubu örneklerin genel dokusu ve mineralojisi (tek nikol; ölçek: 1 mm). (a) mezokümülatlar oluşturan piroksen fenokristalleri ve mikalar; aplitik doku oluşturan feldispat kristalleri arasında, genellikle mezokratik örneklerde rastlanan, porfirik dokuyu oluşturmaktadır. (b) lökokratik örneklerde mika, piroksen ve opak minerallerinin oluşturdıkları, diğer gruplardaki örneklere oranla ufak, mezokümülatlar ve eş boyutlu, feldispat minerallerinin tek nikol görüntüsü. 61

Şekil 5.15. (a-b) normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren piroksen minerallerinin özellikle Fe'ce zengin kenar zonlarında gelişmiş amfibol ve mika

minerallerinin tek nikol görüntüsü (ölçek: 200 μ). (b) mika oluşumlarının yoğunlukta olduğu piroksen kristalleri korona dokusu göstermektedir. 62

Şekil 5.16. (a) piroksenlerde gözlenen tüm kristale yayılmış yamalı zonlanmanın BSE görüntüsü (ölçek: 30 μ). (b) piroksenlerde yaygın olarak gözlenen amfibol ve mika oluşumlarının BSE görüntüsü (ölçek: 20 μ). 63

Şekil 5.17. (a) merkezi kısmen rezorbe, An'ce zengin; kenarları Or'ce zengin normal zonlanma gösteren poikilitik feldispat minerali (çift nikol; ölçek: 1 mm). (b) mozaik dokuya benzer bir görünüme sahip mikrolit boyutunda feldispat mineralleri mika kristalleri ile birlikte görülmektedir (çift nikol; ölçek: 200 μ). (c-d) feldispatlarla ilişkili olan interstisyel camın kristaller üzerinde oluşturdukları körfez yapılarının tek nikol (c) ve çift nikol (d) görüntüleri (ölçek: 200 μ). 64

Şekil 5.18. (a) alkali feldispat siyenit olarak tanımlanan örnekte gözlenen intergranüler kuvars mineralleri ile birlikte mika ve manyetit kapanımlarının BSE görüntüsü (ölçek: 100 μ). (b) yarı öz şekilli manyetit ve apatit ile birlikte mika mineralleri içinde kapanım olarak bulunan intergranüler kuvars minerallerinin BSE görüntüleri (ölçek: 20 μ). 65

Şekil 5.19. Granat piroksenitlerin genel dokusu ve mineralojisi (ölçek: 1 mm). (a-b) sol üstte granat, alkali feldispat agregatları (tozlu zonlar) (bahsedilen eriyik sızması, kırmızı işaretli alan içinde) ve altta poikilitik granat mineralleri arasında, tanesal dokuda gözlenen piroksen minerallerinin tek nikol (a) ve çift nikol (b) görüntüleri. (c-d) iri granat kristalleri ile birlikte kristaller arasında intergranüler veya kapanım olarak bulunan piroksen minerallerinin oluşturduğu tipik poikilitik dokunun tek nikol (c) ve çift nikol (d) görüntüleri. 66

Şekil 5.20. Piroksenlerde gözlenen zonlanmaların BSE görüntüleri (ölçek 100 μ). (a) normal zonlanma gösteren piroksen kristalinin Mg'ce zengin merkezinin ileri derecede rezorbe olması sonucu gelişmiş yamalı zonlanmanın BSE görüntüsü. (b) tipik, tüm kristale yayılmış yamalı zonlanma gösteren piroksen mineralinin BSE görüntüsü. 67

Şekil 5.21. Granat kristallerinin oluşturdukları özel dokular ve gösterdikleri zonlanmaların BSE görüntüleri. (a) kenarları kısmen rezorbe yamalı zonlanma gösteren granat kristali, etrafında agregatlar şeklinde bulunan Afs+Grt oluşumları ile birlikte (ölçek: 300 μ). (b) merkezinde salınımlı zonlanma gösteren granat kristalinin kenarlarından itibaren kısmen rezorbe olması sonucu oluşan yamalı zonlanmanın görüntüsü (ölçek: 10 μ). (c) granatların piroksenlerin kenar zonlarında simplektit büyüme sonucu meydana geldiklerini gösterir

nitelikte yamalı piroksen mineralleri ile iç içe büyüme gösteren granat oluşumlarının görüntüsü; (ölçek: 20 μ). (d) feldispat, manyetit ve allanit agregatlarının bulunduğu bölgelerde kısmen yamalı zonlanma gösteren piroksen mineralinin kenar zonlarında lameller şeklinde gözlenen granat büyümeleri, tipik simplektit dokuyu temsil etmektedir (ölçek: 20 μ)..... 68

Şekil 6.1. (a) ksenolit gruplarındaki ve trakitik eksplozif ürünlerdeki piroksenlerin, Ca, Ca-Na ve QUAD (Mg, Fe, Ca,) kimyasal grupları arasındaki dağılımları. (b-c) QUAD grubu piroksenlerin Wo-En-Fs diyagramı üzerindeki dağılımları..... 70

Şekil 6.2. Ksenolitlerde ve trakitik eksplozif ürünlerdeki klinopiroksenlerin katyonik oranlarına göre hazırlanan Al-Ti (a), Si-Al (b), Al^[VI]-Al^[IV] (c) diyagramları. (d) klinopiroksenlerin quadrilateral olmayan bileşimlerine (non-quadrilathal componenets) göre (Papike vd. [81]) Ti-Na-Al^[4] üçgen diyagramındaki dağılımları (NAT: NaTi_{0,5}R_{0,5}²⁺Si₂O₆; NATAL: NaTiSiAlO₆; TAL:CaTiAl₂O₆; CATS: CaAlAlSiO₆-CaFeAlSiO₆; AC: NaFeSi₂O₆; JD:NaAlSi₂O₆; UR: NaCrSi₂O₆). Katyonik değerler, formül başına atom (atom per formula unit: a.f.u.) oranlarına göredir. 72

Şekil 6.3. Ksenolit gruplarındaki klinopiroksenlerin merkez-kenar ve açık-koyu alan analizlerinin Wo-En-Fs diyagramları üzerindeki dağılımları [79]. 77

Şekil 6.4. Piroksenit grubundaki klinopiroksenlerde gözlenen zonlanmalar ve majör element dağılımlarının kalitatif olarak gösterildiği element haritaları ve BSE görüntüleri. (a-b) tüm kristale yayılmış yamalı zonlanma gösteren klinopiroksenlerde genelde kristal merkezinin Mg'ce kenarların Fe'ce zengin zonlar oluşturduğu göstermektedir. (c-d) salınlı zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren klinopiroksende kenarlara doğru Fe ve Na'nın zenginleştiği görülmektedir. (e-f) merkezi Mg'ce zengin ve hafif salınlı zonlanma gösteren klinopiroksenin, kenarlarının Fe, Na ve Ca'ca zenginleştiği görülmektedir. 78

Şekil 6.5. Granat piroksenit grubunda klinopiroksenlere özgü zonlanmaların ve dokuların BSE görüntüleri. (a-b) normal zonlanma ve kısmen rezorbe kristal kenarlarına sahip klinopiroksen minerali içerisinde granat lamelleri (simplektit oluşumu) ile birlikte gözlenmekte. (c-d) kristal kenarları kısmen rezorbe, tüm kristale yayılmış yamalı zonlanma gösteren klinopiroksen minerali. (e-f) kısmen yamalı zonlanma sunan klinopiroksen mineralinin kenar zonlarında meydana gelen granat lamelleri (simplektit oluşumu) ile birlikte muhtemel eriyik sızması ile ilişkili allanit oluşumları gözlenmektedir. 79

Şekil 6.6. Diyorit-monzodiyorit ve monzonitlerde bulunan klinopiroksenlerde gözlenen normal zonlanma (a-d) ve salınımlı zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma (e-f) gösteren, kenarları kısmen rezorbe klinopiroksen kristalleri.....	80
Şekil 6.7. (a-d) siyenit-alkali feldispat siyenit grubu ksenolitlerde tamamen rezorbe olmuş kenarlara sahip klinopiroksenlerde gözlenen tipik yamalı zonlanma. (e-f) göreceli olarak daha düzgün kenarlara sahip klinopiroksen fenokristallerinde gözlenen normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanmanın BSE görüntüleri.....	81
Şekil 6.8. (a-b) Freatomagmatik çökellere ait pomza örnekleri içinde, normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren klinopiroksen fenokristallerinin genel görüntüsü.	81
Şekil 6.9. Belirgin yamalı zonlanma gösteren piroksenit grubu klinopiroksenleri üzerinde hazırlanan çizgi taramaları. Elementsel değişimlerin miktarları karakteristik X-ışınları şiddetine (counts per second (cps) / electron volt (eV)) göre gösterilmektedir.....	82
Şekil 6.10. Yamalı zonlu klinopiroksenlerde, açık-koyu alanlardaki Mg #, Al ^[VI] , Al ^[IV] katyonik oranlarındaki değişimler ile birlikte (a-c); Mg # karşılık Fe ⁺² , Ca ve Na katyonik oranlarında meydana gelen değişimler (d-f) gösterilmektedir (katyonik oranlar formül başına atom değerleri (a.f.u.) cinsindendir.	84
Şekil 6.11. Ksenolit gruplarında ve trakitik eksplozif volkanik serideki feldispat minerallerinin Ab-An-Or molar yüzdelere göre üç uç üyenin sınırlandığı diyagram üzerindeki dağılımları.....	87
Şekil 6.12. Feldispat minerallerinin açık-koyu ve merkez-kenar analizlerine göre Ab-An-Or üçgenlerindeki dağılımları.....	89
Şekil 6.13. Diyorit-monzodiyorit grubu ksenolitlerde zonlanma gösteren feldispatlara ait element haritası (a-b) ve çizgi tarama sonuçları (c-d) gösterilmektedir.	90
Şekil 6.14. Ksenolit gruplarında gözlenen sodalit-hayün serisi minerallerine ait karakteristik X-ışınları spektrası.....	91
Şekil 6.15. (a-b) ksenolitlerde ve eksplozif volkanik seride rastlanan mika grubu minerallere ait Mg/Fe değerlerine karşılık Al ^{IV} ile Mg-Fe-Al ₁ üçgen diyagramındaki dörtlü uç üyenin sınırlandığı alan içerisindeki dağılımları. (c) mikaların %TiO ₂ içeriğine karşılık Mg# diyagramındaki dağılımları (noktalı alanlar Ferreira vd. [91], Bachinski ve Simpson [90]'den	

alınan yüksek basınç kayaçlarında bulunan filogopitlerindeki %TiO ₂ 'ye karşılık Mg# değerlerini temsil etmektedir).....	93
Şekil 6.16. Ksenolit gruplarında, klinopiroksenlerin gözeneklerinde ve kenar zonlarında gözlenen mika minerallerine ait BSE ve element haritası görüntüsü.	94
Şekil 6.17. Siyenit grubu klinopiroksenlerinde gözlenen amfibol lamellerinin BSE görüntüleri (a, c) ve element haritaları (b, d).....	96
.....	97
Şekil 6.18. (a-b) farklı tipte örneklerde gözlenen amfibol grubu minerallerin Si (a.f.u) karşılık Mg/(Mg+Fe ⁺²) değerlerine göre farklı uç üyelerin sınırlandığı diyagramlardaki dağılımları [94]. (c-d) amfibol grubu minerallerin Al ^[IV] 'e karşılık Al ^[VI] (a.f.u.) ve Al ^[IV] 'e karşılık (Na+K) _A a.f.u. katyonik oranlarına göre dağılımları gösterilmektedir.....	97
Şekil 6.19. salınımlı zonlanma (e-f) ve salınımlı zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren (a-d) granat minerallerine ait element haritaları.	99
Şekil 6.20. Klinopiroksenlerin kenar zonlarındaki simplektit dokusunu (reaction rim) meydana getiren ve poikilitik granat minerallerinin oluşumunda etkili olan eriyik sızması olarak tanımlanan Afs+Grt+Mag+Aln kristallerinden oluşan alanlara ait element haritaları. (a-c) kırmızı noktalı işaretli alanların arası, eriyik sızması ile klinopiroksenler arasındaki reaksiyon zonunu göstermektedir. (b-d) sarı hakim renkler Ca'ca zengin granat minerallerini, kırmızı renkler Fe'ce zengin manyetit oluşumlarını, yeşil renkler Na'ca zengin alkali feldispatları, mavi tonlar Mg'ce zengin piroksenleri göstermektedir, mavi ve sarı renklerin karışımı olan bölgeler klinopiroksenlerin kenarlarındaki reaksiyon zonlarını göstermektedir. (f) kırmızı renkler Ca'ca zengin granat minerallerini, sarımsı yeşil renkler Na ve K içeren alkali feldispat minerallerini, açık mavi renkler La içeren allanit oluşumlarını göstermektedir.	100
Şekil 6.21. Klinopiroksenlerin bulundukları kayaç ile olan Fe/Mg denge grafiği. Bazik karakterdeki ergiyik ile klinopiroksenler arasındaki denge kuşağı olarak kabul edilen noktalı alan Toplis ve Carroll [111] ve Putirka [110]'nın öngördüğü şekildedir.	107
.....	108

Şekil 6.22. Putirka [110]'nın klinopiroksen termo-barometresi kullanılarak elde edilen sıcaklık-basınç parametrelerinin P-T grafiğindeki dağılımı ve her örnek grubunu temsil eden yaklaşık sıcaklık-basınç değerleri.....	108
.....	109
Şekil 6.23. Feldispatların bulundukları kayaç ((Ca/(Ca+Na)plg / (Ca/(Ca+Na)liq) ile olan Ab-An denge grafiği. Denge kuşakları (Kd=0,8-2) Sisson ve Grove [113]'un yüksek basınç feldispatları için elde ettiği değerler kullanılarak oluşturulmuştur.....	109
Şekil 6.24. Putirka [114]'nın feldispat-ergiyik termo-barometresi kullanılarak elde edilen sıcaklık-basınç parametrelerinin P-T grafiğindeki dağılımı ve her örnek grubunu temsil eden yaklaşık sıcaklık-basınç değerleri.....	110
Şekil 6.25. Amfibol ve plajiyoklaz mineralleri üzerinden gerçekleştirilen jeotermobarometre sonuçları. (a) sıcaklık verileri Holland ve Blundy [122]'den basınç verileri Schmidt [119]'den alınmıştır. (b) sıcaklık verileri Holland ve Blundy [122]'den; basınç verileri Anderson [118]'dan alınmıştır.....	111
Şekil 7.1. Gölcük volkanikleri ve ksenolitlerinin toplam alkali-silis içeriklerine göre Le Bas vd. [123]'nin volkanik kayaç sınıflaması üzerindeki dağılımları (bütün majör element değerleri susuz olarak hesaplanmıştır).	113
Şekil 7.2. Gölcük volkaniklerinin ve ksenolitlerinin %Na ₂ O'ya karşılık %K ₂ O içeriklerine göre Peccerillo ve Taylor [125]'in alkalin kayaçlar sınıflama diyagramındaki dağılımları (semboller Şekil 7.1.'deki gibidir).....	114
Şekil 7.3. Gölcük volkanizmasına ait farklı tipteki ürünlerin % SiO ₂ içeriklerine karşılık çizilen ana oksit (%) diyagramları (semboller Şekil 7.1.'deki gibidir).	115
Şekil 7.4. Ksenolitlerde interstisyel olarak bulunan, volkanik ürünlerde hamuru meydana getiren cama ait analizlerin toplam alkali (% Na ₂ O+K ₂ O) – silis (% SiO ₂) (TAS) diyagramındaki gösterimleri [123] (alkali-sub alkali alanların ayrımı Irvine ve Baragar [124]'a göre yapılmıştır).....	117
Şekil 7.5. Volkaniklerin ve ksenolitlerin SiO ₂ 'ye karşı uyumlu iz element değişimleri gösterilmektedir (Semboller Şekil 7.1.'deki gibidir).....	119
Şekil 7.6. Gölcük volkaniklerine ve ksenolitlerine ait SiO ₂ 'ye karşı çizilen uyumsuz iz element dağılımları.	121

Şekil 7.7. Gölcük volkanizmasına ait volkanik kayalar ve ksenolitlere ait uyumsuz element içeriklerinin primordial mantoya Sun ve McDonough [135] göre normalize edildiği çoklu element diyagramları.	123
Şekil 7.8. Gölcük volkaniklerinin ve ksenolitlerinin Nakamura [136]'nın kondrit değerlerine göre normalize edilen REE desenleri.....	124
Şekil 8.1. Gölcük volkanizmasında hem ksenolitlerin içerdiği hem de eksplozif volkanik seriye ait minerallerin, gösterdikleri dokular ile birlikte magmatik rezervuardaki olası derinlikleri ve konumları.	129

ÇİZELGELER

Çizelge 5.1. Farklı ksenolit gruplarına ait dokusal ve mineralojik tanımlamalar.	45
Çizelge 5.1. Ksenolit gruplarına ait dokusal ve mineralojik tanımlamalar devam ediyor. .	46
Çizelge 6.1. Ksenolitlerde ve trakitik eksplozif ürünlerindeki piroksenlere ait referans ana oksit değerleri ile birlikte 6 oksijen anyonu baz alınarak hesaplanan katyonik oranları.....	73
Çizelge 6.1. Ksenolitlerde ve trakitik eksplozif ürünlerindeki piroksenlere ait referans ana oksit değerleri ile birlikte 6 oksijen anyonuna göre hesaplanan katyonik oranları (Devam ediyor).....	74
Çizelge 6.2. Feldispat grubu minerallerin referans analizlerine ait ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları gösterilmektedir.....	86
Çizelge 6.3. Ksenolitlerde ve trakitik eksplozif volkanik seride bulunan feldispat minerallerinin Ab-An-Or molar yüzdelerinin minimum (min.) ve maksimum (max.) değerleri yüzde cinsinden gösterilmektedir.....	87
Çizelge 6.4. Ksenolitlerde ve tefrifonolitlerde gözlenen sodalit-hayün serisi minerallerinin ana oksit değerleri (tefrifonolitlerdeki analizler Platevoet vd. [17]'den alınmıştır.).	90
Çizelge 6.5. Mika minerallerine ait referans ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları.....	92
Çizelge 6.6. Amfibol grubu minerallere ait referans ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları (Mgh: Magnesiohastingsite; Ac: Actinolite; P: Potassian; PT: PotassianTitanian; FP: FerrianPotassian).	95
Çizelge 6.7. Granat minerallerine ait referans ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları gösterilmektedir.....	98
Çizelge 6.8. Gölcük volkanizmasında farklı tipte örneklerde rastlanan flor-apatit minerallerine ait ana oksit değerleri.	101
Çizelge 6.9. I13-40-A numaralı örnekte bulunan allanit (altta) ve çevkinit (üstte) minerallerine ait yüzde cinsinden ana element oksit değerleri.....	102
Çizelge 6.10. Ksenolitlerde ve eksplozif volkanik seride gözlenen oksit minerallerine ait referans ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları.....	103

Çizelge 6.11. Ksenolitlerde ve freatomagmatiklerde gözlenen titanit minerallerine ait referans ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları.....	104
Çizelge 6.12. Termometre hesaplamalarında kullanılan granat-klinopiroksen çiftlerine ait ana oksit değerleri, her bir eşleşme için elde edilen Fe-Mg değişim katsayıları (Kd) ve sıcaklık değerleri gösterilmektedir.	112
Çizelge 7.1. Piroksenit, diyorit, monzonit grubu ksenolitlerde interstisyel cama ve eksplozif volkaniklerin pomza örneklerinden elde edilen cam analizlerine ait referans major element değerleri ve hesaplanan CIPW norm içerikleri gösterilmektedir.	118

SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

°C: Santigrat derece

μ: Mikron

Kısaltmalar

ka: Bin Yıl

ma: Milyon Yıl

m: Metre

km: Kilometre

kbar: Kilo Bar

ppm: Milyonda Bir

yy: Yüz Yıl

Afs: Alkali Feldispat

Aln: Allanit

Amp: Amfibol

Ap: Apatit

Ba: Barit

Bt: Biyotit/Filogopit

Cpx: Klinopiroksen

Fsp: Feldispat

Gls: Cam

Grt: Granat

Mag: Manyetit /Fe-Ti Oksit

Nsn: Nozean

Op: Opak

Pl: Plajiyoklaz

Py: Pirit

Qz: Kuvars

Ttn: Titanit

Ves: Gözenek

1. GİRİŞ

Tez,, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı programında Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

Isparta ilinin GB'sinde yer alan Gölcük volkanizmasına ait hidrovolkanik ürünlerdeki plütonik ksenolitlerin petrolojik açıdan değerlendirilmesini, bunun yanı sıra volkanik ürünlerin detaylı bir şekilde haritalanmasını ve volkanostratigrafik istifin oluşturulmasını kapsamaktadır. Tez, 9 bölümden oluşmaktadır. İlk bölümde, çalışmanın amacı ve kapsamından bahsedilmiş, çalışma bölgesi tanıtılmış ve önceki çalışmalara değinilmiştir. İkinci bölümde, kullanılan yöntemlere değinilerek, tez kapsamında gerçekleştirilen çalışmalar anlatılmıştır. Üçüncü bölümde, bölgenin jeolojik geçmişine değinilerek, bölgede etkin olan tektonik ve volkanik süreçlerden bahsedilmiştir. Dördüncü bölümde, Gölcük volkanizmasının evrimine değinilmiş, çalışma alanında yer alan volkanik ürünler ayrıntılı bir şekilde tanımlanmış ve volkanostratigrafik istif oluşturulmuştur. Beşinci bölümde, incelenen ksenolitlere ait detaylı petrografik tanımlamalara yer verilmiş ve ksenolitler bu tanımlamalara göre gruplandırılmıştır. Gruplara ayrılan ksenolitlerin mineral kimyası verileri, altıncı bölümde; jeokimyasal analiz verileri, yedinci bölümde sunulmaktadır. Son bölümler olan sekizinci ve dokuzuncu bölümlerde çalışmada elde edilen sonuçlar tartışılmış ve elde edilen sonuçlar maddeler halinde sunulmuştur.

1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Bu tez, Isparta şehir merkezinin GB'sinde bulunan Gölcük kalderası ile ilişkili hidrovolkanik ürünler içerisinde gözlenen (plütonik/subvolkanik) ksenolitlerin petrolojik olarak incelenmesini konu edinmektedir. Ksenolit magma/magmatik kayacın içine çeşitli yollardan katılmış, özümsemeyen, yabancı kayaç parçası olarak tanımlanır. Yeryüzüne magma ile taşınan ksenolitler, yerkürenin ulaşamadığımız derinliklerine ve çeşitli katmanlarına ait kimyasal bileşimin ve fiziksel yapının anlaşılmasında en önemli unsurlar olarak değerlendirilebilir. Ksenolitler farklı kayaç türleriyle (metamorfik, sedimanter, magmatik) temsil edilseler de bunların içerisinde çoğunlukla magmatik ksenolitler, yerkürenin katmanlarına ait fizikokimyasal özellikleri belirleme amacıyla kullanılmaktadır. Özellikle 20. yy'ın son çeyreğinde, üst mantoya ve katmanlarına ait fizikokimyasal koşulların belirlenmesi amacıyla deneysel petroloji çalışmalarına yoğun bir şekilde konu olan magmatik ksenolitler düşüldüğünde; Isparta (Gölcük) volkanizması ile ilişkili ksenolitlerin, bölgedeki magmatizmanın kökenine ve evrimine dair önemli kanıtlar sunacağı öngörülmektedir.

Isparta (Gölcük) volkanizmasını meydana getiren süreçleri ve kökenini daha iyi anlamak amacıyla örneklenen magmatik (çoğunlukla plütonik/subvolkanik) ksenolitler üzerinde gerçekleştirilen mineralojik – petrografik ve jeokimyasal incelemelerin yanı sıra volkanik ürünlerde de mineralojik ve jeokimyasal incelemeler yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar petrolojik açıdan değerlendirilerek ksenolitlerin kökenleri ve Gölcük volkanikleri (intrüzif ve eksplozif volkanik ürünler) ile olan ilişkileri ortaya konmaya çalışılmıştır. Saha çalışmaları sırasında petrolojik incelemeler için alınan örneklerin yanı sıra Gölcük volkanizmasına ait volkanik birimler kapsamlı bir şekilde haritalanmış ve detaylı bir volkanostratigrafik kesit oluşturulmuştur. Elde edilen bütün veriler değerlendirilerek volkanizmanın evrimine ve magma odasına ait çeşitli modeller öne sürülmüştür. Bu modeller ile Gölcük ksenolitlerinin yeryüzüne ulaşana kadar geçirdikleri süreçlerin ortaya konması hedeflenmiştir.

1.2. Çalışma Alanının Tanıtılması

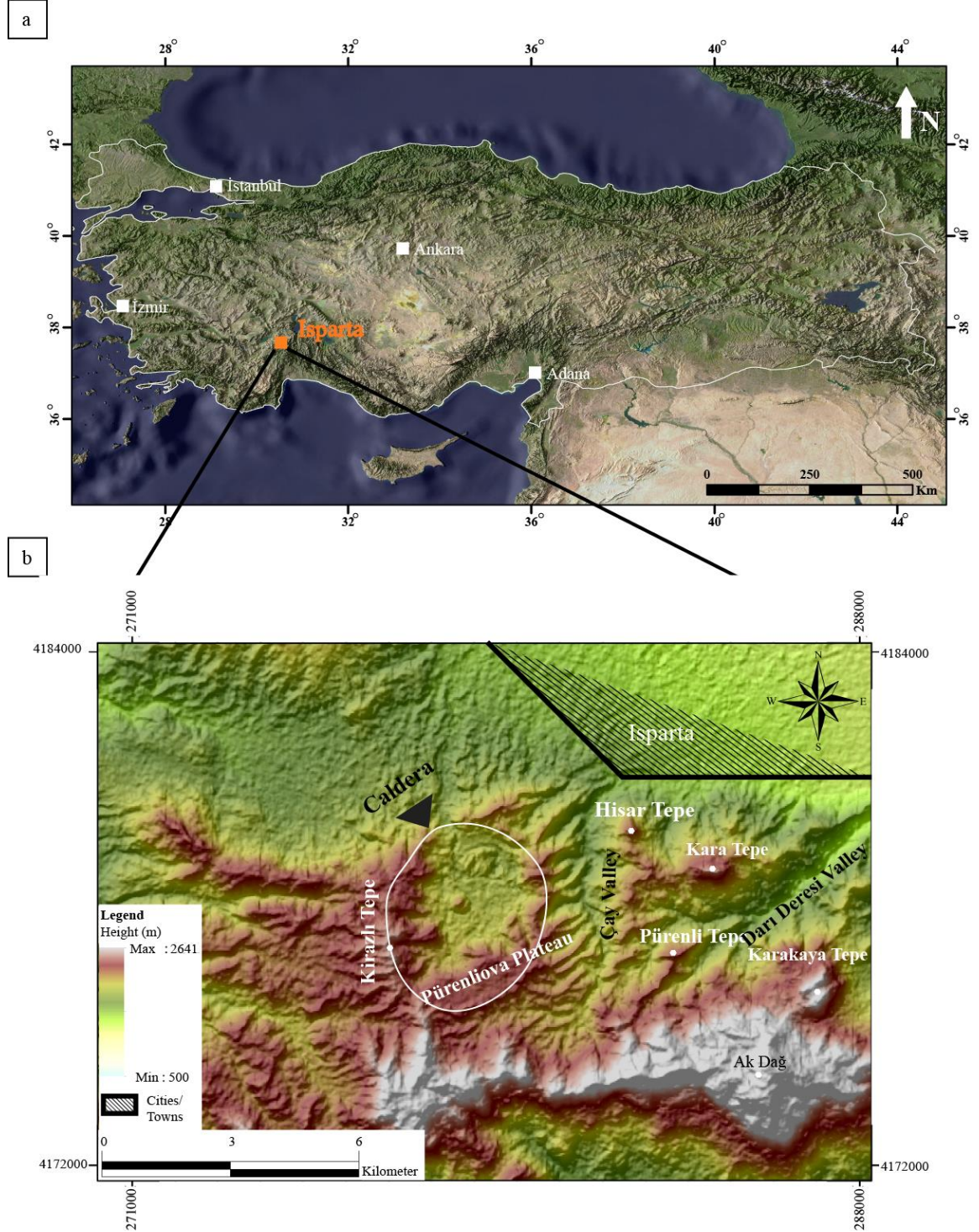
Isparta ilinin GB'sinde yer alan Gölcük Kalderası ve volkanik ürünleri, 1/25000 ölçekli Isparta M24a4, M24b3, M25a4 ve M25d1 paftalarında; 271000-28800 boylamları ve 4184000-4172000 enlemleri arasında yer almaktadır (Şekil 1.1.).

Çalışma alanı çeşitli morfolojik unsurları bir arada bulundurmaktadır. Şekil 1.1.'deki düzlüklerin büyük bir bölümü volkanik faaliyet sonucu meydana gelen piroklastik malzemenin, paleotopoğrafyadaki çöküntü alanlarını doldurması sonucunda oluşmuştur. Bu düzlüklere Isparta şehrinin bulunduğu alan da dahildir.

Çalışma alanı, düzlüklerin yanı sıra, orojenik etkilerle yükselmiş birimleri ve Gölcük volkanizmasıyla ilişkili birçok lav domunu içermektedir. Bu yükseltilerden en önemlileri Ak Dağ (2254 m), Kirazlı Tepe (1653 m), Karaman Tepe (1753m), Hisar Tepe (1638m), Pürenli Tepe (1628m), Kara Tepe (1727m) ve Karakaya Tepe (1872m) olarak gösterilebilir. Bu yükseltilerin arasında Çay Deresi, Darı Deresi gibi debi oranları mevsimlere bağlı olarak değişen akarsular ve bu akarsuların bulunduğu derin vadiler bulunmaktadır.

Bölgede genel olarak Akdeniz iklimi ile birlikte karasal iklimin etkisi de görülmektedir. Çalışma alanı genel olarak Akdeniz Bölgesi'nin tipik bitki örtüsü olan makilerle kaplıdır. Gölcük kalderası ve çevresinin milli park olmasından dolayı yaklaşık 20 yıldır yoğun bir ağaçlandırma çalışması yapılmaktadır. Bu nedenle kaldera ve çevresi yer yer yoğun bitki örtüsü ile kaplıdır. Çalışma alanı genel olarak Isparta Şehir merkezine çok yakın olup (~15-

20 km), Yakaören, Gelincik, Dere, Darıderesi, Direkli ve Halıcılar gibi mahallelerin arasında bulunmaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının morfolojik özelliklerini yansıtan sayısal arazi modeli üzerinde yer bulduru haritası (a, coğrafi koordinat sistemi, WGS84; b, UTM koordinat sistemi, European 1950 Datum).

1.3. Önceki Çalışmalar

Bölgedeki ilk çalışmalar özellikle plaka tektoniği kavramının ortaya atıldığı 20. yy'nin son çeyreğinden itibaren, yaklaşık 40 yıl önce başlamıştır. Gölcük volkanizmasını da kapsayan Batı ve Güney Batı Anadolu bölgesinde gerçekleştirilen çalışmalar genellikle neotektonik evrim ve bölgedeki aktif tektonizmaya ilişkili volkanizma konuları üzerinedir. Aynı zamanda bölgede çeşitli araştırmacılar tarafından genel jeolojik çalışmalar da yürütülmüştür. Son 10 yıllık dönemde, özellikle eskiye oranla daha kolay erişilebilen jeokimyasal analiz imkanlarının yaygınlaşmasıyla Isparta (Gölcük) volkanizmasının petrolojisini ve jeokronolojisini konu edinen çalışmalar ağırlık kazanmıştır. Isparta (Gölcük) volkanizmasını ve Batı-Güney Batı Anadolu'yu konu edinen bilimsel nitelikteki çalışmalar tarih sırasına göre aşağıda sıralanmıştır.

Isparta çevresinin genel jeolojik açıdan değerlendiren ilk çalışmalar Fransız araştırmacı Gutnic vd. [1] tarafından 70'li yıllarda gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar rapor niteliği taşımakta olup bölgeye ait ilk jeolojik harita ve genel stratigrafik istif oluşturulmuştur.

Lefevre vd. [2] Gölcük volkanizmasına ait volkanik birimlerden elde ettikleri K/Ar yaş verileri ile Gölcük volkanizmasının Alt-Pliyosen'de aktif olduğunu ortaya koymuş. Aynı zamanda Gölcük Volkanizmasının Batı Anadolu'daki genişleme rejimi ile ilişkili olduğunu öne sürmüştür.

Bilgin vd. [3] Gölcük Volkanizmasını petrolojik açıdan incelemişler ve volkanik ürünlerin kaynağının dalma-batma zonu ile ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır. Volkanizmanın meydana gelişini Batı Anadolu'nun genişlemesine bağlı olarak magmanın rahat bir şekilde yeryüzüne ulaşmasına bağlamışlardır.

Özgür vd. [4] Isparta bölgesinde yüksek F içeriği ile karakterize edilen taze su rejiminin kaynağını kapsamlı hidrojeokimyasal ve jeokimyasal çalışmalara bağlı olarak ortaya çıkarmayı amaçlamışlardır. Bölgedeki volkanik ürünlerin oluşumlarını üç ayrı safhada değerlendirmişler; bunlardan birincisinde, tefrifonolitik lavların; ikinci safhada, piroklastik ürünlerin; üçüncü safhada, trakit ve trakiandezitlerin oluştuğunu öne sürmüşlerdir. Volkanik kayalarda flor apatit varlığının yüksek flor içeriğinin kaynağı olduğunu öne sürmektedirler.

Yağmurlu vd. [5] Isparta Büklümünü meydana getiren tektonik unsurları ve Isparta Büklümü içerisinde gelişen volkanizmayı incelemiştir. Isparta ve Afyon volkanizmalarını Isparta Büklümü ile ilişkili horst-graben sistemlerine paralel, genişlemeli tektonik rejimle ilişkili

olduğunu öne sürmüştür. Bu ilişkiyi, bölgedeki volkanizmaya ait yaş verilerini kullanarak desteklemiştir.

Alıcı vd. [6] Isparta (Gölcük) volkaniklerini jeokimyasal olarak değerlendirmişlerdir. Buna göre; volkanizmanın iki ayrı aşamada gerçekleştiğini ve genişlemeli tektonik rejimle ilişkili, metasomatik ve zenginleştirilmiş litosferik manto kaynağından türediklerini öne sürmüşlerdir.

Savaşçın ve Oyman [7] Kırka-Afyon-Isparta volkanik hattının volkano-tektonik evrimini ortaya koymak amacıyla bölgenin neotektonik evrimi üzerine çalışmalar yürütmüşlerdir. Bu çalışmaların sonucunda; Kırka-Afyon-Isparta volkanik hattının K-G yönlü eğik ve yanal atımlı fayların kontrolünde oluştuğunu öne sürmüşlerdir.

Francalanci vd. [8] Kırka-Afyon-Isparta hattı boyunca yüzeylenen volkanik ürünleri jeokimyasal açıdan incelemişlerdir. Buna göre tüm hattı karakterize eden alkalın karakterdeki, geniş yayımlı volkaniklerin, bölgede Orta-Miyosen'den sonra etkili olan genişlemeli tektonik rejim ile bağlantılı oblik faylarla ilişkili olduklarını öne sürmüşlerdir.

Görmüş vd. [9] Isparta'nın güneyinde (Dereboğazı) Miyosen çökellerini kesen lamprofirik daykların mineralojik olarak minet karakterini yansıttığını ve bölgedeki genişlemeli tektonik rejimle ilişkili olarak yerleştiklerini öne sürmüştür.

Coban vd. [10] Isparta ve Afyon bölgelerinde içme sularında tespit edilen yüksek flor konsantrasyonunun kaynağının volkanik kayalarda bol miktarda gözlenen flor-flogopitler olduğunu öne sürmüşlerdir.

Poisson vd. [11] Isparta bükümünün tektonik tarihçesi ile ilgili çalışmalar yapmıştır. Bu çalışmayla bölgedeki otokton ve allokton birimlerin oluşumları ve birbirileri ile olan ilişkilerinin yanı sıra allokton birimlerin yerleşimlerinin kaynağı ortaya konmuştur.

Kumral vd. [12] Gölcük volkaniklerini mineralojik ve jeokimyasal açıdan incelemişlerdir. Volkanik ürünlerde, trakitik, tefrifonolitik olmak üzere iki ana magma serisini öne sürmüşlerdir. Ayrıca MELTS algoritması kullanılarak yapılan hesaplamalarla sıg magma odası modeline göre fraksiyonel kristalleşme modelleri oluşturmuşlardır.

Çoban ve Flower [13] Isparta bükümü-Bucak bölgesinde gözlenen lamproyitik daykları ve Afyon bölgesindeki ksenolit içeren bazaltları jeokimyasal ve mineralojik açıdan incelemişlerdir. Lamproyitler ile bazaltların farklı basınç koşullarında farklı levhaların yırtılması ve mantoya içine gömülmesi sonucu oluştuklarını öne sürmüşlerdir.

Kumral vd. [14], Isparta (Gölcük) volkanoklastiklerinde bulunan granat ve ferri-allanit içeren ksenolitleri jeokimyasal açıdan incelemişlerdir. Çalışmalarında tüm kayaç ve mikroprob analizlerinin yanı sıra LREE, Th, U, Y, Be, Cu, Zn ve Au element analizleri yapmışlardır. Sonuç olarak granat ve allanit içeren ksenolitlerin sığ derinliklerdeki magma odasında meydana gelen magma-yan kayaç etkileşimi sonucunda kontak metasomatik süreçlerle ilişkili olduklarını öne sürmüşlerdir.

Platevoet vd. [15], Isparta (Gölcük) alkalın-potasik ve ultrapotasik volkanik ürünlerini üç ayrı volkanik aktivite evresi ile birbirinden ayırmış ve her evre için volkanik ürünlerden Ar/Ar yaş verileri elde etmişlerdir. Buna göre volkanik aktivitenin başlangıcını 2.77 ± 0.06 ma (Pliyosen), son evre ürünlerini ise 24 ± 2 ka (Kuvaterner) olarak yaşlandırmışlardır.

Elitok vd. [16], Isparta (Gölcük) volkanizmasının kökeni ve jeodinamik gelişimini anlamak amacıyla izotop jeokimyası verileri kullanmışlardır. Çarpışma sonrası gelişen volkanizma ürünlerini kaldera dışı ve içi olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Gölcük volkaniklerinin filogopit-amfibol-granat peridotit içeren metasomatizmaya uğramış litosferik manto kaynağından oluşmuş olduklarını, kaldera dışı volkaniklerin lamproyitik, kaldera içi volkaniklerin ise bazanitik kaynağa sahip olduğunu ileri sürmüşlerdir. Ayrıca Gölcük volkaniklerinin gençleştikçe silis içeriklerinin azalmasında astenosferik kaynağın etkisi olduğunu savunmuşlardır.

Platevoet vd. [17] Isparta (Gölcük) volkanizmasının kökenini ve magma odası fraksiyonunun daha iyi anlaşılması açısından plütonik ksenolitleri petrografik ve jeokimyasal açıdan incelemişlerdir. Buna göre Gölcük ksenolitlerini ve volkaniklerini meydana getiren magmanın kökenini litosfer ve karbonat etkileşimine uğramış astenosferik olabileceğini öne sürmüşlerdir.

Schmitt vd. [18] Isparta (Gölcük) volkanizmasının en genç ekstürizif ürünleri olarak tanımlanan kaldera içi, trakitik lav domlarının yaşlarının, zirkon kronolojisi yönemiyle, 14.1-12.9 bin yıl aralığında olduğunu öne sürmüşlerdir.

2. GERÇEKLEŞTİRİLEN ÇALIŞMALAR

Tez kapsamında gerçekleştirilen çalışmalar başlıca, Gölcük volkaniklerinde rastlanılan plütonik/subvolkanik ksenolitlerin örneklenmesi ve petrografik, mineralojik, jeokimyasal yönden incelenmesi üzerine kuruludur. Ancak Gölcük ksenolitleri hakkında elde edilen petrolojik ve jeokimyasal sonuçları iyi bir şekilde yorumlamak ve desteklemek, detaylı saha gözlemlerine (jeoloji haritası, genel jeoloji, tektonizma, volkanik aktivite ve volkanostratigrafi) ve bu verinin doğru bir şekilde yorumlanmasına bağlıdır. Bu çalışmaların her biri, birbirini gerektiği yerde tamamlamak üzere hem sahada, hem laboratuvar, hem de verinin derlenmesi ve sonuca bağlanması ile yaklaşık iki yıl sürmüştür. Saha ve laboratuvar çalışmalarının yanı sıra tez kapsamında incelenen örneklerin mineral içeriklerini çok kısa zamanda doğru bir şekilde tespit edebilmek amacıyla 10 farklı mineral grubunu ve 4 farklı minerali hızlı ve doğru bir şekilde tanımlayabilen/sınıflayabilen bir karar ağacı (Decision Tree) modeli oluşturulmuştur. Bu modelin üzerine kurulu olduğu veri bankasını oluşturmak için yaklaşık iki buçuk yıl farklı kayaç örnekleri içindeki mineraller üzerinde enerji dağılım spektrometresi (EDS) analizleri yapılmış ve toplam 4601 adet elementel yoğunluk (net intensity) verisi toplanmıştır.

Yukarıda bahsedilen saha ve laboratuvar çalışmalarının bir kısmı, Kuvaterner Gölcük Volkanizmasına Ait Hidrovolkanik Çökellerdeki Ultramafik Ksenolitlerin Petrolojisi isimli, 013 D09 602 003 numaralı “BAB6084 – Kritik Çalışma Desteği” adı altında Hacettepe Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü Birimi tarafından desteklenmiştir. Tez kapsamında gerçekleştirilen saha, laboratuvar ve mineral tanımlama çalışmaları 3 ana başlık altında ayrıntılı bir şekilde anlatılmaktadır.

2.1. Saha Çalışmaları

Saha çalışmalarına, ilk aşamada, 2013 yılı Eylül ayında, 13 günlük bir süre ayrılmış. Bu süreçte bölgeden 53 adet ksenolit, 35 adet lav, 43 adet pomza/ignimbirit örneği incelenmek üzere alınmıştır. Ayrıca bölgenin detaylı volkanoloji haritası büyük ölçüde tamamlanmış ve birçok noktada volkanostratigrafik kesit hazırlanmıştır. 2014 Eylül ayına kadar elde edilen veri derlenmiş, tespit edilen problemlerin anlaşılması ve eksikliklerin giderilmesi amacıyla 4 günlük kısa bir saha çalışması daha gerçekleştirilmiştir. Saha çalışmaları sonucunda daha önceki çalışmalarda belirtilmemiş birçok yeni veri elde edilmiş ve bunlar üzerinden yorum yapılabilmektedir.

2.2. Laboratuvar Çalışmaları

Tez kapsamında toplanan 131 örnekten, petrografik-mineralojik incelemeler için, incekesit yapılması uygun olan (altere olmamış) toplam 73 adet ksenolit ve lav örneği belirlenmiştir. Bunların her birinden mikroprob analizleri için, parlatmaya hazır, üstü açık kesitler ve epoksi örnekleri hazırlanmıştır. Petrografik incelemelerden sonra jeokimyasal analiz yapılması (tüm kayaç ve iz element kimyası) uygun olan örnekler belirlenmiştir.

2.2.1. Petrografik ve Mineralojik İnceleme

Petrografik ve mineralojik incelemeler amacıyla belirlenen 36 ksenolit ve 30 lav örneğine ait incekesitler hem alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop hem de elektron mikroskopi çalışmalarına uygun olacak şekilde üstü açık olarak Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İncekesit ve Parlatma Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır. Aynı zamanda ksenolitlerin farklı noktalarından (özellikle felsik ksenolitlerde gözlenen mezokümülatlardan) yalnızca elektron mikroskobunda incelenmek üzere, 32 adet örnek, araldit epoksi sıvısı ile dolu kalıplarda, Citovac vakum cihazında, 0,55 bar koşullarında vakum altında bekletilerek hazırlanmıştır. Bütün incekesit ve epoksi örnekleri hem mikroprob analizlerinin kalitesi açısından hem de daha iyi görüntüler elde edilebilmesi amacıyla giderek incelen tane boyuna sahip elmas süspansiyonlar/çözeltiler (9 μ , 6 μ , 3 μ , 1 μ ve 0.05 μ) kullanmak suretiyle; her tane boyu için farklı bir aşındırma/parlatma diski üzerinde parlatılmıştır.

Hazırlanan incekesitler Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümündeki LEICA-DM 6000 E model polarizan mikroskop kullanılarak incelenmiş, dijital görüntüleme için LEICA DFC-320 model mikroskop kamerası kullanılmıştır. Polarizan mikroskop incelemelerinde, belirlenen incekesitler üzerinde yaklaşık olarak 1500-2000 arası nokta sayımı gerçekleştirilmek suretiyle; örneklerin modal mineralojik bileşimleri tespit edilmiştir. Elektron mikroskopi çalışmaları, yine, Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Elektron Mikroskopi Laboratuvarında bulunan Carl Zeiss EVO-50 EP model taramalı elektron mikroskop (SEM) kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

SEM gerçekleştirilecek çalışmanın amacına yönelik muhtelif dedektörler içermektedir. SEM altında incelenecek örneklerin yüzeyinin iletken bir malzeme (altın ya da karbon) ile kaplanması gerektiğinde EMS 5000 SC (Sputter Coater) kullanılmaktadır. Bazı örneklerin kaplamaya elverişli olmaması, ya da kaplandığında incelemenin amacına uymaması halinde SEM düşük vakum altında da çalışabilmektedir. Düşük vakum koşullarında ikincil elektron (Secondary Electron) sinyalleri VPSE (Variable Pressure SE) dedektörü ile sağlanmaktadır.

SEM üzerinde bütünleşik Everhart-Thornley SE dedektörü elektron bombardımanı ile oluşan ikincil elektronların topoğrafik görüntü şeklinde elde edilmesini sağlar. Elektron geri saçınım (BSE) dedektörü ise incelenen numune üzerinde kimyasal bileşiminin farklılıklarına göre (elementlerin atom ağırlıklarına göre açık ve koyu gri alanlar) gri tonlarında farklılık sunmaktadır. BSE dedektörü, özellikle incekesitlerin ve epoksilerin incelenmesi sırasında farklı element içeriklerine sahip minerallerin saptanması ve kimyasal (elementsel) değişimlerin/zonlanmaların gözlenmesine olanak sağlamaktadır. Elektron bombardımanı ile katot ışınması yapan mineraller üzerinde, kristal büyümleri ve zonlanmaların detaylı görüntülenmesi ise CL (Cathodoluminescence) dedektörü ile sağlanmaktadır.

Görüntüleme çalışmaları sırasında cihaz 10-25 kV ivmelendirici gerilim, 100 pA (SE) – 10 nA demet akımı, 1-5 μ demet çapı ve 15-150 sn. tarama zamanı koşullarında kullanılmıştır. Mineral mikroanalizleri taramalı elektron mikroskopla bütünleşik çalışan Bruker-Axs Xflash 3001 SDD-EDS (Silicon Drift Detector – Energy Dispersive Spectrometer) ile gerçekleştirilmiştir. Yeni nesil Silicon Drift dedektör, verilen ivmelendirici gerilim altında eski nesil EDS dedektörleriyle karşılaştırıldığında çok daha yüksek X-Işını sinyali saptayabilmekte, enerji spektrumunda 127 eV çözünürlüğünde sinyal işleme yapabilmektedir [19]. Mineral mikroanalizlerinde ise cihaz, genellikle 15 kV ivmelendirici gerilim, 1-3 nA demet akımı ve 30-100 sn. sayma zamanı koşullarında kullanılmıştır.

2.2.2. Jeokimyasal Analizler

Çalışma bölgesinden alınan kayaç numunelerinin tüm kayaç ana ve iz element bileşimleri ACME laboratuvarlarında (Kanada) saptanmıştır. Ana element analizleri için ICP-OES (Optical Emission Spectrometry) yöntemi; iz element içerikleri için ICP-MS (Mass Spectrometry) yöntemi kullanılmıştır. Ana element çözümlerinde hassasiyet $\pm$ %0.01 civarındadır. İz element çözümlerinde ise hassasiyet element gruplarına göre farklılık göstermektedir. Nadir Toprak Elementlerinde hassasiyet $\pm$ 0.02 ppm – 0.1 ppm; Ba'da 1, V'da 8 ve Zn'da 5 ppm, diğer tüm iz element içeriklerinde ise 0.1 ppm'dir.

2.3. Mineral Tanımlama

Hızlı ve doğru mineral analizleri ve tanımlanması kayaçları inceleyen bütün bilim dallarında bir gereklilik haline gelmiştir. Özellikle petrografik çalışmalarının hızlı bir şekilde sonuca ulaştırılması kayaçlarda bulunan mineral ve mineral gruplarının hızlı ve doğru bir şekilde tanımlanmasına bağlıdır. Elektron Mikroskobu (SEM) ile bütünleşik Enerji Dağılım Spektroskopisi (EDS), örnek yüzeyindeki atomların elektron demeti ile uyarılmasıyla oluşan karakteristik X-ışınlarının enerji miktarını ve bu sayede de incelenen noktanın element

içeriğini hesaplar. Minerallerin element içeriklerini EDS ile elde etmek hızlı ve kolaydır ancak gözlemlenen mineral çeşitliliği ve veri sayısı arttıkça sınıflandırma ve tanımlama süresi uzamaktadır. Aynı zamanda farklı mineral örneklerine ait element verileri benzerlik gösterebilmekte, bu da; hızlı ve özellikle de doğru bir şekilde tanımlama yapmayı zorlaştırmaktadır. Bununla birlikte, üretilen X-ışınları, incelenen mineralin yüzey topoğrafyası, elektrik iletkenliği, örnek yüzeyine gönderilen elektron demetinin ivmelendiği gerilim, akım değeri, elektron demetinin çapı gibi; çalışmadan çalışmaya farklılık gösterebilecek özelliklere bağlıdır. Bu gibi özelliklerin minerallerden minerale veya çalışmadan çalışmaya değişebilmesi durumunda aynı minerallere ait analizlerde farklılıklar meydana gelmekte, bu da hem hızlı hem de doğru sınıflandırma yapılmasını engellemektedir.

Tez süresince, ksenolit gruplarında gözlenen farklı mineral içeriklerinin hızlı ve doğru bir şekilde değerlendirilmesi amacıyla yapılan bu çalışma ile birlikte farklı minerallere ve mineral gruplarına ait şiddet/yoğunluk (intensity) verisi farklı çalışma koşulları altında toplanarak bir veri bankası oluşturulmuştur. Bu veri bankasında bulunan referans ve test verilerini kullanarak, çalışma koşullarındaki değişimlerin yarattığı ölçüm farklılıklarından etkilenmeden mineralleri sınıflandırabilecek bir model geliştirilmiştir. Bu çalışma ile gelecekte benzer petrografik çalışmalarda mineral ve mineral gruplarını hızlı bir şekilde tanımlayabilecek uzman bir sistemin temeli oluşturulmuştur. En iyi sonuçlar Quinlan [20]'nın C5.0 Karar Ağacı (Decision Tree) algoritması kullanılarak elde edilmiştir. Karar ağacı algoritmaları, “if/then” kural setleri kullanılarak kolay, anlaşılır ve hızlı sınıflamalar yapabilmektedir.

Sınıflama için 10 ayrı mineral grubu (klinopiroksen, ortopiroksen, amfibol, olivin, mika, apatit, zirkon, K-feldispat, plajiyoklaz, manyetit) farklı magmatik kayaç örneklerine (bazalt, andezit, riolit, granit, gabro, monzonit, diyorit, siyenit) ait incekesitler kullanılarak seçilmiştir. Her bir mineral grubu için 240 referans ve 200'e yakın test EDS verisi (intensity) sabit olmayan çalışma koşulları altında toplanmış böylece toplam 2400 referans, 2193 adet test verisinin bulunduğu bir veri bankası oluşturulmuştur. Referans EDS verileri karar ağacı sınıflamasında eğitim için kullanılmıştır. Eğitim sonrasında oluşturulan karar ağacında mineral gruplarından alınmış olan test verileri her seferinde farklı büyüklükte gruplara bölünerek farklı karar ağaçları oluşturulmuştur. Bunların arasında en fazla referans ve test verisinin kullandığı son sınıflamada yalnızca 4 adet hatalı eşleşme/sınıflama yapılmış böylece oluşturulan veri bankasının ve modelin verimliliği doğrulanmıştır. Ayrıca yapılan

denemelerde özellikle ortopiroksen ((Mg, Fe)₂[SiO₆]) ve olivin ((Mg, Fe)₂[SiO₄]) gibi benzer elementleri farklı oranda içeren mineraller başarılı bir şekilde birbirinden ayırt edilebilmiştir. Buna ilaveten oluşturulan veri bankası içerisinde yer alan amfibol ve piroksen mineral gruplarına ait 4 farklı mineral (magnezyohastingisit, çermakit, diyopsit hedenberjit) yine EDS spektraları üzerinden karar ağacı algoritması kullanılarak doğru bir şekilde sınıflandırılmıştır. Elde edilen sonuçlar; karar ağacı algoritmasının, farklı mineral ve mineral gruplarının EDS verisi (elementsel yoğunluk) üzerinden, hızlı ve doğru bir şekilde sınıflandırmada oldukça etkili olduğunu göstermektedir. Daha detaylı anlatım için bakınız Akkaş vd. [21] (EK-1).

Karar ağacı modelinin minerallere ait elementsel yoğunluk verilerini sınıflamamdaki etkinliği test edildikten sonra ksenolit örneklerindeki minerallerin ve mineral gruplarının tanınmasında kullanılabilmektedir. Bu sayede ksenolit örneklerinin modal mineralojik bileşimleri belirlenmeden önceki aşamada mineral içerikleri çok daha hızlı ve güvenilir şekilde belirlenebilmiştir. Veri bankasının oluşturulmasında ve ksenolitlerdeki mineral içeriklerini belirlenmesi için gerekli olan test verilerinin toplanması aşamasında, her ksenolit örneğinde mineral çeşitliliğinin en fazla olduğu alanlara/bölgelere ~100 adet nokta analiz uygulanmıştır. Bu nokta analizler mineral içeriklerinin belirlenmesi sürecindeki element yoğunluk verileri dışında aynı zamanda minerallerin katyonik oranlarının hesaplanması aşamasında ana oksit yüzdelere dönüştürülmüştür.

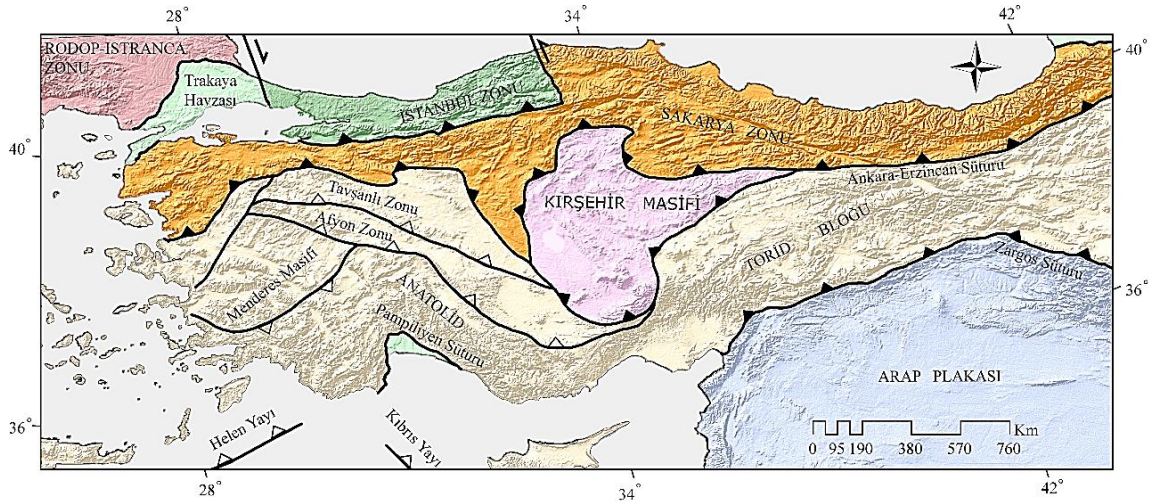
Sonuç olarak tüm ksenolitlerin mineral içerikleri veri bankasında bulunan 10 farklı mineral grubu üzerinden değerlendirilmiştir. Buna göre magmatik ksenolitlerde nadiren rastlanan granat, allanit, nozean, wenkit, kuvars ve sfen mineralleri dışında neredeyse bütün ksenolit gruplarında sıklıkla gözlenen klinopiroksen, amfibol, mika (biyotit/filogopit), K-feldispat, plajiyoklaz, zirkon, manyetit ve apatit gibi minerallerin hangi ksenolit tiplerinde bulundukları belirlenmiştir. Ksenolitlere ait mineral içerikleri, 43 örnek için ~15 saatlik EDS analiz sürecinden sonra birkaç saniye içerisinde final karar ağacı modeli kullanılarak tespit edilmiştir. Her bir ksenolit örneğine ait analizler farklı test grupları altında toplanmış ve her biri 2400 eğitim verisi kullanılarak sınıflandırılmıştır.

3. JEOLJİK ÇERÇEVE

Petroloji çalışmalarda, magmatik aktivitenin, kökeninin ve fiziksel yerleşiminin yorumlanabilmesi çalışma bölgesinin tektonik tarihçesi ve aktif tektonik yerleşiminin dikkatle incelenmesini gerektirir. Batı Anadolu'nun en genç volkanik merkezlerinden biri olan Isparta (Gölcük) volkanizmasının oluşumunda rol oynayan jeodinamik kuvvetlerin daha iyi anlaşılabilmesi için özellikle Batı Anadolu neotektonik evriminin ve Isparta bölgesindeki aktif yapısal unsurların daha yakından incelenmesi gerekmektedir.

3.1. Tektonik Tarihçe

Alp-Himalaya orojenez kuşağının önemli bir bileşeni olan Anadolu yarımadası, kuzeydeki Lavrasya ve güneydeki Gondvana kıtalarının çarpışması sonucunda jeodinamik evrimi boyunca birçok farklı tektonik etkiye maruz kalmıştır [22]. Karbonifer'den Eosen'e kadar Lavrasya ve Gondvana kıtaları arasında yer alan daha küçük kıta parçaları, Paleo ve Neo-Tetis okyanuslarının açılma ve kapanma süreçleri boyunca, çok fazlı tektonik hareketliliğe maruz kalmışlardır. Bu tektonik hareketlik sonucunda meydana gelen farklı karakteristiklere (okyanusal/kıtasal kabuk parçaları) sahip kıta parçacıkları özellikle Neo-Tetis'in kapanması sürecinde (Orta Miyosen'de) birleşerek, birbirinden belirli suture zonları ile ayrılan, tek bir kıtasal blok meydana getirmişlerdir [22] (Şekil 3.1.).



Şekil 3.1. Anadolu plakasını meydana getiren kıtasal blokları ve suture zonlarını gösteren jeoloji haritası (Okay ve Tüysüz [22]'den alınmıştır).

Paleo-Tetis'in Orta Jura'da kapanmasını takiben, kuzey ve güney olmak üzere iki ayrı koldan meydana gelen Neo-Tetis okyanusu oluşmuştur [23]. Neo-Tetis'in kuzey kolunun batısı, Geç Paleosen'de; doğu tarafı ise Orta Miyosen'de, Avrasya plakası ile İran-Anadolu platformunun çarpışması süreci ile birlikte kapanmıştır [24]. Neo-Tetis'in güney kolu ise

Arap ve Avrasya plakalarının Orta Miyosen’de çarpışması sonucunda kapanmıştır [23, 24]. Neo-Tetis’in güney kolunun Orta Miyosen’de kapanmasından sonraki dönem Anadolu’nun neotektonik evriminin başlangıcı olarak kabul edilir. Bu dönemde Anadolu’nun doğu ve batısında geniş alanda yayılım gösteren birçok volkanik merkez meydana gelmiştir [25].

3.2. Batı Anadolu’nun Neotektoniği

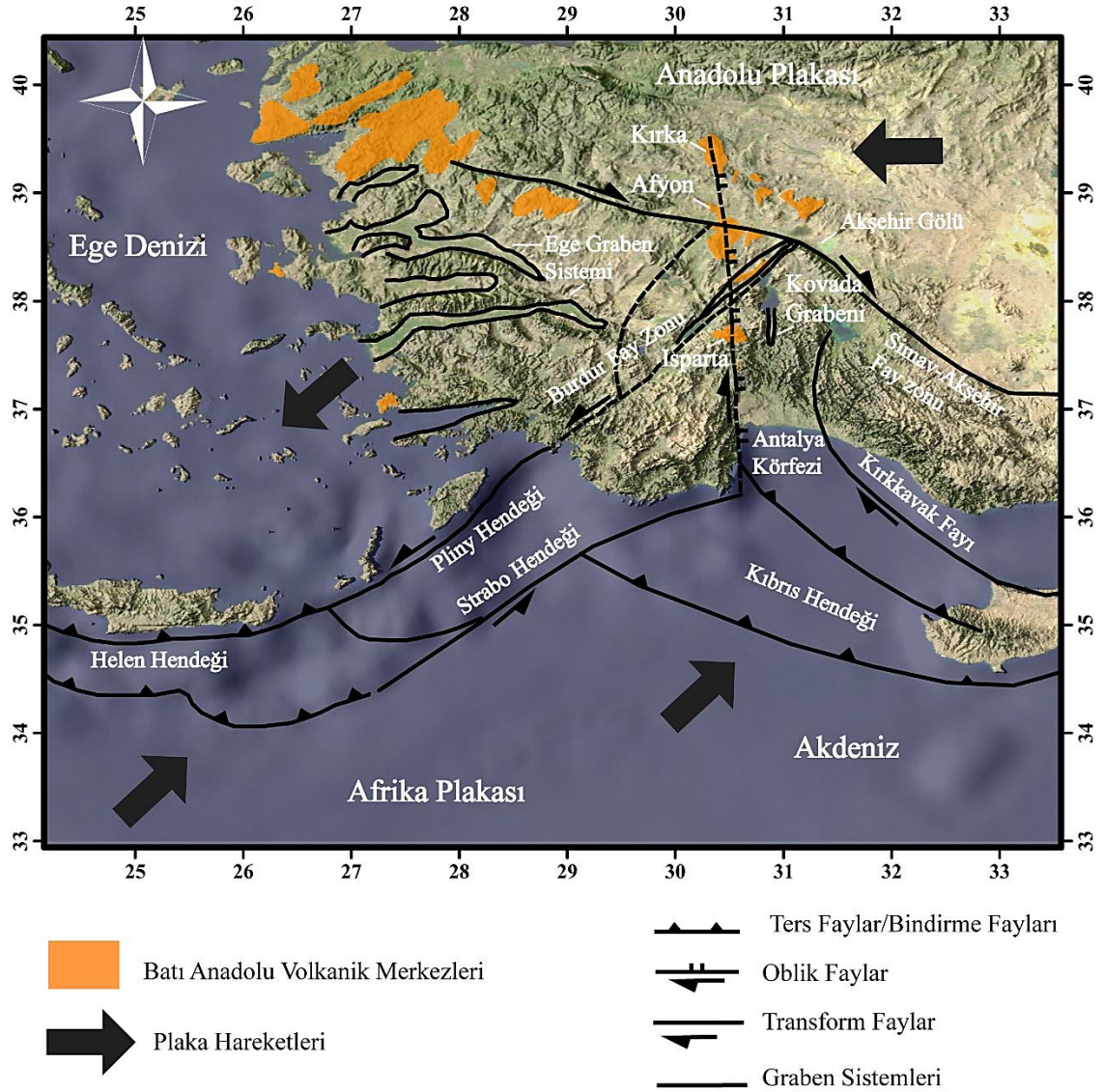
Türkiye’nin neotektonik evrimini, güneydeki Arap ve Afrika plakalarının, kuzeydeki Avrasya plakasına yaklaşması sonucunda meydana gelen K-G yönlü sıkıştırmalar ve dalma-batma süreçleri şekillendirmiştir [23]. Eosen’den itibaren, Afrika plakasının Anadolu plakası altına dalması, Batı Anadolu’nun neotektonik evriminin erken evrelerinde, dağ oluşumunu ve kabuk kalınlaşmasını tetiklemiştir. Bu dönemde meydana gelen volkanik ürünler genellikle bazalttan riyolite kadar değişen geniş bir kimyasal yelpazede karakterize edilmektedir [26]. Orta Miyosen’de Arap ve Avrasya plakalarının arpışması Neo-Tetis’in güney kolunun kapanmasına neden olmakla birlikte, Anadolu plakasının doğuda K-G yönlü sıkışma rejimi altına girmesine neden olmuştur [23]. Bu sıkışma rejimi devamında Anadolu plakasının st Miyosen’den, Erken Pliyosen’e kadar batı yönünde genişlemesine neden olmuştur [23, 24, 27]. Orta-st Miyosen’den itibaren Anadolu plakasının batıya doğru hareketi, kuzeyde, Kuzey Anadolu Fayı (KAF), doğuda ise Doğu Anadolu Fayı (DAF) olmak üzere iki ana transform fay zonunun meydana gelmesini sağlamıştır [28]. Bu transform fayları arasında batı yönünde hareket eden Anadolu plakasının genişlemeden en çok etkilenen batı ucunda, çok sayıda K-G ve D-B yönlü graben sistemi meydana gelmiştir [29] (şekil 3.2.). Bu graben sistemlerinin kabuk üzerinde oluşturduğu zayıf noktalar, Batı Anadolu’da geniş yayılımlara sahip, alkali karakterde, daha çok ekstrüzif ve intrüzif yerleşime sahip, birçok volkanik merkezin oluşmasına neden olmuştur [7] (şekil 3.2.). Isparta-Kırka-Afyon hattı da Batı Anadolu’yu etkileyen genişlemeli tektonik rejim ile bağlantılı önemli volkanik hatlardan biridir.

Özetle Batı Anadolu, neotektonik evrimi boyunca (Geç Miyosen’den Erken Pliyosen’e kadar) arpışma sonrası genişlemeli tektonik rejimden etkilenmiş, buna istinaden, özellikle K-G ve D-B uzanımlı graben sistemleri ile birlikte bu graben sistemleri ile ilişkili birçok volkanik merkez meydana gelmiştir [5].

3.3. Isparta Büklümü

Isparta (Gölcük) volkanizmasının oluşum mekanizmasında etkili olan kinematik kuvvetler, Isparta bklm olarak bilinen bölgeyi karakterize eden tektonik unsurlar ile doğrudan

bağlantılıdır. Isparta bükümü olarak tanımlanan bölgenin merkezi konumundaki Eğirdir-Kovada Grabeni, Antalya Körfezi ile Akşehir Gölü arasında bulunmaktadır [29] (Şekil 3.2.).

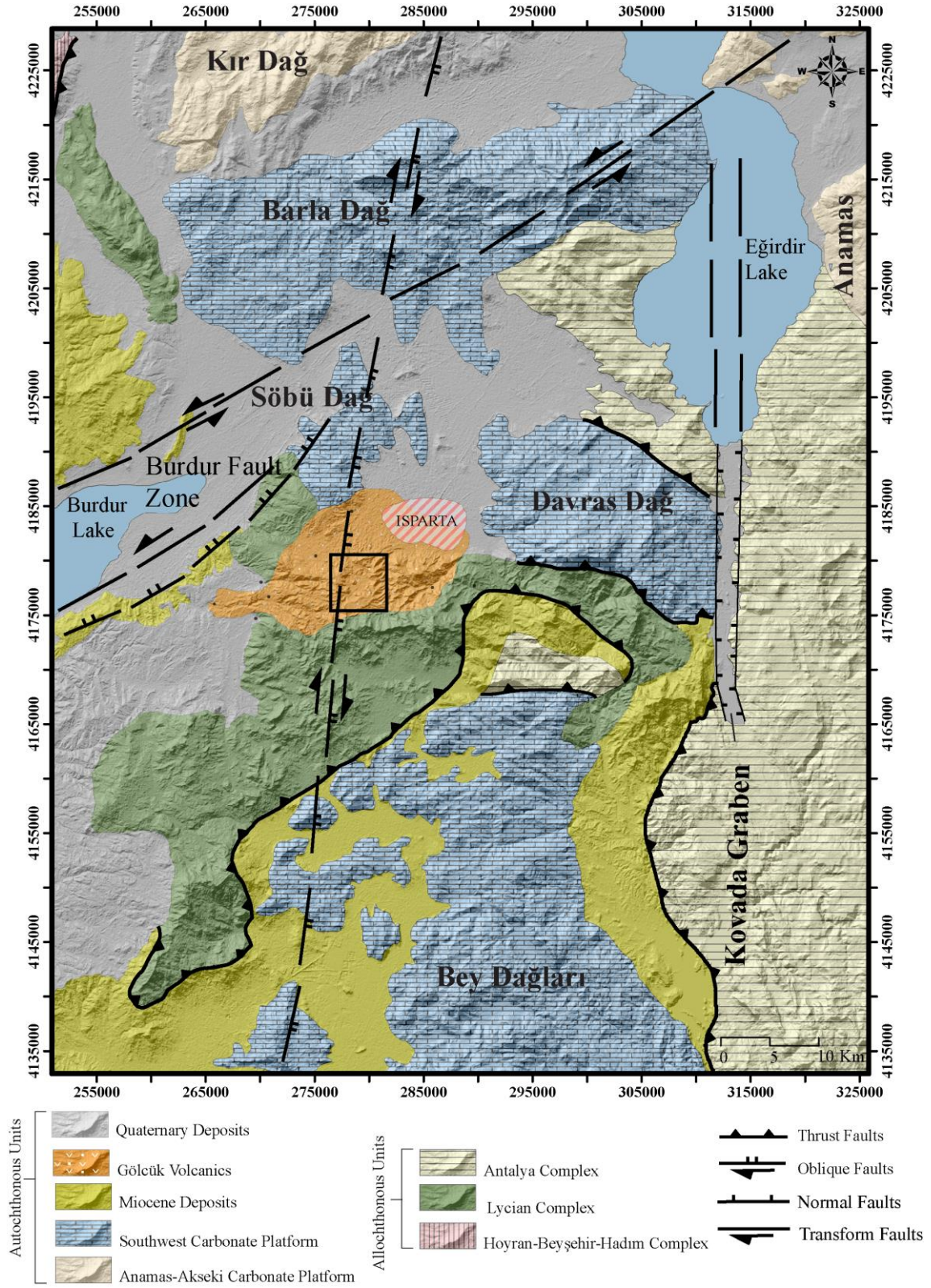


Şekil 3.2. Batı Anadolu’da yayılım gösteren volkaniklerin ve Batı Anadolu’nun neotektonik evriminde etkili olan, ana yapısal unsurların dağılımını gösteren jeoloji haritası (Batı Anadolu volkanikleri, Savaşçın ve Oyman [7]’dan; yapısal unsurlar, Yağmurlu vd. [5]’den alınarak revize edilmiştir).

Isparta bükümünü meydana getiren yapısal unsurların, Afrika ve Avrasya plakaları arasındaki dalma-batma hattını temsil eden Helen ve Kıbrıs yaylarının kıta içi yansımaları/uzantıları olduğu söylenebilir [30, 31]. Dalma-batma zonu üzerindeki bu iki yay, kıtaların hareket yönüne hemen hemen dik (D-B uzantılı) bir şekilde konumlanmaktadır. Bu yayların KD uzantıları konumundaki, Pliny ve Strabo hendekleri ile Doğu Anadolu Fay zonu (DAF), D-B uzantılı yay hattını oblik bir şekilde kesmektedir [5]

(Şekil 3.2.). Anastasakis ve Kelling [32], Poisson vd. [11] bu yapısal unsurlarda hakim olan hareketliliği yanal ve eğik atımlı olarak (oblik) karakterize etmişlerdir. Isparta bükümünü, sırasıyla, doğuda ve batıda sınırlayan KD yönelimli Burdur ve KB yönelimli Akşehir fay zonları da yine Pliny-Strabo Hendeği ile DAF'nin uzanımları ile ilişkili olduğu düşünülebilir. Bu fay zonlarının oluşturduğu kinematik kuvvetlerin etkisiyle Isparta bükümü olarak tanımlanan bölgenin içerisinde K-G yönlü yarı graben sistemleri (çek-ayır havzaları) meydana gelmiştir [5, 7]. Bu K-G yönlü graben sistemlerinden belki de en önemlisi Eğirdir-Kovada grabenidir ve Isparta bükümünü iki ana parçaya ayırmaktadır (Şekil 3.3.). Grabenin batı ekseninde yer alan KD yönlü Burdur fay zone ile doğusundaki KB yönelimli Akşehir fay zone yaklaşık olarak Eğirdir Gölünün kuzeyinde birleşmektedir (Şekil 3.2.). Bu iki ana fay ile doğuda ve batıda sınırlanan Isparta bükümü üç ana parçayla temsil edilmektedir. Bunlar: Teke, Antalya ve Akseki bölümleri olarak isimlendirilmektedir [5]. Bu bölümler Mesozoyik yaşlı paraotokton Beydağları ve Anamas-Akseki karbonat platformları ile doğuda ve batıda sınırlanmaktadır (Şekil 3.3.). Bu otokton birimler genellikle allokton ofiyolit napları ile birlikte Antalya, Beyşehir-Hoyran ve Likya napları tarafından bindirme fayları ile üzerlenmektedir (Şekil 3.3.) [5, 33, 34].

Özetle, Isparta bükümünü ve Gölcük volkanizmasını kontrol eden tektonik unsurlar, Helen ve Kıbrıs yaylarının kesişim noktalarında meydana gelen oblik atımlı fayların kıta içerisindeki uzantıları ile temsil edilmektedir. KD ve KB yönlü oblik atımlı faylar ve allokton birimlerin kütleli hareketleri sonucunda Eğirdir-Kovada graben sistemine benzer, oblik atımlı faylarla kontrol edilen, yarı graben sistemleri meydana gelmiştir. Batı Anadolu'nun önemli volkanik merkezlerinden oluşan, Kırka-Afyon-Isparta volkanik hattının, bahsi geçen K-G yönlü oblik atımlı fayların kontrolündeki gerilme rejimin etkisinde meydana geldiği düşünülmektedir [5, 7].



Şekil 3.3. Isparta bükümünün etkin yapısal unsurlarının ve genelleştirilmiş litostratigrafi birimlerinin dağılımlarını gösteren jeoloji haritası (yapısal unsurlar Yağmurlu vd. [5]'den; litostratigrafi birimlerinin dağılımları Poisson vd. [11]'den alınarak revize edilmiştir).

Çalışma bölgesinde, Isparta (Gölcük) volkanizmasının çevresinde yer alan temel birimlerin tanımlanması, magma odasının bulunduğu derinliklerde, magma ile yan kayaç arasındaki muhtemel etkileşimlerin sunacağı kimyasal niteliklerin daha kolay tanınmasını sağlayacaktır. Bunun yanı sıra Gölcük volkaniklerinin bölgedeki yayılımları, volkanostratigrafik kesitteki konumları ve gösterdikleri dokusal farklılıklar magmatik aktivite boyunca magmanın geçirdiği süreçler hakkında birçok kanıt sunacaktır. Bu nedenler göz önünde bulundurularak bölgenin jeolojik haritası (Şekil 3.4.) ve detaylı ölçülü volkanostratigrafisi (Şekil 4.4.) saha çalışmalarına elde edilen veri kullanılarak hazırlanmıştır.

3.4. Genel Jeoloji

Bölgenin genel jeolojisi ile ilgili bugüne kadar birçok inceleme yürütülmüştür. Bu çalışmalarda, bölgede bulunan litostratigrafi birimleri otokton ve allokton olmak üzere iki ana grup altında incelenmiştir [29, 33].

3.4.1. Otokton Birimler

Isparta (Gölcük) volkanizmasının etrafında yer alan otokton birlikler Isparta bükümünün genel litostratigrafi birimlerinin bulunduğu haritada (Şekil 3.3.) Güneybatı ve Anamas-Akseki karbonat platformları olarak gösterilmişlerdir. Bu otokton birliklerin oluşumundan sonra Gölcük kalderasının yakın çevresinde meydana gelen karasal birimler tez kapsamında hazırlanan Isparta (Gölcük) jeoloji haritasında, Miyosen çökelleri olarak belirtilmiştir (Şekil 3.4.). Bu birimler Karaman [35] tarafından Ağlasun Formasyonu ve Gönen Konglomerası olarak isimlendirilmişlerdir.

Isparta bükümü içinde yer alan otokton ve paraotokton birlikler farklı araştırmacılar tarafından isimlendirilmişlerdir. Bunların içerisindeki, Kır Dağ ve Barla Dağ, Gutnic vd. [1] tarafından; Söbü Dağ ve Bey Dağları Gutnic vd. [1] ile Poisson [36] tarafından tanımlanmışlardır. Anamas-Akseki karbonat platformu içerisinde yer alan Kır Dağ birliği Geç Jura'dan Oligosen'e kadar sığ deniz karbonatlarından başlayarak, lagün ortamını temsil eden koyu renkli marn-kumtaşı ardalı ile temsil edilmektedir [11]. Barla Dağ ve Söbü Dağ birlikleri ise, Kır Dağ birliğine benzer şekilde, Triyas'tan Eosen'e kadar önce sığ denizel karbonat çökelleri ile daha sonraları türbiditik ve pelajik platform tipi filiş ile karakterize edilmektedir [11]. Bey Dağları ve Davras Dağı birlikleri güneyde Tiryas'tan Eosen'e kadar masif, sığ denizel karbonatlarla başlayıp, Eosen-Oligosen aralığında daha derin denizel, düşük sedimantasyon oranında depolanmaya sahip planktik mikrit-marn ile temsil edilmektedir [11].

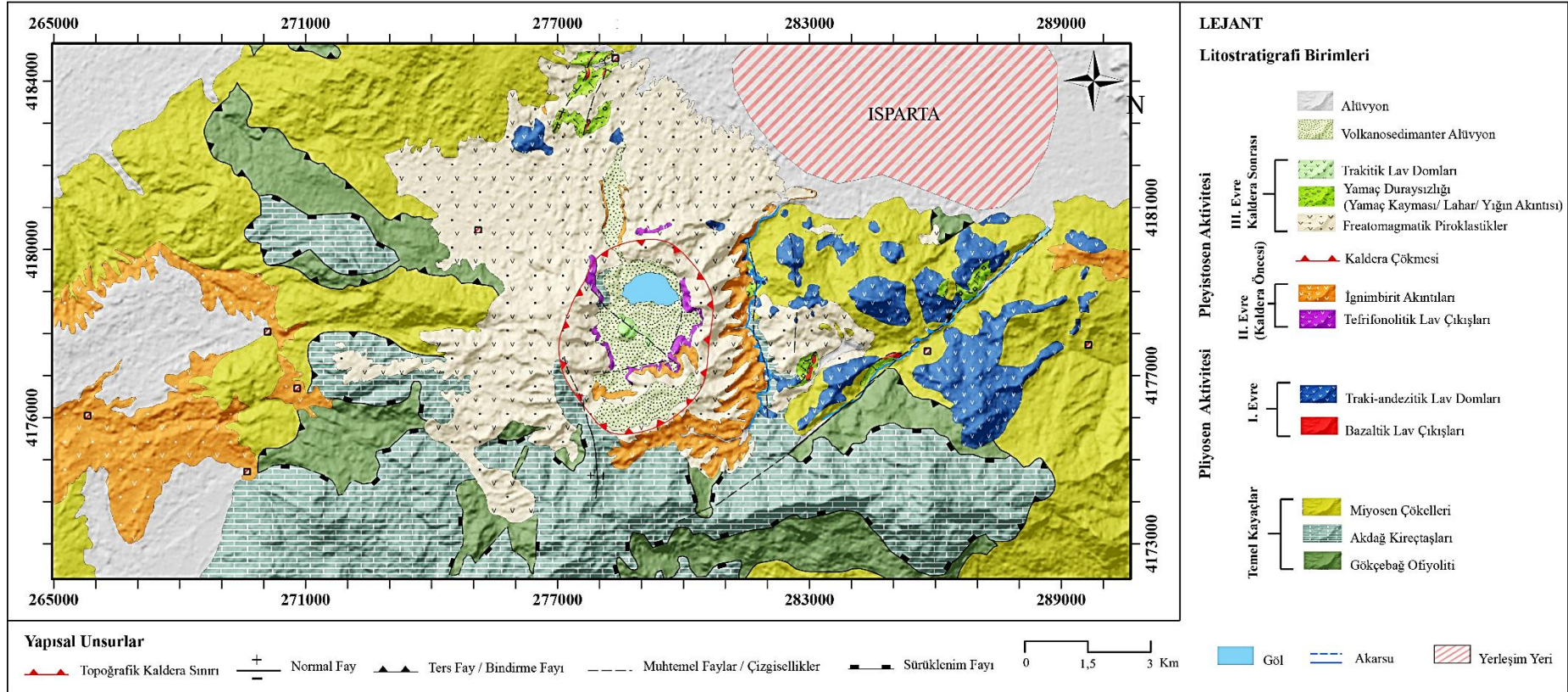
Bu sığ denizel ortamı temsil eden otokton birliklerden sonra oluşan karasal birimlerden biri olan Ağlasun Formasyonu, çalışma alanının GD'sinde kaldera öncesi traki-andezitik lav domlarının bulunduğu bölümde geniş bir yayılım göstermektedir. Genel olarak kahve renkli, kumtaşı-şeyl ve yer yer kumtaşı-konglomera ardalanmasından meydana gelen bu birimin yaşı Karaman [35] tarafından Alt Miyosen (Burdigaliyen) olarak tanımlanmıştır. Bir diğer karasal otokton birim olan Gönen Konglomerası ise Gölcük Kalderasının B- GB'sinde yayılım göstermektedir. Birim, gri renkte, kötü boylanma gösteren, tane destekli, çakıl ve blok boyutunda polijenik malzeme ile karakterize edilmektedir [35, 37]. Birimin yaşı stratigrafideki yerine göre göreceli olarak Karaman [35] tarafından Orta-Üst Miyosen olarak belirlenmiştir.

3.4.2. Allohton Birimler

Allohton birlikler Poisson vd. [29] tarafından Hoyran-Beyşehir-Hadım Kompleksi, Likya Kompleksi ve Antalya Kompleksi olarak tanımlanmışlardır (Şekil 3.3.).

Ofiyolit ve karbonatlarından meydana gelen Hoyran-Beyşehir-Hadım ve Antalya Komplekslerinin kökenleri, Neo-Tetis'in kuzey kolundan, güney koluna kadar uzanmaktadır [1, 11]. Hoyran-Beyşehir-Hadım Kompleksi, Geç-Kretase'ye kadar ve daha sonra Geç Eosen'de tekrar etmek üzere, Anadolu Bloğunun KD kenarına bindirmiştir [11]. Antalya Kompleksi bir bütün olarak Pampiliyen havzasının Paleozoyik yaşlı temeli niteliğindedir. Bu kompleks içerisinde "Antalya Napları" olarak tanımlanan birimler, hem Paleozoyik yaşlı temeli (Geç Kretase-Paleosen'den bu yana) hem de batıdaki Bey Dağları karbonat platformunu (Geç Miyosen-Pliyosen'den bu yana) üzerlemektedir [38]. Likya Kompleksini oluşturan karbonat platformu ve ofiyolit birimleri, Gölcük Kalderasının G ve GB'sinde bulunmaktadır. Bu allohton birimler Karaman [33, 35] tarafından, Akdağ Kireçtaşları ve Gökçebağ Ofiyoliti olarak isimlendirilmişlerdir. Akdağ Kireçtaşları olarak bilinen, masif ve bol kıvrımlı, gri renkli birim ve radyolarit, serpantinit, gabro ve çörtten meydana gelen ofiyolitler, Isparta (Gölcük) jeoloji haritasında Akdağ Kireçtaşları ve Gökçebağ Ofiyoliti olarak isimlendirilmişlerdir (Şekil 3.4.). Neo-Tetis'in kuzey koluna ait olduğu düşünülen bu allohton birimler, Orta Miyosen'den bu yana Beydağları karbonat platformu ile Miyosen yaşlı çökelleri üzerlemektedirler [11, 33, 35, 37] (Şekil 3.3., 3.4.)

Isparta (Gölcük) Jeoloji Haritası



Şekil 3.4. Isparta (Gölcük) jeoloji haritası (sedimanter birimler ve tektonik unsurların bir bölümü MTA [39, 40]'nın jeoloji haritasından alınarak revize edilmiştir).

4. VOLKANİK FAALİYET

Yaklaşık son 30 yıllık süreçte Isparta (Gölcük) volkanizması ve volkanik ürünlerini konu edinen birçok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmaların büyük bir bölümü volkanik ürünlerin tarihlendirilmesi, jeokimyasal olarak kökenini ve geçirdikleri magmatik evrimi ortaya koymayı amaçlamıştır. Özellikle son birkaç yıllık süre içerisinde, eksplozif volkanik ürünler içerisinde rastlanan subvolkanik/plütonik ksenolitlerin kökeni ile ilgili petrolojik çalışmalar artmıştır. Geçmişte yürütülen jeokimyasal çalışmaların birçoğunun detaylı volkanolojik ve stratigrafik gözlemlerden uzak, birbirini tekrar niteliği taşıyan çalışmalar olduğu görülmektedir. Bu çalışmaların eksikliği, ksenolitlerin volkanizmanın hangi evresinde oluştuğu ve hangi fizikokimyasal süreçlere maruz kaldığı sorularının cevapsız kalmasına neden olmaktadır. Bu sorulara yanıt bulabilmek amacıyla, detaylı volkanostratigrafik kesitler hazırlanmış ve incelenen ksenolitlerin hangi seviyelere ait oldukları belirlenmiştir.

4.1. Gölcük Volkanizması

Lefevre vd. [2] tarafından yapılan jeokronolojik yaş tayinleri doğrultusunda başlangıcı 4.07 ± 0.20 ma ile 4.7 ± 0.5 ma olarak kabul edilen Gölcük volkanizmasına ait ürünler başlıca Isparta şehir merkezinin güney ve güney batısında Gölcük kalderasının etrafında yayılım göstermektedir (Şekil 3.4.). Daha önceki çalışmalar, eksplozif (ignimbiritler ve freatomagmatik piroklastikler), intrüzif (dayklar) ve ekstrüzif (lav akıntıları ve lav domları) olmak üzere farklı oluşum mekanizmalarıyla geniş bir yelpazede karakterize edilen volkanik ürünlerin, Gölcük volkanizmasının evrimi boyunca, iki ana ayrı evrede meydana geldiklerini öne sürmektedir [6, 15, 16]. Buna göre Gölcük volkanizmasının ilk evresinde (Pliyosen aktivitesi), kaldera dışında gözlenen ve Miyosen yaşlı karasal çökelleri kesen ekstrüzyonlar ve lav domları meydana gelmiştir [3, 12, 13, 16]. Pliyosen aktivitesine ait effüzif ve ekstürizif ürünler, hem saha gözlemlerinde hem de uydu görüntülerinden çok rahat ayırt edilebilmektedir [41] (Şekil 3.4.).

Daha önceki çalışmalara göre volkanizmanın ikinci evresi (Pleyistosen aktivitesi) kendi içinde kaldera öncesi ignimbirit akıntıları ve tefrifonolitik lav çıkışları; kaldera sonrasında ise freatomagmatik piroklastikler ile kaldera içindeki trakitik lav domları (Pilav Tepe, Küçükçeş Tepe) olmak üzere dört farklı volkanik ürün ile karakterize edilmişlerdir [6, 15, 37].

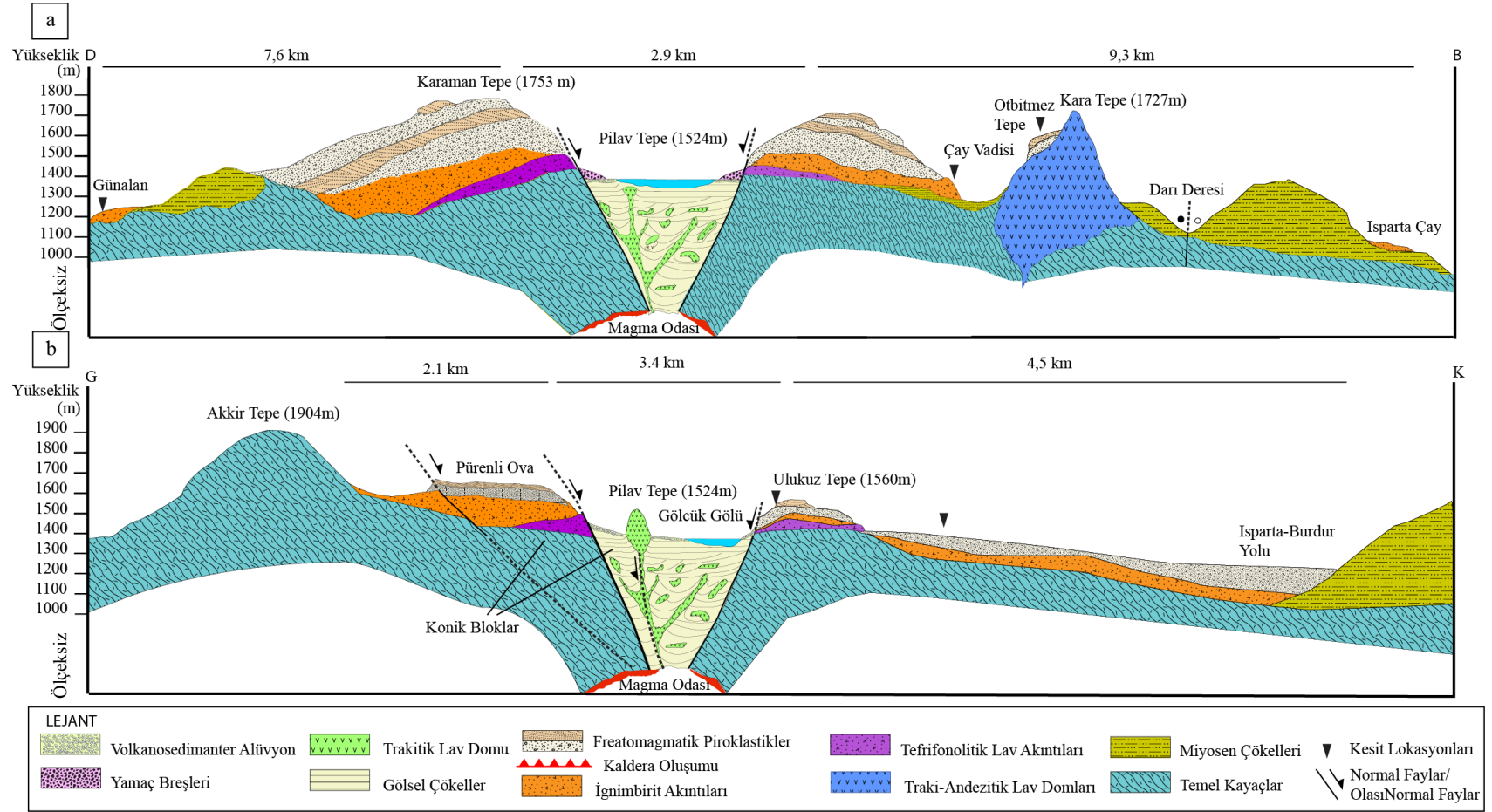
Bu tez kapsamında, Gölcük volkanizmasının evrimi; Pliyosen aktivitesi (ilk evre), kaldera öncesi (ikinci evre) ve kaldera sonrası (üçüncü evre) aktiviteleri olmak üzere üç ana ayrı evrede incelenmiştir (Şekil 4.1.).

4.2. Gölcük Kalderası

Isparta şehir merkezinin GB'sinde ~200m'lik bir çöküntü alanıyla temsil edilen Gölcük kalderasının; ikinci evredeki eksplozif volkanik faaliyetlerin sonucunda meydana geldiği düşünülmektedir. Kaldera oluşumuna neden olduğu düşünülen ignimbirit akıntıları, D-B hattında ~20 km; K-G hattında ~8 km uzunluğunda yayılıma sahiptir (Şekil 3.4., 4.1.). Daha önceki çalışmalarda Pleyistosen aktivitesi olarak tanımlanan patlamalı volkanik rejim, ~2.5-3 km çapında geniş bir maar krateri ve üstündeki yaklaşık 150 m'lik bir tuf halkası ile tanımlanmaktadır [15, 42] (Şekil 4.1.).

Gölcük Kalderasının topoğrafik sınırları K-G yönlü bir uzun eksene (~3 km) sahiptir (Şekil 3.4.). K-G yönlü uzun eksenin bölgedeki tektonik unsurlar etkisinde geliştiği düşünülmektedir (Şekil 3.3.). Topoğrafik kaldera sınırları, daire şeklinde tefrifonolitik lav akıntıları (kalınlığı ~50m) ve üstündeki ~150m kalınlığındaki freatomagmatik piroklastiklerle temsil edilmektedir (Şekil 4.3., 4.4.). Kalderanın topoğrafik sınırları içinde yaklaşık 2,5 km'ye 2 km çapında daha keskin hatlarla sahip bir çöküntü alanı daha bulunmaktadır. Bu çöküntü alanının, kaldera duvarı ile kesişim noktaları, doğu ve batıda, yamaç breşleri (Şekil 4.3.); kuzey ve güneyde ise volkanosedimanter (kaldera içi kül-pomza döküntüleri (intra-caldera tuff) malzeme ile kaplıdır. Buna ilaveten çöküntü alanının belirli bölümlerinde, gri-yeşil renkte, tefrifonolitik lav akıntıları gözlenmektedir (Şekil 4.3. a,c, 4.4.). Bahsi geçen yamaç breşleri ve volkanosedimanter alüvyon Lipman [43] tarafından kaldera çökmesi sonucunda kaldera içini dolduran gevşek klastik malzemeler olarak tanımlanmaktadır. Kaldera sınırlarının büyük bir bölümünde, tefrifonolitik lavlar ve ignimbiritler, çökme sonrası oluşan, gevşek klastikler tarafından örtülmektedir (Şekil 4.4.).

Çöküntü alanının tabanında, G-K hattında, ~2,5 km'de, 80m'lik bir kot farkı bulunmaktadır. Çöküntü alanının kuzeyindeki göl (Gölcük Gölü), büyük olasılıkla, bu kot farkı nedeniyle meydana gelmiştir. Kaldera tabanındaki ~%3.2'lik eğime güneydeki kireçtaşlarının meydana getirdiği yükseltinin neden olduğu düşünülebilir (Şekil 4.4.a).



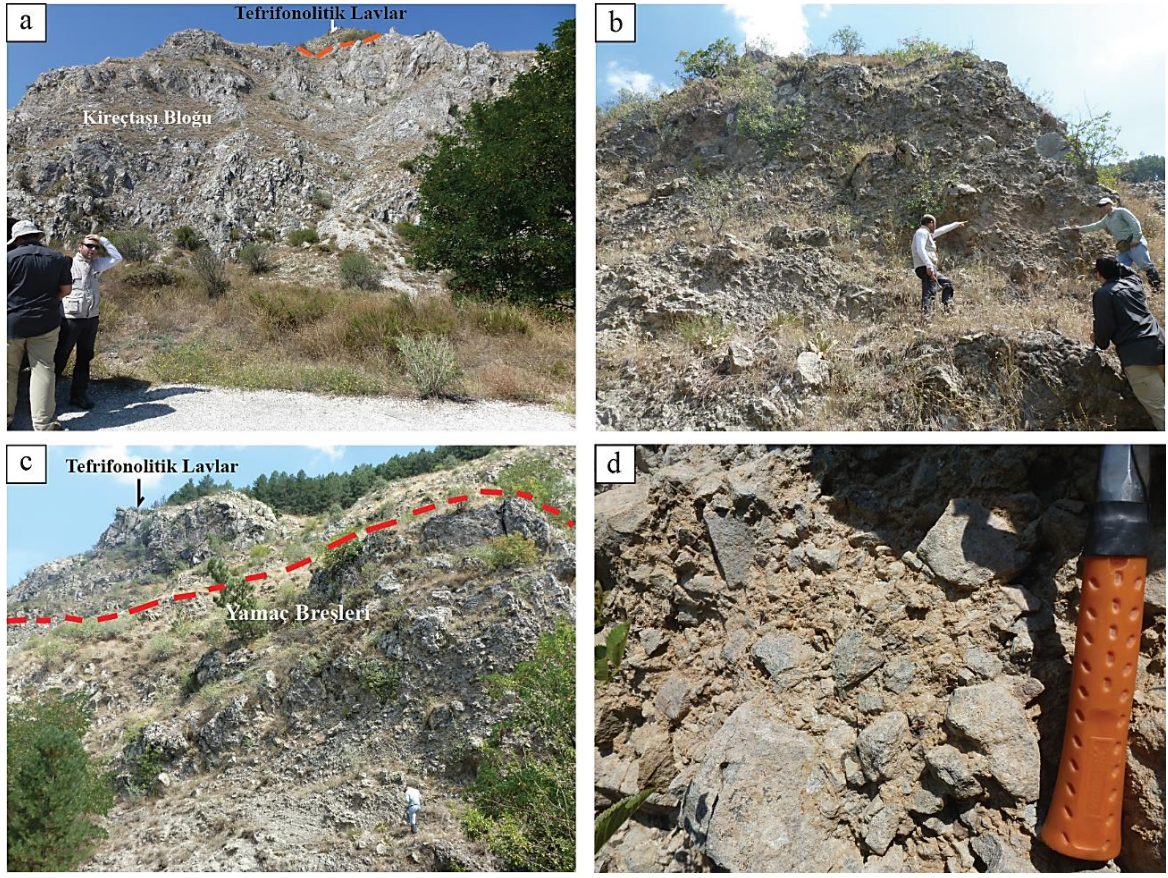
Şekil 4.1. Saha çalışmalarına dayanılarak hazırlanmış olan Gölçük kalderasının ve yakın çevresinin sırasıyla D-B (a) ve G-K hatlarını temsil eden ölçülü jeolojik kesitleri. Kaldera içi lav domunun yükseliminin tasvirinde Platevoet vd. [15]'den yararlanılmıştır. Not: Yükseklik verileri birimlerin derinliklerini yansıtmamaktadır.

Ancak Roche vd. [44] ve Lipman [43] tarafından yapılan deneysel çalışmalar eğimli kaldera tabanlarının, asimetrik ve koni tipi çökme bloklarının oluşması sonucunda meydana geldiğini göstermektedir (Şekil 4.1.b). Konik-eğimli çökme blokları ve küçük boyutlu kalderalar genellikle derin magma odasının varlığına işaret etmektedir [43, 44]. Kaldera içinde, kaldera sonrası aktivite ile ilişkili, iki trakitik lav domunun, koni tipi çökme bloklarının oluşturduğu fayların kontrolünde meydana geldiği düşünülebilir (Şekil 4.4.c).

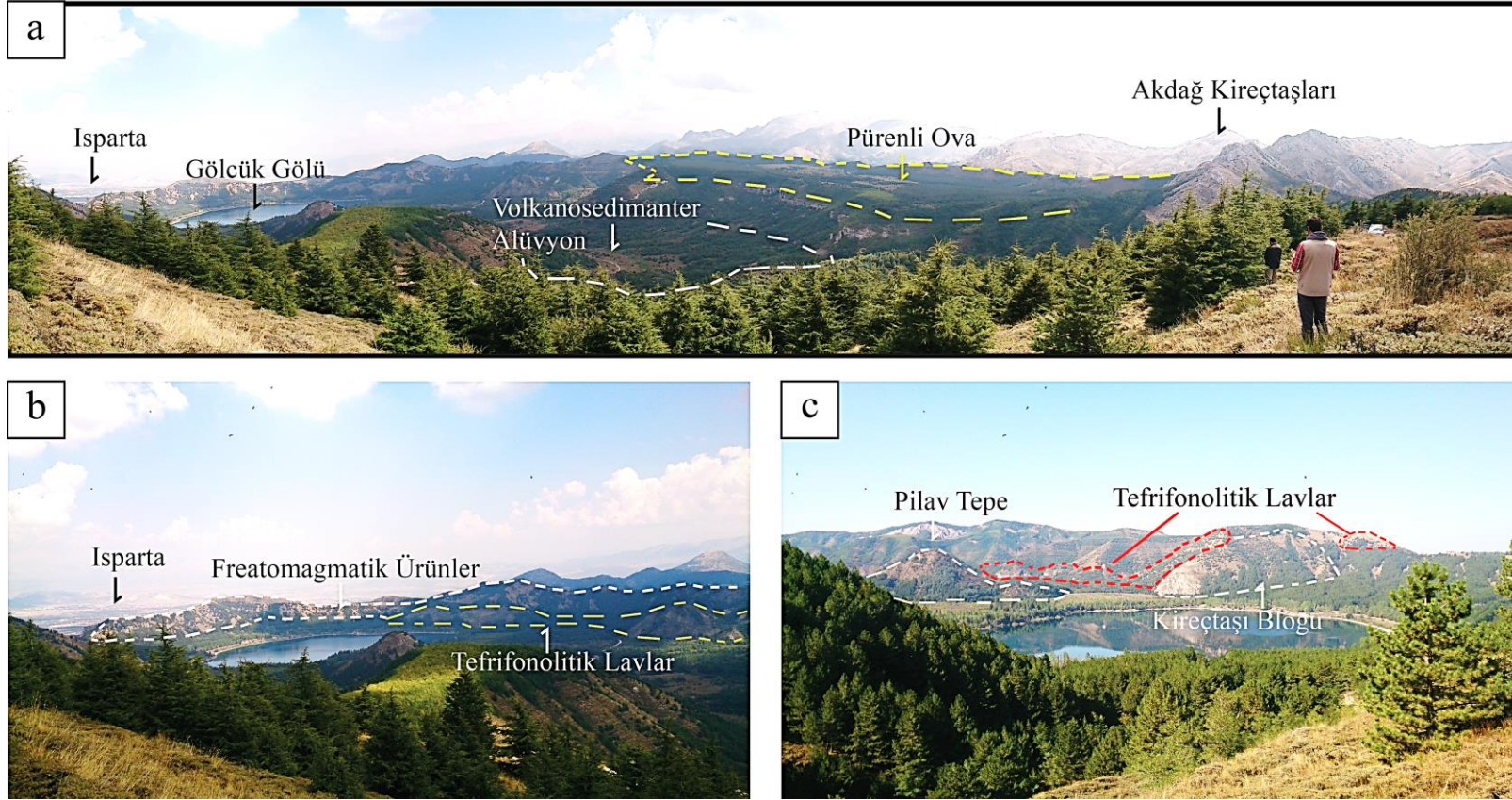
Kalderanın topoğrafik sınırları içinde yer alan $\sim 2,5 \text{ km}^2$ 'lik Pürenli Ovanın; ignimbirit ve freatomagmatik piroklastik akıntılarının, kaldera ile Akdağ kireçtaşları (Akkir Tepe 1904m) arasındaki boşluğu doldurarak meydana getirdiği bir düzlük olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.1.b, 4.4.a).

Üst Sistem	Sistem	Seri	Birim	Volkanizma Evreleri	LİTOLOJİ	Pletovoet vd. Schmitt vd.* Lefevre vd.*	AÇIKLAMA
SENOZOYİK	NEOJEN	PLEYİSTOSEN	Gölcük Volkanikleri	III. Evre (Kaldera Sonrası)		12,09 ± 0,4 Ka / 14,1 ± 0,5 Ka*	Alüvyon
						52 ± 2 Ka / 24 ± 2 Ka	Trakitik lav domları
						72,7 ± 4,7 Ka / 24 ± 2 Ka	Üç farklı freatopiliniyen geri düşme seviyesi ile birbirinden ayrılan freatomagmatik piroklastikler.
							Gevşek piroklastik akıntı seviyesi.
		ÜST PLİYÖSEN	II. Evre (Kaldera Öncesi)		173,0 ± 7,4 Ka	Eş oluşumlu litik seviyeler ve pomzaca zengin seviyelerle birbirinden ayrılan ignimbirit akıntıları.	
					206,1 ± 9,8 Ka		
		ALT MIYOSEN	Temel Kayaçlar		62 ± 2 Ka / 115 ± 3 Ka	Tefrifonolitik lavlar	
					2,77 ± 0,06 Ma	Trakiandezitik lav ve lam domları.	
					4,07 ± 0,20 Ma*	Rekristalize, karbonat tipli kireçtaşları	
						Serpantinit, gabro, diyabaz, çört ve radyolarit blokları.	
							Kahverengi-gri renkli kumtaşı-kiltaşı (Ağlasun Form.). Gri renkli, konglomera (Gönen Kong.).

Şekil 4.2. Saha gözlemlerine dayanılarak hazırlanmış olan Gölük volkaniklerinin geliştirilmiş volkanostratigrafi kesiti (Volkanik ürünlerin yaşları Lefevre vd. [2], Platevoet vd. [15] ve Schmitt vd. [18]' ten alınmıştır).



Şekil 4.3. Kaldera sınırında gözlenen jeolojik unsurlar. (a) kalderanın batı sınırındaki bol çatlaklı, deforme (breşik) kireçtaşı bloğu (Akdağ Kireçtaşları) ve üstünde gözlenen yeşil renkli tefrifonolitik lavlar (GB'ye bakış). (b-d) kalderanın özellikle doğu sınırında gözlenen çökme sonrası oluşmuş yamaç breşleri ve tefrifonolitik lavların genel görünümü (doğuya bakış).



Şekil 4.4. (a) Gölcük Kalderasının genel görünümü (KD'ye bakış). (b) kalderanın KD sınırını meydana getiren freatomagmatik piroklastikler ve altında gözlenen gri-yeşil renkli, tefrifonolitik lavlar (KD'ye bakış). (c) kaldera içinde gözlenen Trakitik lav domu (Pilav Tepe) ve kalderanın KB sınırını oluşturan kireçtaşı bloğu ile bu kireçtaşı bloğunun üstünde ve kenarlarında yayılım gösteren tefrifonolitik lavların genel görünümü (GB'ye bakış).

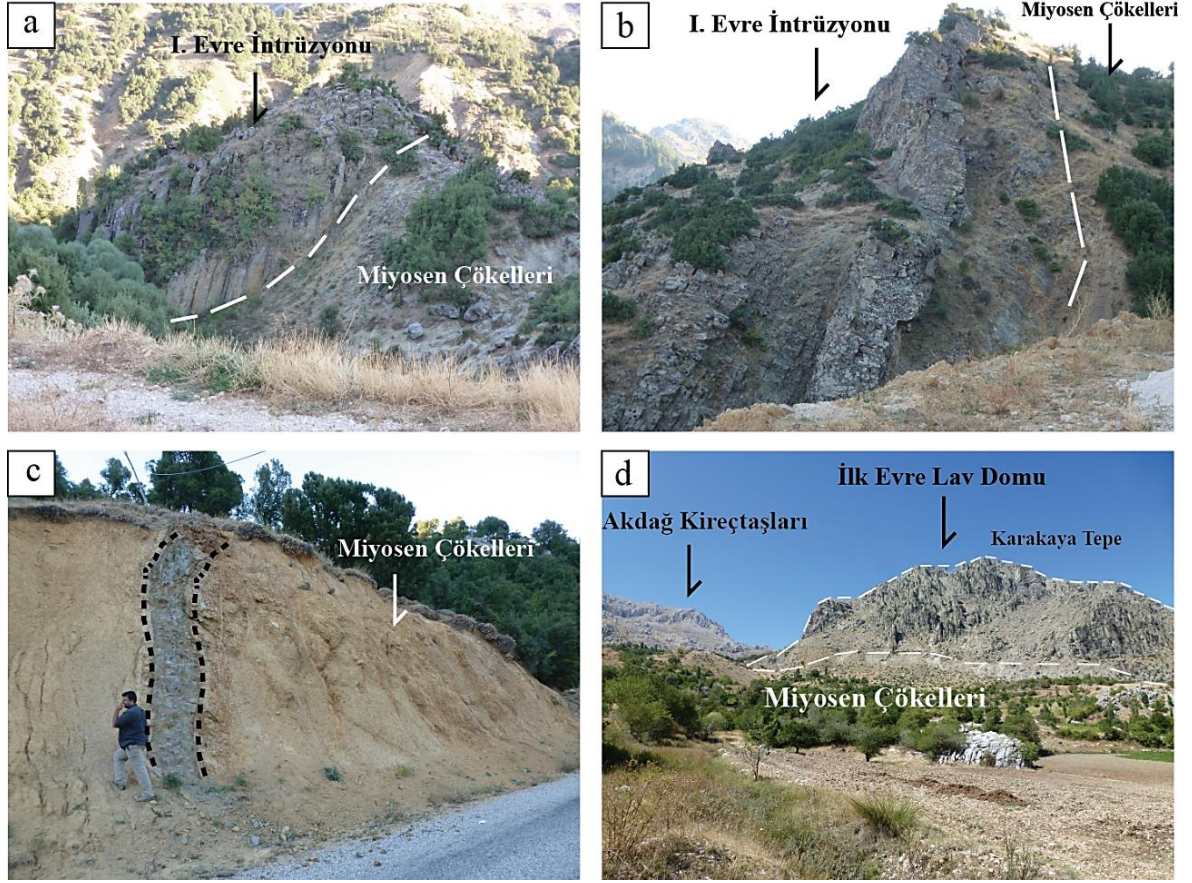
4.3. Volkanostratigrafi

Üç ayrı evrede incelenen Gölcük volkanizmasına ait volkanik ürünlerin jeokimyasal tanımlamalarında Alıcı vd. [6], Elitok vd. [16] ve Platevoet vd. [15]'den yararlanılmış; stratigrafideki konumları ve makro dokusal tanımlamaları saha gözlemlerine dayanılarak yapılmıştır. Bu kapsamda bütün volkanik evrelerin zaman aralıklarını ve yaşlarını gösteren bir genelleştirilmiş volkanostratigrafik kesit hazırlanmıştır (Şekil 4.2.).

4.3.1. I. Evre Volkanikleri (Pliyosen Aktivitesi)

İlk evrede meydana gelen intrüzif (dayklar) ve ekstrüzif (lav domları) volkanik ürünler Gölcük kalderasının çoğunlukla doğusunda ve güney doğusunda, Miyosen yaşlı karasal çökelleri keserek geniş alanlarda yüzlek vermektedirler (Şekil 4.5.). İlk evre volkaniklerinin yaşı aynı zamanda Gölcük volkanizmasına meydana getiren aktivitenin başlangıcı olarak kabul edilmektedir ve Lefevre vd. [2]'ne göre 4.07 ± 0.20 ile 4.7 ± 0.5 ma; Platevoet vd. [15]'e göre ise $2,77 \pm 0,06$ ma olduğu öne sürülmektedir. İlk evre volkanikleri aynı zamanda Gölcük volkaniklerini konu edinen birçok jeokimyasal çalışmada trakitik, bazaltik trakiandezitik ve lamprofirik olmak üzere geniş bir yelpazede karakterize edilmişlerdir [4, 6, 16, 37, 45]. Arazide gri-yeşil renkte, sivri, keskin hatlara sahip ekstrüzyonlar şeklinde gözlenen Pliyosen aktivitesine ait lav ve lav domları makro olarak ~1-3 mm boyutunda piroksen ve sanidin fenokristalleri ve gri renkli hamur ile birlikte porfiro-afanitik bir doku sunmaktadırlar. Pliyosen ürünlerinin arazideki yayılımları uydudan ve Isparta (Gölcük) jeoloji haritasından da görüldüğü gibi; genellikle K-G ve KD-GB uzanımlı tektonik unsurlara paralellik sunmaktadır [41] (Şekil 4.5.).

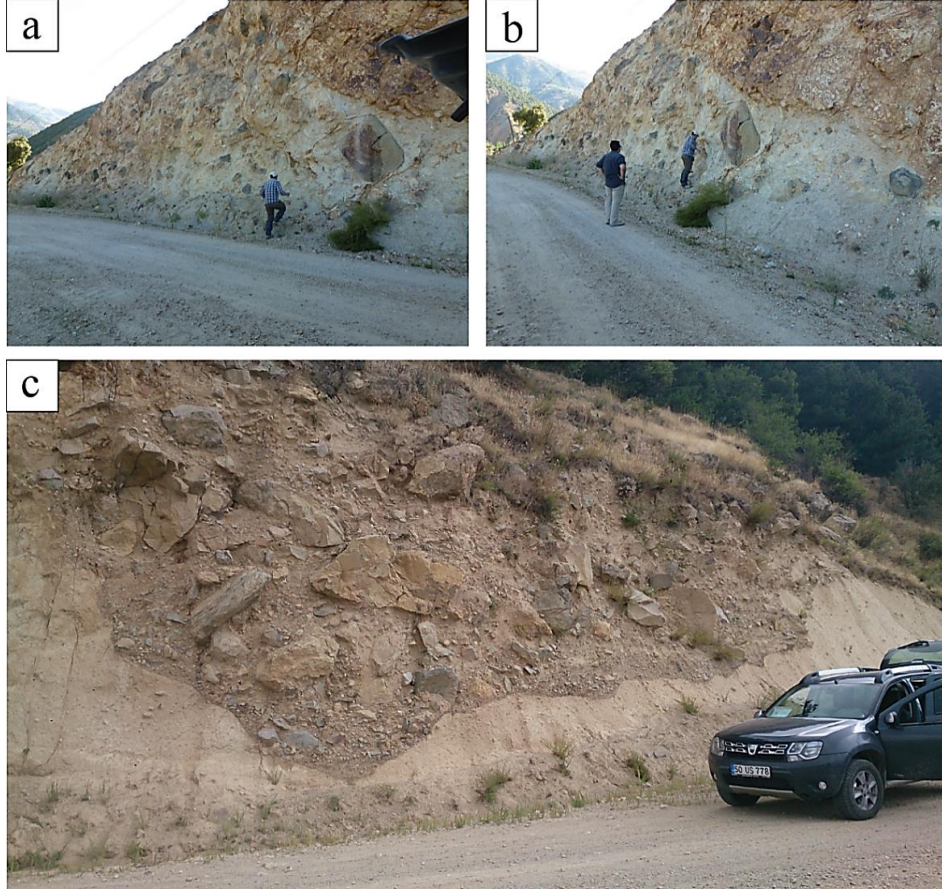
İlk evre volkanikleri olan lav domlarının yamaçları genellikle freatomagmatik ürünler ve yer yer ignimbirit akıntıları ile kaplıdır. Bunun yanı sıra, genellikle dik yamaçlı ($35-40^{\circ}$ eğime sahip) domların etrafında ve kalderanın kuzeyindeki düzlüklerde değişken boyutlarda (10 cm'den 2-3 m'ye kadar değişen), polijenik bloklar içeren ve kül-kum boyutunda matriks ile desteklenen volkanoklastikler gözlenmiştir (Şekil 4.6.). Sarı-kahve renkli, kül-kum karışımı bir matriksle desteklenen ve genellikle köşeli, heterojenik (volkanik/subvolkanik, sedimanter), blok boyutunda parçalar içeren bu ürünler yığın akması ve lahar ürünlerine benzemektedir [46]. Dokusal anlamda tam olarak lahar, yığın akması veya yamaç kayması olarak tanımlanamayan bu volkanoklastikler bu tez kapsamında yamaç duraysızlıkları (slope instabilities) olarak tanımlanmışlardır.



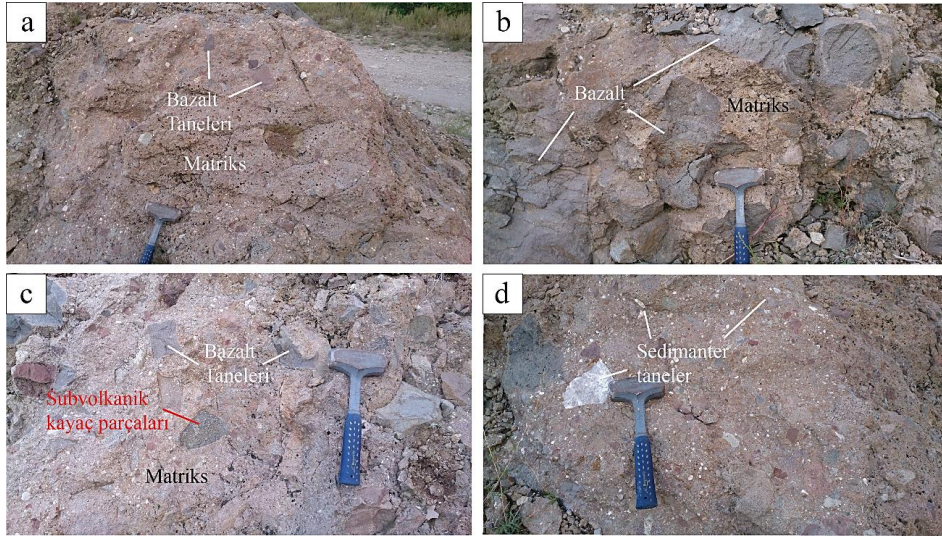
Şekil 4.5. Gölcük volkanizmasına ait, Pliyosen yaşlı, ilk evre potasik intrüzif ve ekstrüzif ürünlerin sahadaki genel görünüşleri (a-d).

Gölcük kalderasına yakın bölgelerde (~1 km), özellikle Çay Vadisinde domların ve lav intrüzyonlarının yoğun olduğu bir bölgede daha önce Alıcı [37] tarafından peperit olarak tanımlanan diatrem yapıları gözlenmiştir. Bu yapılar genellikle bazik karakterdeki, viskozitesi düşük, sıcak lavların, göl tabanında veya deniz tabanındaki gevşek, ıslak sedimanların içine sokulması sonucunda meydana gelmektedir [47, 48]. Yumuşak sedimanter malzeme içine sokulum yapan lavlar bu esnada temasta olduğu yumuşak malzemeyi pişirmekte ve patlamasız olarak sedimanter malzeme içinde biber tanelerine benzer şekilde (keskin köşeli) dağılmaktadır [46, 49] (Şekil 4.7.).

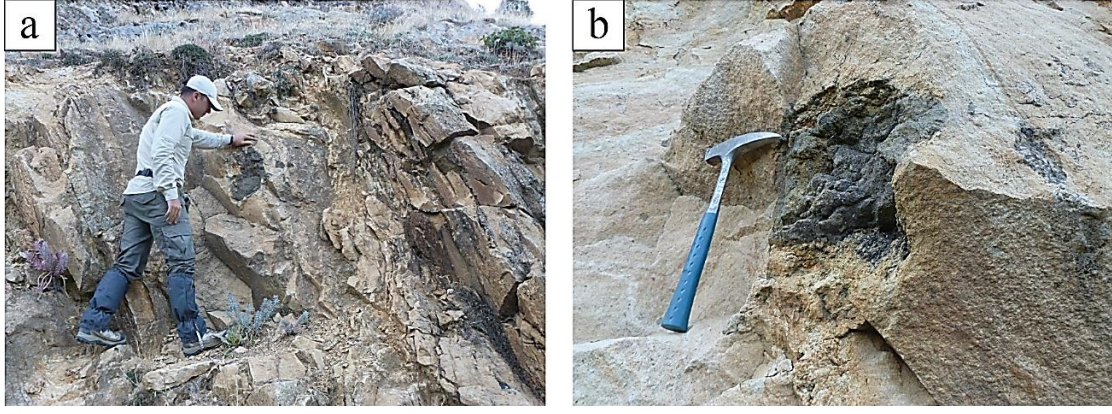
Tez kapsamında incelenen plütonik/subvolkanik ksenolitlere ekstrüzyonlarda ve bazı yamaç duraysızlıklarında, volkanoklastik malzeme içinde rastlanmaktadır (Şekil 4.8.). Bu durum, genellikle ikinci evre volkaniklerinde gözlenen plütonik/subvolkanik ksenolitlerin volkanizmanın her evresinde farklı yollarla (intrüzyonlar, ekstrüzyonlar ve eksplozif ürünlerle) yeryüzüne taşındığını gösterir niteliktedir.



Şekil 4.6. Yamaç duraysızlığı olarak tanımlanan volkanoklastiklerin genel görünüşleri. (a- b) Pliyosen aktivitesine ait lav domlarının yamaçlarında rastlanan yamaç duraysızlığı ürünlerinin genel görünümü. (c) freatomagmatik ürünlerle ilişkili olarak gözlenen, eski vadilere yerleşmiş şekilde bulunan yamaç duraysızlıklarının sahadaki genel görünüşleri.



Şekil 4.7. Gölcük kalderasına yakın vadilerde gözlenen peperit oluşumlarının genel görünümü ve dokusu (a-d).



Şekil 4.8. (a-b) trakitik ekstrüzyonların içinde gözlenen ultramafik-mafik ksenolitlerin genel görünümü.

4.3.2. II. Evre Volkanikleri (Kaldera Öncesi)

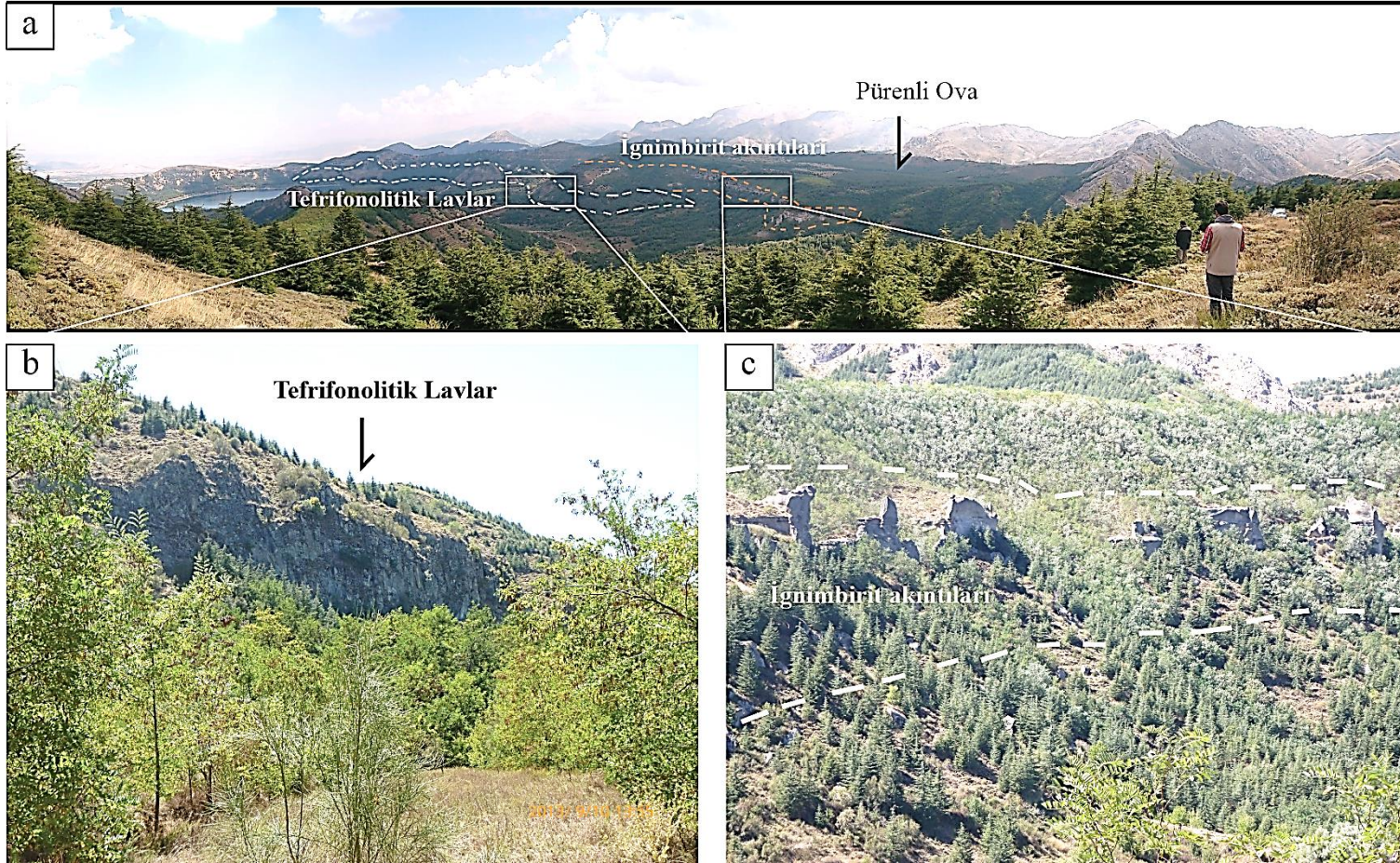
Platevoet vd. [15] ve Alıcı vd. [6] Pleyistosen evresi volkaniklerinin üç farklı patlama rejimi sonucunda meydana geldiklerini öne sürmüşlerdir. Ancak, bu evrede ignimbiritler ve hidrovolkanik ürünler dışında, efüzif ve ekstürizif volkanik ürünler göz önünde bulundurulduğunda, II. Evre volkaniklerini iki farklı grupta incelemek daha doğru olacaktır. Bu noktada Pleyistosen evre volkaniklerinin oluşum sürecindeki en önemli gelişme kaldera oluşumudur. Bu nedenle bu evrede oluşan ürünler, kaldera öncesi (ignimbirit akıntıları ve tefrifonolitik lavlar) ve kaldera sonrası (freatomagmatik piroklastikler ve kaldera içi trakiandezitik lav domları) olmak üzere iki ana başlık altında incelenmişlerdir.

Bu evrede meydana gelen tefrifonolitik lavlar ve ignimbirit akıntılarının kaldera oluşumuna neden olacak miktarda malzeme boşalmasına neden oldukları düşünülmektedir. Özellikle ignimbiritlerin arazide kapladıkları alan ve kalınlıkları gözetilerek yapılan hesaplamalarda, görünen hacimlerinin $\sim 0,613 \text{ km}^3$ olduğu saptanmıştır. Buna karşılık kalderanın görünür hacmi (kaldera duvarlarında, tefrifonolitlerin ve ignimbiritlerin kalınlıkları gözetilerek hesaplanmıştır) $\sim 0,4 \text{ km}^3$ 'tür. Kalderanın görünen hacmine, tabanındaki volkanosedimanter alüvyon malzemeyi (kaldera içi kül-pomza) ve çökmeden önceki muhtemel volkan konisinin miktarı eklendiğinde; günümüzdeki kalderanın yalnızca ignimbirit akıntılarını ve tefrifonolitlerin bulunduğu magma odasının boşalması sonucunda meydana gelmiş bir çökmenin ürünü olabileceği varsayılabilir [43]. Bu verilere göre daha sonraki evrelere ait farklı kaldera oluşumlarından bahsetmek mümkün değildir. Yalnızca; kalderanın bugünkü formunu almasında farklı çökme bloklarının etkisinden söz edilebilir (Bkz: Böl. 4.2).

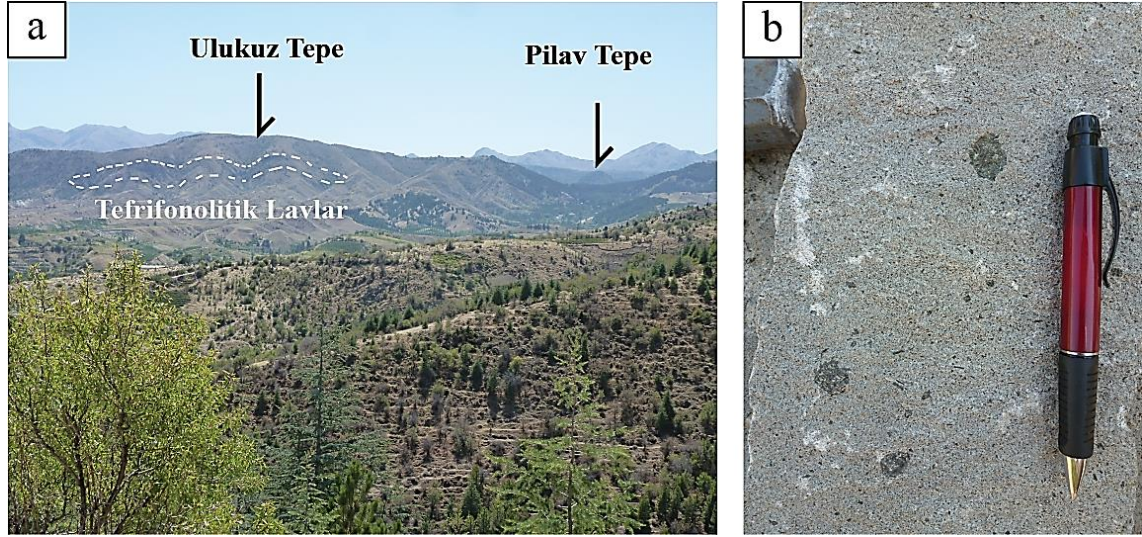
Bu evrede meydana gelen ürünlerin yaşları Platevoet vd. [15] tarafından volkaniklerdeki alkali feldispatlar üzerinde gerçekleştirilen $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ve $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tarihlendirmesine göre

ignimbirit akıntılarında, $206,1 \pm 9,8$ - 173 ± 4 ka; tefrifonolitik lavlarda, 115 ± 3 - 62 ± 2 ka olarak hesaplanmıştır. Ancak saha gözlemleri tefrifonolitik lavların ignimbiritlerden daha önce meydana geldiğini gösterir niteliktedir (Şekil 4.9.). Bu nedenle, hazırlanan jeolojik ve stratigrafik kesitlerde, saha gözlemleri göz önünde bulundurulmuştur. Buna göre kaldera öncesinde, tefrifonolitik lavlar, şu anki kalderanın merkezinden her yöne doğru yayılmışlar ve bu süreç içerisinde yüzeye doğru yarattıkları baskı ve yüzeydeki birikim ile (yüksekliği ~50-60m), büyük olasılıkla basık bir koni meydana getirmişlerdir. Daha sonra meydana gelen patlamalı rejim kontrolünde ignimbirit akıntılarının oluştuğu ve tefrifonolitleri üzerledikleri söylenebilir (Şekil 4.9.). Buna karşılık daha önceki çalışmalar tefrifonolitik lavların yaşı ile kaldera oluşum sürecinin hemen hemen aynı zaman aralığında oluşunu öne sürmüş ve tefrifonolitlerin kaldera sınırlarını meydana getiren çember fayların (ring faults/dikes) kontrolünde yüzeye ulaştıklarını belirtmişlerdir [6, 15, 16, 37]. Bu durumda tefrifonolitlerin, hem kaldera duvarının batısında olduğu gibi kireçtaşı bloğu üstünde (~150 m yükseklikte), hem de kalderanın güney sınırlarında, ignimbiritlerin altında gözlenmeleri açıklanamamaktadır (Şekil 4.4.c, 4.9.). Bunlara ek olarak, tefrifonolitlerin, ignimbiritlerden önce (kalderadan önce) oluştuğunu gösteren belki de en önemli kanıt, kalderanın kuzey duvarının (Ulukuz Tepe) dış tarafında ~20-30 m kalınlığında mostra vermeleri olarak gösterilebilir (Şekil 3.4., 4.10.). Bunların arasında dikkat çekici bir başka nokta ise kaldera duvarlarında kalınlığı ~50-60 m'yi bulan tefrifonolitlerin, hiçbir şekilde kaldera merkezine doğru akmamış olmalarıdır (Şekil 4.4.c). Bu nedenler alt alta sıralandığında tefrifonolitik lavların Platevoet vd. [15]'nin elde ettiği yaş verilerine rağmen, ignimbiritleri oluşturan patlamadan önce yerleşmiş oldukları önerilmektedir.

Tefrifonolitler, daha önce bahsedildiği gibi, sivri hatlara sahip, gri-yeşil renkte bir görünüm sunmaktadır ve genellikle ~50-60 m kalınlığında kalderanın iç duvarında gözlenmektedir. Makro ölçekte, gri renkli hamur ve içindeki iri yeşil piroksenlerle tipik porfiro-afanitik bir doku göstermektedir (Şekil 4.10.b). Buna ilaveten tefrifonolitlerde, ~3-4 cm çapında, genellikle oval, piroksenit nodülleri de gözlenmektedir (Şekil 4.10.b).



Şekil 4.9. (a) Gölcük Kalderasının GD sınırı boyunca gözlenen gri-yeşil renkli tefrifonolitik lav akıntıları ve kalderanın güneyinde, lav akıntılarının üstünde gözlenen ignimbirit akıntılarının genel görünümü (KD'ye bakış). (b-c) sırasıyla tefrifonolitik lavların ve ignimbirit akıntılarının yakından görünümü.



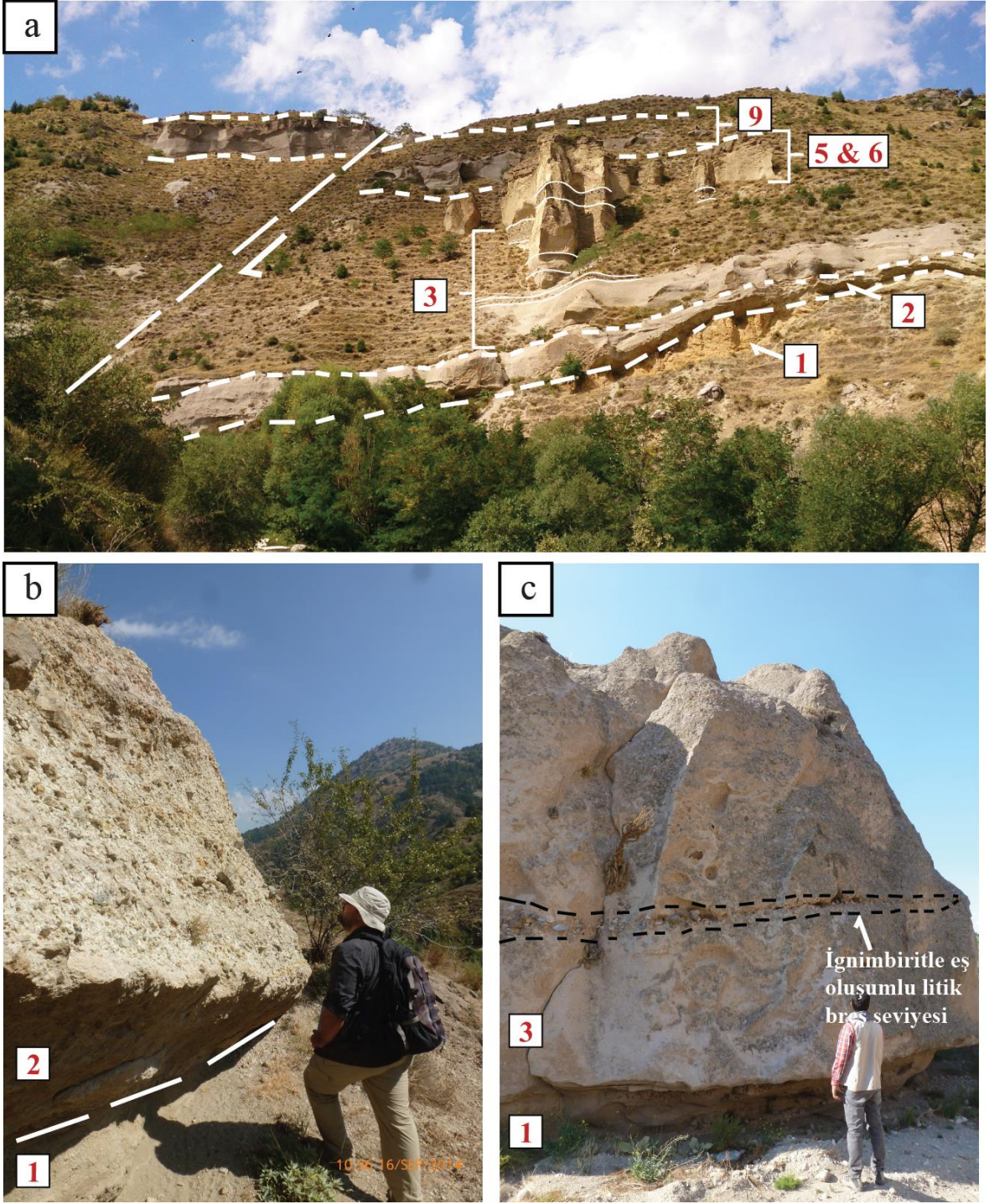
Şekil 4.10. (a) kalderanın kuzey duvarının dışında gözlenen tefrifonolitik lavların yayılımları (Güneye bakış). (b) tefrifonolitlerden gözlenen plütonik (ultramafik) nodüllerin makro ölçekte görünüşleri.

Kaldera oluşumunda rol oynayan ve eksploziv volkanik aktivitenin ilk ürünü olarak kabul edilen ignimbiritler Gölcük kalderası civarında özellikle paleo-vadi boşluklarına yerleşmiş bir şekilde bulunmaktadır. Saha gözlemleri akıntı seviyelerinin farklı özelliklerde beş farklı patlama ünitesinden oluştuklarını göstermektedir (Şekil 4.11., 4.12.). Bu akıntı seviyeleri kalderaya farklı uzaklıklarda ve farklı kalınlıklarda birbirinden farklı depolanma özellikleri sunmaktadır. İgnimbirit akıntı seviyelerinin tip kesiti, aynı zamanda en kalın gözlemlendiği (~90 m), kalderanın doğu kenarındaki Çay Vadisindedir (Şekil 4.12.a).

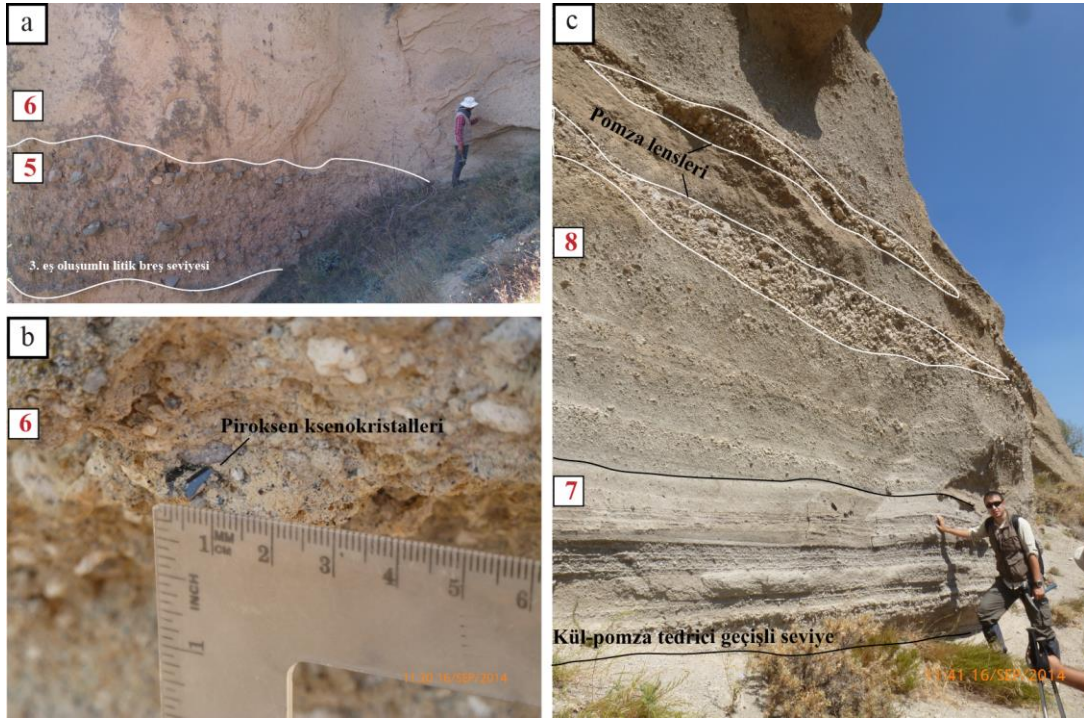
Çay Vadisi kesitine göre ignimbirit akıntı seviyeleri karasal çökeller üzerinde ~2 m'lik bir pomza geri düşme seviyesi ile başlamaktadır (Şekil 4.11., 4.12.a). Bu geri düşme seviyesi kalderanın ~7 km batısındaki Günalan'da gözlenen ignimbiritlerin tabanında gözlenmemektedir (Şekil 4.12.c). Geri düşme seviyesi üzerinde, 3 adet, farklı kalınlıklarda (en kalını ~3 m, en incisi ~30 cm) ignimbiritle eş oluşumlu proksimal litik breş seviyeleri (co-ignimbrite lag breccia) bulunmaktadır (Şekil 4.11., 4.13.a). Bu litik seviyeler genellikle patlama merkezinin etrafında bulunan birimlerden (tefrifonolitlerden ve kireçtaşlarından) veya patlama bacasının etrafındaki subvolkaniklerden meydana gelmektedir ve her biri zaman olarak yakın, farklı patlama ünitelerine ait ignimbirit akıntılarını birbirinden ayırmaktadır (Şekil 4.11., 4.12.c, 4.13.a) [15, 37, 50]. Bu seviyeler ile birbirinden ayrılan akıntı seviyeleri Quane ve Russell [51]'a göre 2. derece kaynaklanmış (kötü kaynaklanmış) ignimbirit/kül akıntısı tanımına uygun bir şekilde; çok az derece tabaklanmış/yönlenmiş pomza ve litiklerden, çekişle veya elle toplanabilen pomza taneleri ve herhangi bir

deformasyon gözlenmeyen kül matriksten meydana gelmektedir. Üçüncü ve en kalın litik seviyesinden üstlere doğru kaynaklanma derecesi azalır. Bu seviyelerde önemli miktar ve büyüklükte ($\sim 0,5$ cm'den 2-3 cm'ye kadar değişen boyutlarda), siyaha yakın koyu yeşil renkte, genellikle özşekilli, piroksen ve mika kseno-kristalleri bulunmaktadır (Şekil 4.13.b). Saha gözlemleri piroksenlerin, akıntının içerisinde kül; mikaların ise iri pomzalar ile taşınmış olduğunu göstermektedir. Bu seviyelerin üstünde taban yayılımına benzer kül ve pomza tedrici geçişli daha gevşek seviyeler ve sonrasında pomza lensleri içeren ve yine gevşek, kül matriksle desteklenen seviyeler gelmektedir (Şekil 4.13.c). Kül-pomza tedrici geçişlerle başlayan akıntı seviyelerinin en son patlama ünitesinin ürünleri olduğu düşünülmektedir [15].

Şekil 4.11. Kaldera öncesinde gözlenen ignimbirit akıntılarının kalderaya farklı uzaklıklardaki farklı lokasyonlarda hazırlanmış olan ölçülü stratigrafik kesitleri. Kesit lokasyonları aynı zamanda Şekil 3,3'deki jeolojik kesitlerde gösterilmektedir.



Şekil 4.12. (a) ignimbirit akıntılarının en kalın olduğu Çay Vadisindeki tip kesiti (Çay Vadisi kesiti, GB'ye bakış). (b) ignimbirit akıntılarının pomza geri düşme seviyesinin yakından görünümü (c) Günelan'da gözlenen ignimbirit akıntılarının karasal çökellerle dokanağı. Şekiller üzerindeki numaralar Şekil 4.11'deki detaylı volkanostratigrafik kesit üzerindeki numaralı seviyeleri temsil etmektedir.



Şekil 4.13. (a) Çay Vadisi kesitinde gözlenen 3. eş oluşumlu litik breş seviyesi ve üstündeki 2. derece kaynaklanmış ignimbirit akıntısının yakından görünümü. (b) ignimbirit akıntı seviyelerinde gözlenen iri piroksen kseno-kristallerinin makro ölçekte görüntüsü. (c)

I. derecede kaynaklanmış (kaynaklanmamış) ignimbiritlerin son akıntı seviyelerinin başladığı kül-pomza tedrici geçişli seviyeler ve akıntı içinde gözlenen pomza lenslerinin genel görüntüsü. Not: şekiller üzerindeki numaralar Şekil 4.11'deki detaylı volkanostratigrafik kesit üzerindeki numaralı seviyeleri temsil etmektedir.

Çay vadisi kesitinden farklı olarak, Günelan'daki ignimbirit akıntıları, her bir ünite arasında farklı kalınlıklarda, akarsu kanal yapılarına benzer, gri renkli, yatay tabakalı kumtaşı-çakıltaşı çökelleri ile birbirinden ayrılmaktadır (Şekil 4.14.a). Bu bölge, Burdur Gölünün bulunduğu çöküntü alanına ~2 km uzaklıktadır. Büyük olasılıkla, burada gözlenen ignimbirit akıntıları, eskiden akarsu ağının sık olduğu bir alanı doldurmuş durumdadır. Akarsu çökellerinin yanı sıra ignimbirit akıntı seviyelerinde gözlenen, çekirdeği genellikle pomza olan çok sayıdaki zırlı lapillinin varlığı, ignimbiritlerin depolanması sırasında bölgedeki suyun varlığını bir anlamda kanıtlamaktadır (Şekil 4.14.b,c). Günelan kesitindeki ignimbirit seviyeleri, Çay Vadisi kesitine benzer şekilde eş oluşumlu litik seviyeler içermektedir ancak; bu litik seviyeler Çay Vadisi kesitine göre çok daha belli belirsizdir ve litiklerin tane boyları küçüktür (Şekil 4.12.c). Bunun nedeni, patlama merkezine olan mesafenin artması olarak düşünülebilir [50].

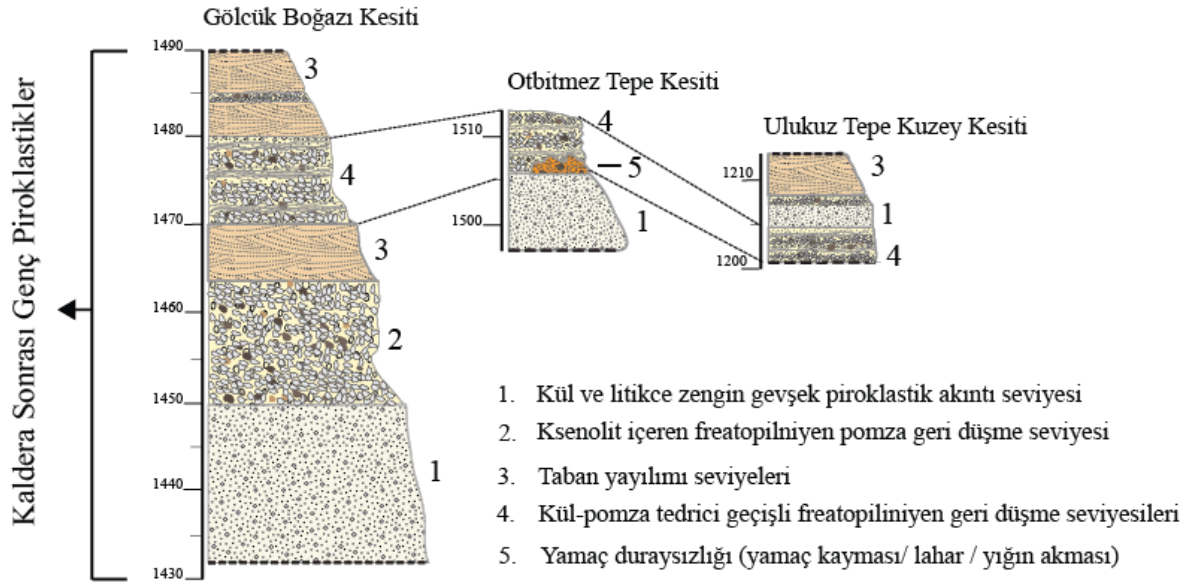


Şekil 4.14. (a) Güneşli’de ignimbirit akıntı seviyelerinin üstünde ve altında gözlenen iri tane destekli, gri renkli karasal çökellerin akıntı seviyeleri ile olan ilişkisi. (b) Güneşli kesitinde Çay Vadisi kesitinden farklı olarak iri zırlı lapilli içeren seviyenin karasal çökellerle olan ilişkisi. (c) zırlı lapillilerin bulunduğu akıntı seviyesinin yakından görünümü.

Plütonik/subvolkanik ksenolitlere (ultramafik-felsik aralığında), ignimbiritlerin pomza geri düşme seviyesinde yoğun olmak üzere, akıntının her seviyesinde, farklı boyutlarda yer yer rastlanmaktadır. Ksenolitlerin boyutları en fazla 5-6 cm çapındadır.

4.3.3. III. Evre Volkanikleri (Kaldera Sonrası)

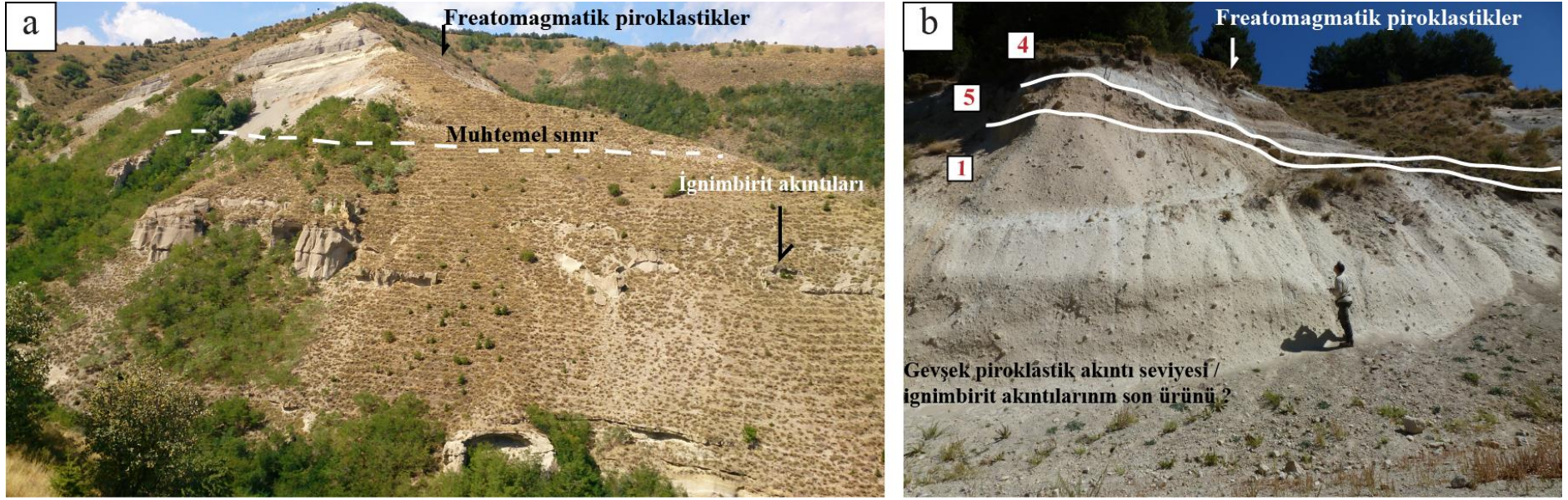
Kaldera oluşumundan sonra olasılıkla kaldera içinde biriken su ve tekrar yükselen asidik magmanın etkileşime geçmesi sonucunda meydana gelen bir dizi freatomagmatik patlama ile başlayan III. evre faaliyeti, kaldera tabanından muhtemel kırık zonlarından itibaren yerleşen trakitik lav domlarının oluşumu ile son bulmaktadır [6, 15, 16]. Platevoet vd. [15]’ye göre III. evre ürünlerini meydana getiren aktivite $72 \pm 4,7$ ka önce başlamış ve 24 ± 2 ka önce sona ermiştir. Ancak III. evrenin son ürünleri olan kaldera içindeki iki trakitik lav domu (Pilav Tepe, Küçükçeş Tepe), Schmitt vd. [18]’nin zirkonlardan elde ettiği yaş verilerine göre, $14,1 \pm 0,5$ ka- $12,09 \pm 0,4$ ka önce oluşumlarını tamamlamışlardır.



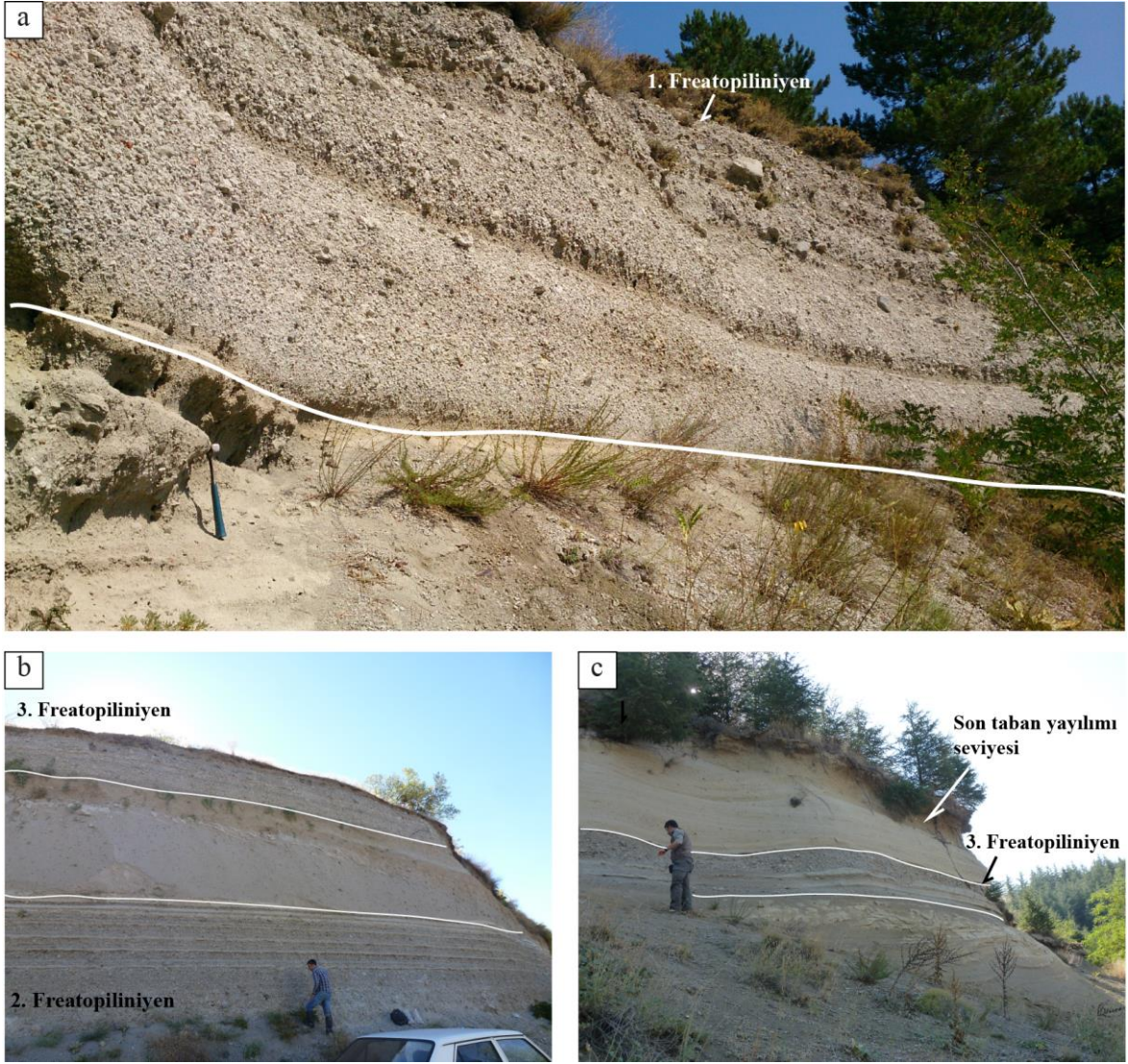
Şekil 4.15. Kaldera sonrası meydana gelen freatomagmatik piroklastiklerin farklı lokasyonlarda hazırlanmış olan ölçülü stratigrafik kesitleri. Kesit lokasyonları aynı zamanda Şekil 4.3'deki jeolojik kesitlerde siyah oklarla gösterilmektedir.

Platevoet vd. [15] hidrovolkanik ürünlerin iki veya üç dizi freatomagmatik patlama sonucunda meydana geldiklerini, bunun sonucunda ~2.5 km çapında bir maar krateri ve ~100-150 m'lik bir tuf halkası (tuff ring) meydana getirdiklerini belirtmişlerdir. Aynı zamanda freatomagmatiklerin, tefrifonolitik lavların üzerine gelerek I. ve II. evre ürünlerini büyük ölçüde örttüklerini öne sürmüşlerdir. Saha çalışmalarında elde edilen veriler ve üç ayrı lokasyonda hazırlanan detaylı kesitler hemen hemen daha önceki çalışmalarla örtüşmektedir (Şekil 4.15.). Ancak saha gözlemleri III. evredeki freatomagmatik piroklastikler ile II. evrede meydana gelen ignimbiritler arasında önemli bir zaman farkının (tefrifonolitlerin) olmadığını göstermektedir (Şekil 4.16.a). İki ürün arasındaki geçiş, genellikle ilk freatopliniyen seviyesi altındaki gevşek, açık renkli, pomza ve litikçe zengin piroklastik seviye ile tanımlanmaktadır (Şekil 4.15., 4.16.b). Arazi çalışmalarında bu seviye ile ignimbirit akıntılarının son akıntı ürünleri arasında dokusal benzerliklerin yanı sıra, bulundukları yükseklik değerleri bakımından da bir benzerlik olduğu belirlenmiştir. Gözlemler sonucunda bahsi geçen gevşek piroklastik seviyenin hangi aktiviteye dahil edilmesi gerektiği tam olarak kararlaştırılamasa da, incelenen pomzaların freatopliniyen geri düşme seviyesindekilere benzemesi nedeniyle ölçülü kesitlerde bu seviye III. evre aktivitesine dahil edilmiştir. Freatomagmatik piroklastiklerin en kalın ve tipik kesiti Gölcük boğazında (kalderanın KD girişinde) gözlenmektedir. Bu noktada yapılan saha çalışması III. evre aktivitesinin freatomagmatik patlama ürünlerinin, taban yayılımına benzer bol litikli ve

pomzalı bir akıntı seviyesi ile başladığını ve devamında ~14 m'lik bir pomza geri düşme seviyesi ile devam ettiğini göstermektedir (Şekil 4.15., 4.17.a). Freatomagmatik patlama dizisi ilk pomza geri düşmeden sonra birbirini tekrar edecek şekilde farklı kalınlıklarda üç taban yayılımı ve giderek daha da incelen iki freatopliniyen seviyesi ile devam etmektedir (Şekil 4.17.b,c). Freatopliniyen seviyelerden ikincisi diğerlerinden farklı olarak kül-pomza tedrici geçişlerden meydana gelmiştir. Bu nedenle bu seviye diğer kesitlerde tip seviye olarak kullanılmıştır (Şekil 4.15., 4.17.b)



Şekil 4.16. (a) ignimbirit akıntı seviyeleri ile freatomagmatik piroklastikler arasındaki muhtemel gevşek piroklastik malzemenin oluşturduğu döküntülerinden meydana gelen muhtemel sınır (kalderanın doğu duvarı, GB'ye bakış). (b) gevşek piroklastik akıntı ürünleri ile freatomagmatikleri ayıran muhtemel yamaç duraysızlığı ürünlerinin genel görüntüsü (Otbitmez Tepe kesiti, doğuya bakış).



Şekil 4.17. (a-c) 3 ayrı freatomagmatik patlamayı temsil eden ve arazide farklı kalınlıklarda gözlenen freatopliniyan seviyelerinin genel görüntüsü.

İnceleme konusu olan ksenolitlere, sıklıkla, freatopliniyan seviyelerinde rastlanmaktadır (Şekil 4.18.). Genel olarak mafik-ultramafik ksenolitlerin, özellikle maar ve tuf halkası ürünleri içerisinde bulundukları bilinmektedir [46]. Bunun nedeni olarak freatomagmatik patlamalara neden olan magmanın uçucu bileşenlerinin özellikle de CO₂ oranlarının çok daha yüksek ve çok daha derin kaynaklı olması gösterilmektedir [52]. Bununla birlikte genellikle alkali magma ve kimberlitlerle ilişki olarak bulunan mafik-ultramafik ksenolitlerin, düşük viskoziteli, yüksek alkali ve silisçe doymun olmayan magmanın hızlı yükselimi; bazen de magma-su etkileşimi sonucunda çok daha kolay bir şekilde taşındığı ve yükseldiği ön görülmüştür [46, 53]. Kimberlit oluşumunda yeraltı suyunun magma ile

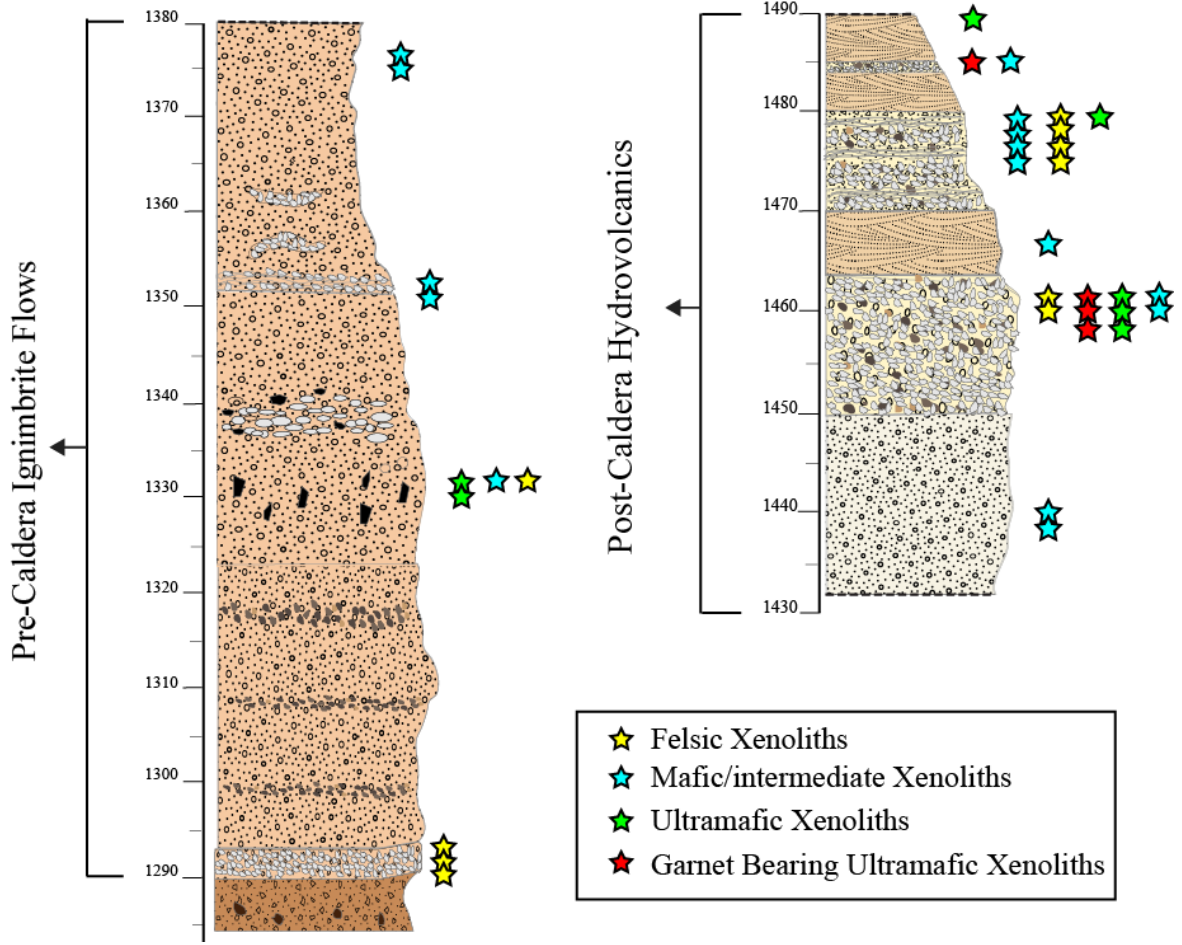
etkileşimi sonucunda meydana gelen diyatrem yapıları, ksenolitlerin çok daha hızlı bir şekilde taşınmasına ve yükselmesini sağlamaktadır [54]. Bu noktada, Gölcük kalderasına ~1 km'lik daire içerisinde rastlanan diyatrem yapıları ve Gölcük volkaniklerinin yüksek alkali karaktere sahip olması ksenolitlerin yeryüzüne ulaşmasına kolaylaştıran etkenler olarak yorumlanabilir.



Şekil 4.18. (a-c) Hidrovulkanik ürünlerin freatopliniyen seviyelerinde diğer volkaniklere oranla çok daha sık ve iri gözlenen plütonik/subvolkanik ksenolitlerin genel görüntüleri.

Detaylı volkanostratigrafik çalışmalar sonucunda asıl ulaşılmak istenen; plütonik/subvolkanik ksenolitlerin/nodüllerin hangi evrelerde, hangi seviyelerde, ne sıklıkla, hangi tipte bulunduklarını tespit etmektir. Bu amaç doğrultusunda detaylı volkanostratigrafik kesitlerinin yanı sıra ksenolitlerin bulunup örneklenmesi aşamasında hangi evrelerde ve hangi seviyelerde bulundukları tespit edilmiştir. Bu sayede ksenolitlerin volkanik aktivitenin her evresinde, I. evre ekstrüzyonlarında, tefrifonolitlerde, ignimbirit akıntılarında ve en çok freatomagmatik ürünlerin freatopliniyen seviyelerinde gözlemlendiği belirlenmiş petrolojik incelemelerde kullanılan farklı tipteki ksenolitler bu seviyelerde Şekil 4.19.'da gösterilmiştir.

Özetle; ksenolitlerin, volkanizmanın farklı evrelerinde, farklı oluşum mekanizmaları ile temsil edilen bütün volkanik ürünlerde, belirli bir dizilim (örn. mafik örneklerden felsik örneklerle doğru) göstermeden bulundukları belirlenmiştir. Bu durum, ksenolitlerin belirli bir magma odasının fraksiyonel kristalleşme ürünleri olmadıklarını veya daha önce yerleşmiş bir plütone ait parçalar olmadıkları yönünde yorumlanabilir [55].

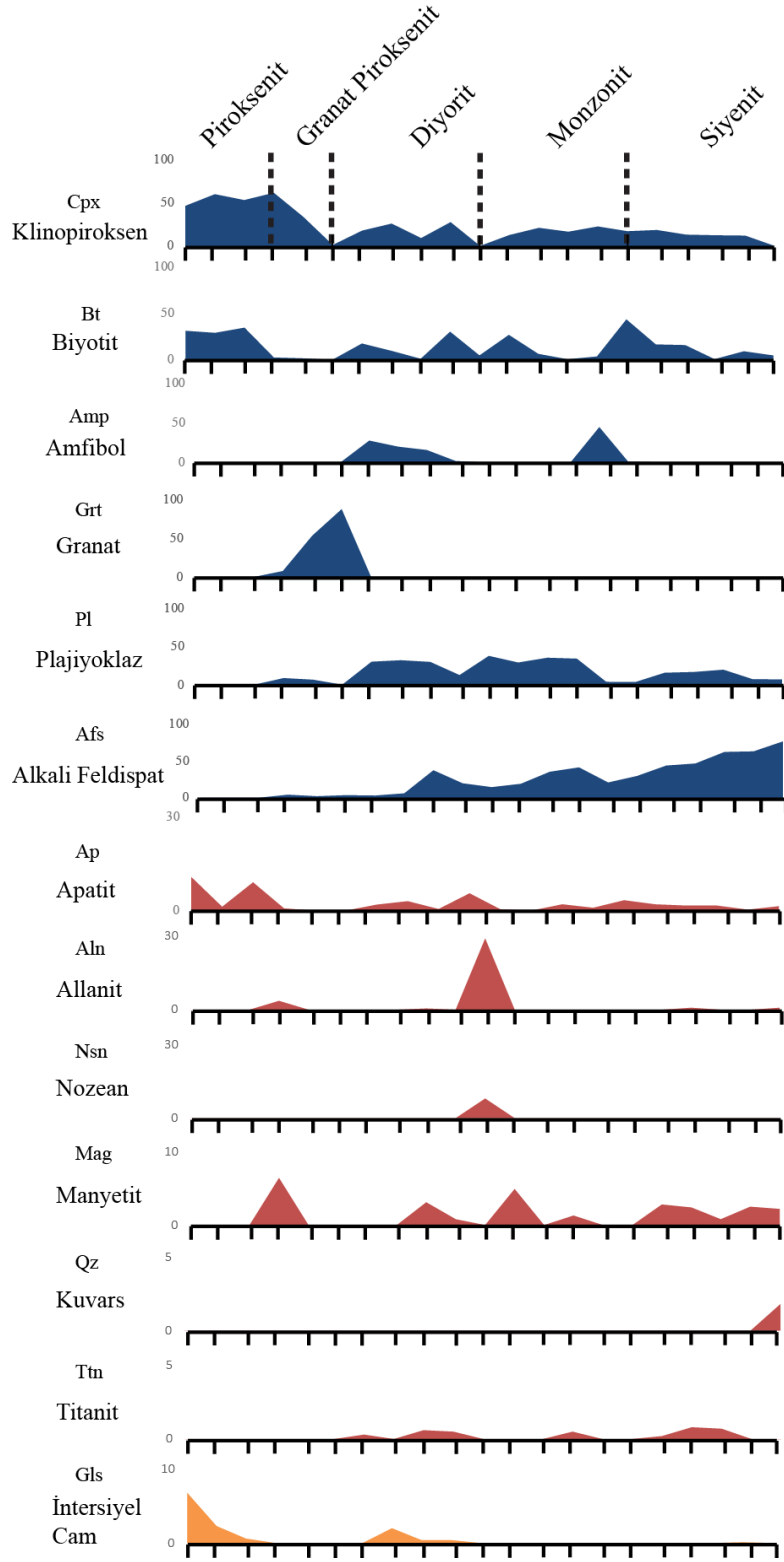


Şekil 4.19. Petrografik olarak incelen ve tipleri belirlenen ksenolit örneklerinin Gölcük eksplozif ürünleri içerisinde bulundukları ve sıklıkları seviyeler (her bir yıldız temsil ettiği ksenolit grubuna ait örnek sayısını yansıtmaktadır).

5. PETROGRAFİ

Mineralojik ve dokusal tanımlamaları kapsayan petrografi bölümünde, örneklerin ergiyikten-yeryüzüne ulaşana kadar geçirdikleri süreçler ile ilgili somut bulgular elde etmek amaçlanmaktadır. Gölcük volkanizmasında özellikle freatomagmatik ürünlerde gözlenen ksenolitler faneritik (plütonik) ve porfiro-afanitik (volkanik) doku sergileyen ksenolitler olarak iki gruba ayrılabilir. Volkanik ksenolitler özellikle patlama merkezi yakınlarında daha önce oluşmuş olan tefrifonolitik lavlara ait kayaç parçaları ile temsil edilmektedir. Plütonik ksenolitler ise koyu ve açık renkli mineral oranlarına göre kabaca ultramafik, mafik ve felsik olarak sınıflandırılmışlardır. Gölcük volkanizmasının evrimine ve kökenine dair önemli kanıtlar sunacağı düşünülen ksenolitlerin, olası magmatik rezervuar veya rezervuarlardaki kristalizasyon ve akümüasyon süreçlerini temsil edebilecek türde olan faneritik ksenolitler arasından seçilmesi uygun görülmüştür.

Petrografik incelemelerin ilk aşamasında, incekesitleri daha önceden hazırlanan 36 ksenolit örneği alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopta incelenerek ksenolitlerde gözlenen dokusal ve mineralojik farklılıklar belirlenmiştir. Bu süreçte hem dokusal hem de mineralojik olarak belirli farklılıklara sahip 21 adet ksenolit örneği daha detaylı incelemeler amacıyla seçilmiştir. Seçilen ksenolitlerin Streckeisen [56]'a uygun bir şekilde sınıflandırılması amacıyla; ilk olarak modal mineralojik bileşimleri, nokta sayma prosedürü uygulanarak belirlenmiştir. Her örnek için ~1500-2000 nokta sayımı gerçekleştirilmiş böylece modal mineralojik bileşimleri belirlenen ksenolitler Streckeisen [56]'nın plütonik kayaç sınıflamasına uygun olarak, piroksenit, granat piroksenit, diyorit-monzodiyorit, monzonit, siyenit-alkali feldispat siyenit olmak beş ayrı alt gruba ayrılmıştır. Oluşturulan gruplar ve modal mineralojileri Şekil 5.1.'de gösterilmektedir. Petrografik incelemelerin temelini oluşturan polarizan mikroskop gözlemlerinin devamında, belirli örnekler üzerinde detaylı dokusal ve mineralojik tanımlamalar yapabilmek amacıyla taramalı elektron mikroskobu (SEM) ve SEM ile bütünleşik çeşitli dedektörler kullanılmıştır (Bkz. Böl. 2.2.1.). Hem polarizan mikroskop hem de SEM kullanılarak gerçekleştirilen çalışmaların sonucunda elde edilen dokusal ve mineralojik tanımlamalar, özet şeklinde, Çizelge 5.1.'de; minerallere özgü dokuların ayırt edici desenleri ve tanımlamaları Şekil 5.2. ve Şekil 5.3.'te gösterilmiştir.



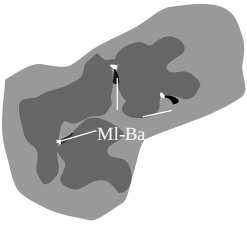
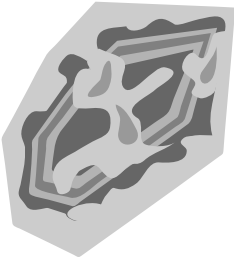
Şekil 5.1. Streckeisen [56]'e göre sınıflandırılan ksenolit gruplarının modal mineralojik bileşimleri (yüzde cinsinden). Ana mineral grupları için lacivert; tali mineraller için kırmızı ve son olarak örneklerde rastlanılan kristalleşmemiş cam (intersiyel cam) içeriği için turuncu renk kullanılmıştır.

Çizelge 5.1. Farklı ksenolit gruplarına ait dokusal ve mineralojik tanımlamalar.

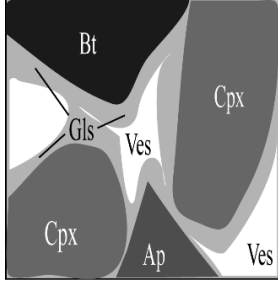
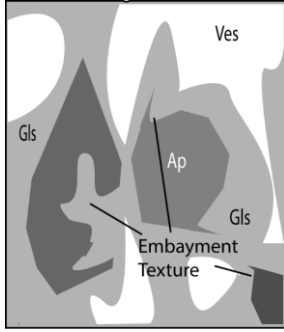
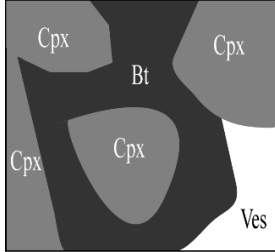
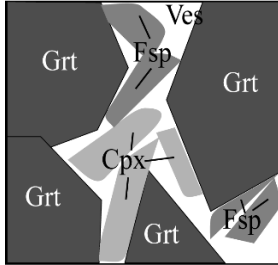
<i>Örnek No.</i>	<i>Ksenolit Grubu</i>	<i>Kayaç Dokusu</i>	<i>Mineral Birlikteliği</i>	<i>Boyut maks (Ø) µ</i>
I13-008	Piroksenit	- Tanesel doku, - Piroksenlerde çoğunlukla hafif derecede salınımlı zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma tipiktir.	Cpx	4000
I13-100-A			Bt	3000
I13-122-A		Piroksenler arasında intergranüler (intergranular) olarak gelişmiş mika ve apatit kristalleri ile birlikte mineraller arasındaki boşluklarda interstisyel (interstitial) cam belirgindir.	±Ap	1500
I13-77			±Gls	
Göl-1		Bazı örneklerde piroksenler ve apatitler uzun eksenleri boyunca yönlenmiştir.		
Göl-3		Bazı piroksenlerde interstisyel cam ile ilişkili sünger dokusu ve kemirilme dokuları gelişmiştir.		
I13-56-A	Diyorit-Monzodiyorit	- Tanesel doku, - Piroksenlerde ve feldispatlarda normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma belirgindir.	Cpx	1500
I13-14-A		Piroksenlerin belirli zonlarında amfibol ve mika oluşumları belirlenmiştir.	Bt	3000
I13-58		Feldispat, mika ve amfibollerde poikilitik doku tipiktir.	Amp	3000
		Feldispatlarla ilişkili açık renkli interstisyel cam örneklerin bazılarında gözlenmektedir.	Fsp	2000
			Ap	1000
			±Gls	
			±Ttn	
I13-40-A	Foid-Monzodiyorit	- Porfirik doku, - Feldispat ve nozean kristallerini kapanım olarak bulunduran allanit ortokümülatları poikilitik doku oluşturmaktadır. - Feldispatlar kayacın bazı bölgelerinde mikro taneseli doku sunmaktadır. - Nozean mineralleri genellikle kümülatlar şeklinde feldispat ve allanit mineralleri arasındadır.	Bt	600
			Aln	4000
			Nsn	1500
			Fsp	2000
			±Ap	
I13-47-A	Monzonit	- Tanesel-mikro taneseli doku, - Hafif zonlu feldispat ve piroksen mineralleri gözlenmektedir.	Cpx	3000
I13-77-C		Piroksenlerin Fe'ce zengin zonlarında yüksek oranda amfibol, mika ve opak mineral oluşumu belirlenmiş, bazı mineral oluşumları korona dokusu ve psedomorfizma olarak tanımlanmıştır.	Bt	3000
I13-48-49-A			Fsp	4000
I13-77-F		Bazı örneklerde feldispatlarla ilişkili açık renkli interstisyel (renksiz) cam belirlenmiştir.	±Amp	750
I13-81-A		Feldispatlarda poikilitik doku tipiktir.	±Op	
			±Gls	
			±Aln	
			±Ap	
			±Ttn	

Çizelge 5.1. Ksenolit gruplarına ait dokusal ve mineralojik tanımlamalar devam ediyor.

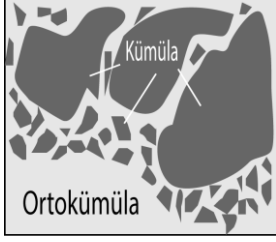
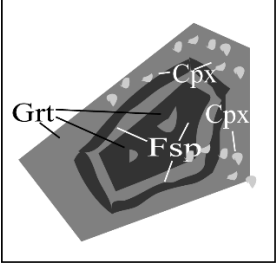
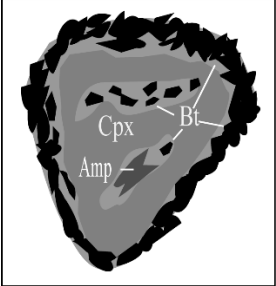
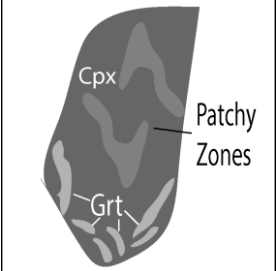
<i>Örnek No.</i>	<i>Ksenolit Grubu</i>	<i>Kayaç Dokusu</i>	<i>Mineral Birlikteliği</i>	<i>Boyut maks (Ø) µ</i>
I13-77-A	Siyenit	• Tanesel dokunun yanı sıra bazı örneklerde porfirik doku gözlenmektedir.	Cpx	1500
I13-96-A		• Normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren feldispat mineralleri ile hafif yamalı zonlanma sunan piroksenler belirgindir.	Bt	1500
I13-77-E		• Bazı piroksenlerde ileri derecede yamalı zonlanma tipiktir.	Fsp	4000
I13-50-A		• Piroksenlerin Fe'ce zengin zonlarında gözlenen mika ve amfibol oluşumları korona dokusu ve psödomorfizma olarak tanımlanmıştır.	Ap	1500
		• Bazı örneklerde, feldispatlarla ilişkili açık renkli (renksiz) interstisyel cam bulunmaktadır.	±Amp	
			±Op	
			±Ttn	
			±Gls	
I13-24-A	Alkali-Feldispat Siyenit	• Tanesel doku gözlenmektedir.	Bt	500
		• Poikilitik feldispatlar tipiktir.	Fsp	2200
		• Feldispatların bazılarında normal zonlanma üzerine gelişmiş yamalı zonlanma gözlenmiştir.	Aln	1500
		• Kuvars ve mika mineralleri feldispat mineralleri arasında boşluklarda intergranüler olarak bulunmaktadır.	Op	1000
			±Qz	1200
			±Amp	
I13-77-B	Granat Piroksenit	• Tanesel piroksenlerin granatlarla bitişik olduğu noktalarda mikron boyutunda piroksen, granat ve feldispat kristallerinin oluşturduğu “dusty” zonların varlığı tipiktir.	Cpx	2500
I13-41-A		• Normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren piroksenler ve salınlı zonlanma üzerine gelişmiş yamalı zonlanma gösteren granatlar tipiktir.	Bt	700
		• Poikilitik granat mineralleri yaygın olmasına karşılık; yer yer mikron mertebesinde agregatlar şeklinde de gözlenmektedir.	Ap	100
			Grt	3500
			Fsp	900
			Mag	500
			±Aln	
			±Op	
			±Wen	
I13-89-89-A		• Poikilitik granat mineralleri tipiktir.	Cpx	100
		• Eser miktarda alkali feldispat ve piroksen kristalleri gözeneklerde, intergranüler olarak bulunmaktadır.	Ap	150
		• Salınlı zonlanmalarıyla tipik granatlar kristal kenarlarında hafif yamalı zonlanma göstermektedir.	Grt	7000
			Fsp	1000
			Cal	100
			±Cpx	

Mineral	Zonlanma Türü	Görünüm	Açıklama
Piroksen			• Merkez Mg'ce zengin ve kısmen rezorbedir. • Kenarlar Fe ve Al'ce zengindir ve Mg'ce zengin merkeze doğru yayılım göstermektedir. • Açık renkli alanlar Fe ve Al'ce zengin; koyu renkli alanlar Mg'ce zengin alanları temsil etmektedir.
Feldispat	Normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma		• Merkez kısmen rezorbe ve genellikle An'ce zengindir. • Kenarlar Or'ce zengin ve rezorbe olan merkeze doğru yayılım göstermektedir. • Zonlanmayla ilişkili sıvı kapanımlar ve Ba kapanımları bulunmaktadır. • Merkezde, koyu renkli alanlar An'ce zengin alanları; kenarlarda açık gri alanlar Or'ce zengin alanları temsil etmektedir.
Granat	Salınımlı zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma		• Kenarlar Fe'ce zengin; Ca ve Al'ce fakirdir ve merkeze doğru yayılım göstermektedir. • Fe'ce zengin büyüme bantları açık renkle; Ca ve Al'ce zengin bantlar koyu renkle gösterilmiştir.
Piroksen			• Kenarlar Fe ve Al'ce zengin; kristal merkezi Mg'ce zengin salınımlı zonlanma sunmaktadır. • Fe ve Al'ce zengin zonlar, rezorbe olan kristal merkezine doğru yayılım göstermektedir. • Açık gri renk Fe ve Al'ce zengin alanları; koyu gri renk Mg'ce zengin alanları temsil etmektedir.
Piroksen	Yamalı zonlanma		• Kristal tamamen rezorbedir ve düzenli bir zonlanma göstermemektedir. • Kristallerde mika ve amfibol oluşumları yaygındır. • Koyu renkli alanlar Mg'ce zengin; açık renkli alanlar Fe'ce zengin zonları göstermektedir.

Şekil 5.2. Ksenolitlerde belirli minerallere gözlenen zonlanmaların şematik görüntüleri ve tanımlamaları (açık-koyu alanların çiziminde BSE görüntüleri baz alınmıştır).

<i>Ksenolit Grubu</i>	<i>Doku Türü</i>	<i>Görünüm</i>	<i>Açıklama</i>
• Piroksenit • Diyorit-Monzodiyorit • Monzonit • Siyenit	İntersiyel Doku		• Piroksenitlerde rastlanan interstisyel cam, rengi ve kimyasıyla diğer gruplarda bulunan cam örneklerinden farklıdır. • İntersiyel cam ile bitişik kristal kenarları çoğu zaman (bazı örnekler hariç) düzgündür.
• Piroksenit • Diyorit-Monzodiyorit • Monzonit • Siyenit	Körfez Dokusu		• Piroksenit grubunda bazı piroksenlerin kenarlarında interstisyel cam ile ilişkili süngerimsi (spongy) görünüm ve körfez (embayment) yapıları gözlenmiştir. • Feldispat içeren örneklerde, renksiz interstisyel cam genellikle feldispatlarla ilişkili olarak bulunmakta ve körfez yapıları oluşturmaktadır.
• Piroksenit • Foid • Monzodiyorit • Alkali Feldispat • Siyenit	İntergranüler Doku		• Piroksenitlerde, mika; alkali feldispat siyenit grubunda, kuvars ve mika; foid-monzodiyoritte, allanit mineralleri diğer minerallerin arasında, intergranüler olarak bulunmaktadır.
• Granat • Piroksenit			• Klinopiroksen ve feldispat mineralleri genellikle iri granat kristalleri arasındaki boşluklarda intergranüler olarak bulunmaktadır.

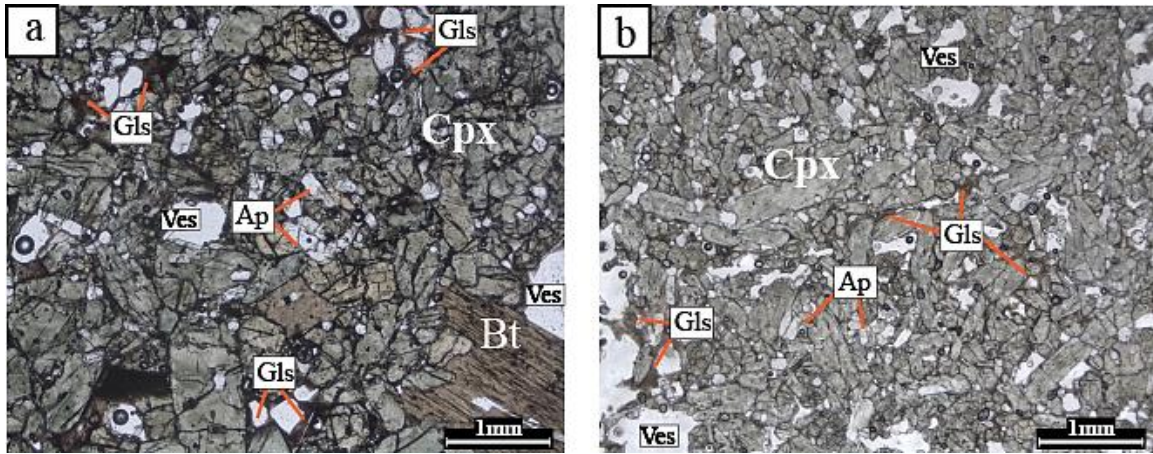
Şekil 5.3. Ksenolit gruplarında gözlenen özel dokuların şematik görüntüleri ve tanımlamaları.

Ksenolit Grubu	Doku Türü	Görünüm	Açıklama
- Diyorit-Monzodiyorit - Monzonit - Siyenit-Alkali Feldispat Siyenit - Granat Piroksenit	Poikilitik Doku		Feldispat, mika, amfibol ve allanit kristalleri genellikle poikilitik doku sunmaktadır.
			Genellikle feldispat ve zaman zaman piroksen kapanımları içeren iri granat kristalleri poikilitik doku sunmaktadır.
- Diyorit-Monzodiyorit - Monzonit - Siyenit	Korona dokusu ve kısmi psödomorfizma		Yamalı zonlanma gösteren piroksenlerin belirli zonlarında (genellikle Fe'ce zengin kenar zonları) veya dilimimleri boyunca, amfibol ve mika minerallerinin oluşması (replacing/psödomorfizma) olarak tanımlanmaktadır.
Granat Piroksenit	Simplektit Doku		Granat piroksenit grubunda, özellikle yamalı zonlanma gösteren piroksen kristallerinin kenarlarında, ince lameller şeklinde granat oluşumları simplektit doku olarak tanımlanmıştır.

Şekil 5.3. Ksenolitlerde gözlenen özel dokular ve tanımlamaları devam ediyor.

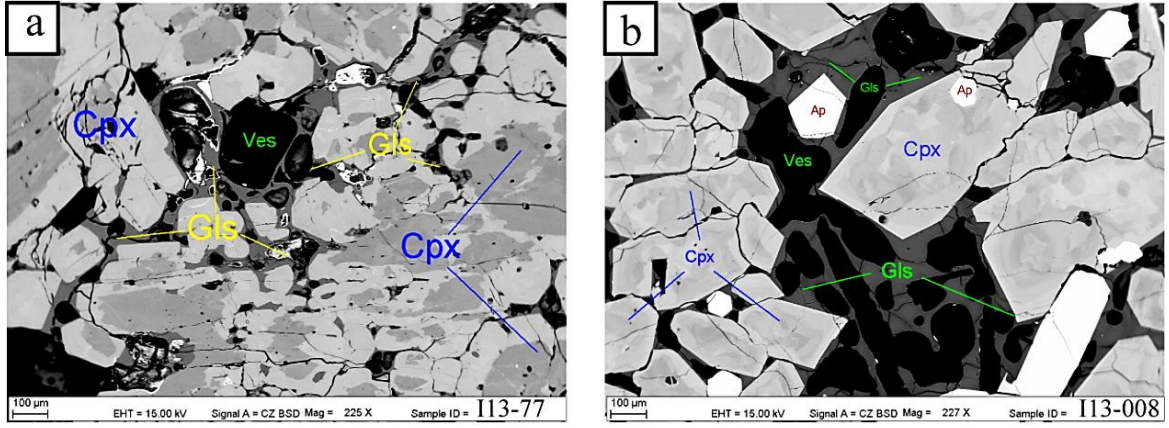
5.1. Piroksenit Grubu

Piroksenit olarak sınıflandırılan örneklerin neredeyse tamamına yakını tanesal doku sergilemekle beraber başlıca piroksen, mika, apatit mineralleri ile birlikte örneklerin bazılarında interstisyel olarak bulunan kahve renkli cam içermektedir. Grupta yer alan örneklerin büyük bir bölümü, hacimsel olarak, %53-65 oranında zonlu piroksen, %35-45 oranında tipik koyu kahve renkli mika, %1-11 oranında apatit ve %0,5-7 oranında interstisyel cam içermektedir (Şekil 5.4.). Bu mineral içeriğine sahip örnekler; içerdikleri mika minerali nedeniyle mika-piroksenit olarak isimlendirilmiştir. Piroksenit olarak tanımlanan I13-77 numaralı örnek, mika-piroksenitlerden farklı olarak; ~%85 oranında ileri derecede zonlu, yer yer kemirilmiş, yer yer süngerimsi piroksen ve ~%10 oranında kıvılcık beyaz renkte interstisyel cam bulundurmaktadır (Şekil 5.5.).



Şekil 5.4. Mika-piroksenit olarak tanımlanan örneklerin genel mineralojisi ve dokusu (Tek mikroskop; ölçek: 1 mm). (a) yarı öz şekilli, yeşil renkli piroksenler; öz şekilli apatit ve intergranüler kahve renkli mika kristalleri, kahve renkli interstisyel cam ile birlikte. (b) zonlu piroksen kristalleri, boşluklarda kristal kenarlarına yapışık şekilde bulunan kahve renkli interstisyel cam, öz şekilli apatit kristalleri ile birlikte.

Bu gruptaki örneklerin hemen hemen hepsinde piroksenler, belirgin bir şekilde, genellikle salınımlı zonlanma üzerine gelişmiş, bazı kristallerde ise tek başına tüm kristale yayılmış, kristal yapısı ile uyumlayan, düzensiz zonlanmalar sunmaktadır (Şekil 5.5.). Özellikle, I13-77 numaralı örnekteki piroksenler, mika-piroksenitlerden farklı olarak çok daha belirgin, düzensiz kimyasal zonlanmalara sahiptir (Şekil 5.5.a). Piroksenitler dışında diğer ksenolit tiplerinde, hem piroksenlerde hem de farklı minerallerde, gözlenebilen düzensiz element dağılımları, yamalı (patchy) zonlanma olarak tanımlanmaktadır [57-60].



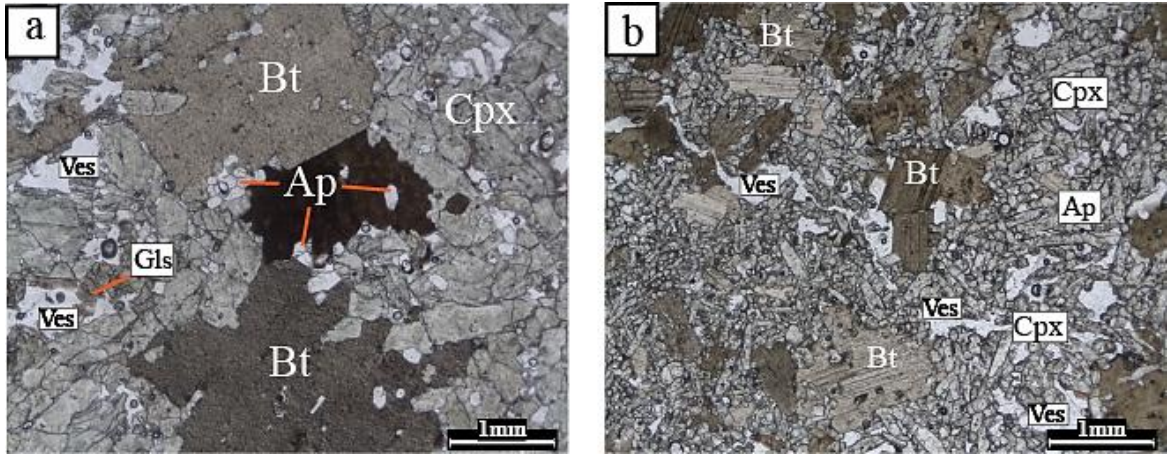
Şekil 5.5. Piroksenlerde farklı yoğunlukta/şiddette gözlenen düzensiz kimyasal zonlanmaların BSE görüntüleri (ölçek: 100 µ). (a) I13-77 numaralı örnekte normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren piroksenler ve piroksenlerin kenarlarında gözlenen interstisyel cam ile dolu körfez yapılarının görünümü (b) tüm kristale yayılmış, tipik yamalı zonlanma gösteren düzgün kenarlı piroksen mineralleri ile birlikte boşlukları dolduran interstisyel cam ve öz şekilli apatit kristallerinin BSE görüntüsü.

Kahve renkli interstisyel cam; çoğunlukla kristaller arası boşluklarda, mikro çatlak sistemlerinde ve bazı piroksenler içinde kapanım olarak bulunmakla beraber, bütün piroksenit örneklerinde, değişik oranlarda, gözlenmektedir (Şekil 5.4., 5.5.). Mika-piroksenit örneklerinden farklı olarak; I13-77 numaralı örnekte, bazı piroksenlerde interstisyel cam ile dolu körfez yapıları (embayment textures) ile birlikte süngerimsi/peteksi (spongy/honeycomb) görünüme sahip kristal kenarları gözlenmektedir (Şekil 5.5.a). Körfez yapıları ve süngerimsi/hücremsi görünüm, genellikle magma karışımında, kristallerin farklı fizikokimyasal özelliklere sahip eriyik ile etkileşime girmesiyle oluşmaktadır. Bu şekilde kristallerin düzenli atomik yapıları bozulmakta ve korozyon gelişebilmektedir. Piroksenit grubundaki piroksenlerde sıkça gözlenen yamalı zonlanma ile I13-77 numaralı örnekteki yüksek oranda rezorbe, körfez yapıları ve süngerimsi dokuya sahip piroksenlerin olasılıkla farklı fizikokimyasal etkilere maruz kaldıkları söylenebilir [59]. Birçok çalışma; piroksenlerde ve diğer minerallerde (özellikle plajiyoklaz) rastlanan yamalı zonlanma ve süngerimsi/peteksi görünümünün kristallerin oluştuktan sonra farklı basınç ve sıcaklığa maruz kalmaları sonucunda kristalin rezorbe (resorption) olmasına bağlamaktadırlar [61-64]. Kristalin ileri derece rezorbe olması sonucunda özellikle kristal kenarlarında körfez yapıları, peteksi görünüm veya süngerimsi görünüm olarak tanımlanan özel dokular

gelişebilmektedir. Yamalı zonlanma gösteren minerallerle ilgili detaylı mineral kimyası çalışmalarına ilerleyen bölümlerde değinilecektir (Bkz. Bölüm 6).

Mika-piroksenitlerde gözlenen iri, koyu kahve renkli mika mineralleri; genellikle kristaller arası boşluklarda ve kayaç içerisindeki kılcal çatlak sistemlerine yerleşmiş bir şekilde intergranüler olarak bulunmaktadır (Şekil 5.6.). Şekil 5.6.'da görüldüğü üzere; (yarı)-özşekilli mika mineralleri boşluklar içerisinde herhangi bir engellemeye maruz kalmadan büyümüştür. Öz şekilsiz gözlenen sınırları ise diğer kristaller ile bitişik olan kenarlarında bulunmaktadır. Bu gözlemler, mika kristallerinin varlığının piroksen kristalizasyon süreciyle eş veya sonrasında kristaller arasındaki boşlukları dolduran Ti, Al ve K'ca zengin sulu eriyiklerle ilişkili olabileceğini göstermektedir [65]. Boyları 3 mm'ye yaklaşan mika mineralleri içerdiği kapanımlarla beraber aynı zamanda kısmen poikilitik doku da sunmaktadır (Şekil 5.6.a).

Örneklerin genelinde ~%1-10 oranında, öz şekilli ve yarı öz şekilli olarak gözlenen apatit kristalleri, çoğunlukla kristaller arası boşluklarda interstisyel cam ile birlikte ve yer yer piroksenler ve mika mineralleri içerisinde kapanım halinde gözlenmektedir (Şekil 5.6.a).



Şekil 5.6. Mika-piroksenitlerdeki mika ve piroksen minerallerinin oluşturdukları genel doku (tek nikol; ölçek: 1 mm). (a) zonlu piroksenler arasında intergranüler olarak gelişmiş iri mika kristalleri; içinde apatit kapanımları ile birlikte kısmen poikilitik doku sunmaktadır. (b) yer yer yönlü, çubuksu piroksen kristalleri ile birlikte genellikle boşluklarla ilişkili, yarı öz şekilli, intergranüler mika kristalleri görülmektedir.

5.2. Diyorit-Monzodiyorit Grubu

Diyorit-monzodiyorit grubundaki örnekleri kendi içlerinde feldispatoid (foid) içeren ve içermeyen olarak iki alt gruba ayırmak mümkündür. Bu ayrıma göre, diyorit ve

monzodiyorit olarak isimlendirilen örnekler (sırasıyla; I13-56-A, I13-14-A) başlıca piroksen, amfibol, plajiyoklaz, alkali feldispat içermekte; foid-monzodiyorit olarak isimlendirilen örnek (I13-40-A) ise başlıca, allanit, plajiyoklaz, alkali feldispat ve bir feldispatoid grubu minerali olan nozean içermektedir.

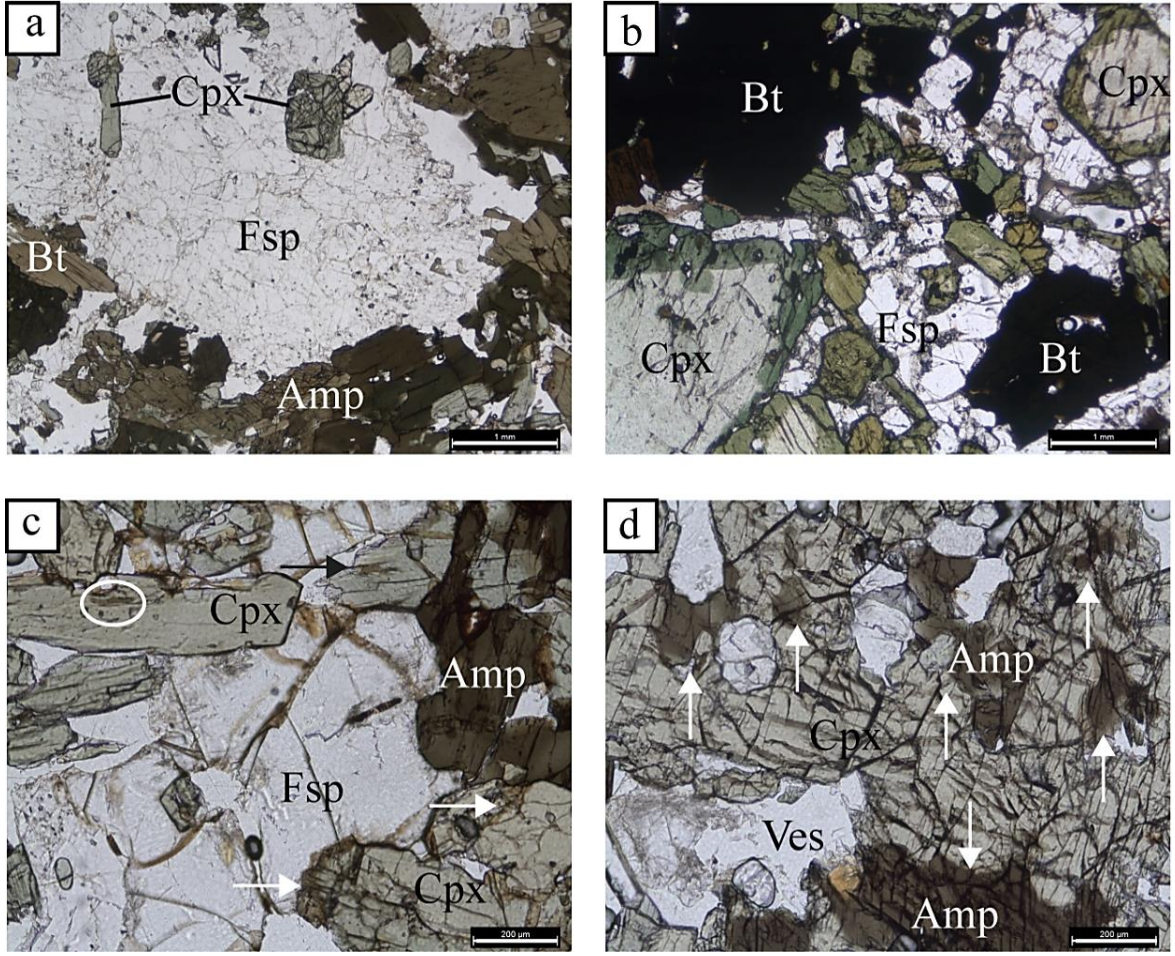
5.2.1. Diyorit

Diyorit olarak tanımlanan örnekler, başlıca %30-32 oranında taneseli veya poikilitik plajiyoklaz, %6-3 oranında alkali feldispat, %2-3 oranında öz şekilli apatit ve ~%2 oranında renksiz, interstisyel cam ile birlikte; %53-65 oranında, çoğunlukla mezokümülatlar şeklinde bulunan piroksen, amfibol ve mika minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 5.7.).

Piroksenler genelde hafif derecede yamalı zonlanma göstermekle beraber bazı kristallerinde merkezi renksiz (Mg'ce zengin); kenarları yeşil renkte (Fe'ce zengin) belirgin normal zonlanma ve bu zonlanma üstüne gelişmiş kısmi yamalı zonlanma sunmaktadır (Şekil 5.7.b). Zonlanmanın yanı sıra bazı piroksenlerde, özellikle Fe'ce zengin kristal kenarlarında ve dilinim düzlemleri boyunca, ~40-50 µ boyutunda amfibol ve mika minerallerinin olduğu gözlenmiştir (Şekil 5.7.c).

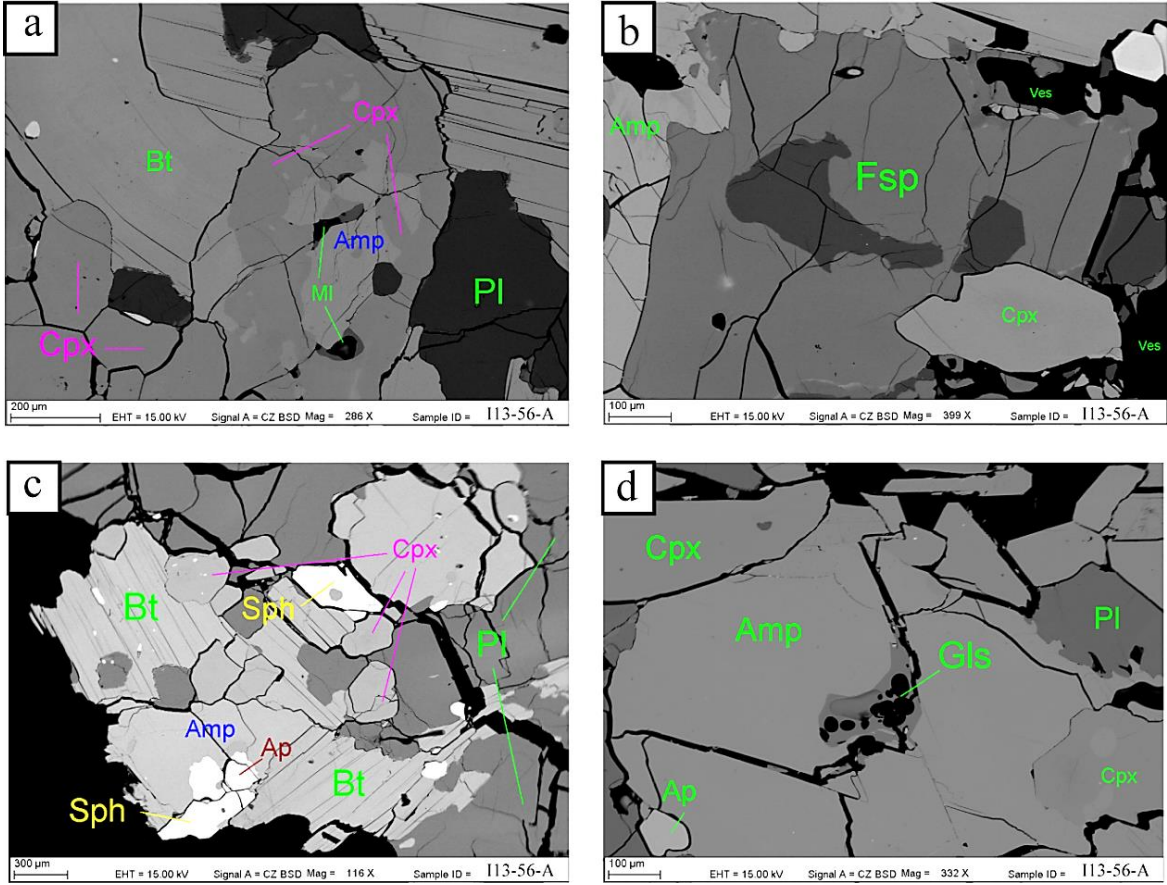
Piroksen kristallerinde kapanım olarak bulunan ufak (40-50 µ) amfibol minerallerinin yanı sıra örneklerde öz şekilli ve poikilitik (~2-3 mm), kahverengimsi-yeşil renkte amfibol mineralleri yaygın olarak bulunmaktadır (Şekil 5.7.a). Özşekli, iri kahverengi amfibollerin dışında mikron ölçekli amfibollerin, piroksen kristallerinin, kenarlarından ve belirli zonlarından itibaren oluşması, amfibol minerallerinin piroksenlerin yerini alması (psödomorfizma/replacing) olarak yorumlanmıştır (Şekil 5.7.c,d, 5.8.a). Piroksen minerallerin belirli zonlarında itibaren amfibol ve mika mineralleri gibi sulu minerallere dönüşmesi kristalizasyon sırasında veya sonrasında sulu fazların varlığını göstermektedir [66].

Feldispatların %87-91'lik bölümü taneseli olarak, ~300-700 mikron aralığında yarı öz şekilli, öz şekilsiz plajiyoklaz kristallerinden oluşmaktadır. Kristal boyu ~2-2,5 mm olan bazı feldispat mineralleri tipik poikilitik doku oluşturmaktadır. Genellikle poikilitik feldispat kristalleri, merkezi An'ce zengin; kenarları Or'ce zengin normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma göstermektedir. Ancak feldispatlardaki düzensiz element dağılımları, çoğunlukla, piroksenlerde rastlanan zonlanmadan farklı olarak; An'ce zengin kristal merkezinin kısmen rezorbe olması şeklinde görülür (Şekil 5.8.b).

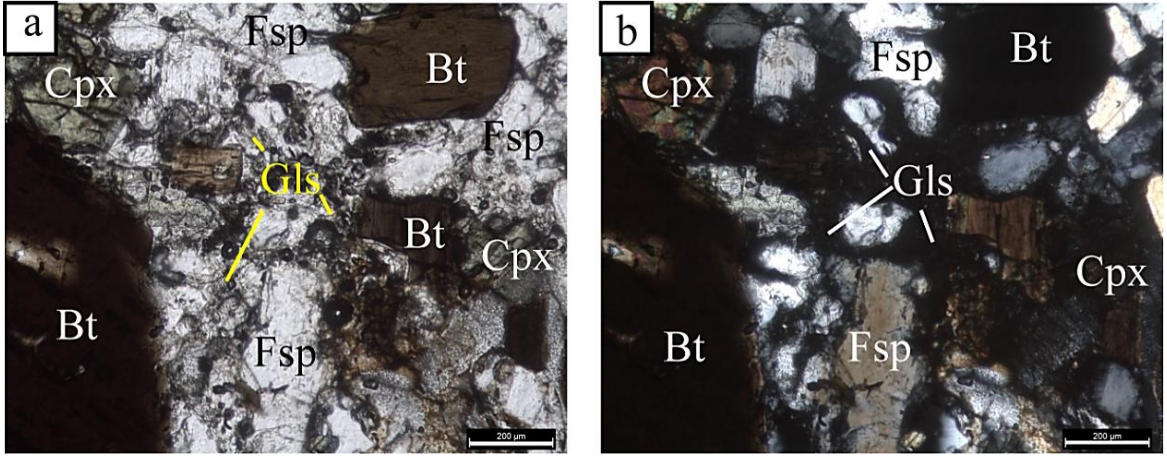


Şekil 5.7. Diorit-monzodiorit grubu ksenolitlerin genel dokusu ve mineralojisi. (a) örneklerde yaygın olarak gözlenen mezokümülâtların ve kahverengimsi-yeşil amfibollerin tek nikolde görüntüsü (ölçek: 1 mm). (b) normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren öz şekilli piroksenler, poikilitik mika kristalleri ile birlikte görülmektedir (tek nikol; ölçek: 1 mm). (c) piroksenlerin kenar zonlarında gözlenen amfibol oluşumları (tek nikol; ölçek: 200 µm). (d) piroksenin kenar zonlarından itibaren büyüyen ve kenar zonlarını kaplayan amfibol minerallerinin görüntüsü (tek nikol; ölçek: 200 µm).

Mikalar genellikle piroksenlerin oluşturduğu mezokümülâtlar arasında veya etrafında, 1-3 mm boyutunda poikilitik kristaller olarak, nadiren ise piroksenlerde kapanım olarak bulunmaktadır (Şekil 5.7.b). Örneklerde bulunan apatit ve titanit mineralleri genellikle öz-yarı öz şekilli olarak, mikalar gibi, çoğunlukla mezokümülâtların içinde veya etrafında yer almaktadır (Şekil 5.8.c). Örneklerde ~%2 oranında bulunan kristaller arası, renksiz interstisyel cam, çoğunlukla feldispatların kenar zonlarında onlarla ilişkili olarak, yer yer ise minerallerin içinde kapanım olarak bulunmaktadır (Şekil 5.8.d, 5.9.).



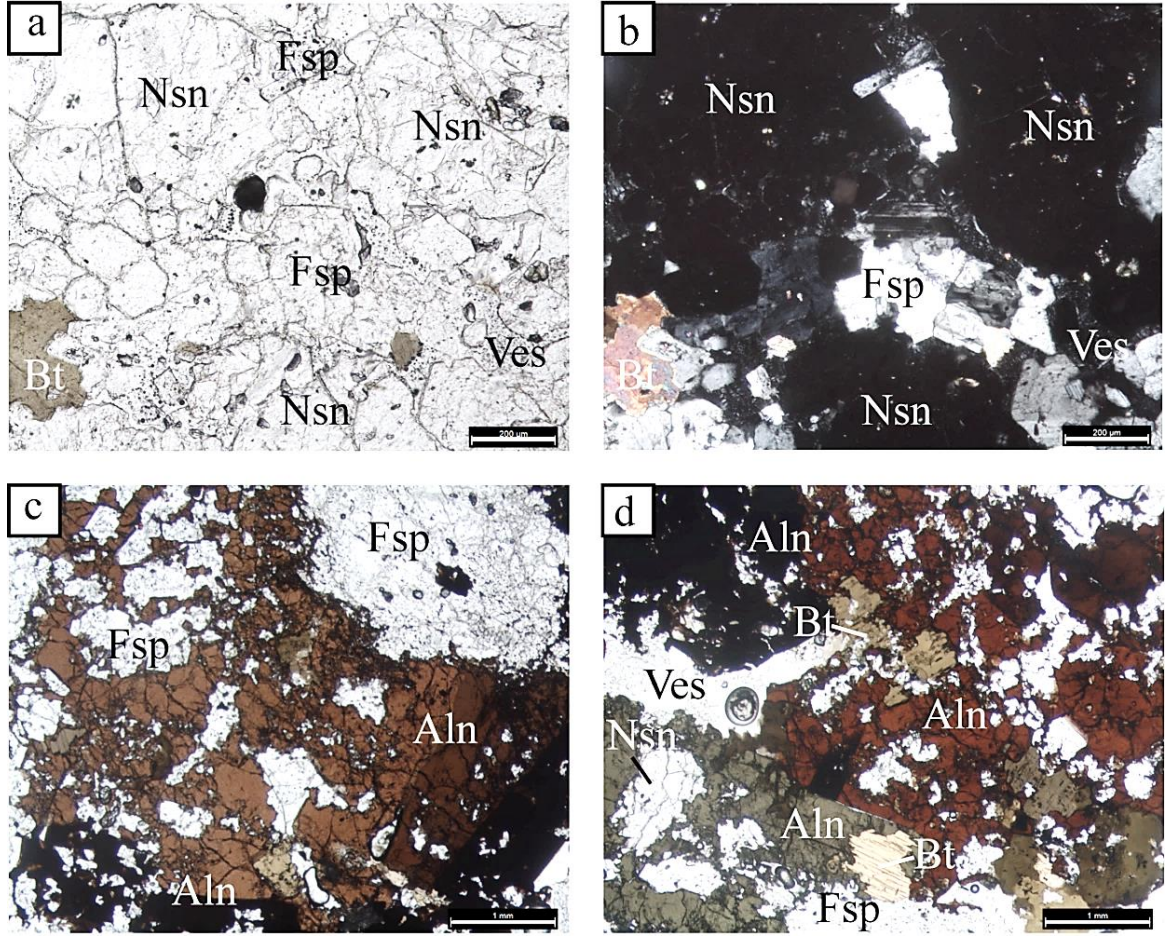
Şekil 5.8. Diorit grubundaki minerallere ait özel dokuların ve zonlanmaların BSE görüntüleri. (a) piroksenlerdeki amfibol oluşumlarının görüntüsü (ölçek: 200 μ). (b) feldispatlardaki normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanmanın görüntüsü. Görüntüde, açık gri renkte, kristal kenarları Or’ce zengin, koyu renkli, kristal merkezi An’ce zengin ve kısmen rezorbedir (ölçek 100 μ). (c) örneklerde yaygın olarak görülen mezokümülatlar ve etrafında bulunan öz şekilli titanit (sph) ve apatit kristallerinin görüntüsü (ölçek: 300 μ). (d) amfibol minerali içinde kapanım olarak bulunan, olasılıkla mineral içindeki çatlaklarla ilişkili interstisyel camın görüntüsü (ölçek: 100 μ).



Şekil 5.9. (a-b) Diyorit-monzodiyorit örneklerinde feldispatlarla ilişkili renksiz interstisyel camın tek nikol (a) ve çift nikol (b) görüntüsü (ölçek: 200 μ). Şekillerde interstisyel camın feldispat kristallerinde körfez yapılarına benzer kanallar içinde bulundukları gözlenmektedir.

5.2.2. Foid-Monzodiyorit

Sadece bir örnekte (I13-40-A) gözlenen feldispatoid grubu minerali olan nozean genellikle feldispat ve allanit mineralleri genellikle kümülatlar şeklinde ve yer yer poikilitik allanit mineralleri içinde kapanım olarak bulunmaktadır (Şekil 5.10.a,b). Örnek, diyoritik örneklerden farklı olarak piroksen ve amfibol içermemekle beraber, kıızıldan açık kahverengi ve kahverenginden yeşile kadar değişen pleokroizmaya sahip epidot grubu nadir toprak minerali olan allanit içermektedir (Şekil 5.10.c,d). Allanitler diğer minerallerin arasındaki boşlukları dolduracak şekilde intergranüler büyüyerek iri poikilitik kristaller oluşturmuşlardır. Aynı zamanda örnek feldispat mineralleri arasında mikron mertebesinde iğnemsî (acicular) apatit kristalleri ile birlikte az oranda (~%2-3) mika mineralleri de içermektedir.



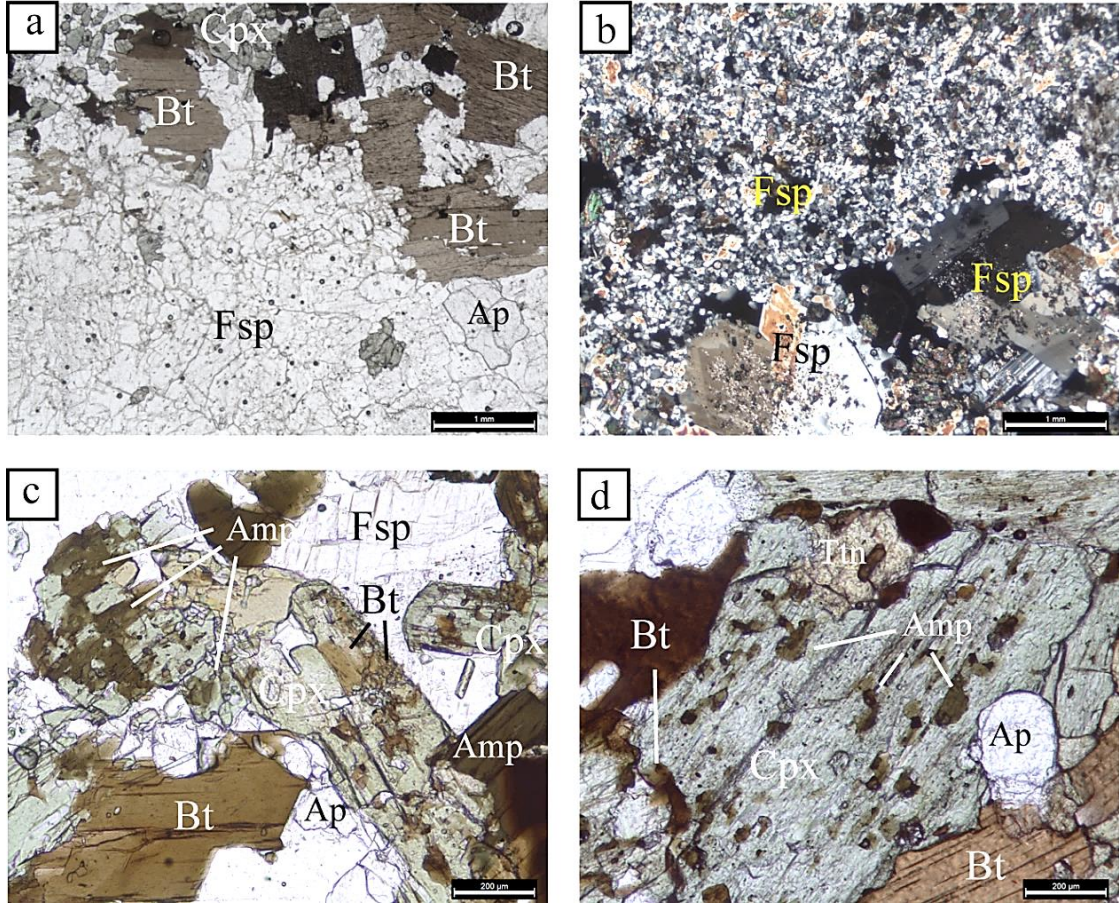
Şekil 5.10. Foid-monzodiyorit olarak isimlendirilen örnekteki nozean ve allanit minerallerinin ince kesit görüntüleri. (a-b) feldispatlar arasındaki, nozean minerallerinin tek nikol (a) ve çift nikol (b) görüntüsü (ölçek: 200 μ). (c-d) kıızıdan açık kahverengi ve kahverenginden yeşile kadar değişen pleokroizmaya sahip, poikilitik allanit minerallerinin örnekteki bulunuş şekilleri (tek nikol; ölçek: 1 mm).

Allanit mineralleri nadir toprak elementleri içeren bir epidot grubu mineralidir ve genellikle granitoid tipi kayalarda aksesuar olarak bulunmaktadır [67]. Zonlu allanit mineralleri, genellikle fraksiyonel kristalleşme süreçlerinde, ortama katılan nadir toprak elementlerince zengin (REE) hidrotermal eriyiklerin varlığını göstermektedir [68]. Allanit mineralleri piroksenit grubu dışında bütün ksenolit gruplarda ~%2-8 oranında gözlenmektedir. Allanit mineralleri piroksenit grubu dışında bütün ksenolit gruplarında ~%2-8 oranında gözlenmektedir. Nozean mineralleri benzer çalışmalarda, silişçe doygun olmayan, fraksiyonel kristalleşmenin veya volkanik aktivitenin son ürünleri olarak nitelendirilmektedir [69].

5.3. Monzonit Grubu

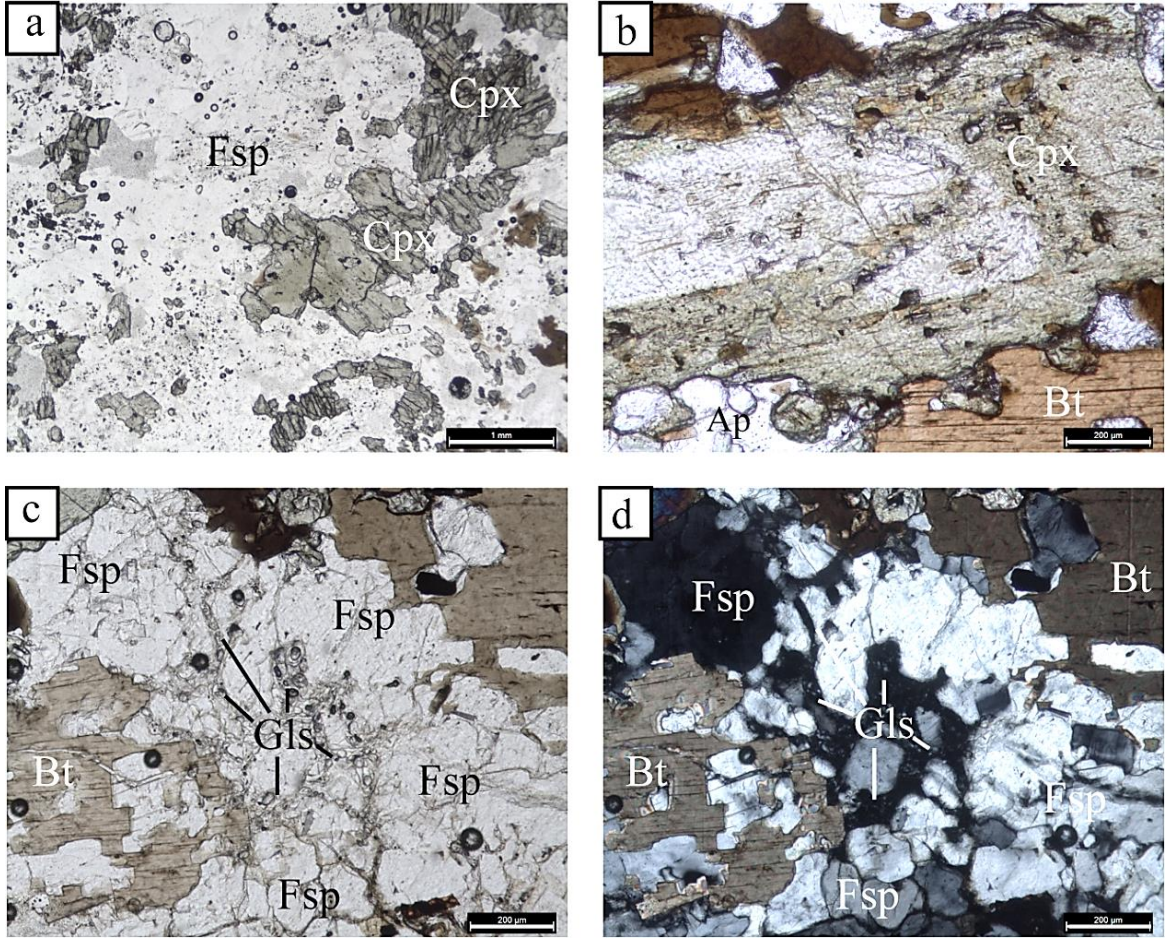
Monzonit grubundaki örneklerin koyu renkli mineral oranları, piroksen ve mika içeriklerine bağlı olarak, örnekler arasında önemli derecede farklılıklar oluşturmaktadır. Bu nedenle örnekler koyu renkli mineral oranlarına göre lökokratik ($M=0-30$) ve mezokratik ($M=30-60$) olarak iki alt gruba ayrılmıştır. Mezokratik örnekler başlıca; $\sim 1,5-2$ mm boyutunda poikilitik mika, normal zonlu piroksen, $2,5-3$ mm'lik poikilitik feldispatlarla beraber; az miktarda amfibol, renksiz interstisyel cam, öz şekilli titanit ve apatit içermektedir. Feldispatlar, örneklerde geniş bir yayılıma sahiptir (Şekil 5.11.a). Lökokratik örnekler başlıca; poikilitik feldispatlardan oluşmakla beraber; hafif zonlu piroksen, mika ve yer yer amfibol içeren mezokümülatlar içermektedir. Mezokratik monzonitlerin neredeyse tamamı taneseli doku gösterirken, lökokratik örneklerin bazıları porfirik doku sunmaktadır. Porfirik örnekler; aplitik dokuya (sugary) benzer şekilde ince taneli feldispat mineralleri ile birlikte genellikle daha iri (~ 1 mm) piroksen, mika ($\sim 300\mu - 1,5$ mm) ve kısmen poikilitik iri feldispatlardan (~ 2 mm) oluşmaktadır (Şekil 5.11.b).

Piroksenler tipik yeşil renkte ve genellikle yarı öz şekilli kristaller sunmaktadır. Daha önce diyorit-monzodiyoritlerde bahsedilen amfibol ve mika oluşumlarının benzerleri örneklerin çoğunda gözlenmektedir (Şekil 5.11.c,d). Diğer gruplarda bahsedilen piroksenlerden farklı olarak monzonit grubundaki piroksenler hafif yamalı zonlanma ve rezorbe olmamış (düzgün kenarlı) normal zonlanma gösteren kristaller halindedir (Şekil 5.12.a,b).

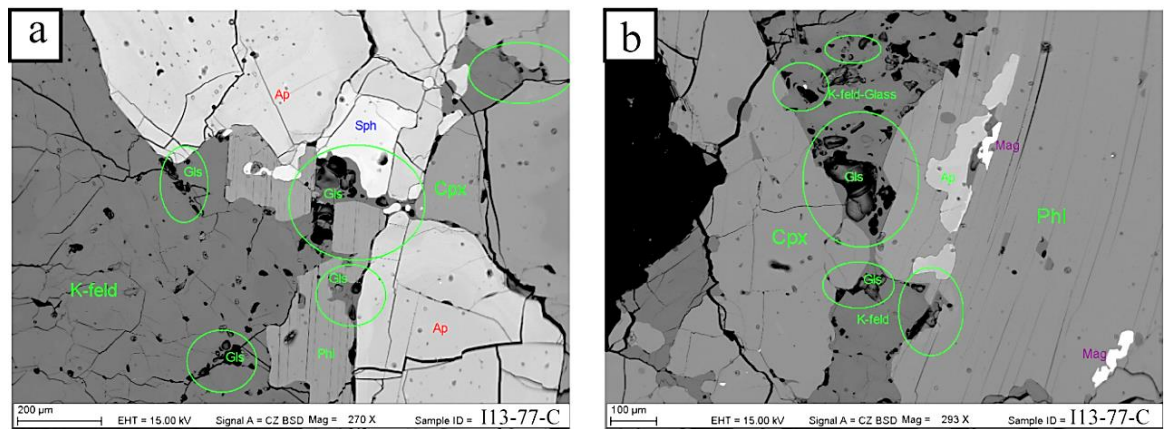


Şekil 5.11. (a-b) monzonit grubu örneklerin genel dokusu ve mineralojisi. (a) mezokratik örneklerde gözlenen geniş tanesal feldispatların tek nikol görüntüsü (ölçek: 1 mm). (b) aplitik doku (sugary) sunan feldispat mineralleri, poikilitik feldispatlar ile birlikte, lökokratik örneklerde rastlanan porfirik dokuyu oluşturmaktadır (çift nikol; ölçek: 1 mm). (c-d) piroksenlerde gözlenen mika ve amfibol oluşumlarının tek nikol görüntüsü (ölçek: 200 µ).

Feldispatlar, diyorit-monzodiyoritlerde olduğu gibi, zaman zaman poikilitik (~3 mm), zaman zaman ise lökokümülatlar halinde koyu renkli minerallerin arasında gözlenmektedir (Şekil 5.11. a,b). Diyorit-monzodiyorit örneklerinde de yer yer gözlenen renksiz interstisyel cam, monzonitlerin bazılarında yine feldispatlarla ilişkili olarak gözlenmektedir (Şekil 5.12. c,d). BSE görüntüleri körfez yapılarına benzer kanallar içerisinde, feldispat minerallerinin etrafında gözlenen, interstisyel cam, feldispatların kısmi ergimesi sonucu oluştuğunu gösterir niteliktedir (Şekil 5.13. a,b). Kısmi ergime sonucu meydana gelen cam filmleri/haleleri kristal kenarlarında kristalleşmeden kalabilmektedir veya rekristalizasyon süreçleri sonucunda aplitik dokuya benzer şekilde şeker dokusu oluşturabilmektedir (Şekil 5.13., 5.12.c,d) [70].



Şekil 5.12. (a) feldispat mineralleri arasında, ortada, hafif yamalı zonlanma gösteren piroksen minerali (ölçek: 1 mm). (b) Fe'ce zengin zonlarında (yeşil renkli kenarlar) mika oluşumları gösteren ve normal zonlanma gösteren piroksen mineralinin tek nikol görüntüsü (ölçek: 200 μ). (c-d) feldispat mineralleri ile ilişkili olarak gözlenen renksiz interstisyel camın tek nikol (c) ve çift nikol (d) görüntüsü (ölçek: 200 μ).

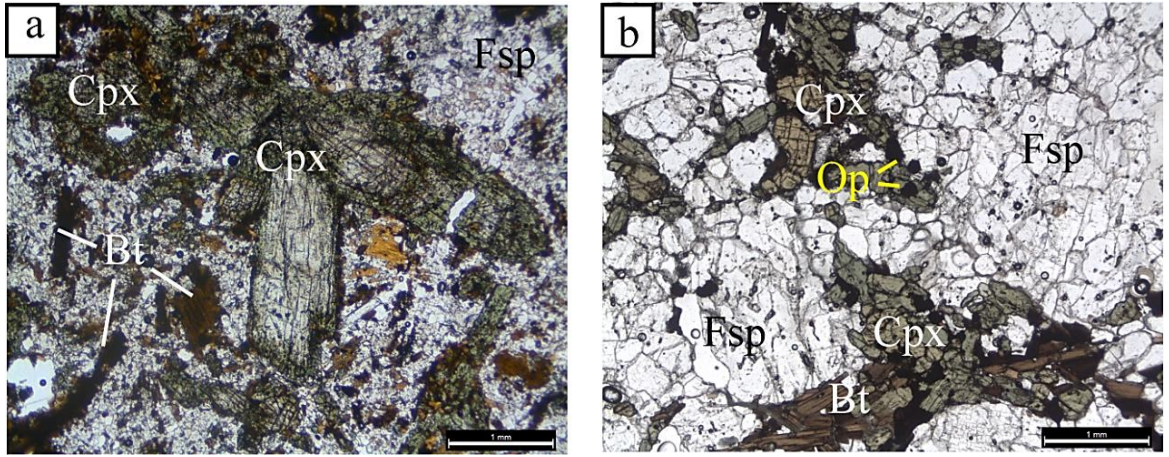


Şekil 5.13. (a-b) monzonitlerde gözlenen renksiz interstisyel camın BSE görüntüleri (ölçek a: 200 μ , ölçek b: 100 μ).

Amfibol ve mikalar genelde feldispatların arasında yarı öz şekilli, ~500-700 µ boyutlarında kristaller halinde bulunmaktadır (Şekil 5.11 c,d). Çoğunlukla mikron mertebesinde eser oranda ve iğne şekilli kristaller halinde bulunan apatitler, bazı örneklerde ~400-500 µ boyutlarında ufak kümülatlar şeklindedir. Apatitlerle birlikte, opak mineraller (manyetit) ve titanitler genellikle koyu renkli minerallerle ilişkili olarak mezokümülatların etrafında gözlenmektedir (Şekil 5.13. a,b).

5.4. Siyenit-Alkali Feldispat Siyenit Grubu

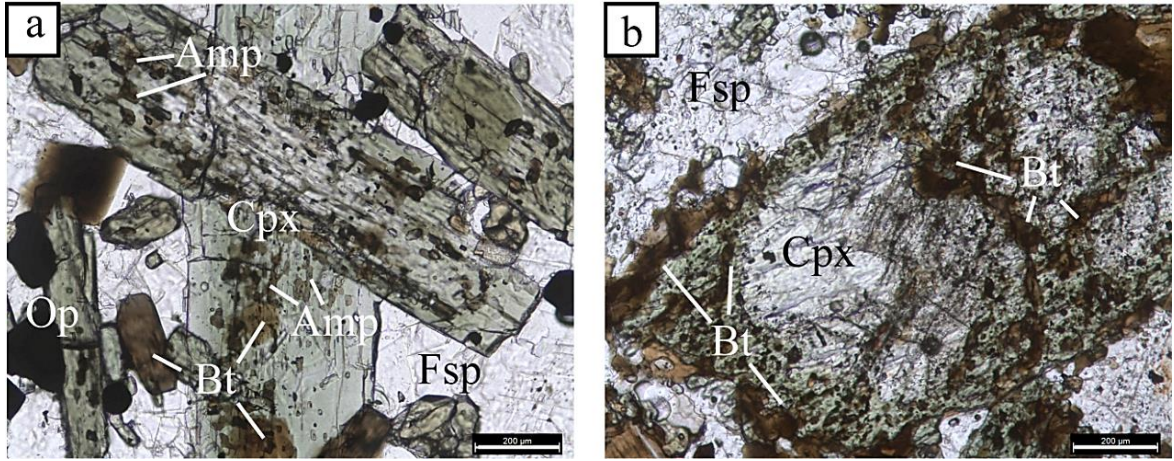
Grubu oluşturan örnekler monzonit örneklerinde olduğu gibi hacimsel olarak değişken oranlarda piroksen ve mika gibi koyu renkli mineraller içermektedir bu nedenle örnekleri isimlendirmede lökokratik ve mezokratik ön takılarını kullanarak bir ayırım yapılmıştır. Mezokratik örnekler; zonlu piroksen, aplitik veya poikilitik doku oluşturabilecek boyutlarda feldispat ve mika ile birlikte eser oranda opak, titanit ve apatit mineralleri ile temsil edilmektedir (Şekil 5.14. a). Lökokratik örnekler; mezokümülatlar halinde mika ve piroksen ile birlikte tipik zonlu ve zaman zaman poikilitik doku sunan feldispatları içermektedir (Şekil 5.14. b). Gruptaki örneklerden bazıları monzonitlerde olduğu gibi aplitik doku sunan ufak feldispat mineralleri ve iri piroksen fenokristalleri ile birlikte porfirik doku göstermektedir (Şekil 5.14. a).



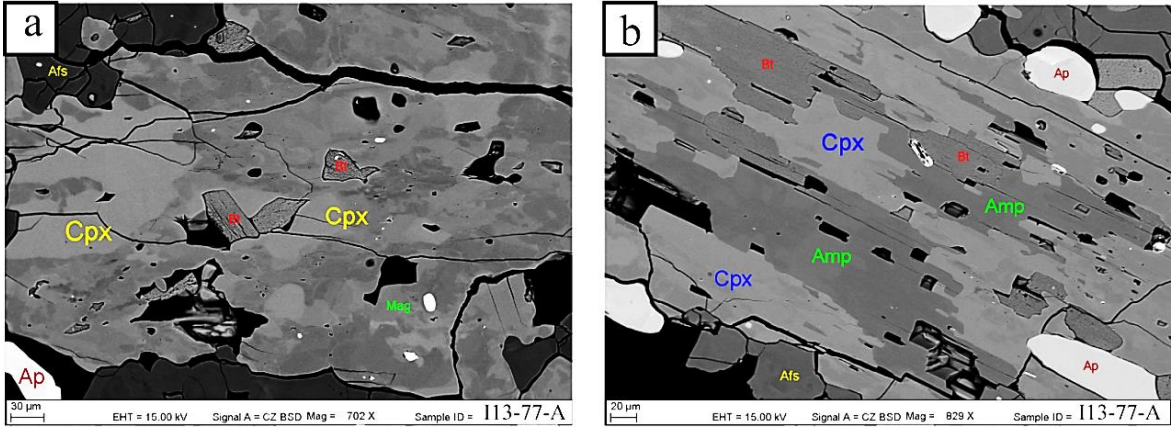
Şekil 5.14. Siyenit-alkali feldispat siyenit grubu örneklerin genel dokusu ve mineralojisi (tek nikol; ölçek: 1 mm). (a) mezokümülatlar oluşturan piroksen fenokristalleri ve mikalar; aplitik doku oluşturan feldispat kristalleri arasında, genellikle mezokratik örneklerde rastlanan, porfirik dokuyu oluşturmaktadır. (b) lökokratik örneklerde mika, piroksen ve opak minerallerinin oluşturdıkları, diğer gruptaki örneklere oranla ufak, mezokümülatlar ve eş boyutlu, feldispat minerallerinin tek nikol görüntüsü.

Alkali feldispat siyenit olarak sınıflandırılan I13-24-A numaralı örnek dışında, bütün örneklerde gözlenebilen piroksen mineralleri genellikle yarı öz şekillidir ve mezokümülatlar halinde bulunmaktadır (Şekil 5.14.). Oldukça belirgin amfibol ve mika oluşumlarının gözleendiği piroksen kristalleri aynı zamanda normal zonlanma ve normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma sunmaktadır (Şekil 5.15. a,b, 5.16. a,b).

Mika mineralleri genellikle öz şekilli olarak piroksenlerle birlikte mezokümülatların etrafında bulunmaktadır (Şekil 5.14. b). Bazı örneklerde ise mika minerallerinin 20-30 mikron boyutunda agregatlar şeklinde piroksenlerin kenar zonları (Fe'ce zengin zonları) boyunca oluştukları görülmektedir (Şekil 5.15.b). Mikaların, örtü gibi, piroksenlerin kenar zonlarını kaplayacak şekilde oluşturdukları dokular, korona dokusu olarak tanımlanmıştır. Mikalara ek olarak örneklerde ~%1 oranında gözlenen kahverengi-yeşil renkteki amfibol mineralleri belirgin şekilde piroksenlerin dilinimleri gibi zayıf düzlemlerinde ve belirli zonlarında (Fe'ce zengin) oluşmuşlardır (Şekil 5.15. a, 5.16. b).



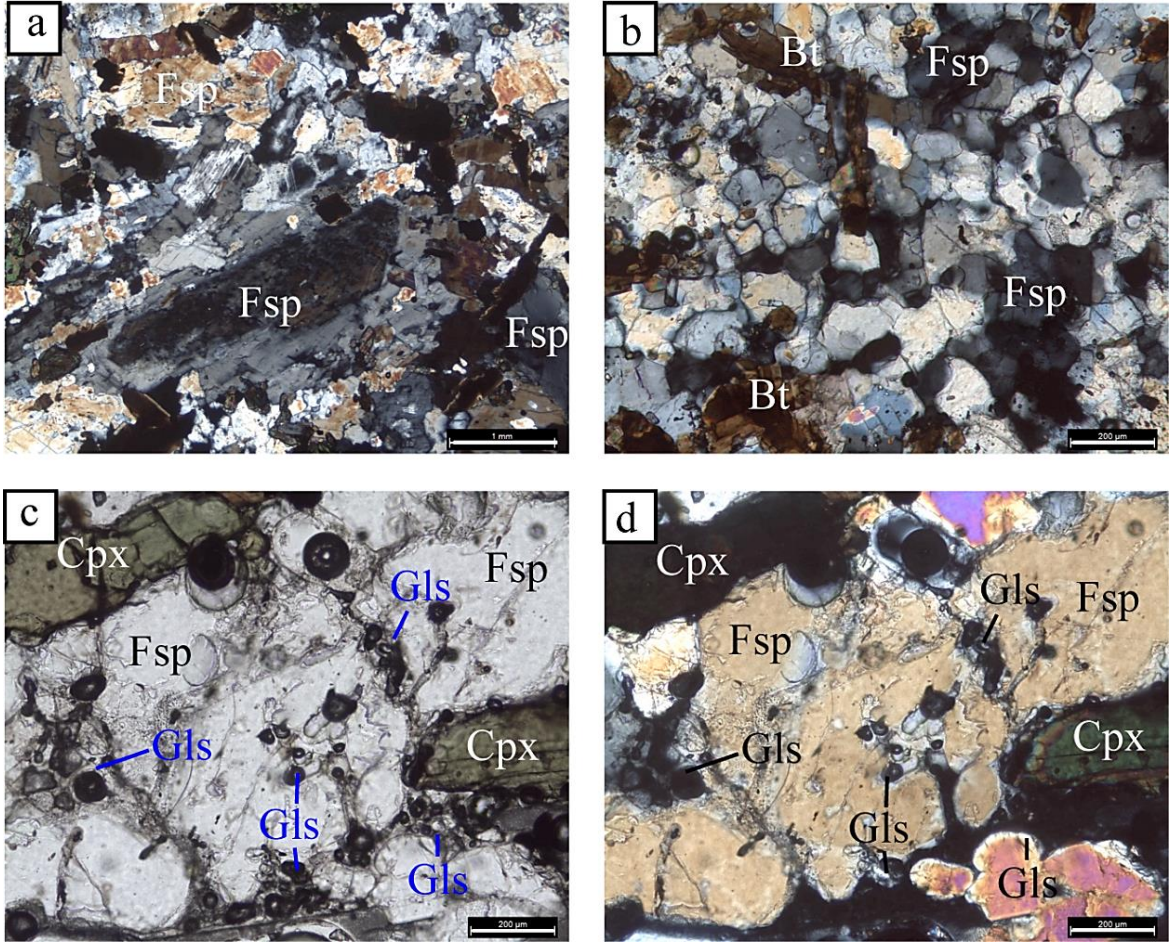
Şekil 5.15. (a-b) normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren piroksen minerallerinin özellikle Fe'ce zengin kenar zonlarında gelişmiş amfibol ve mika minerallerinin tek nikol görüntüsü (ölçek: 200 µ). (b) mika oluşumlarının yoğunlukta olduğu piroksen kristalleri korona dokusu göstermektedir.



Şekil 5.16. (a) piroksenlerde gözlenen tüm kristale yayılmış yamalı zonlanmanın BSE görüntüsü (ölçek: 30 µ). (b) piroksenlerde yaygın olarak gözlenen amfibol ve mika oluşumlarının BSE görüntüsü (ölçek: 20 µ).

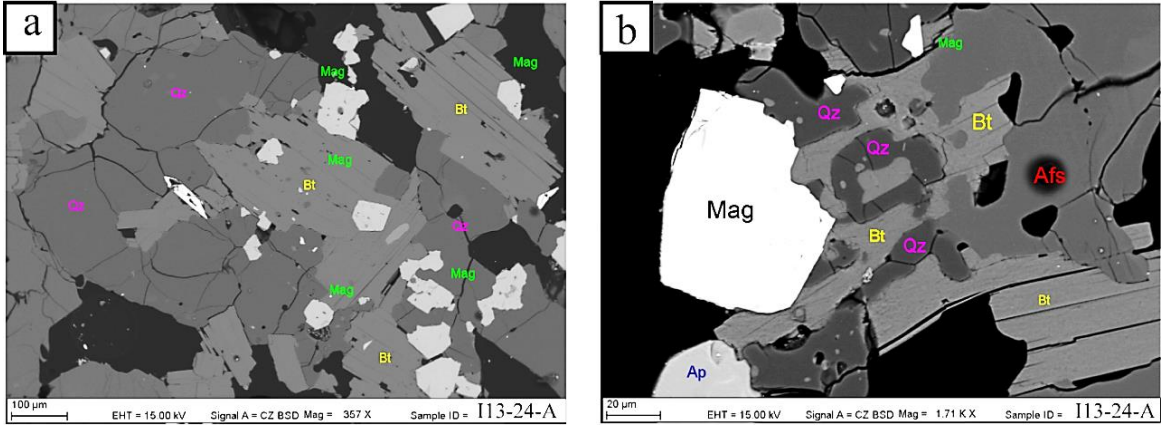
Piroksenit grubu dışında neredeyse bütün ksenolit gruplarında piroksenler ile ilişkili olarak gözlenen amfibol ve mika oluşumlarının daha önce de bahsedildiği üzere eriyikteki sulu fazların etkisiyle meydana geldikleri düşünülmektedir. Aoki [71] ve Jones vd. [72]'nin peridotit kesenolitlerdeki filogopit ve K-rihterit oluşumları üzerine yaptıkları çalışmalar, Gölcük ksenolitlerinde petrografik gözlemlerle varılan sonuçları desteklemektedir. Petrografik gözlemlerde elde edilen sonuçlar mineral kimyası çalışmaları ile ilerleyen bölümlerde desteklenecektir.

Feldispat minerallerinin bir kısmı, tipik An'ce zengin merkez etrafına gelişmiş Or'ce zengin kenarlara sahip (normal zonlanma) kristaller şeklinde bulunmaktadır (Şekil 5.17.a). Zaman zaman poikilitik doku sunan ~2-3 mm'lik feldispat mineralleri, zaman zaman ise ufak poligonal kristaller (~20-50 µ) halinde şeker dokusuna (sugary texture) sahip şekilde bulunmaktadır (Şekil 5.17.b). İntersiyel cam, örneklerin yalnızca bir tanesinde gözlenmektedir ve genellikle mezokümülatların etrafında feldispatlarla ilişkili olarak bulunmaktadır (Şekil 5.17.c,d).



Şekil 5.17. (a) merkezi kısmen rezorbe, An'ce zengin; kenarları Or'ce zengin normal zonlanma gösteren poikilitik feldispat minerali (çift nikol; ölçek: 1 mm). (b) mozaik dokuya benzer bir görünüme sahip mikrolit boyutunda feldispat mineralleri mika kristalleri ile birlikte görülmektedir (çift nikol; ölçek: 200 µ). (c-d) feldispatlarla ilişkili olan interstisyel camın kristaller üzerinde oluşturdukları körfez yapılarının tek nikol (c) ve çift nikol (d) görüntüleri (ölçek: 200 µ).

Kuvars mineralleri yalnızca I13-24-A numaralı örnekte genellikle mikaların etrafında, intergranüler olarak bulunmaktadır (Şekil 5.18.). Kuvars dışında, örnekler ~%1-7 arasında öz şekilli apatit, ~%2 oranında genellikle piroksenlerde kapanım halinde bulunan manyetitler ile birlikte bazı örnekler %1'den az olacak şekilde allanit, zirkon ve öz şekilli titanit mineralleri içermektedir (Şekil 5.18.b).

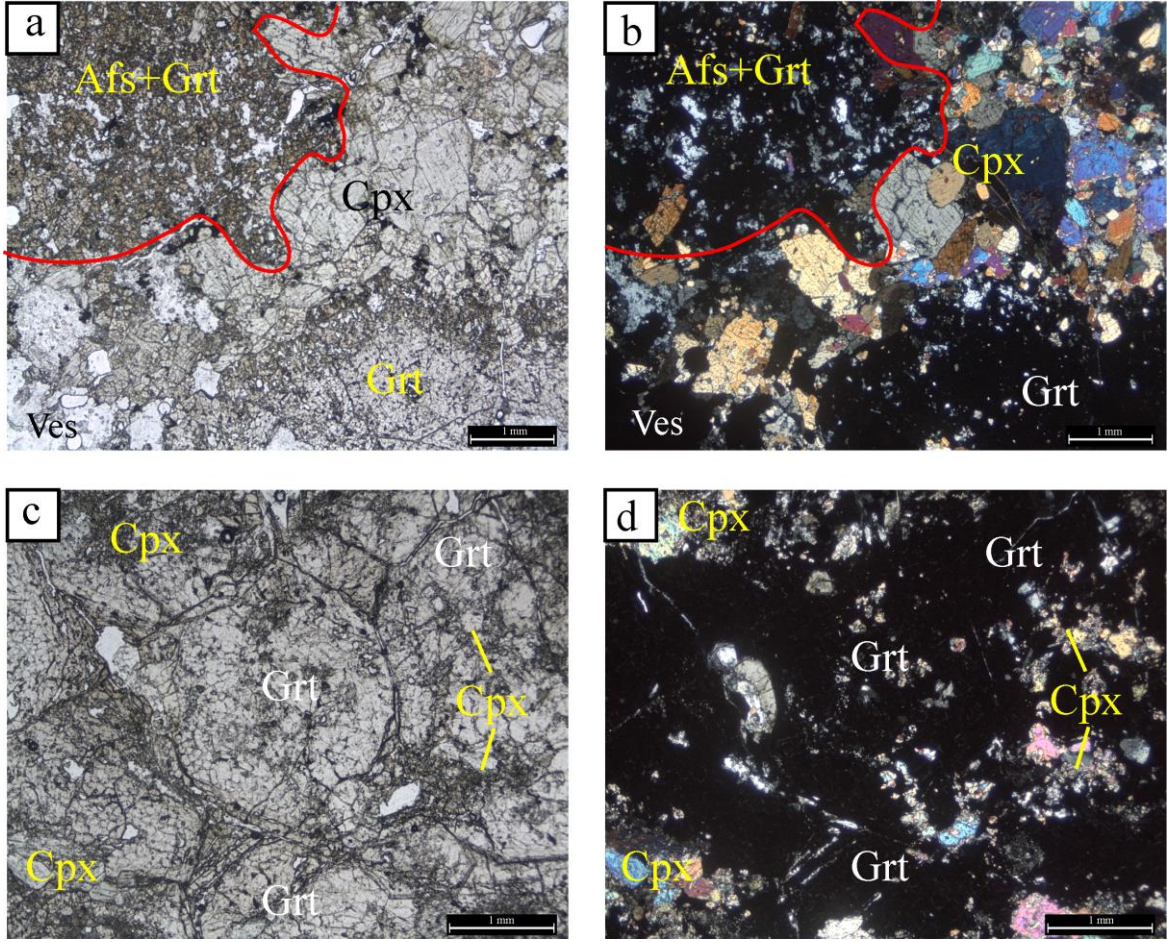


Şekil 5.18. (a) alkali feldispat siyenit olarak tanımlanan örnekte gözlenen intergranüler kuvars mineralleri ile birlikte mika ve manyetit kapanımlarının BSE görüntüsü (ölçek: 100µ). (b) yarı öz şekilli manyetit ve apatit ile birlikte mika mineralleri içinde kapanım olarak bulunan intergranüler kuvars minerallerinin BSE görüntüleri (ölçek: 20µ).

5.5. Granat Piroksenit Grubu

Granat piroksenit olarak tanımlanan örnekler, başlıca, ~%90-70 oranlarında zonlu piroksen ve poikilitik granat mineralleri ile beraber %1-12 oranında feldispat mineralleri içermektedir. Örneklerde rastlanan dokular küçük alanlarda çok fazla heterojenlik sunmaktadır bu nedenle örneklerde, yer yer tanesal doku yer yer poikilitik doku gözlenebilmektedir (Şekil 5.19.).

Piroksen mineralleri genellikle geniş alanları kaplayan, tanesal mezokümülatlar içinde ve yer yer granat kristalleri arasında intergranüler olarak bulunmaktadır (Şekil 5.19. c,d). Zonlu piroksenler genelde tüm kristale yayılmış tipik yamalı zonlanma sunmakla beraber bazı klinopiroksenler normal zonlanma üstüne gelişmiş hafif yamalı zonlanma göstermektedirler (Şekil 5.20. a,b).

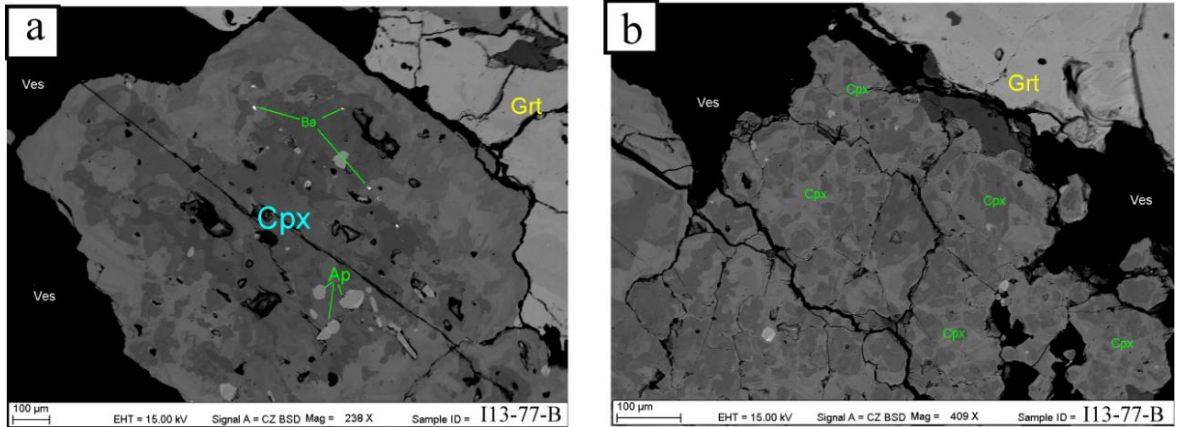


Şekil 5.19. Granat piroksenitlerin genel dokusu ve mineralojisi (ölçek: 1 mm). (a-b) sol üstte granat, alkali feldispat agregatları (tozlu zonlar) (bahsedilen eriyik sızması, kırmızı işaretli alan içinde) ve altta poikilitik granat mineralleri arasında, tanesel dokuda gözlenen piroksen minerallerinin tek nikol (a) ve çift nikol (b) görüntüleri. (c-d) iri granat kristalleri ile birlikte kristaller arasında intergranüler veya kapanım olarak bulunan piroksen minerallerinin oluşturduğu tipik poikilitik dokunun tek nikol (c) ve çift nikol (d) görüntüleri.

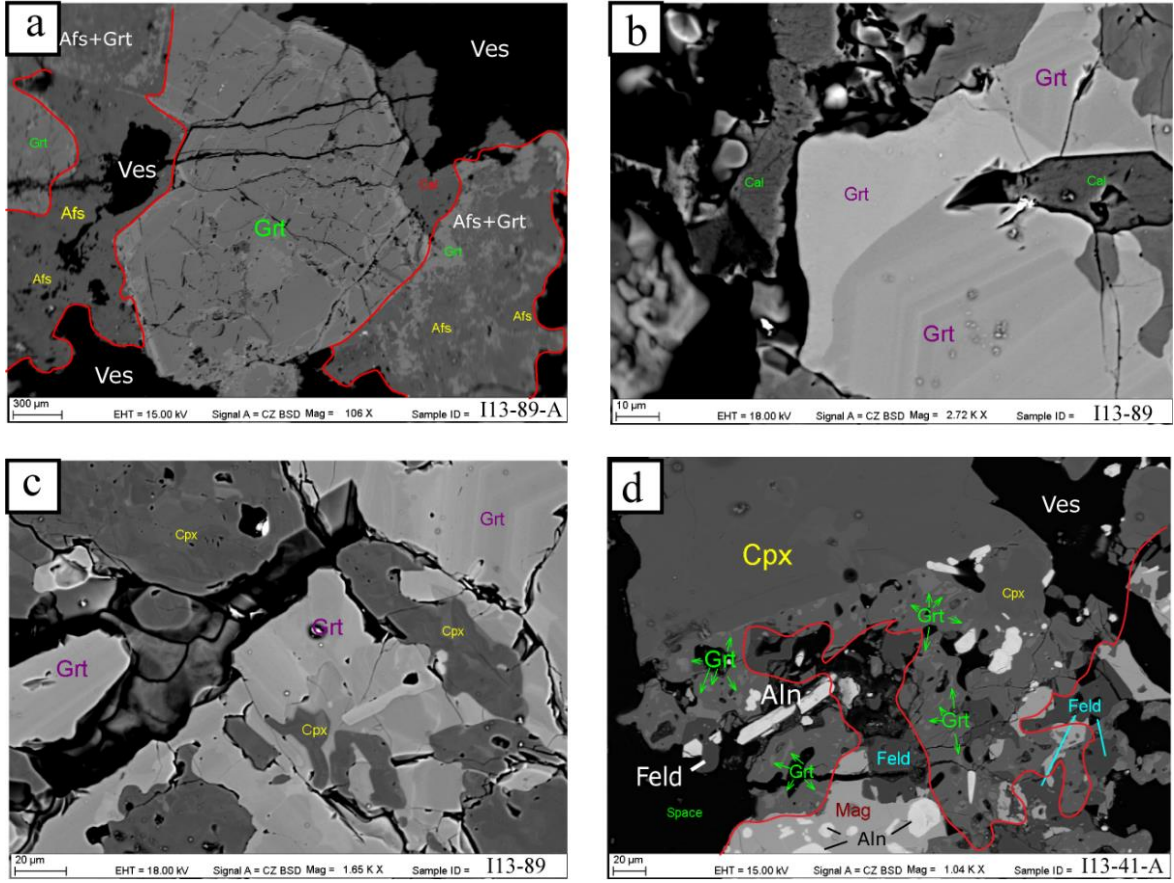
Granat mineralleri genel olarak birkaç mikrondan, $\sim 30-40\mu$ 'a kadar değişen büyüklüklerde, agregatlar şeklinde veya birkaç milimetreden büyük, poikilitik kristaller halinde bulunmaktadır (Şekil 5.19.). Özellikle iri granat kristalleri tipik salınımlı zonlanma ve kenarları kısmen rezorbe olmuş salınımlı zonlanma göstermektedir (Şekil 5.21. a,b). Poikilitik, iri granat kristallerinin yanı sıra, birkaç mikron boyutundaki ince granat lamelleri yamalı zonlu piroksenlerin özellikle ileri derecede rezorbe olan kenarları (Fe'ce zengin) boyunca gözlenmektedir (Şekil 5.21.c,d). Bu granat lamellerinin çeşitli reaksiyonlar sonucu oluştuğu ve genellikle piroksenler etrafında agregatlar şeklinde bulunan granatlarla ilişkili

olduğu düşünülmektedir. Bu şekilde piroksenler içinde (kenar zonlarında) gözlenen granat lamellerinin oluşturduğu özel doku simplektit doku olarak tanımlanmıştır [73]. Simplektit büyümeleri her ne kadar düzenli bir yönelim göstermeseler de genellikle mikro-tanesel (agregatlar şeklinde $\sim 5-20\mu$), feldispat, granat, manyetit, allanit minerallerinin bir arada bulunduğu bölgelerde de gözlenmektedir (Şekil 5.21.d). Buna benzer mikro-tanesel doku gösteren ve simplektit oluşumları ile ilişkili olduğu düşünülen bölümler Dégi vd. [74] tarafından sıvı/eriyik sızmaları (melt-infiltration) olarak tanımlanmıştır (Şekil 5.19. a,b). Buna ilaveten piroksen ve granatlardaki yamalı zonlanma (Şekil 5.20.) ile granatlarda gözlenen damarsı görünüm (vein-like) (Şekil 5.21.a) metasomatik peridotitlerde karakteristik olabilmektedir [75].

Feldispat, allanit ve manyetit daha önce bahsedildiği gibi genellikle intergranüler olarak piroksen ve iri granat mineralleri arasında agregatlar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 5.21. a,d). Bu agregatlar içerisinde yer yer iğnemsî, birkaç mikron boyutunda apatit mineralleri de yer almaktadır. Buna ilaveten muhtemel ikincil kalsit mineralleri örneklerde kristaller arası boşlukları dolduracak şekilde gelişmiştir (Şekil 5.21. a,b).



Şekil 5.20. Piroksenlerde gözlenen zonlanmaların BSE görüntüleri (ölçek 100 μ). (a) normal zonlanma gösteren piroksen kristalinin Mg'ce zengin merkezinin ileri derecede rezorbe olması sonucu gelişmiş yamalı zonlanmanın BSE görüntüsü. (b) tipik, tüm kristale yayılmış yamalı zonlanma gösteren piroksen mineralinin BSE görüntüsü.



Şekil 5.21. Granat kristallerinin oluşturdukları özel dokular ve gösterdikleri zonlanmaların BSE görüntüleri. (a) kenarları kısmen rezorbe yamalı zonlanma gösteren granat kristali, etrafında agregatlar şeklinde bulunan Afs+Grt oluşumları ile birlikte (ölçek: 300μ). (b) merkezinde salınımlı zonlanma gösteren granat kristalinin kenarlarından itibaren kısmen rezorbe olması sonucu oluşan yamalı zonlanmanın görüntüsü (ölçek: 10μ). (c) granatların piroksenlerin kenar zonlarında simplektit büyüme sonucu meydana geldiklerini gösterir nitelikte yamalı piroksen mineralleri ile iç içe büyüme gösteren granat oluşumlarının görüntüsü; (ölçek: 20 μ). (d) feldispat, manyetit ve allanit agregatlarının bulunduğu bölgelerde kısmen yamalı zonlanma gösteren piroksen mineralinin kenar zonlarında lameller şeklinde gözlenen granat büyümeleri, tipik simplektit dokuyu temsil etmektedir (ölçek: 20μ).

6. MİNERAL KİMYASI

Petrografik incelemeler sonucunda elde edilen sonuçların ve yapılan yorumların mineral kimyası verileri ile desteklenebilmesi için Gölcük volkanizmasının tüm bileşenlerine ait mineral kimyası verileri birlikte değerlendirilmelidir. Bu doğrultuda, volkanik ürünlerin, ksenolitlerle olan mineralojik, dokusal farklılıkların veya benzerliklerin ortaya konması gerekmektedir. SEM-EDS kullanılarak gerçekleştirilen incelemeler plütonik ksenolitler ile volkanik ürünlerin (ekstrüzif, eksplozif) genellikle birbirine yakın mineral birlikteliklerine sahip oldukları, ancak ksenolitlerin içerdikleri granat, allanit, nozean, kuvars gibi mineral türleri/grupları ile mineralojik ve kimyasal açıdan belirli farklılıklar sunduklarını göstermektedir. Bunun yanı sıra, minerallere özgü dokular, ksenolitler ile volkaniklerde yer yer benzerlikler gösterebilmektedir.

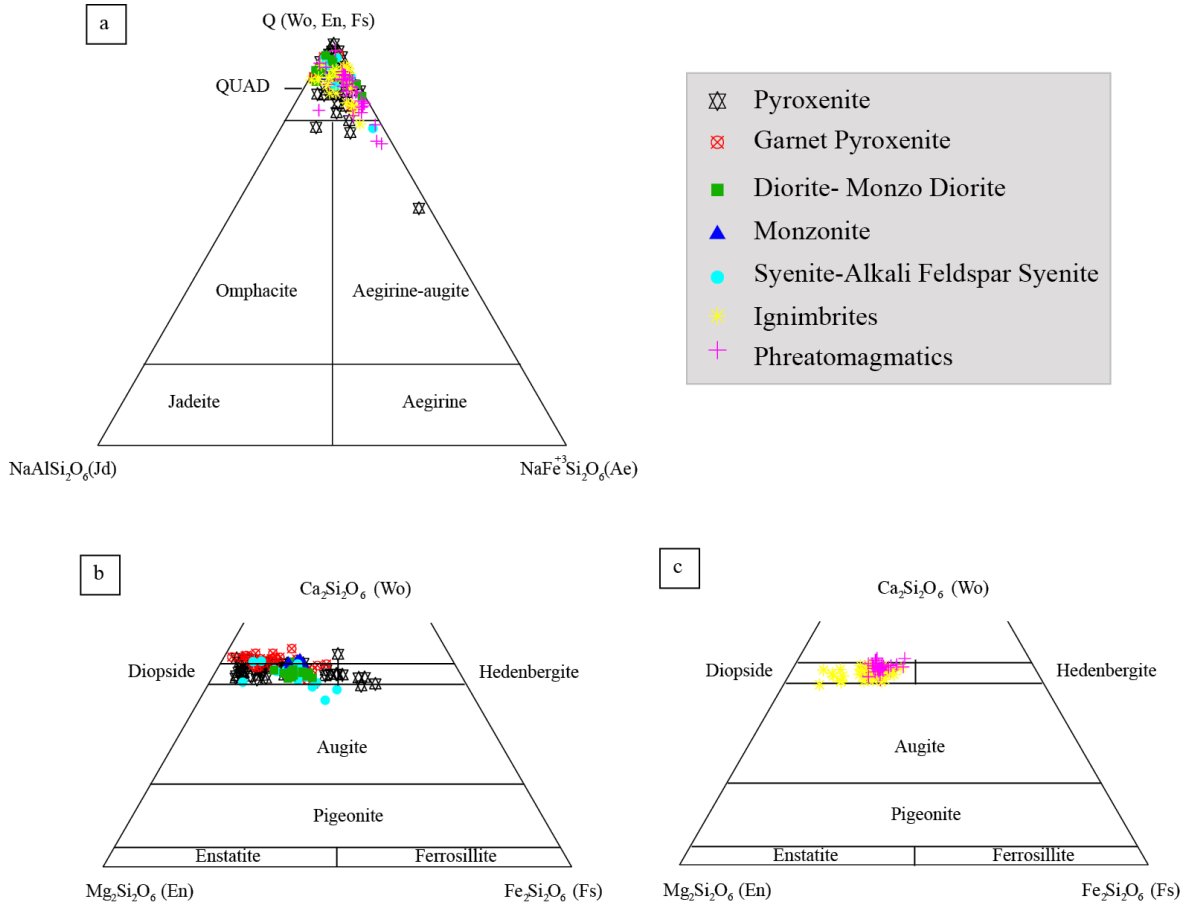
6.1. Piroksen

Piroksen kimyası, kristalleşme ortamının fizikokimyasal koşullarına göre sürekli değişim gösterebilmektedir [67]. Bu değişimler kristal üzerinde farklı tiplerde (salınımlı, sektör, karmaşık, normal-ters, yamalı zonlanma gibi) kimyasal/konsantrik zonlanmaların oluşmasına neden olmaktadır [76]. Bu nedenle; piroksen kimyası, oluştukları magmanın veya kaynağın geçirdikleri fizikokimyasal süreçleri yansıtmada oldukça kullanışlıdır [59, 77, 78].

Gölcük ksenolitlerinde ve trakitik, traki-andezitik eksplozif volkanik ürünlerinde (ignimbiritler ve freatomagmatikler) gözlenen piroksen minerallerinin katyonik oranları, 6 oksijen anyonuna göre Morimoto [79]'ya uygun şekilde hesaplanmıştır. Buna göre bütün ksenolit tiplerinde en yaygın mineral türü olan piroksenler, geniş bir aralıkta (0,36-0,97) Mg numarası [$Mg/(Mg+Fe^{+2})$], değişken oranlarda Al_2O_3 (< % 8,56), düşük TiO_2 (< % 0,93) ve Na_2O (< % 1,45) ile birlikte genellikle düşük Al^{VI} / Al^{IV} (< 0,5 atom per formula unit: a.f.u) oranları ile karakterize edilmektedir (Çizelge 6.1.). Eksplozif ürünlerdeki piroksenler ise ksenolitlerdekilere göre daha sınırlı değerlere sahip (0,54-0,86) Mg numarasına, değişken oranlarda Al_2O_3 (%5,29-0,67) değerlerine; ksenolitlere benzer şekilde, düşük TiO_2 ($\leq$ %0,91), Na_2O ($\leq$ %1,5) ve genellikle düşük Al^{VI} / Al^{IV} (<0,8 a.f.u.) değerlerine sahiptirler (Çizelge 6.1.). Her bir ksenolit grubuna ve eksplozif ürünlere ait referans piroksen analizleri ve katyonik oranları Çizelge 6.1.'de gösterilmiştir.

Katyonik oranlarına göre dört ayrı kimyasal gruba ayrılan piroksenlerin neredeyse tamamının Ca-Mg-Fe (QUAD) piroksen grubunda olduğu belirlenmiştir [79] (Şekil 6.1.a).

Bunun yanı sıra; siyenit ve piroksenit grubundaki bazı piroksenlerin Na-Ca (egirinojit) grubuna yöneldikleri gözlenmiştir. QUAD grubunda ve Na-Ca grubunda yer alan klinopiroksenler, içerdikleri vollastonit (Wo ; $Ca_2Si_2O_6$), enstatit (En ; $Mg_2Si_2O_6$) ve ferrosillit (Fs ; $Fe_2Si_2O_6$) molar yüzdelere göre Morimoto [79]'nun dörtgen (quadrilateral) diyagramında sınıflandırılmışlardır (Şekil 6.1.b). Bu sınıflamaya göre ksenolitlerde rastlanan piroksen mineralleri büyük oranda diyopsit olacak şekilde vollastonit-diyopsit-ojit aralığında karakterize edilmişlerdir (Şekil 6.1.b).

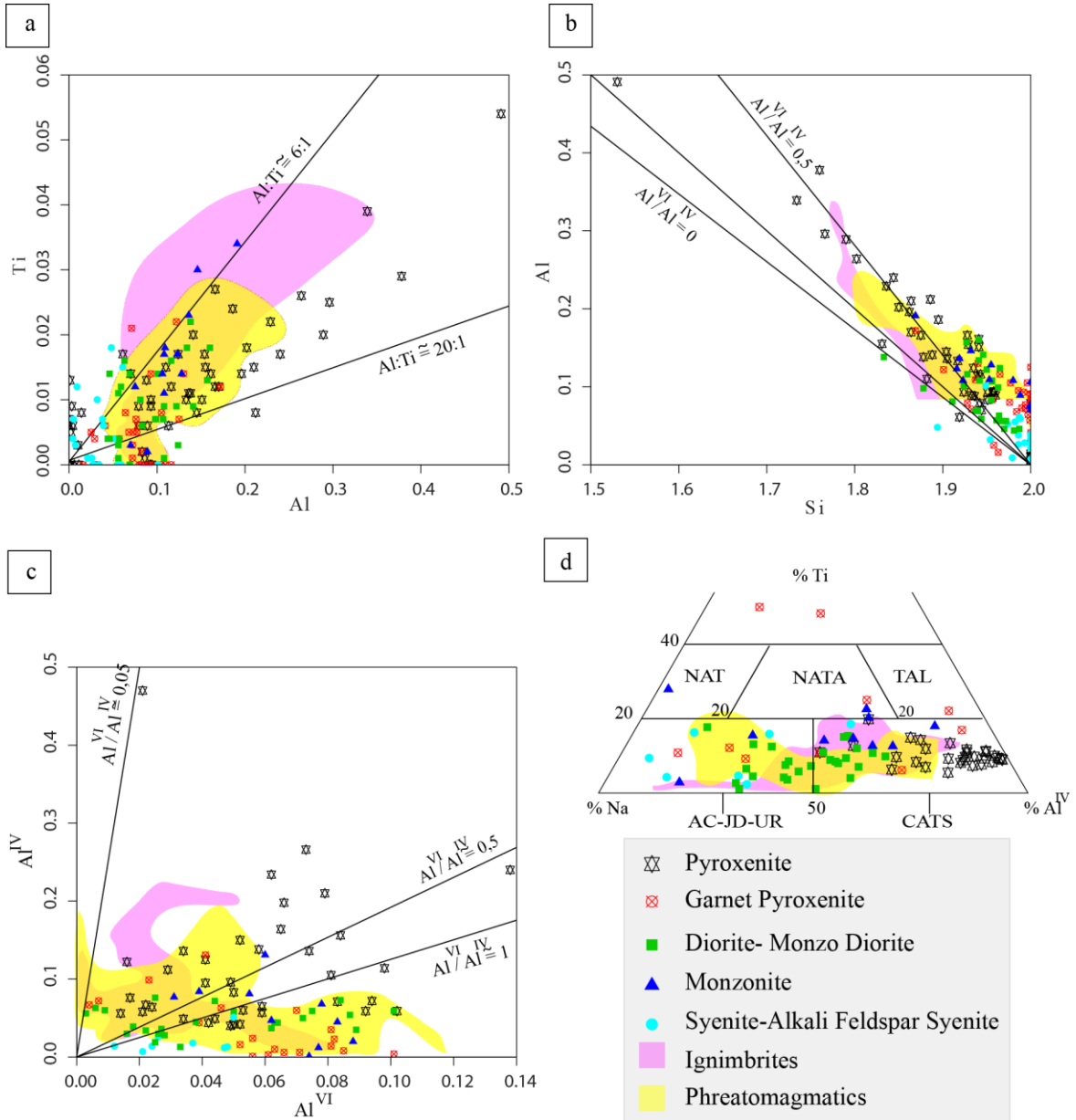


Şekil 6.1. (a) ksenolit gruplarındaki ve trakitik eksploziv ürünlerdeki piroksenlerin, Ca, Ca-Na ve QUAD (Mg , Fe , Ca ,) kimyasal grupları arasındaki dağılımları. (b-c) QUAD grubu piroksenlerin Wo - En - Fs diyagramı üzerindeki dağılımları.

Ksenolitlerdeki klinopiroksenlerin büyük bir bölümünde tanımlı formüllerindeki tetrahedral alanlarda (T-site), Si katyonunun baskın olduğu (1,87-2,0 a.f.u.) buna karşılık; Al^{3+} değerlerinin oldukça düşük olduğu (genellikle 0,01-0,21 a.f.u.) görülmektedir. M1 alanının ise Mg katyonunca önemli ölçüde doldurulduğu (0,52-0,85 a.f.u.) geriye kalan boşluğun ise az oranlardaki Fe^{2+} (0,49-0,016 a.f.u.) ve R^{3+} ($Al^{[VI]} + Fe^{3+} + Cr^{3+} + Ti^{4+}$) ile doldurulmuştur.

M2 alanının tüm piroksenlerde nerdeyse tamamen Ca (1-0,92 a.f.u.) ile doldurulduğu buna karşılık çok az oranda Na, Mn ve Mg_{M2} ile tamamlanmış olduğu düşünülmektedir [80].

Traikitik eksplozif ürünlerde gözlenen piroksenlerin, ksenolitlerdekilere benzer şekilde genel formüllerindeki T-alanlarının büyük oranda Si ile doldurulduğu (1,93-2.00 a.f.u) buna karşılık toplam Al^{3+} oranlarının çok düşük olduğu (0,06-0,09 a.f.u.) görülmektedir. M1 alanlarının ksenolitlere benzer şekilde büyük oranda Mg ile doldurulduğu (genellikle ~0,65-0,70 a.f.u.) , geriye kalan boşluğun ksenolitlere göre biraz daha az Fe^{2+} (~0,26-0,28 a.f.u.) ve R^{3+} ($Al^{[VI]} + Fe^{3+} + Cr^{3+} + Ti^{4+}$) ile doldurulduğu düşünülebilir. M2 alanı da yine ksenolitlerdeki piroksenlere benzer şekilde neredeyse tamamen Ca ($\geq 0,81$ a.f.u.) ile doldurulduğu görülmektedir.



Şekil 6.2. Ksenolitlerde ve trakitik eksploziv ürünlerdeki klinopiroksenlerin katyonik oranlarına göre hazırlanan Al-Ti (a), Si-Al (b), $Al^{VI}-Al^{IV}$ (c) diyagramları. (d) klinopiroksenlerin quadrilateral olmayan bileşimlerine (non-quadrilatheral componenets) göre (Papike vd. [81]) Ti-Na- Al^{IV} üçgen diyagramındaki dağılımları (NAT: $NaTi_{0.5}R_{0.5}^{2+}Si_2O_6$; NATAL: $NaTiSiAlO_6$; TAL: $CaTiAl_2O_6$; CATS: $CaAlAlSiO_6$ - $CaFeAlSiO_6$; AC: $NaFeSi_2O_6$; JD: $NaAlSi_2O_6$; UR: $NaCrSi_2O_6$). Katyonik değerler, formül başına atom (atom per formula unit: a.f.u.) oranlarına göre dir.

Çizelge 6.1. Ksenolitlerde ve trakitik eksplozif ürünlerindeki piroksenlere ait referans ana oksit değerleri ile birlikte 6 oksijen anyonu baz alınarak hesaplanan katyonik oranları.

Sample Type	Pyroxenite				Garnet Pyroxenite				Diorites			
Sample & Analysis No.	I13-008-31	I13-008-48	I13-008-28	I13-008-29	I13-77-B-33	I13-77-B-34	I13-89-9	I13-89-10	I13-58-1	I13-58-7	I13-56-A-33	I13-56-A-32
Analysis Position	bright	dark	core	rim	dark	bright	core	rim	bright	dark	core	rim
Na ₂ O	0,62	0,00	0,21	0,26	0,05	0,70	0,13	0,00	0,49	0,23	0,55	0,55
MgO	10,68	15,32	14,02	12,96	16,06	9,28	12,73	14,08	13,51	15,02	11,36	11,80
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,08
CaO	22,29	24,52	23,29	22,58	25,65	23,52	24,49	25,01	23,28	24,71	23,02	23,98
TiO ₂	0,58	0,51	0,37	0,55	0,16	0,42	0,26	0,29	0,12	0,03	0,63	0,50
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOt	10,99	4,87	6,11	8,96	2,02	12,55	6,31	3,72	7,24	4,18	8,92	9,63
MnO	0,16	0,04	0,06	0,30	0,42	1,16	0,40	0,11	0,31	0,03	0,00	0,15
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	51,12	52,50	52,63	50,52	55,18	49,78	54,00	53,82	54,62	54,76	51,05	51,62
Al ₂ O ₃	3,46	1,60	3,48	4,83	1,33	3,88	1,74	2,39	0,16	0,48	2,99	2,30
Total	99,91	99,37	100,16	100,96	100,87	101,30	100,05	99,44	99,75	99,44	98,55	100,60
Cations based on 6 oxygens												
Si	1,93	1,94	1,94	1,86	2,00	1,87	2,00	2,00	2,00	2,00	1,94	1,92
Al	0,15	0,07	0,15	0,21	0,06	0,17	0,08	0,11	0,01	0,02	0,13	0,10
FeOt	0,35	0,15	0,19	0,28	0,06	0,39	0,20	0,12	0,22	0,13	0,28	0,30
Mg	0,60	0,85	0,77	0,71	0,87	0,52	0,70	0,78	0,74	0,82	0,64	0,66
Ca	0,90	0,97	0,92	0,89	1,00	0,95	0,97	0,99	0,91	0,97	0,94	0,96
Na	0,05	0,00	0,02	0,02	0,00	0,05	0,01	0,00	0,04	0,02	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
Fe ²⁺	0,35	0,14	0,19	0,23	0,06	0,28	0,20	0,12	0,22	0,13	0,28	0,23
Fe ₂ O ₃	0,00	0,54	0,00	1,73	0,00	4,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,36
FeO	10,99	4,39	6,11	7,41	2,02	8,85	6,31	3,72	7,24	4,18	8,92	7,51
Al ^[iv]	0,07	0,06	0,06	0,14	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,08
Al ^[vi]	0,08	0,01	0,09	0,07	0,06	0,04	0,08	0,10	0,01	0,02	0,08	0,02
Wo	48,60	49,37	48,91	47,20	51,42	49,89	51,62	52,56	48,54	50,52	50,27	49,92
En	32,42	42,92	40,99	37,68	44,76	27,37	37,33	41,14	39,18	42,74	34,51	34,17
Fs	18,99	7,71	10,10	15,12	3,82	22,73	11,05	6,29	12,28	6,74	15,22	15,91
Mg #	63,40	84,85	80,40	72,02	93,43	56,85	78,29	87,12	76,85	86,47	69,40	68,59

Çizelge 6.1. Ksenolitlerde ve trakitik eksplozif ürünlerindeki piroksenlere ait referans ana oksit değerleri ile birlikte 6 oksijen anyonuna göre hesaplanan katyonik oranları (Devam ediyor).

Sample Type	Monzonite		Syenite		Ignimbrites		Phreatomagmatics			
Sample No.	I13-77-C-10	I13-77-C-11	I13-113-A-5	I13-113-A-6	I13-77-A-25	I13-77-A-26	I13-112-11	I13-112-12	I13-042-19	I13-042-20
Position	core	rim	core	rim	core (bright)	rim (dark)	core	rim	core	rim
Na2O	0,33	0,77	0,77	0,57	0,49	0,23	0,68	0,93	1,03	1,23
MgO	11,05	12,14	11,28	12,20	13,51	15,02	11,36	11,31	12,57	11,70
K2O	0,08	0,00	0,12	0,10	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,06
CaO	23,91	22,44	22,15	21,94	23,28	24,71	23,07	21,40	22,39	22,04
TiO2	1,22	0,08	0,01	0,00	0,12	0,03	0,30	0,59	0,02	0,19
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOt	9,88	9,84	11,04	10,78	7,24	4,18	10,80	10,68	9,63	10,89
MnO	0,22	0,14	0,68	0,58	0,31	0,03	0,53	0,27	0,43	0,56
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO2	50,29	53,79	52,02	53,34	54,62	54,76	51,46	53,29	52,19	51,55
Al2O3	4,37	2,05	2,29	1,34	0,16	0,48	1,25	2,14	1,43	1,87
Total	101,36	101,24	100,37	100,84	99,75	99,44	99,44	100,59	99,77	100,10
Cations based on 6 oxygens										
Si	1,87	1,99	1,95	1,99	2,00	2,00	1,95	1,99	1,95	1,93
Al	0,19	0,09	0,10	0,06	0,01	0,02	0,06	0,09	0,06	0,08
FeOt	0,31	0,30	0,35	0,34	0,22	0,13	0,34	0,33	0,30	0,34
Mg	0,61	0,67	0,63	0,68	0,74	0,82	0,64	0,63	0,70	0,65
Ca	0,95	0,89	0,89	0,88	0,91	0,97	0,94	0,86	0,90	0,88
Na	0,02	0,06	0,06	0,04	0,04	0,02	0,05	0,07	0,08	0,09
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
Mn	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02
Fe 3+	0,03	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00	0,12	0,15
Fe 2+	0,27	0,30	0,28	0,32	0,22	0,13	0,27	0,33	0,19	0,20
Fe2O3	1,18	0,00	2,23	0,43	0,00	0,00	2,70	0,00	4,13	5,15
FeO	8,82	9,84	9,03	10,39	7,24	4,18	8,37	10,68	5,92	6,26
Al[iv]	0,13	0,01	0,05	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,05	0,07
Al[vii]	0,06	0,08	0,05	0,05	0,01	0,02	0,01	0,09	0,01	0,01
Wo	50,69	47,64	47,11	45,94	48,54	50,52	48,35	46,83	46,91	46,62
En	32,59	35,84	33,39	35,50	39,18	42,74	33,11	34,43	36,65	34,42
Fs	16,72	16,52	19,50	18,56	12,28	6,74	18,54	18,74	16,44	18,95
Mg #	66,59	68,72	64,55	66,83	76,85	86,47	65,21	65,35	69,93	65,66

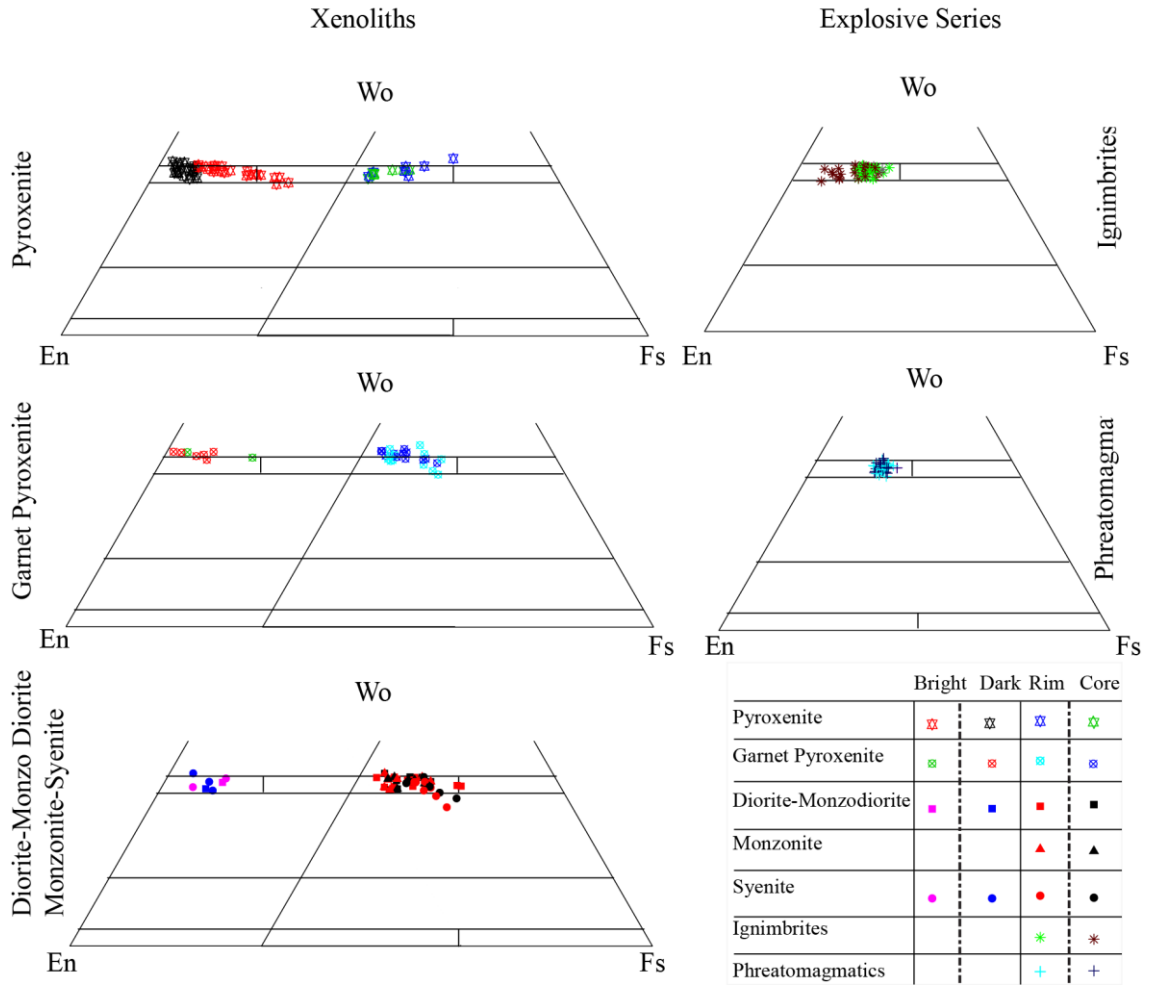
Farklı ksenolit tiplerinde ve eksplozif ürünlere ait klinopiroksenlerin, toplam Al, Al^[VI] - Al^[IV] çiftleri ile Si, Ti katyonik oranları arasındaki net bir uyum olmamasına rağmen ksenolitlerdeki piroksenlerin oluşum koşulları ile ilgili farklı yaklaşımların yapılmasına olanak sağlamışlardır (Şekil 6.2. a-c). Buna göre; piroksenit grubuna ve ignimbiritlere ait piroksenlerin tetrahedral alanlarının diğer gruplardaki piroksenlere göre daha fazla Al ile doldurulduğu gözlenmiştir. Buna ilaveten piroksenit grubundaki piroksenlerin Al:Ti oranlarının çoğunlukla 6:1 ile 20:1 arasında olduğu düşünüldüğünde Papike vd. [81]'nin Ca-Tschermak (CATS) içeriği ile uyuştukları söylenebilir (Şekil 6.2. c,d) [76]. Tschermak tipindeki katyonik değişimler ve Al-Al çiftlerinin varlığı ideal olarak $Mg^{2+} + Si^{4+} = Al^{3+} + Al^{3+}$ değişimi ile mümkün olabilmektedir [77]. Tschermak tipindeki katyonik değişimlere göre piroksenitlere ait piroksenlerin T-alanlarındaki Al oranlarının Si katyonik oranına göre daha fazla olması beklenmektedir. Aynı şekilde, piroksenlerdeki ferrik Fe³⁺ katyonik değerlerinin düşük olması; Ferri-Tschermak değişim modellerinin piroksenit grubu piroksenlere tam olarak uymadığını gösterir niteliktedir. Diyorit-monzodiyorit ve monzonitlerdeki piroksenler ile eksplozif ürünlere gözlenen piroksenlerin Ca-Tschermak ile birlikte az da olsa Akmit (AC: NaFeSi₂O₆) bileşenlerinin olduğu ve tüm diyagramlarda da bir uyum sergiledikleri gözlenmektedir (Şekil 6.2.). Siyenit grubundaki piroksenlerin ise toplam Al, Al^{VI} ve Al^{IV} katyonik oranlarının diğer gruplardaki piroksenlere oranlara göre çok daha düşük (toplam Al ≤ 0,1 a.f.u.), buna karşılık Na oranlarının yüksek olması (0,035-0,198 a.f.u) Akmit içeriği ile ilişkilendirilebilir. Granat piroksenitlerdeki piroksenlerin çok değişken oranlarda toplam Al (0,12-0,3 a.f.u.), Ti (≤0,22 a.f.u.) ve Na (≤ 0,081 a.f.u.) katyonik oranlarına sahip oldukları gözlenmektedir (Şekil 6.2.d). Bütün ksenolitlerdeki ve eksplozif ürünlereki piroksenler bir arada değerlendirildiğinde içerdikleri Fe²⁺, Ca ve Mg katyonik oranlarına göre en çok Morimoto [79]'nun 3. değişim modeli olan Tschermak ile ilişkilendirilebilir. Hesaplanan Fe³⁺ oranlarının bütün ksenolitlerde düşük olması (genellikle <0,1 a.f.u) benzer çalışmalar tarafından kristalin meydana geldiği eriyikteki oksijen fugasitesinin düşük olduğu şeklinde yorumlanmıştır [76, 82, 83]. Buna ilaveten piroksenlerin tamamında gözlenen düşük Al^[IV] (<0,14 a.f.u.) değerleri Platevoet vd. [17] ve Wass [84] tarafından yüksek basınç kristalleşmesi olarak yorumlanmıştır. Bu öngörüye paralel olarak, piroksenler üzerinde yürütülen çalışmalar yüksek Al^[IV]/Al^[VI] değerleri düşük basınç kristalizasyonu ile ilişkilendirmişlerdir [58, 76, 85].

Klinopiroksenlerde Gözlenen Kimyasal Zonlanmalar

Bütün ksenolit gruplarında ve trakitik eksplozif ürünlerde, klinopiroksenler üzerinde gerçekleştirilen mikroanalizler kristal üzerindeki element değişimlerini göstermek amacıyla merkez (core) – kenar (rim) ve yamalı zonlanma gösteren kristallerdeki, BSE görüntülerine göre, açık renkli alanlar için (bright), koyu renkli alanlar için (dark) bölgeler baz alınarak gerçekleştirilmiştir (Çizelge 6.1.). Bu ölçümlerin Morimoto [79]'nun Wo-En-Fs üçgenlerindeki dağılımları Şekil 6.3.'de gösterilmektedir. Buna göre; piroksenit ve granat piroksenit grubunda yer alan ve genellikle belirgin yamalı zonlanma gösteren klinopiroksenlerde yapılan açık-koyu alan analizlerinde kristalin genellikle açık renkli alanların hedenberjit ve ojit bileşimine yakın oldukları gözlenmektedir (Şekil 6.3.). Açık-koyu alanlar baz alınarak yapılan analizlerde gözlenen bu belirgin kimyasal farklılık merkez-kenar ölçümlerinde gözlenmemektedir. Bunun nedeni olarak piroksenit grubunda yer alan klinopiroksenlerin merkez ve kenarlarının kimyasal olarak tamamen rezorbe olması veya diğer bir tabirle; düzensiz element dağılımları sahip yamalı zonlanma göstermeleridir. Diğer ksenolit gruplarında yapılan analizler yine piroksenit grubundakine benzer şekilde merkez-kenar ve açık-koyu görüntü alanları üzerinde gerçekleştirilmiş olsa da piroksenit grubundaki örneklerdeki kadar belirgin kimyasal değişimler söz konusu değildir (Şekil 6.3.).

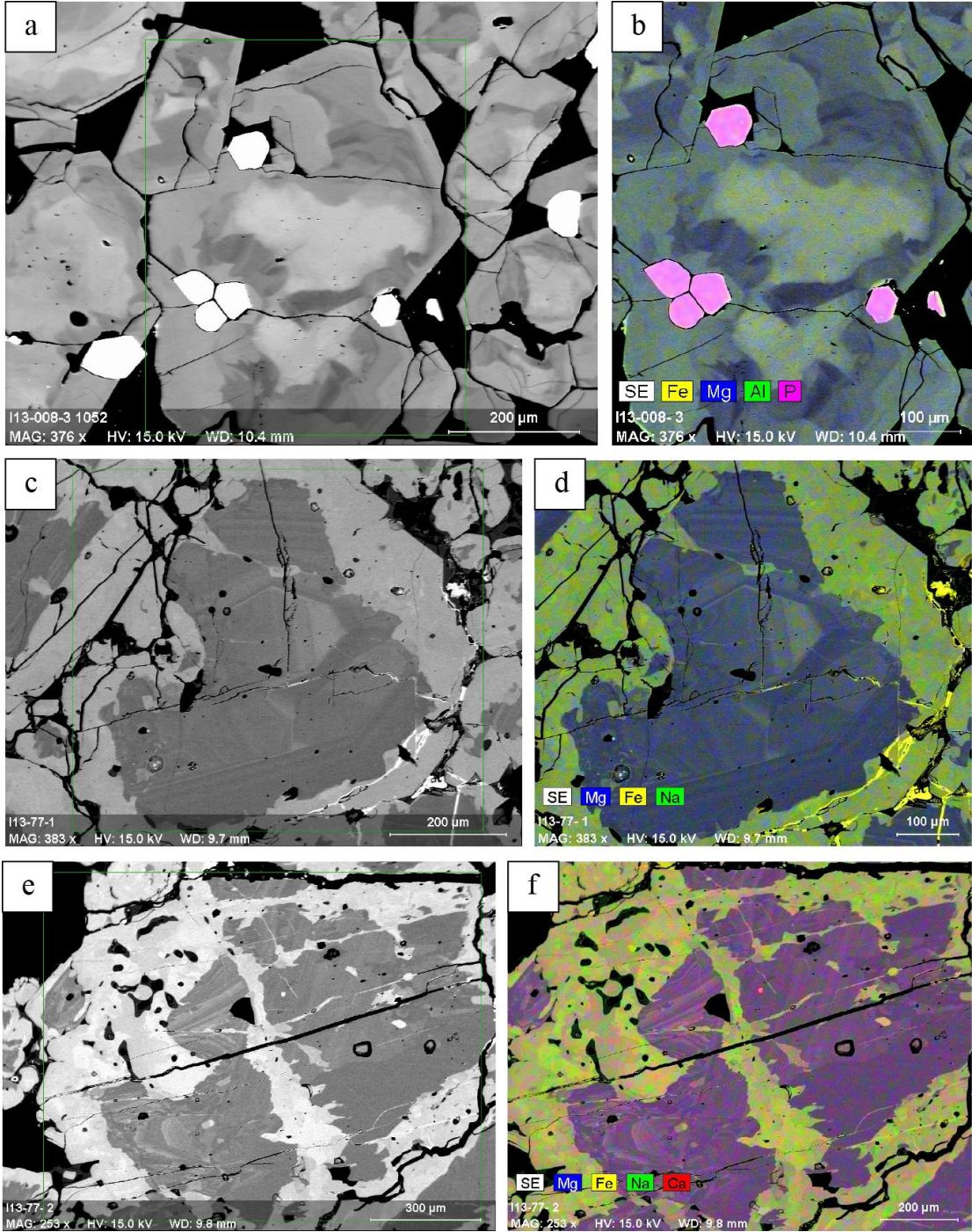
Ksenolitlerde ve volkanik serilerde farklı tipte konsantrik zonlanmaları ile tanınan piroksen kristalleri, element haritaları (elemental mapping) ve çizgi tarama (line scanning) yöntemleri kullanılarak incelenmiştir (Şekil 6.4.-6.9.).

Piroksenit ve granat piroksenit grubundaki piroksenlerde, diğer ürünlerde rastlanan piroksenlere oranla çok daha belirgin element farklılıkları gözlenmektedir. Piroksenit grubu piroksenlerde yapılan element haritaları ve çizgi taramaları kristallerin ilk oluştukları magmanın önceleri daha bazik (Mg'ce zengin) olduğunu ve kristallerin, Fe-Mg bantları oluşturacak şekilde (salınımlı zonlanma), kısmi dengelenme süreçleri (partial re-equilibration) geçirerek büyüdüklerini göstermektedir [86] (Şekil 6.4.). Salınımlı zonlanma üstüne gelişen; baskın olarak Fe, Ca, Na, Al veya Mg'ce zengin yamaların oluşması, kristalizasyon sürecinin ilerleyen evrenlerinde veya sonrasında kristali etkileyen farklı basınç-sıcaklık koşulların meydana geldiği şeklinde yorumlanmaktadır [59].

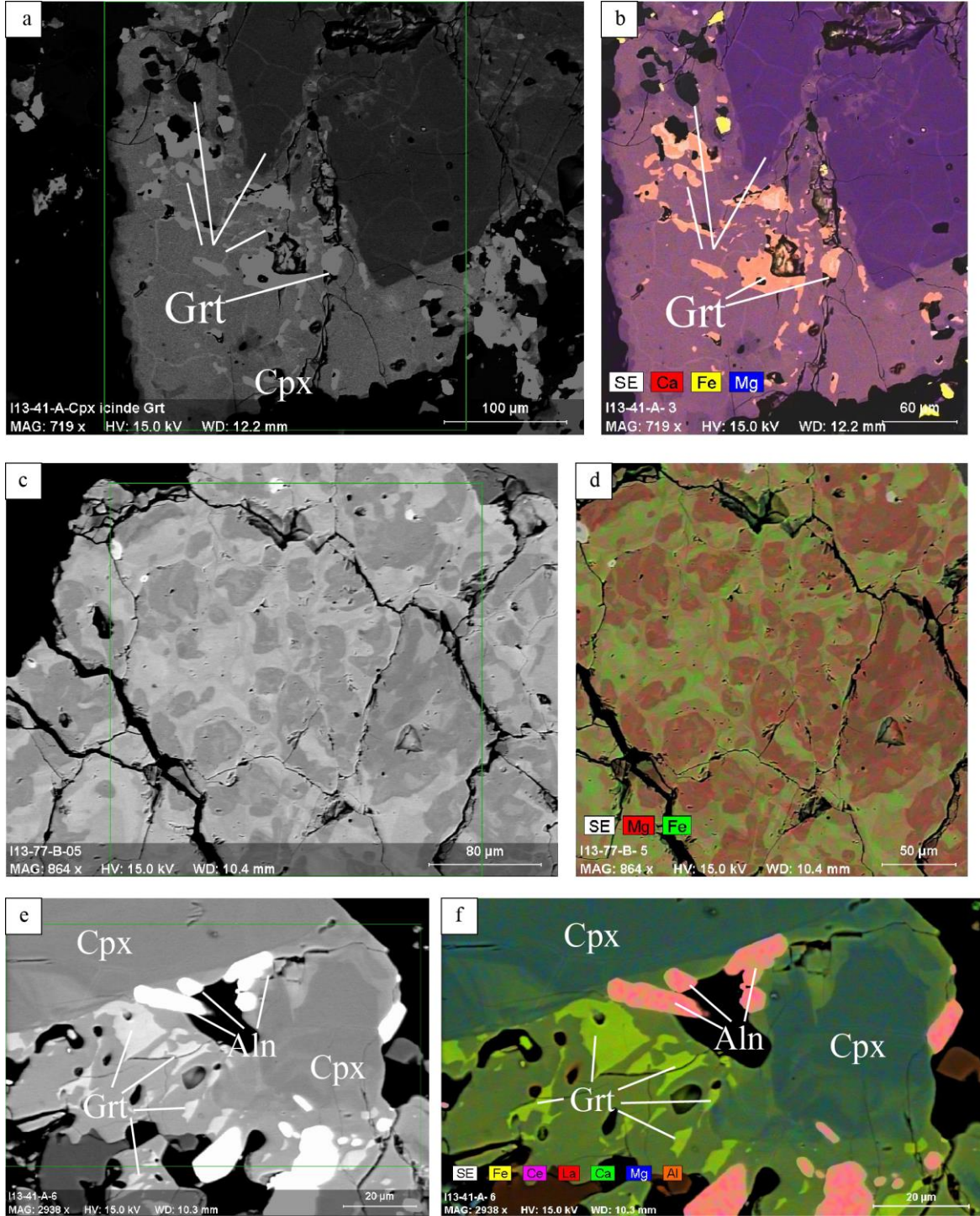


Şekil 6.3. Ksenolit gruplarındaki klinopiroksenlerin merkez-kenar ve açık-koyu alan analizlerinin Wo-En-Fs diyagramları üzerindeki dağılımları [79].

Granat piroksenit grubu piroksenlerindeki durum, piroksenitlerdekine benzer şekilde, ileri derecede rezorbe kristaller ve bazılarında gözlenen granat lamelleri ile karakterize edilmektedir (Şekil 6.5.). Özellikle granat piroksenit grubunda yer alan yamalı zonlu kristallerin, bazı çalışmalarda eriyik sızması (melt infiltration) olarak adlandırılan, daha önce petrografi (Bkz. 5.5.) bölümünde bahsedilen, mikro kristallerce zengin (genellikle feldispat, allanit ve manyetit) agregatlarla ilişkili geliştiği düşünülebilir. Bu alanlar ile klinopiroksenler arasında meydana gelen granat lamelleri petrografi bölümünde simplektit doku olarak yorumlanmıştır (Şekil 6.5. e,f).

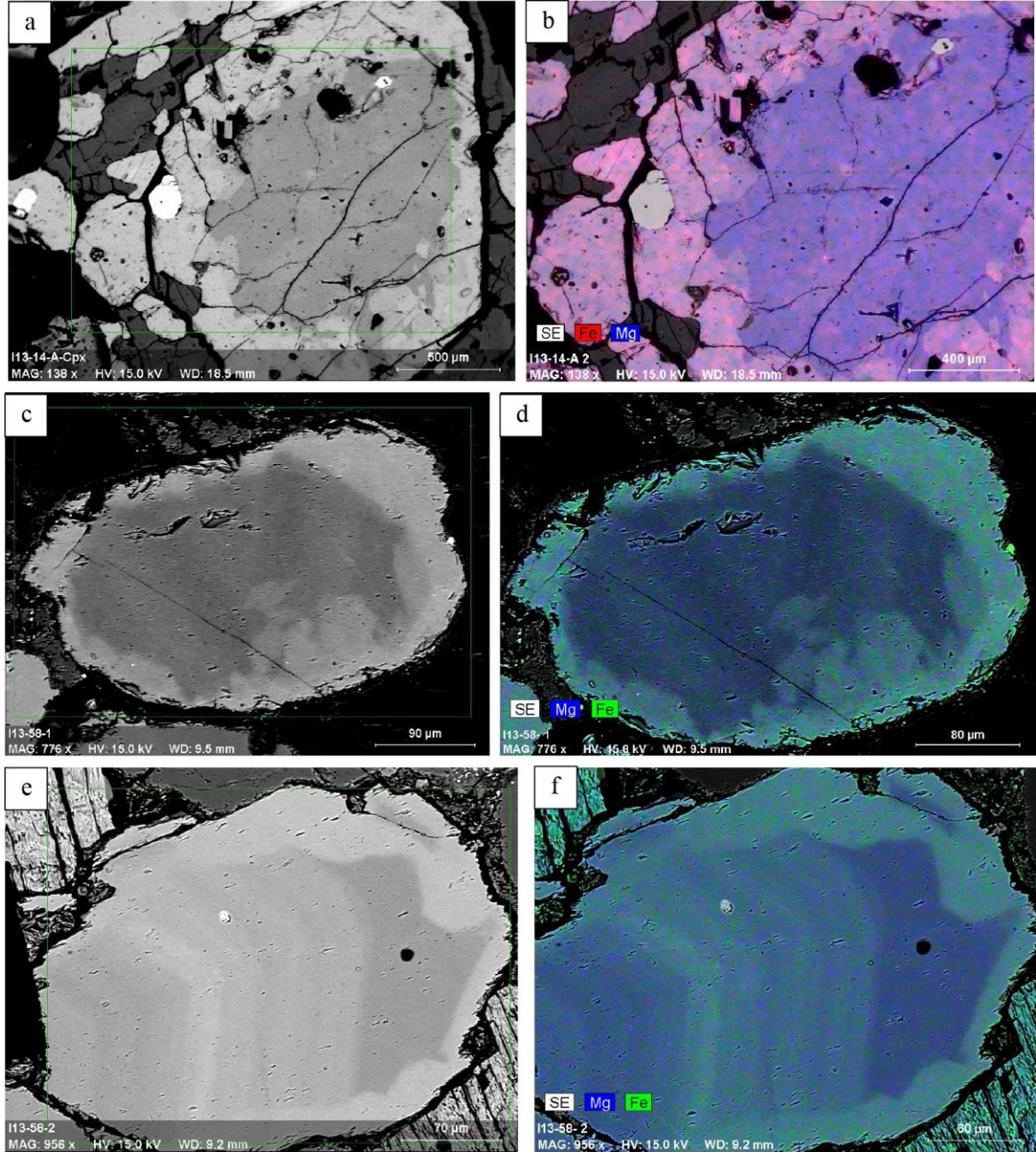


Şekil 6.4. Piroksenit grubundaki klinopiroksenlerde gözlenen zonlanmalar ve majör element dağılımlarının kalitatif olarak gösterildiği element haritaları ve BSE görüntüleri. (a-b) tüm kristale yayılmış yamalı zonlanma gösteren klinopiroksenlerde genelde kristal merkezinin Mg'ce kenarların Fe'ce zengin zonlar oluşturduğu göstermektedir. (c-d) salınımlı zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren klinopiroksende kenarlara doğru Fe ve Na'nın zenginleştiği görülmektedir. (e-f) merkezi Mg'ce zengin ve hafif salınımlı zonlanma gösteren klinopiroksenin, kenarlarının Fe, Na ve Ca'ca zenginleştiği görülmektedir.

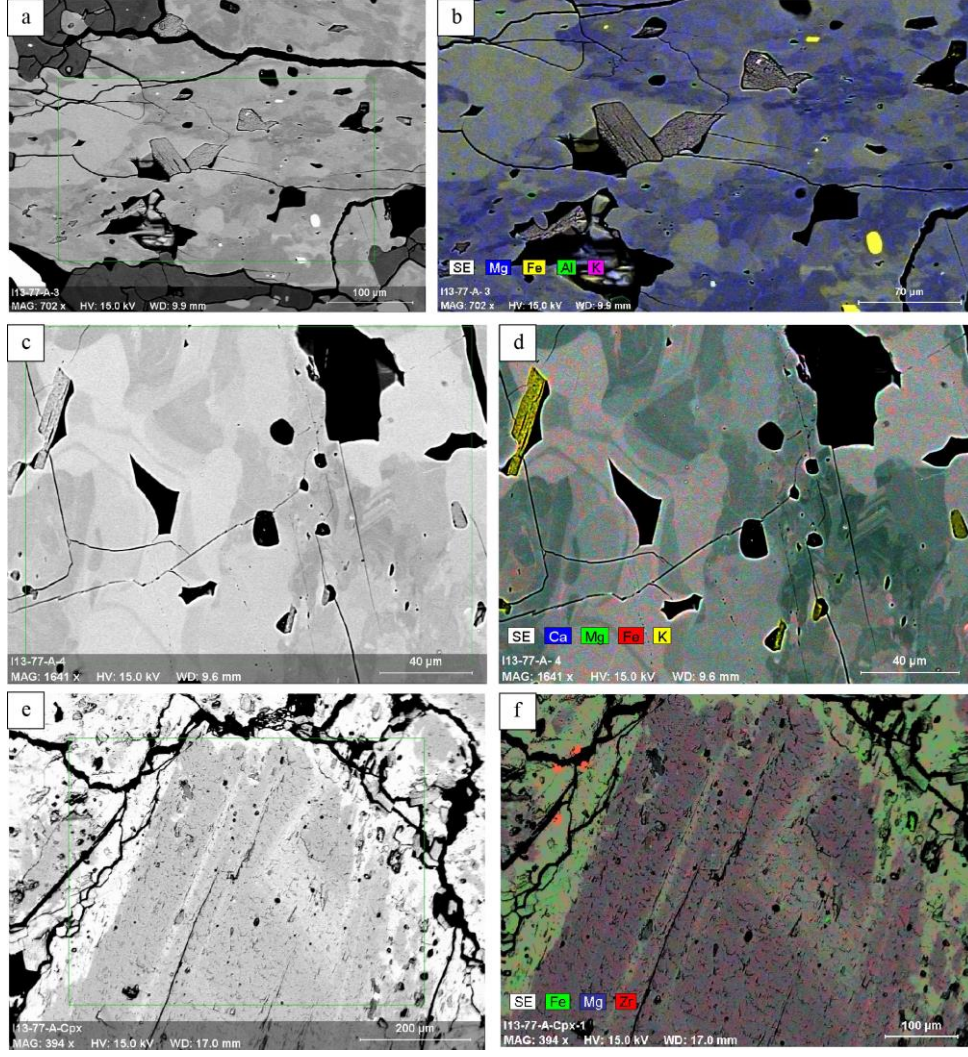


Şekil 6.5. Granat piroksenit grubunda klinopiroksenlere özgü zonlanmaların ve dokuların BSE görüntüleri. (a-b) normal zonlanma ve kısmen rezorbe kristal kenarlarına sahip klinopiroksen minerali içerisinde granat lamelleri (simplektit oluşumu) ile birlikte gözlenmekte. (c-d) kristal kenarları kısmen rezorbe, tüm kristale yayılmış yamalı zonlanma gösteren klinopiroksen minerali. (e-f) kısmen yamalı zonlanma sunan klinopiroksen mineralinin kenar zonlarında meydana gelen granat lamelleri (simplektit oluşumu) ile birlikte muhtemel eriyik sızması ile ilişkili allanit oluşumları gözlenmektedir.

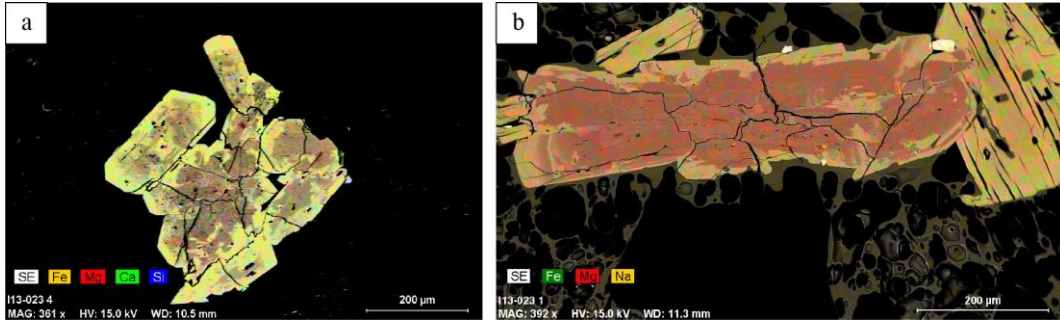
Piroksenit ve granat piroksenit grubu hariç, diğer ksenolit gruplarında, yamalı zonlanma genellikle normal zonlanma gösteren klinopiroksenlerde gözlenmektedir (Şekil 6.6.). Yalnızca, aplitik doku sunan siyenit-alkali feldispat siyenit grubu ksenolitlerdeki iri klinopiroksenlerde tüm kristale yayılmış yamalı zonlanma gösteren örnekler mevcuttur. İğnimbirit ve freatomagmatiklere ait pomza örnekleri içinde gözlenen zonlu ve rezorbe olmuş klinopiroksenlerin, juvenil olmadıkları düşünülmektedir (Şekil 6.7. a-d, 6.8.).



Şekil 6.6. Diyorit-monzodiyorit ve monzonitlerde bulunan klinopiroksenlerde gözlenen normal zonlanma (a-d) ve salınımlı zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma (e-f) gösteren, kenarları kısmen rezorbe klinopiroksen kristalleri.

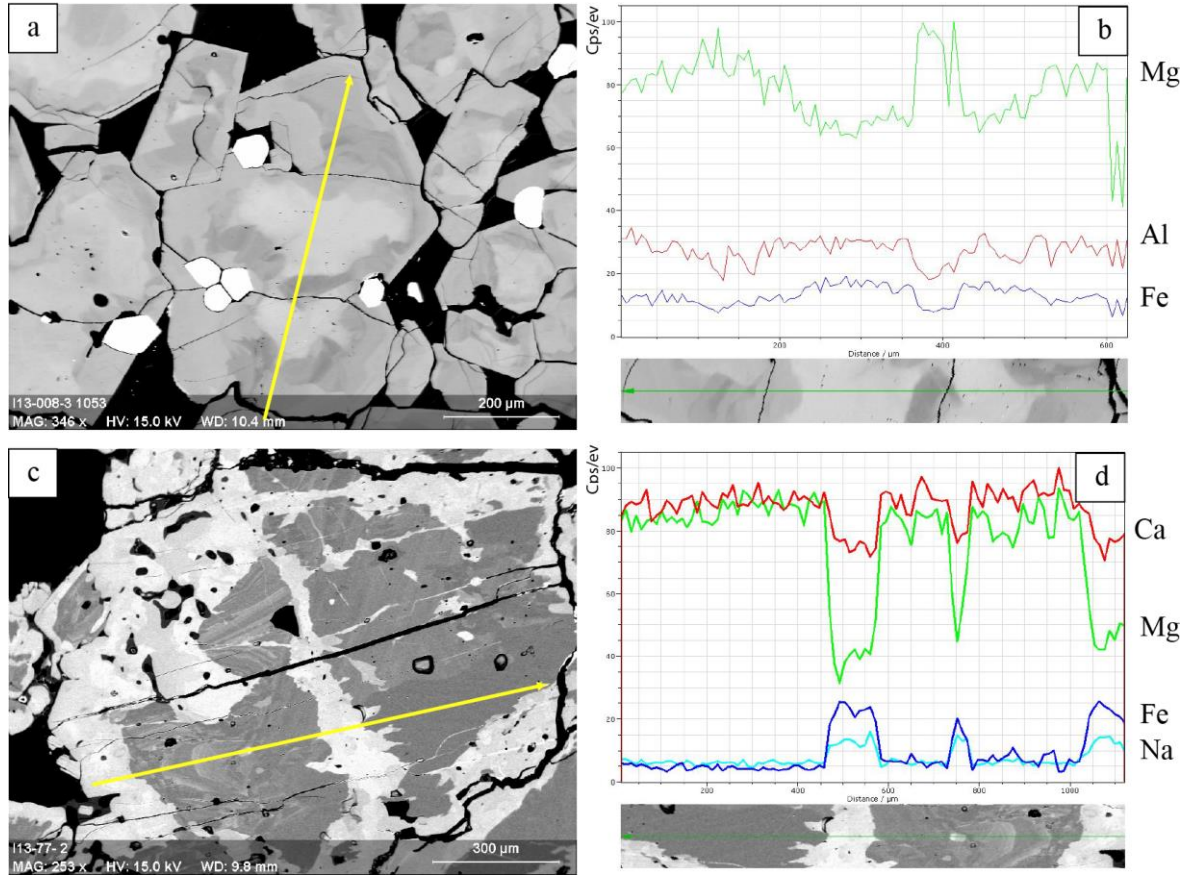


Şekil 6.7. (a-d) siyenit-alkali feldispat siyenit grubu ksenolitlerde tamamen rezorbe olmuş kenarlara sahip klinopiroksenlerde gözlenen tipik yamalı zonlanma. (e-f) göreceli olarak daha düzgün kenarlara sahip klinopiroksen fenokristallerinde gözlenen normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanmanın BSE görüntüleri.



Şekil 6.8. (a-b) Freatomagmatik çökellerde ait pomza örnekleri içinde, normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren klinopiroksen fenokristallerinin genel görüntüsü.

Çizgi tarama örnekleri de, element haritalarına benzer şekilde, göreceli olarak kristalin merkezinin başta Mg'ce zengin olduğunu, yamalı zonlanma ile birlikte Fe, Al ve Na elementlerinin kristalin merkezine doğru düzensiz yayılımlar sergilediğini göstermektedir (Şekil 6.9.).

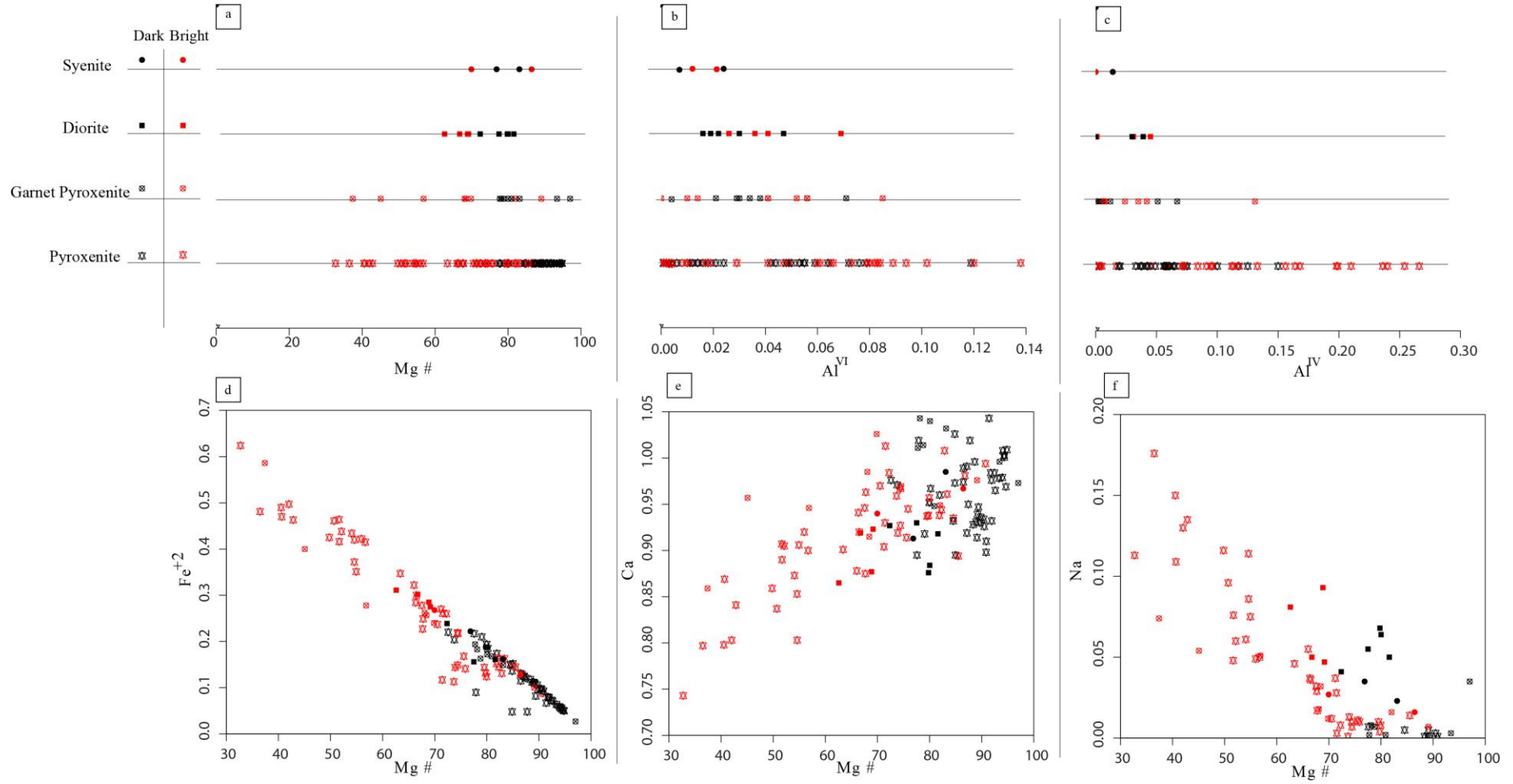


Şekil 6.9. Belirgin yamalı zonlanma gösteren piroksenit grubu klinopiroksenleri üzerinde hazırlanan çizgi taramaları. Elementsel değişimlerin miktarları karakteristik X-ışınları şiddetine (counts per second (cps) / electron volt (eV)) göre gösterilmektedir.

Zonlu piroksen kristallerinin, Mg numarasına göre, $Al^{VI}-Al^{IV}$ çiftleri, Mg ve $Fe^{+2}-Fe^{+3}$ içeriklerinin değişimleri kristalin oluşum sürecinde veya sonrasında magmanın fizikokimyasal evrimi ile ilgili önemli veriler sunabilmektedir [56]. Yamalı zonlanma gösteren klinopiroksenlere ait açık-koyu alan analizlerinde Mg numarasının koyu alanlarda yüksek (Mg# 70-97), açık alanlarda ise çoğunlukla 80'den az olduğu belirlenmiştir. Buna göre Mg# yüksek alanların ergiyikten-katı forma geçişte ilk oluşan kristalin merkezini temsil ettiği varsayılabilir. Buna ilaveten koyu bölgelerin düşük Al^{IV} oranları (<0,15 a.f.u.) sergilemesi yüksek basınç kristalizasyonu ile ilişkilendirilebilir [84]. Koyu-açık bölgeler arasındaki Al^{VI} değerlerindeki farklılıklar net gözlenmese de açık bölgelerde, daha yüksek Al^{VI} değerleri (~0,6-0,12 a.f.u.) olduğu görülmektedir (Şekil 6.10. b,c). Aynı zamanda Mg

karşılık çizilen Ca, Na ve Fe ⁺² grafikleri, koyu alanların belirgin şekilde Mg'ce zengin olduğunu diğer elementlerce fakir olduğunu göstermektedir. En iyi korelasyon Mg # karşılık Fe ⁺² grafiğinde görülmektedir (Şekil 6.10.d).

Yamalı zonlu kristallerdeki koyu alanlardan, açık renkli alanlara doğru Mg numarasındaki azalmaya karşılık Fe ⁺² oranındaki artış; genellikle kristalin merkezini temsil eden koyu renkli zonların, fraksiyonel kristalleşme veya magmanın farklılaşma sürecinin başında oluştuklarını şeklinde yorumlanabilir [59, 84]. Bu yoruma dayanarak ksenolit grupları içerisinde en yüksek Mg numarasına sahip (Şekil 6.10.) piroksenit ve granat piroksenit grubu klinopiroksenlerinin ilksel magmanın ilk ürünleri olabilecekleri düşünülebilir. Yamalı zonlanma gösteren klinopiroksenlerde, genellikle açık bölgelere koyu alanlara göre daha yüksek Al^[IV]/Al^[VI] oranları (genellikle > 2,12 a.f.u.), Humphreys *vd.* [58] ve Aydın *vd.* [76]'ne göre düşük basınç kristalleşmesi ile ilişkilendirilmiştir. Buna ilave olarak, açık renkli alanlarda gözlenen Fe⁺² ve Na oranlarındaki artışa karşılık Ca oranındaki azalmalar Choi ve Kim [87] ve Wass [84] tarafından; kristallerin basınç azalmasından etkilendiği (decompressional melting) şeklinde yorumlanmıştır. Bu öngörülerle birlikte, kristallerde gözlenen belirgin yamalı zonlanmanın, kristaller oluşuktan sonraki süreçlerde meydana gelen, kristal içi element difüzyonları etkisinde oluştuğunu destekleyen çalışmalar vardır [60]. Yamalı zonlanmayı meydana getirecek bir diğer olasılık ise; kristal çatlaklarından ve kenarlarından itibaren farklı kimyasal özelliklere sahip (daha bazik veya asidik) başka bir eriyik ile kristalin yeniden dengelenme (re-equilibration) sürecine girmesidir [59].



Şekil 6.10. Yamalı zonlu klinopiroksenlerde, açık-koyu alanlardaki Mg #, Al^{VI} , Al^{IV} kationik oranlarındaki değişimler ile birlikte (a-c); Mg # karşılık Fe^{+2} , Ca ve Na kationik oranlarında meydana gelen değişimler (d-f) gösterilmektedir (kationik oranlar formül başına atom değerleri (a.f.u.) cinsindendir).

Özetle, klinopiroksenlerdeki yamalı zonlanmanın, salınımlı veya normal zonlanma meydana geldikten sonra geç kristalizasyon evresinde oluştuğu düşünülebilir. Özellikle normal zonlanma gösteren klinopiroksenlerin “liquid line descent” teorisine uygun bir şekilde merkezlerinin Mg ve Ca’ca zengin, kenarlarının ise Fe^{+2} , Na ve Al’ce zengin olduğu görülmektedir [56]. Yamalı zonlanmanın ise çoğunlukla normal zonlanma gösteren (merkez Mg’ce zengin; kenar Fe^{+2} ’ce zengin) kristallerde iki farklı zon (baskın olarak ve Fe^{+2} ’ce zengin) arasındaki difüzyonel dengelenme (diffusional re-equilibration) olarak yorumlanmıştır [60, 88]. İleri düzeyde rezorbe, yamalı zonlanma sunan klinopiroksen kristallerinin, kristal içi difüzyonel dengelenme süreçlerinden diğer piroksenlere oranla daha fazla maruz kaldıkları düşünülebilir. Bu tür zonlu kristallerin magmanın yükselimi sırasında, kristaller üstündeki basınç azalmasına bağlı olarak geliştiği düşünülmektedir. Ancak daha önce bahsedildiği gibi bu yorumu desteklemek amacıyla kristaller üzerinde tutarlı sıcaklık-basınç tahminleri yapılmalıdır.

6.2. Feldispat ve Feldispatoyit Grubu Mineraller

Feldispat grubu mineraller albit ($NaAlSi_3O_8$), anortit ($CaAlSi_2O_8$), ortoklaz ($KAlSi_3O_8$) uç üyeleri arasında sürekli bir katı karışım serisi meydana getirmektedirler. Buna göre piroksenlerde olduğu gibi feldispat mineralleri de eriyikten kristale kadar olan süreçte meydana gelen değişimleri kimyasal formüllerine aldıkları major ve eser elementler ile yansıtabilirler [67].

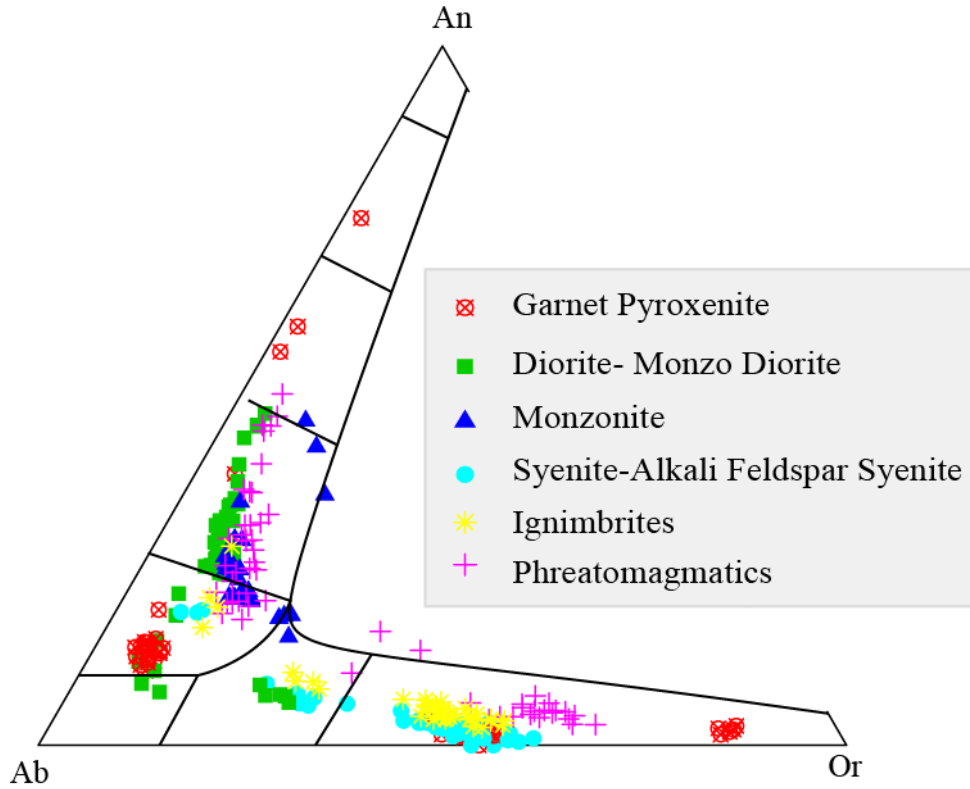
Ksenolitlerde ve volkanik seride gözlenen feldispat minerallerine ait referans merkez-kenar ve açık-koyu alan (BSE görüntülerine göre) analizleri Çizelge 6.2.’de gösterilmektedir. Ksenolitlerde bulunan feldispat grubu mineralleri albit (Ab), anortit (An), ortoklaz (Or) içeriklerine göre sınıflandırılmıştır (Şekil 6.11.). 4 farklı tip ksenolit grubu ve 2 farklı volkanik seride gerçekleştirilen feldispat analizleri anortit-ortoklaz aralığında geniş bir yelpazede dağılım göstermektedir (Çizelge 6.3.). Freatomagmatik ürünlerde gözlenen feldispatların, ksenolit gruplarındakine benzer dağılım sergilediği buna karşılık; ignimbiritlerde gözlenen feldispatların, siyenit-alkali feldispat siyenit grubu ksenolitlerdeki ile benzerliği dikkat çekmektedir (Çizelge 6.3., 6.11.). Sırasıyla anortit-albit ve albit-ortoklaz arasında gözlenen geçişler granat piroksenit grubuna ait feldispatlardan başlayarak diyorit, monzonit ve siyenit ksenolit gruplarında bulunan feldispat analizlerine kadar iyi bir devamlılık teşkil etmektedir (Şekil 6.11.).

Çizelge 6.2. Feldispat grubu minerallerin referans analizlerine ait ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları gösterilmektedir.

Sample Type	Diorite				Garnet Pyroxenite		Monzonite		Syenite				Phreatomagmatic		Ignimbrite	
Sample No.	I13-58-34	I13-58-35	I13-56-A-110	I13-56-A-111	I13-41-A-25	I13-41-A-26	I13-77-C-41	I13-77-C-42	I13-77-A-45	I13-77-A-46	I13-77-A-65	I13-77-A-66	I13-042-52	I13-042-53	I13-110-31	I13-110-32
Position	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
Na ₂ O	7,65	7,23	5,13	6,55	9,02	8,76	6,83	6,87	4,69	4,75	4,67	4,99	4,85	6,15	5,21	4,73
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	0,00	0,00
K ₂ O	3,94	4,51	0,70	1,10	1,03	1,26	2,31	2,30	7,80	7,72	7,81	6,72	8,54	5,60	7,69	6,68
CaO	1,75	1,40	9,14	5,85	2,92	2,32	4,24	4,01	0,40	0,52	0,55	0,63	1,22	2,05	0,95	0,97
TiO ₂	0,49	0,31	0,06	0,00	0,20	0,05	0,35	0,04	1,90	2,01	1,79	2,10	0,46	0,21	0,47	1,20
FeO _t	0,36	0,38	0,15	0,01	0,00	0,34	0,20	0,19	0,15	0,45	0,02	0,04	0,22	0,20	0,18	0,23
MnO	0,27	0,21	0,11	0,00	0,00	0,11	0,12	0,00	0,02	0,25	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	65,63	64,97	58,47	62,08	66,02	65,80	62,98	64,71	64,36	64,55	63,72	63,11	66,23	65,43	66,28	66,87
Al ₂ O ₃	20,86	19,90	27,22	24,37	21,45	21,22	22,76	23,20	19,42	19,31	18,99	19,38	19,97	20,82	19,11	20,31
Total	100,94	98,90	101,00	99,97	100,64	99,88	99,78	101,32	98,74	99,55	97,54	96,99	101,47	100,47	99,90	101,00
Na	2,62	2,53	1,76	2,25	3,06	3,00	2,36	2,33	1,65	1,67	1,67	1,78	1,67	2,12	1,81	1,62
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	0,00	0,00
K	0,89	1,04	0,16	0,25	0,23	0,28	0,52	0,51	1,81	1,78	1,83	1,58	1,94	1,27	1,76	1,50
Ca	0,33	0,27	1,74	1,11	0,55	0,44	0,81	0,75	0,08	0,10	0,11	0,12	0,23	0,39	0,18	0,18
Ti	0,06	0,04	0,01	0,00	0,03	0,01	0,05	0,00	0,26	0,27	0,25	0,29	0,06	0,03	0,06	0,16
Fe	0,05	0,06	0,02	0,00	0,00	0,05	0,03	0,03	0,02	0,07	0,00	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03
Mn	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	11,59	11,71	10,36	11,00	11,56	11,61	11,22	11,31	11,70	11,67	11,73	11,64	11,77	11,64	11,90	11,79
Al	4,34	4,23	5,68	5,09	4,43	4,41	4,78	4,78	4,16	4,12	4,12	4,21	4,18	4,37	4,05	4,22
Total	19,93	19,91	19,75	19,70	19,85	19,82	19,79	19,71	19,69	19,72	19,71	19,64	19,88	19,85	19,80	19,50
Ort	23,11	27,04	4,34	6,88	5,99	7,65	14,20	14,26	51,11	50,22	50,80	45,31	50,43	33,60	46,88	45,52
Ab	68,25	65,93	48,20	62,35	79,74	80,55	63,90	64,84	46,67	46,96	46,19	51,13	43,52	56,07	48,24	48,92
An	8,63	7,04	47,46	30,78	14,28	11,80	21,90	20,89	2,22	2,82	3,01	3,55	6,04	10,33	4,87	5,56

Çizelge 6.3. Ksenolitlerde ve trakitik eksploziv volkanik seride bulunan feldispat minerallerinin Ab-An-Or molar yüzdelерinin minimum (min.) ve maksimum (max.) değeri yüzde cinsinden gösterilmektedir.

Feldspars End-members	Orthoclase (Ort)		Albite (Ab)		Anorthite (An)	
	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
Garnet Pyroxenite	2	85	12	82	0	75
Diorite-Monzo Diorite	3	28	48	83	6	47
Monzonite	8	23	44	66	15	46
Syenite	8	61	38	73	0	19
Phreatomagmatics	5	67	30	62	3	50
Ignimbrites	10	56	41	71	3	28



Şekil 6.11. Ksenolit gruplarında ve trakitik eksploziv volkanik serideki feldispat minerallerinin Ab-An-Or molar yüzdelерine göre üç uç üyenin sınırladığı diyagram üzerindeki dağılımları.

Granat piroksenit grubunda yer alan feldispat analizlerinin An'den Or'ye kadar çok geniş bir aralıkta (Max. $An_{75}-Ab_{82}-Or_{85}$) temsil edildiği gözlenmektedir (Şekil 6.11.). Buna karşılık merkez-kenar analizlerinde uç bileşenler arasında herhangi bir değişim gözlenmemektedir (Şekil 6.12.). Buna göre bu grupta çok az oranda ($< \% 8$), mikro kristaller şeklinde gözlenen feldispat mineralleri oligoklaz ve ortoklaz aralığında temsil edilmektedir.

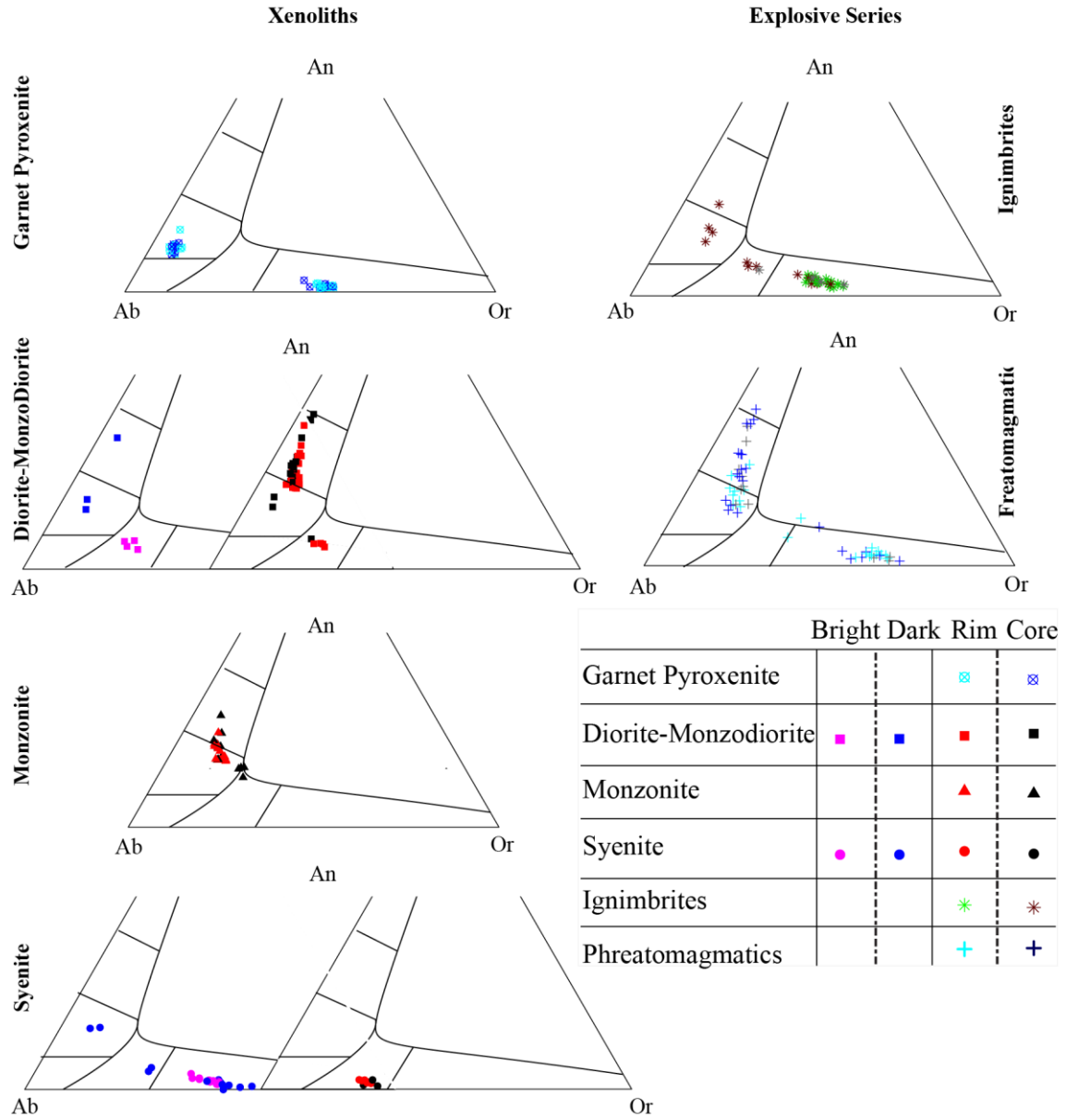
Diyorit-monzodiyoritlerde gözlenen feldispatlarda merkez-kenar ölçümlerinin yanı sıra yamalı zonlanma gösteren (Şekil 6.13.) feldispatlar üstünde açık-koyu alan analizleri

yapılmıştır. Buna göre merkezden kenara doğru az da olsa ortoklaz içeriğinde artış (merkez Or 7-8, kenar Or 9-11) olduğu görülmektedir. Yamalı zonlanma ve normal zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren feldispatlarda koyu alanların Ca'ca zengin (An_{21-43}); açık alan analizlerinin ise K'ca zengin (Or_{23-27}) olduğu görülmektedir.

Monzonitlerdeki feldispatlarda yamalı zonlanma görülmediği için merkez-kenar ölçümleri yapılmıştır. Buna göre An-Or aralığında belirgin bir geçiş gözlenmemiştir (Şekil 6.12.). Siyenit grubuna ait yamalı zonlu feldispatlarda gerçekleştirilen açık-koyu analizlerinde, bir grup analiz dışında, koyu alanların K'ca zengin ($koyu\ Or_{50-60}$); açık alanların ise Na'ca zengin ($açık\ Or_{42-48}$) olduğu görülmektedir. Bu gruptaki feldispatlarda merkez-kenar ölçümlerinde herhangi bir farklılık gözlenmemiştir.

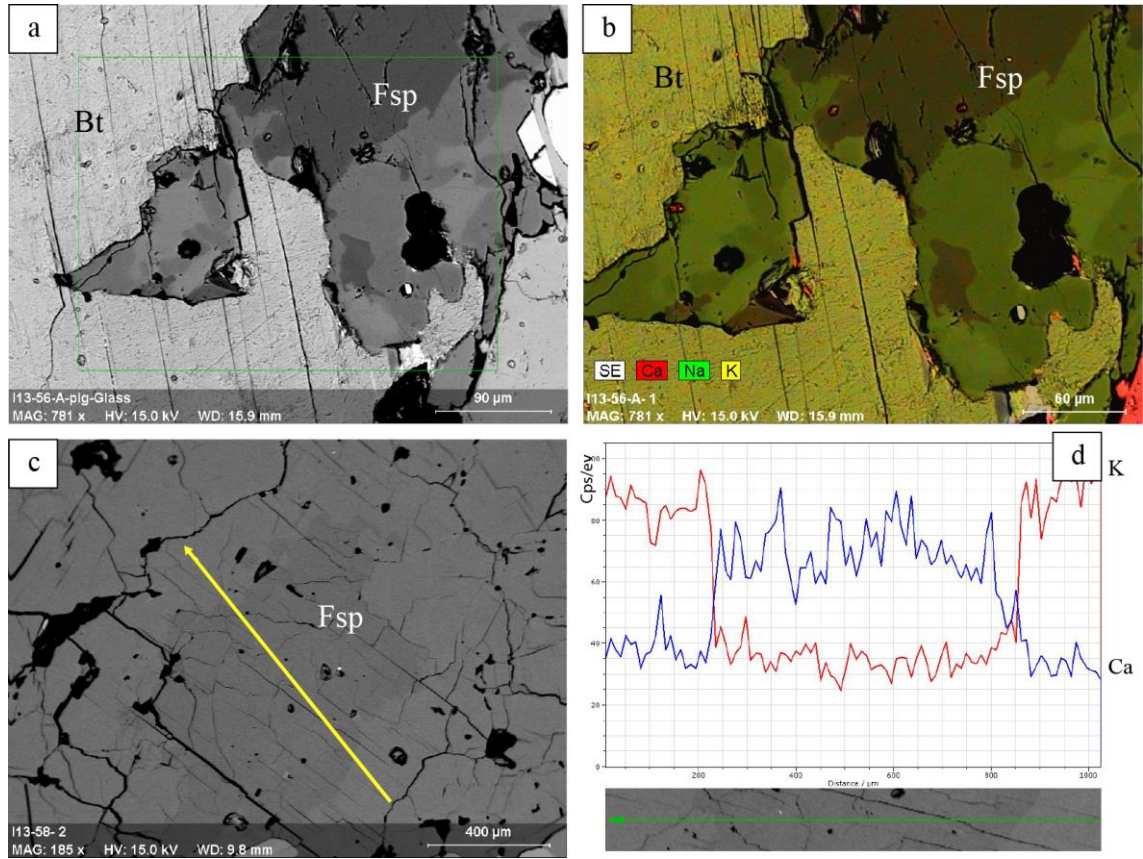
Trakitik eksplozif volkaniklerde bulunan feldispatlara ait merkez-kenar ölçümlerinde belli belirsiz An-Or geçişlerinin olduğu görülmektedir. Buna göre; merkez ölçümlerinin büyük bir bölümünün Ca'ca zengin (An_{20-55}); kenar ölçümlerinin K'ca zengin (Or_{34-67}) olduğu görülmektedir. Benzer şekilde ignimbirtillerdeki feldispatların da çoğunlukla merkez analizlerinin Ca'ca zengin (An_{5-32}); buna karşılık kenar ölçümlerinin (Or_{34-67}) sanidin bileşiminde oldukları görülmektedir. Bu verilere göre volkanik ürünlerde bulunan feldispatların bir bölümü normal zonlanma göstermektedir.

Feldispatlardan elde edilen verilere göre, ksenolit grupları tek tek incelendiğinde, merkez-kenar ölçümlerinde fraksiyonel kristalleşmeye veya magmanın farklılaşmasına yönelik bir kimyasal zonlanma gözlenmemiştir. Ancak açık-koyu analizlerinde genellikle koyu alanların An'ce (genellikle An_{20-50}) zengin açık alanların Or'ce (genellikle Or_{10-45}) zengin olduğu görülmektedir. Buna göre yamalı zonlu kristallerinin genellikle merkezinden kenarlarına doğru olan bu değişimin feldispatların oluşumunda rol oynayan magmanın zaman zaman daha asidik (Ca'ca tüketildiği) bir değişim izlediğini göstermektedir [37]. Bu geçişe benzer şekilde volkanik seride bulunan feldispatlarda da magmanın daha çok bazikten-asidiğe geçiş gösterdiği görülmektedir. Mafikten felsiğe doğru geçişler, ksenolit grupları arasında granat piroksenit-diyoritten (Ca'ca zengin) monzonit-siyenite (K'ca zengin) doğru iyi bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 6.11.). Bu geçiş, ksenolitlerin aynı ana magmadan kristalleştikleri düşünülürse, grup içinde fark edilmeyen ancak gruplar arasında gözlenebilen, bazikten-asidiğe doğru farklılaşmanın olduğunu gösterebilir.



Şekil 6.12. Feldispat minerallerinin açık-koyu ve merkez-kenar analizlerine göre Ab-An-Or üçgenlerindeki dağılımları.

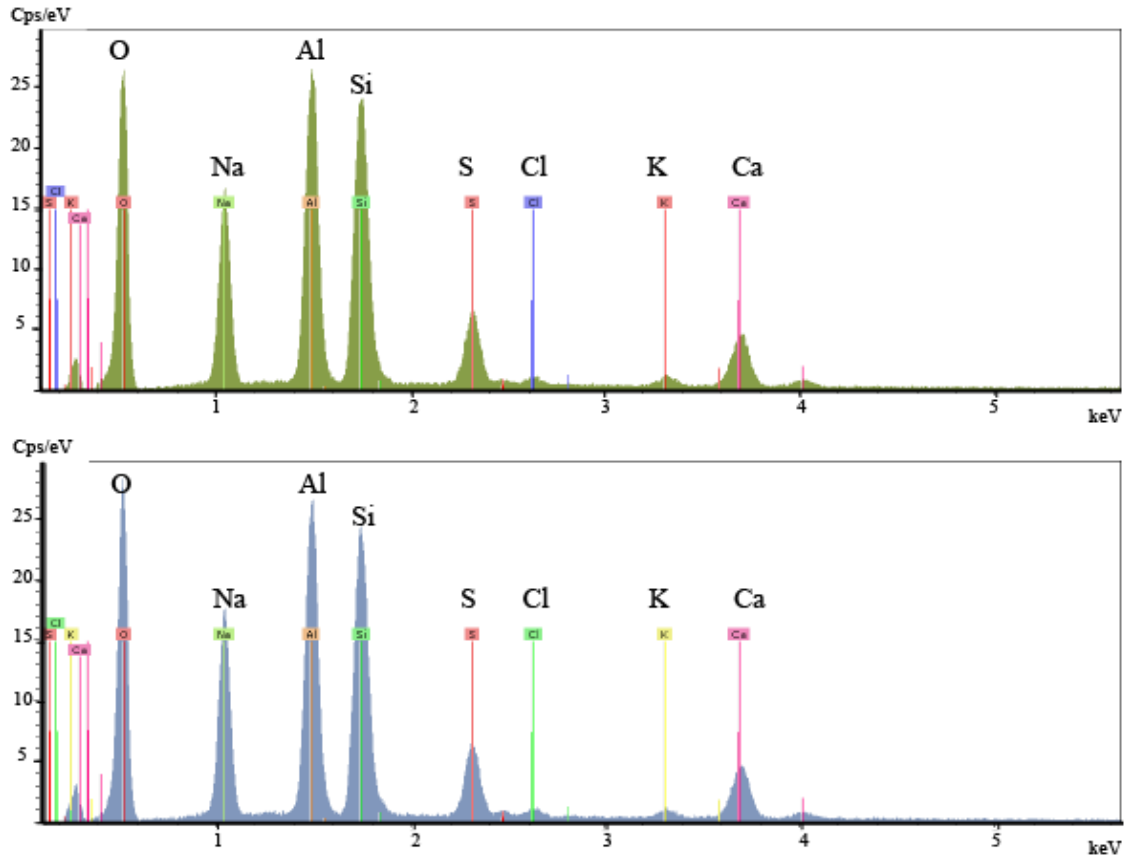
Ksenolitler içerisinde yalnızca bir örnekte (I13-40-A) gözlenen feldispatoyid minerali üzerinde yapılan analizler Platevoet vd. [17]'nin tefrifonolitlerdeki sodalit-haüyn serisi mineral analizlerine göre değerlendirildiğinde içerdiği %8-9 CaO değerlerine göre haüyn olarak tanımlanmıştır (Çizelge 6.4.) (Şekil 6.14.).



Şekil 6.13. Diorit-monzodiyorit grubu ksenolitlerde zonlanma gösteren feldispatlara ait element haritası (a-b) ve çizgi tarama sonuçları (c-d) gösterilmektedir.

Çizelge 6.4. Ksenolitlerde ve tefrifonolitlerde gözlenen sodalit-hayün serisi minerallerinin ana oksit değerleri (tefrifonolitlerdeki analizler Platevoet vd. [17]'den alınmıştır.).

Sample Type	Foid-Monzo Diorite		Tephriphonolites			
Sample & Analysis No.	I13-40-A-34	I13-40-A-35	05-008-67	97-16-36	97-16-32	97-16-33
Na ₂ O	14,51	15,68	21,57	24,35	19,91	17,82
Al ₂ O ₃	27,55	27,29	28,69	30,62	29,58	28,44
SiO ₂	34,45	34,01	41,49	38,46	35,21	33,17
SO ₃	12,59	12,44	2,16	0,79	4,24	9,46
Cl	0,68	0,69	4,56	5,90	2,76	0,76
K ₂ O	1,19	0,96	1,19	0,64	2,09	0,91
CaO	9,04	8,93	1,01	0,45	2,82	7,23
Total	100,00	100,00	100,65	101,20	96,60	97,79



Şekil 6.14. Ksenolit gruplarında gözlenen sodalit-hayün serisi minerallerine ait karakteristik X-ışınları spektrası.

6.3. Mika Grubu Mineraller

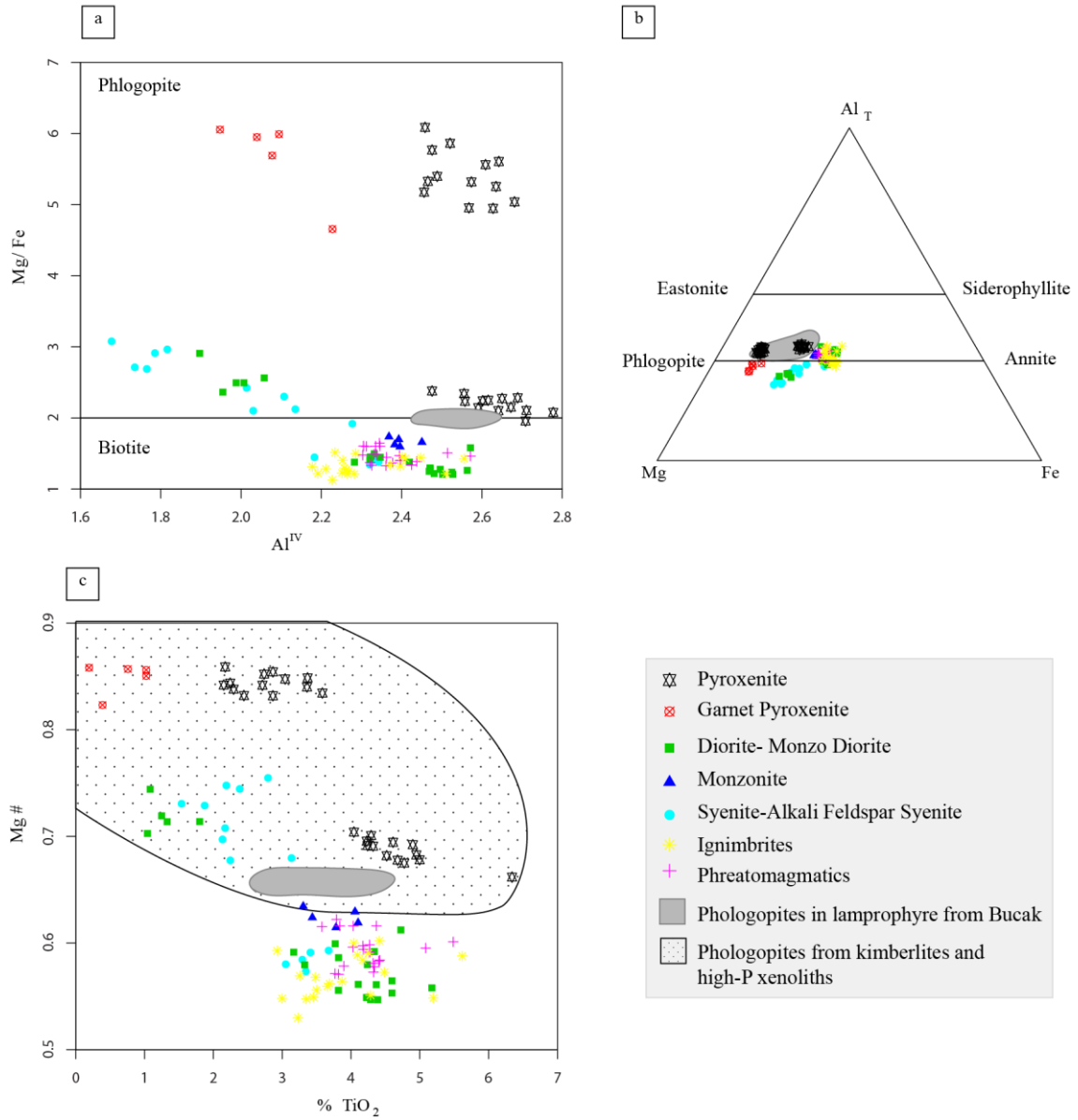
Klinopiroksenlerden sonra en yaygın mineral fazı olan mika grubu minerallerinin Mg, Fe ve Al^[iv] katyonik oranları toplam 22 oksijen anyonu temel alınarak hesaplanmış, bu hesaplama göre dörtlü uç üyenin (Annit, Siderofillit, Filogopit, Eastonit) sınırlandırdığı diyagram üzerinde sınıflandırılmışlardır [89] (Şekil 6.15.a). Her bir ksenolit grubu ve volkanik seriye göre tanımlayıcı mika analizleri ve katyonik oranları Çizelge 6.5.'te gösterilmektedir. Buna göre piroksenit ve granat piroksenit grubunda yer alan mika minerallerinin yüksek Mg# (67-86) ve Mg/Fe (>2 a.f.u.) değerlerine sahip oldukları görülmektedir. Bununla birlikte siyenit ve monzonit grubunda yer alan mikaların yine filogopit aralığında yer alacak şekilde, ultramafik ksenolitlerdeki mikalar gibi, yüksek Mg/Fe (>2 a.f.u.) ve yüksek Mg# (genellikle 65-75) değerlerine sahip oldukları görülmektedir. Ksenolit gruplarında (özellikle diyorit-monzodiyorit grubu) ve eksplozif volkanik seride yer alan mikaların birçoğunun biyotit alanında olacak şekilde nispeten düşük Mg# (52-64) ve Mg/Fe (<2 a.f.u.) değerleri ile karakterize edildikleri görülmektedir. Ksenolitlerde ve eksplozif volkanik seride yer alan mika analizlerine ilaveten Platevoet vd.

[17]'nin Bucak lamprofirlerinden gerçekleştirdikleri mika analizlerinin, piroksenit grubunda yer alan bir grup mika ile benzer Mg# (65-68) ve Mg/Fe-Al^[iv] değerlerine sahip oldukları görülmektedir (Şekil 6.15.).

Çizelge 6.5. Mika minerallerine ait referans ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları.

Sample Type	Pyroxenite		Diorite	Monzonite	Syenite	Explosive volcanics	
Sample No.	I13-008-237	I13-100-A-4	I13-56-A-62	I13-77-C-33	I13-77-A-35	I13-42	I13-110
Na ₂ O	0,53	0,77	0,25	0,26	0,66	1,12	0,53
MgO	15,60	22,02	13,49	14,74	18,21	14,54	14,33
Al ₂ O ₃	15,55	16,61	14,76	13,99	12,73	14,11	14,04
SiO ₂	35,09	38,08	37,64	38,14	41,24	38,45	37,29
K ₂ O	8,21	9,32	9,03	9,42	9,07	9,00	8,58
CaO	0,32	0,32	0,00	0,12	0,00	0,00	0,15
TiO ₂	6,34	3,37	3,82	4,10	2,13	3,79	2,93
FeO _t	14,21	7,00	19,23	16,17	14,10	15,74	17,54
MnO	0,36	0,00	0,23	0,12	0,32	0,23	0,43
Total	96,21	97,49	98,45	97,08	98,45	96,97	95,82
Cations based on 22 oxygen							
Na	0,15	0,21	0,07	0,07	0,18	0,32	0,15
Mg	3,44	4,62	2,96	3,24	3,88	3,19	3,21
K	1,55	1,67	1,69	1,77	1,65	1,69	1,64
Ca	0,05	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
Ti	0,70	0,36	0,42	0,45	0,23	0,42	0,33
Fe	1,76	0,82	2,36	1,99	1,68	1,94	2,20
Mn	0,04	0,00	0,03	0,02	0,04	0,03	0,05
Si	5,18	5,36	5,53	5,62	5,89	5,66	5,60
Al _{tot}	2,71	2,75	2,56	2,43	2,14	2,45	2,48
Al ^{iv}	2,71	2,64	2,47	2,38	2,11	2,34	2,40
Al ^{vi}	0,00	0,11	0,09	0,05	0,04	0,10	0,08
Tot	15,58	15,84	15,62	15,61	15,70	15,68	15,70
Mg/Fe ⁺²	1,96	5,61	1,25	1,62	2,30	1,65	1,46
Mg no.	0,66	0,85	0,56	0,62	0,70	0,62	0,59

Bachinski ve Simpson [90]'nın yüksek basınç kayaçları (kimberlitler ve yüksek basınç ksenolitleri) içindeki filogopitler üzerinde yürüttükleri karşılaştırmalı çalışmalar yüksek basınç kayaçlarında bulunan ilksel filogopitlerin yüksek Mg# (>80) karşılık düşük TiO₂ (<%2) değerlerine sahip olduklarını göstermiştir.

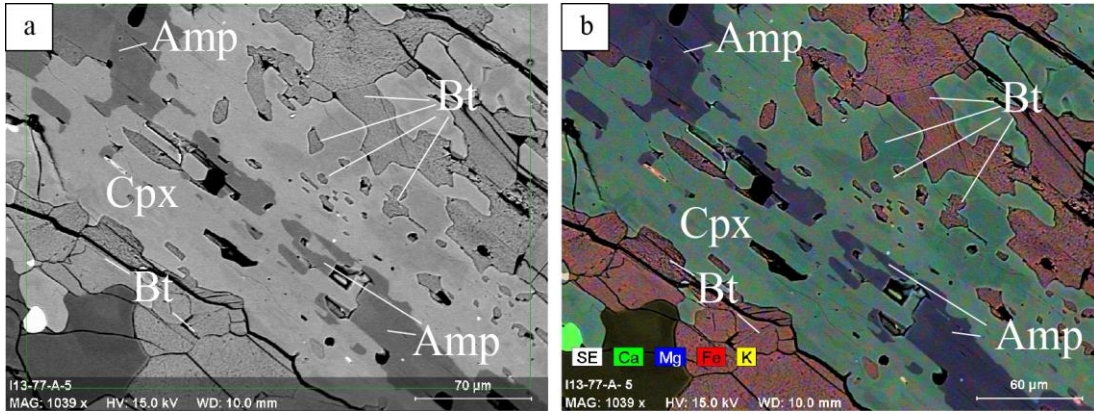


Şekil 6.15. (a-b) ksenolitlerde ve eksploziv volkanik seride rastlanan mika grubu minerallere ait Mg/Fe değerlerine karşılık Al^{IV} ile $Mg-Fe-Al_T$ üçgen diyagramındaki dörtlü uç üyenin sınırlandığı alan içerisindeki dağılımları. (c) mikaların $\%TiO_2$ içeriğine karşılık $Mg\#$ diyagramındaki dağılımları (noktalı alanlar Ferreira vd. [91], Bachinski ve Simpson [90]'den alınan yüksek basınç kayalarında bulunan filogopitlerindeki $\%TiO_2$ 'ye karşılık $Mg\#$ değerlerini temsil etmektedir).

Aynı zamanda Bachinski ve Simpson [90], Edgar vd. [92], Edgar [93]'ün filogopitler üzerinde gerçekleştirdiği deneysel çalışmalar, mantodan türemiş ikincil (özellikle minetlerde bulunan) filogopitlerin, $\%2-7 TiO_2$ değerlerine karşılık yüksek $Mg\#$ (74-90) değerlerine sahip olduklarını ve alt kabuk basınç koşullarında ($T=1300\text{ C}^\circ$, $P=15-20\text{ kbar}$), sulu-potasik, karbonatlı eriyiklerden kristalleştiklerini göstermiştir. Gölcük ultramafik ksenolitlerinde

gözlenen filogopitlerin, Bachinski ve Simpson [90]'ın yüksek basınç kayaçlarındaki filogopitler ile benzer Mg# ve % TiO₂ değerlerine sahip oldukları görülmektedir.

Daha önce bahsedilen (Bkz.5.2., 5.3., 5.4.) diyorit, monzonit ve siyenit grubunda klinopiroksenlerin belirli zonlarında oluştuğu gözlenen mika minerallerinin oluşum süreçleri ile ilgili yorum yapabilmek amacıyla BSE görüntüleri ve element haritaları kullanılmıştır (Şekil 6.16.). Buna göre; mika minerallerinin, piroksenlerin kenar zonlarında; kristal içinde hücremsi ve süngerimsi gözeneklerin içinde, kristal kapanım olarak bulundukları belirlenmiştir. Bu tür kapanımların, özellikle rezorbe olmuş, gözenekli piroksenlerde rastlanması mika minerallerinin geç evre kristalizasyon sürecinde, piroksenlerin gözeneklerine nüfuz eden sulu eriyiklerden itibaren kristalleştiklerini düşündürmektedir.



Şekil 6.16. Ksenolit gruplarında, klinopiroksenlerin gözeneklerinde ve kenar zonlarında gözlenen mika minerallerine ait BSE ve element haritası görüntüsü.

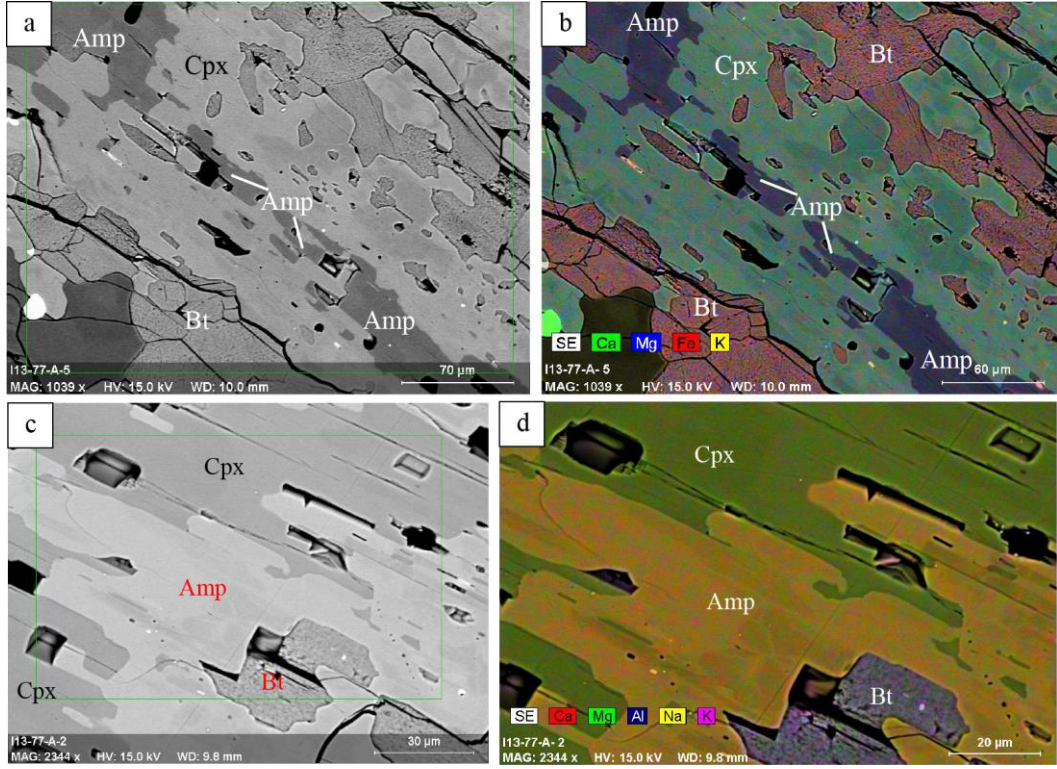
6.4. Amfibol Grubu Mineraller

Diyoritik ve siyenitik ksenolitlerde, trakitik eksplozif volkanik seride ve trakitik lav domlarında gözlenebilen iri (~1-2cm) kahve renkli amfibol grubu mineraller, aynı zamanda granat piroksenit grubu ksenolitleri içerisinde bir örnekte de gözlenebilmektedir. Gölcük volkanizmasına ait farklı ürünlerde gözlenebilen koyu kahve renkli (magmatik) amfibol minerallerinin katyonik oranları 23 oksijen anyonu baz alınarak hesaplanmış buna göre Hawthorne vd. [94] ve Leake vd. [95]'nin kalsik amfibol sınıfına ait oldukları belirlenmiştir. Her bir örnek tipine ait tanımlayıcı amfibol analizleri Çizelge 6.6.'da gösterilmektedir.

Çizelge 6.6. Amfibol grubu minerallere ait referans ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları (Mgh: Magnesiohastingsite; Ac: Actinolite; P: Potassian; PT: PotassianTitanian; FP: FerrianPotassian).

Sample Type	Garnet Pyroxenite		Diorite		Syenite		Phreatomagmatic	
Sample No.	I13-77-B-28	I13-77-B-30	I13-56-A-42	I13-56-A-43	I13-77-A-42	I13-77-A-43	I13-121-41	I13-121-42
Position	rim	core	core	rim	core	rim	core	rim
Na ₂ O	2,19	2,16	1,84	2,01	1,57	1,79	1,78	1,91
MgO	15,07	14,84	9,78	10,05	18,91	18,33	8,87	9,87
K ₂ O	1,67	1,73	2,07	1,78	0,86	0,65	1,90	1,96
CaO	12,46	12,29	11,45	10,89	10,31	11,50	11,98	11,66
TiO ₂	0,77	0,62	2,25	1,83	0,00	0,46	2,80	2,97
FeO _t	10,31	10,54	17,83	17,83	8,05	8,41	18,08	16,72
MnO	0,32	0,40	0,12	0,13	0,12	0,22	0,28	0,06
SiO ₂	43,23	42,98	39,96	41,25	55,44	53,74	36,89	39,23
Al ₂ O ₃	13,19	13,31	11,54	12,09	0,95	1,59	12,49	10,64
Cations based on 23 oxygen								
Si	6,26	6,25	6,18	6,27	7,93	7,72	5,87	6,18
Ti	0,08	0,07	0,26	0,21	0,00	0,05	0,34	0,35
Al	2,25	2,28	2,10	2,17	0,16	0,27	2,34	1,97
Mn ²⁺	0,04	0,05	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,01
Fe ²⁺	1,25	1,28	2,31	2,27	0,96	1,01	2,41	2,20
Mg	3,25	3,22	2,26	2,28	4,04	3,93	2,11	2,32
Ca	1,93	1,92	1,90	1,77	1,58	1,77	2,04	1,97
Na	0,62	0,61	0,55	0,59	0,44	0,50	0,55	0,58
K	0,31	0,32	0,41	0,34	0,16	0,12	0,39	0,39
Sum	15,99	16,00	15,99	15,91	15,28	15,40	16,09	15,97
Si-T	6,20	6,18	6,12	6,17	7,87	7,72	5,83	6,16
Al ^{iv} -T	1,80	1,82	1,88	1,83	0,13	0,27	2,17	1,84
SumT	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{vi} -C	0,42	0,44	0,21	0,30	0,03	0,00	0,15	0,13
Ti-C	0,08	0,07	0,26	0,21	0,00	0,04	0,33	0,35
Fe ⁺³ -C	0,47	0,54	0,44	0,69	0,38	0,04	0,37	0,10
Mg-C	3,22	3,18	2,23	2,24	4,00	3,92	2,09	2,31
Fe ⁺² -C	0,76	0,73	1,85	1,54	0,58	0,97	2,02	2,09
Mn ⁺² -C	0,04	0,05	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,01
SumC	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca-B	1,91	1,89	1,88	1,75	1,57	1,77	2,03	1,96
Na-B	0,09	0,11	0,12	0,25	0,43	0,23	0,00	0,04
SumB	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,03	2,00
Na-A	0,52	0,50	0,43	0,33	0,00	0,27	0,55	0,54
K-A	0,31	0,32	0,40	0,34	0,15	0,12	0,38	0,39
SumA	0,83	0,81	0,83	0,67	0,16	0,39	0,93	0,94
Modifier	P	P	P	PT			FP	PT
Name	Mgh	Mgh	Mgh	Mgh	Ac	Ac	Mgh	Mgh

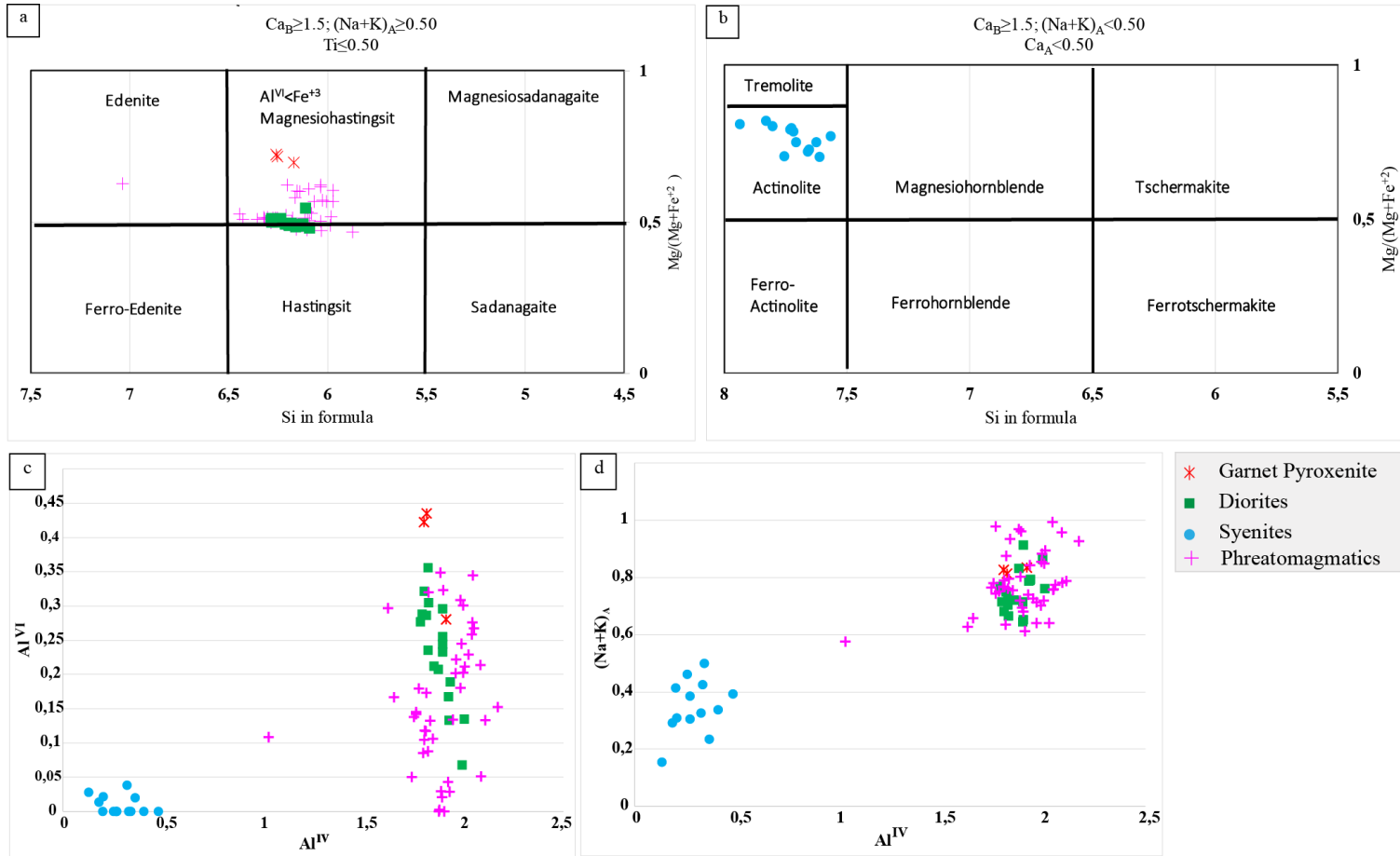
Granat piroksenit, diyorit-monzodiyorit ve eksplozif volkanik seri içinde freatomagmatiklerde gözlenen amfibol grubu mineraller magnezyohastingsit; siyenit grubunda gözlenenler ise aktinolit olarak Hawthorne vd. [94] ve Leake vd. [95]'nin kalsik-amfibol grubunda karakterize edilmişlerdir (Şekil 6.17.). Gölcük Volkanizmasında hem plütonik ksenolitlerde hem de freatomagmatiklerde gözlenen amfibol grubu minerallerin geniş bir aralıkta Mg# değerlerine (45-90) sahip oldukları görülmektedir (Şekil 6.17.) (Çizelge 6.6.).



Şekil 6.17. Siyenit grubu klinopiroksenlerinde gözlenen amfibol lamellerinin BSE görüntüleri (a, c) ve element haritaları (b, d).

Siyenit grubunda yer alan amfiboller Al^{IV} karşılık Al^{VI} değişimlerinde (Tschermak) net bir korelasyon gözlenmezken; granat piroksenit, diyorit-monzodiyorit ve freatomagmatiklerde rastlanan amfibollerde iyi bir korelasyon gözlemlenmek mümkündür. Buna göre; granat piroksenit, diyorit-monzodiyorit ve freatomagmatiklerde Al^{IV} değerlerinin genellikle 0,9 a.f.u. olduğu, Al^{VI} değerlerinin freatomagmatikler ile diyorit-monzodiyoritlerde benzer, granat piroksenitlerde ise göreceli olarak yüksek (0,25-0,45 a.f.u.) olduğu görülmektedir. Siyenit grubunda diğer amfibollere göre göreceli olarak düşük Al^{VI} (<0,05 a.f.u.), Al^{IV} (<0,5 a.f.u.) değerleri Humphreys vd. [58]'de olduğu gibi düşük basınç kristalizasyonu ile ilişkilendirilebilir. Siyenit grubu dışında diğer gruplarda Al^{IV} 'e karşılık $(Na+K)_A$ değerinin artması, edenit değişimine (edenite exchange) bağlı olarak gelişmiş olabilir (Şekil 6.18. d).

Siyenitik örneklerde klinopiroksenlerden itibaren oluşan, kalsik amfibol grubu aktinolit ($\square Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$) minerallerinin, diyopsit-hedenberjit ($Ca(Mg,Fe^{+2},Mn)Si_2O_6$) bileşimindeki klinopiroksenlerden itibaren yarı ergiyik fazda (subsolvus phase) oluştuğu düşünülmektedir [96] (Şekil 6.17.). Amfibol lamellerinin oluşumu, yüksek basınç piroksenlerinde basınç azalmasına bağlı olarak gelişen susuz amfibol (oxyamphibole) lamellerinin oluşumlarına benzerlik göstermektedir [97].



Şekil 6.18. (a-b) farklı tipte örneklerde gözlenen amfibol grubu minerallerin Si (a.f.u) karşılık $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ değerlerine göre farklı uç üyelerin sınırladığı diyagramlardaki dağılımları [94]. (c-d) amfibol grubu minerallerin $Al^{[IV]}$ 'e karşılık $Al^{[VI]}$ (a.f.u.) ve $Al^{[IV]}$ 'e karşılık $(Na+K)_A$ a.f.u. katyonik oranlarına göre dağılımları gösterilmektedir.

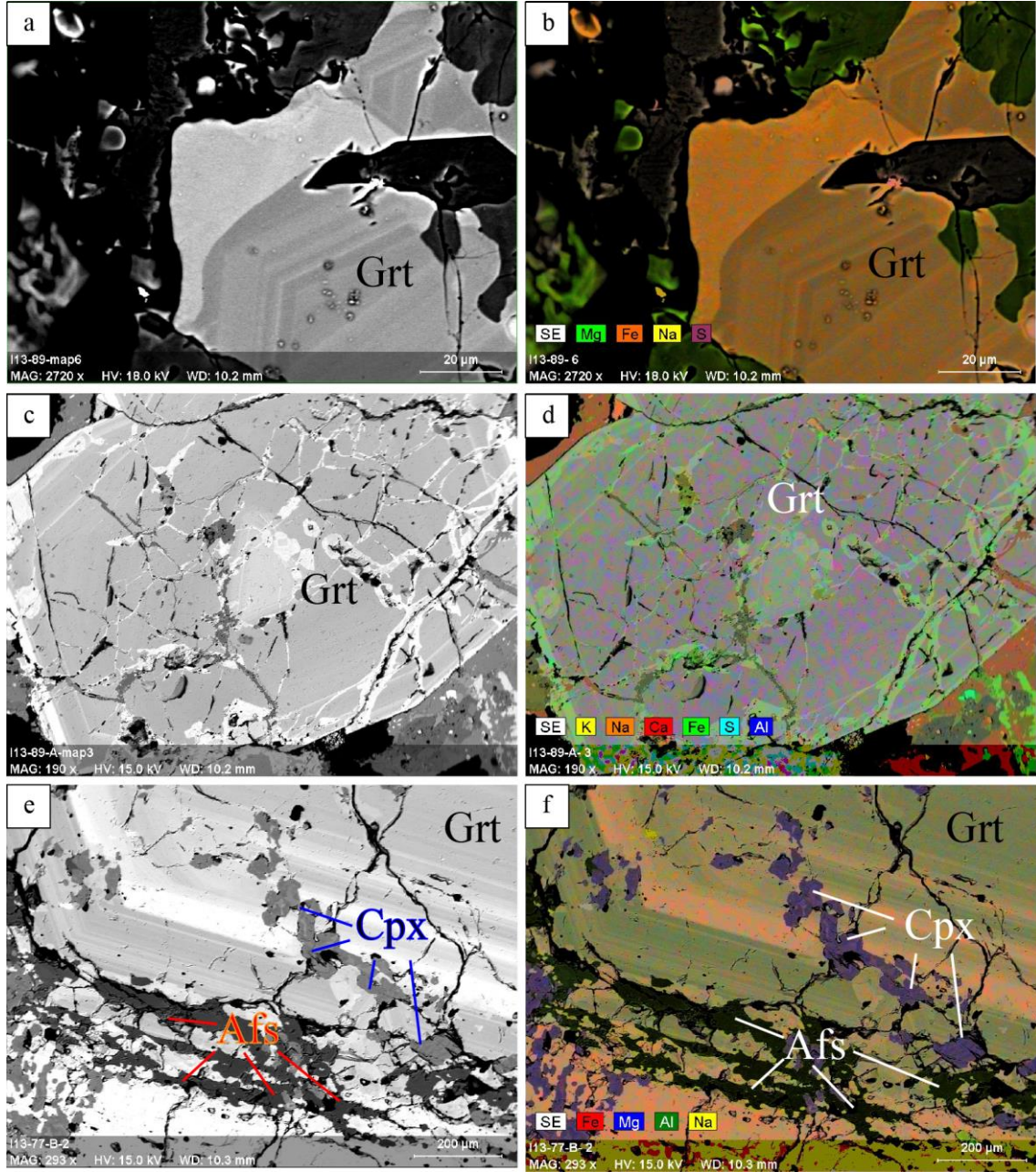
6.5. Granat Grubu Mineraller

Granat mineralleri Gölçük volkanizmasına ait ürünler arasında yalnızca granat piroksenit grubunda, klinopiroksen ve feldispat mineralleri ile birlikte bulunmaktadır. Granat minerallerinin formül hesaplamaları tetrahedral (Z) alanlarındaki kanyonlarına göre 12 oksijen anyonu göz önünde bulundurularak, Grew vd. [98]'ye uygun bir şekilde gerçekleştirilmiştir. Bu hesaplama göre granat piroksenit grubunu temsil eden granat grubu mineralleri bileşimsel olarak %65-84 oranında Grossular $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ bileşimi sunmaktadır (Çizelge 6.7.).

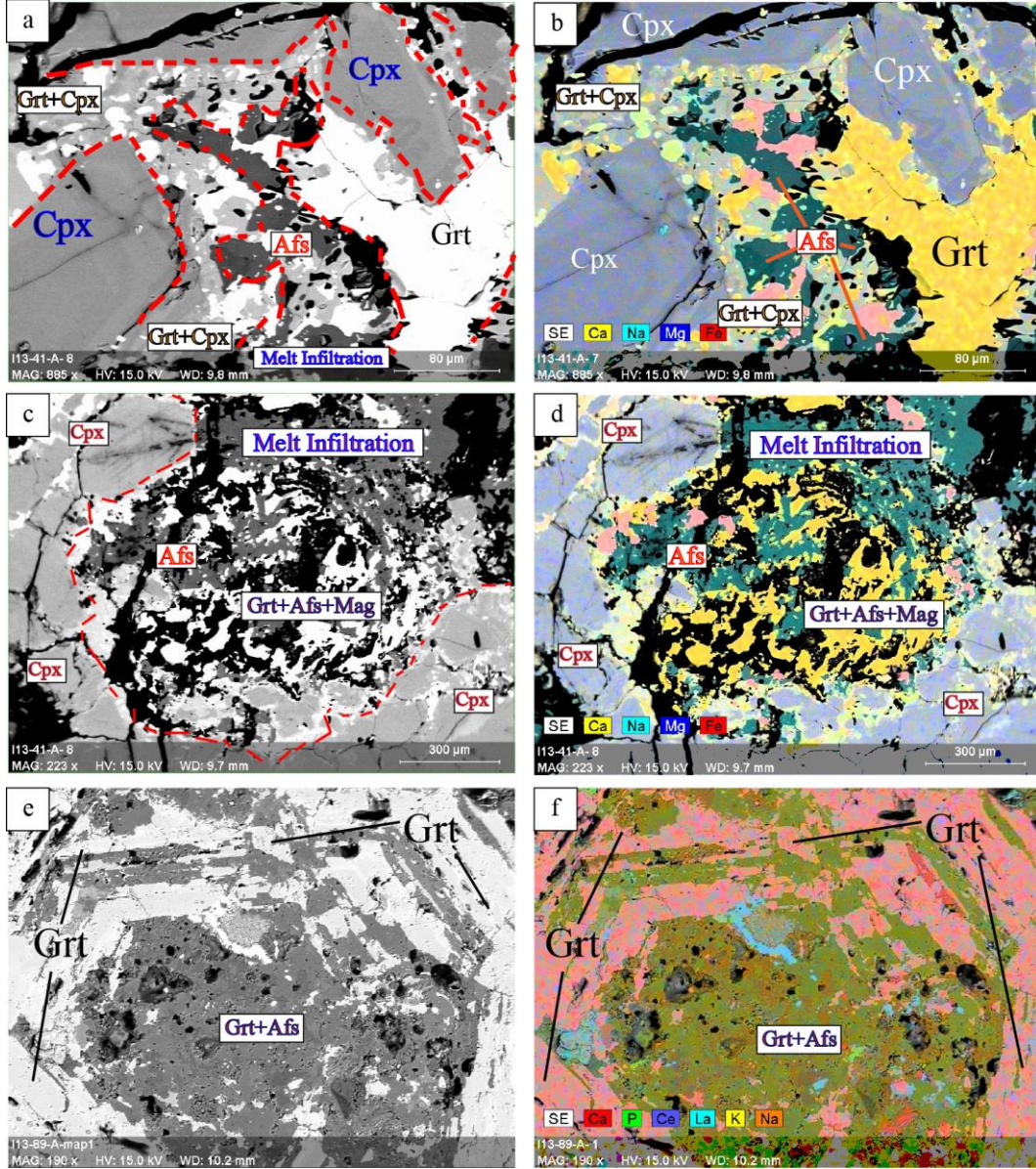
Çizelge 6.7. Granat minerallerine ait referans ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları gösterilmektedir.

Sample Type	Garnet Pyroxenite							
Sample & Analysis No.	I13-41-A	I13-41-A	I13-77-B	I13-77-B	I13-89	I13-89	I13-89-A	I13-89-A
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,24	0,02	0,00	0,00	0,09	0,30	2,99	2,98
CaO	31,72	31,84	35,31	35,22	37,09	34,04	37,09	37,33
TiO ₂	1,19	1,17	0,42	0,67	0,31	1,62	1,30	1,29
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	20,30	24,21	5,93	8,87	15,28	7,31	3,43	3,42
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	2,05	2,59	0,52	0,41	0,50	0,84	0,50	0,47
SiO ₂	38,00	36,50	40,26	39,44	36,69	38,95	38,32	38,05
Al ₂ O ₃	6,14	4,43	17,20	14,29	9,82	15,81	16,32	15,99
Total	99,78	100,94	99,64	98,97	99,93	98,88	100,00	99,65
Cations based on 12 oxygens								
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3
Ca	2,7	2,8	2,9	3,0	3,1	2,8	3,0	3,0
Ti	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
Fe ⁺²	0,2	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe ⁺³	1,1	1,6	0,2	0,4	1,3	0,3	0,6	0,7
Mn	0,1	0,2		0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
Si	3,1	2,9	3,1	3,1	2,9	3,0	2,9	2,9
Al	0,6	0,4	1,6	1,3	0,9	1,5	1,5	1,4
Almandine mole %	32,0	35,8	11,5	16,3	24,1	14,0	6,0	6,0
Pyrope mole %	0,7	0,1	0,0	0,0	0,3	1,0	9,4	9,3
Grossular mole %	64,0	60,3	87,5	82,9	74,9	83,4	83,7	83,9
Spessartine mole %	3,3	3,9	1,0	0,8	0,8	1,6	0,9	0,8

Salınımlı zonlanma gösteren granat grubu minerallere ait element haritaları, granatların merkezinden kenara doğru, göreceli olarak, Fe_T içeriklerinin arttığını göstermektedir (Şekil 6.19.). Susuz grossuların oluşumu, 800 C° ve 2 kbar basınçta, karbonatlı ergiyikten bölgesel veya termal metasomatik süreçler etkisinde oluşabilmektedir [67]. Granat minerallerinin özellikle alkali feldispat, allanit, manyetit mikro kristallerinin bulunduğu bölgelerden itibaren oluştuğunu gösteren element haritaları karbonatlı yan kayaç etkisi görüşlerini desteklemektedir (Şekil 6.20.). Bu kristallerle ilişkili olarak gözlenen granatların birçoğu aynı zamanda klinopiroksenlerin kenar zonlarında gözlenmektedir (Şekil 6.20.). Bu durum daha önce bahsedilen simplektit oluşumları ile benzerlik teşkil etmektedir (Bkz. 5.5, 6.1.).



Şekil 6.19. salınımlı zonlanma (e-f) ve salınımlı zonlanma üstüne gelişmiş yamalı zonlanma gösteren (a-d) granat minerallerine ait element haritaları.



Şekil 6.20. Klinopiroksenlerin kenar zonlarındaki simplektit dokusunu (reaction rim) meydana getiren ve poikilitik granat minerallerinin oluşumunda etkili olan eriyik sızması olarak tanımlanan Afs+Grt+Mag+Aln kristallerinden oluşan alanlara ait element haritaları. (a-c) kırmızı noktalı işaretli alanların arası, eriyik sızması ile klinopiroksenler arasındaki reaksiyon zonunu göstermektedir. (b-d) sarı hakim renkler Ca'ca zengin granat minerallerini, kırmızı renkler Fe'ce zengin manyetit oluşumlarını, yeşil renkler Na'ca zengin alkali feldispatları, mavi tonlar Mg'ce zengin piroksenleri göstermektedir, mavi ve sarı renklerin karışımı olan bölgeler klinopiroksenlerin kenarlarındaki reaksiyon zonlarını göstermektedir. (f) kırmızı renkler Ca'ca zengin granat minerallerini, sarımsı yeşil renkler Na ve K içeren alkali feldispat minerallerini, açık mavi renkleri La içeren allanit oluşumlarını göstermektedir.

6.6. Apatit

Apatit mineralleri başlıca içerdikleri F ve Cl; genellikle bünyesine aldıkları büyük iyon yarıçapına sahip elementler (ör. U, Th, Sr) ve nadir toprak elementleri sayesinde magmanın uçucu bileşenleri ve eser element içeriği ile ilgili yorum yapılabilmesini sağlamaktadır [99]. Ancak bu tez kapsamında incelenen apatit minerallerine ait eser element içerikleri mevcut donanım kullanılarak ölçülemediğinden apatitlerin içerdikleri F ve Cl miktarlarına göre yaklaşım yapılmaya çalışılmıştır. Buna göre Gölcük volkaniklerinde sıkça rastlanan apatit mineralleri içerdikleri %3-8,5 aralığındaki F içerikleri ile flor-apatit ($\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$) olarak tanımlanmışlardır (Çizelge 6.8.). Flor-apatitlerin ana oksit içerikleri yaklaşık olarak %55,5 CaO, %42,3 P_2O_5 ve %3,8 F olarak öngörülmektedir [99]. Gölcük volkanizmasında özellikle piroksenitlerde rastlanılan 1,5-2 cm uzun eksene sahip flor-apatitler, pegmatitik kanallarla ilişkili magmatik apatitler ile hem kimyasal olarak hem de bulunuş olarak benzerlik göstermektedir [100-102].

Çizelge 6.8. Gölcük volkanizmasında farklı tipte örneklerde rastlanan flor-apatit minerallerine ait ana oksit değerleri.

Sample Type	Pyroxenite	Syenite	Phreatomagmatics	Ignimbrites
Sample No.	I13-008- 9	I13-24-A-22	I13-121-111	I13-112-69
P_2O_5	38,84	40,16	40,69	44,95
CaO	53,82	49,52	49,03	50,36
SiO_2	1,27	1,09	0,72	0,71
Na_2O	0,00	0,53	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,05
F	6,07	7,34	9,56	3,96
Total	100,00	98,65	100,00	100,02

6.7. Aksesuar Fazlar

Plütonik ksenolitlerde eser elementlerce özellikle de nadir toprak elementlerince zengin çok çeşitli aksesuar minerallere (allanit, Ti-allanit, uraninit, chevkinite) rastlanmaktadır. Ek olarak daha önce petrografi bölümünde bahsedilen titanit, Fe-Ti oksit mineralleri belli başlı gruplarda baskın olan aksesuar fazlar olarak tanımlanabilir. Aksesuar fazlardan başlıca; allanit, Fe-Ti oksit mineralleri ve titanite ait kimyasal veriler elde edilerek, oluşum süreçleri ile ilgili değerlendirmeler yapılmıştır.

6.7.1. Allanit ve Çevkinit

Ksenolit gurupları arasında I13-40-A numaralı örnekte ~%30 oranında gözlenen bir epidot grubu minerali olan allanit; kimyasal formülüne katılan, ~%20-38 oranındaki La ve Ce gibi nadir toprak elementleri ile birlikte aynı zamanda bir nadir toprak minerali olma özelliği

taşımaktadır. Epidot grubu minerallerin genel formülü basitleştirilmiş olarak $A_2M_3Si_3O_{11}(O,F)(OH)$ ile temsil edilir [67]. Epidot gurubu mineralleri nadir toprak minerallerini özellikle formüldeki A alanına toplamaktadır. Bu formüle göre +3 değerlikli nadir toprak elementleri, Ca ile beraber A alanını paylaşmaktadır. Mg ve +2 değerlikli Mn, Fe ise M alanındaki + 3 değerlikli Fe, Cr ve V ile yer değiştirebilmektedir. Allanit mineralleri genelde granitoidlerde silisçe doymun olmayan ergiyik ile karbonatlı kayaçların arasında meydana gelen metasomatik reaksiyonlar sonucu oluşmaktadır [103, 104]. Allanitin özellikle son faz olarak mineraller arasındaki boşluklara intergranüler olarak yerleşmesi ve kimyasal olarak içerdiği SiO_2 oranının, ksenolitlerdeki ~%50-65 oranındaki SiO_2 oranları ile tutarsızlığı allanit mineralini bulunduran ksenolitlerin farklı oranlarda metasomatizma süreçlerine maruz kaldığını gösterir niteliktedir.

REE silikat minerallerinden biri olan çevkinit minerali genellikle intergranüler olarak kristaller arasında boşluklarda veya poikilitik allanit kristalleri içinde kapanım olarak bulunmaktadır. Çevkinit minerali, allanit gibi, REE barındırmaya oldukça yatkın bir mineral grubudur [105].

I13-40-A numaralı ksenolit örneğinde rastlanan allanit ve çevkinit minerallerine ait ana element oksit değerleri Çizelge 6.9.'da gösterilmiştir.

Çizelge 6.9. I13-40-A numaralı örnekte bulunan allanit (altta) ve çevkinit (üstte) minerallerine ait yüzde cinsinden ana element oksit değerleri.

Sample Type	Foid-Monzo Diorite								
Major Oxides	SiO_2	CaO	La	Ce	MgO	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	Total
I13-40-A- 19	25,34	3,76	16,19	20,26	1,04	2,08	17,96	13,38	100,000
I13-40-A- 24	33,50	10,13	10,18	10,93	1,83	11,91	0,00	21,52	100,000

6.7.2. Fe-Ti Oksit Grubu Mineraller

Fe-Ti oksit minerallerine Isparta-Gölcük volkanik ürünlerinde sıklıkla; ksenolitlerde ise diyorit-monzodiyorit grubundan siyenit grubuna doğru artan oranda rastlanmaktadır. Trakitik eksplozif volkanik seride ve ksenolitlerde rastlanılan Fe-Ti oksit mineralleri üzerinde Carmichael [106]'e uygun şekilde yapılan formül hesaplamaları sonucunda oksit minerallerinin kısıtlı oranda ulvöspinel (~%9,5-13,2) içeriklerine karşılık ~%75-85 aralığında manyetit bileşiminde oldukları gözlenmiştir (Çizelge 6.10.). Silikaca doymun olan plütonik ksenolitlere doğru; manyetit, titanit ve kuvarsın varlığının artması magmanın oksijen fugasitesinin artması olarak yorumlanmaktadır [107]. Gölcük volkanizmasına ait ürünlerde ilmenit varlığına rastlanmaması nedeniyle iki oksit (ilmenit-

manyetit/titanomanyetit) katı karışım serisi üzerinden gerçekleştirilen jeotermobarometre tahminleri yürütmek mümkün olmamıştır [108].

Çizelge 6.10. Ksenolitlerde ve eksplozif volkanik seride gözlenen oksit minerallerine ait referans ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları.

Sample Type	Syenite		Diorite		Ignimbrites		Phreatomagmatics	
Sample No.	I13-24-A-17	I13-24-A-19	I13-58-56	I13-58-58	I13-061-45	I13-061-47	I13-121-106	I13-121-107
Na ₂ O	0,58	0,50	0,50	0,77	0,40	0,36	0,00	0,28
MgO	1,10	0,80	0,94	1,17	1,65	1,66	0,83	0,93
K ₂ O	0,01	0,08	0,02	0,00	0,03	0,06	0,08	0,02
CaO	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,13	0,10	0,00
TiO ₂	3,70	3,10	3,72	3,46	5,05	4,59	5,54	4,84
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO _(T)	94,14	94,10	91,97	92,95	89,58	88,68	92,41	91,57
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,65	0,55	0,28	0,47	0,37	0,43	0,64	0,59
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	0,73	0,34	0,45	0,39	0,35	0,32	0,13	0,27
Al ₂ O ₃	0,50	0,58	1,30	1,52	3,03	2,97	1,73	1,82
Total	101,45	100,06	99,18	100,73	100,46	99,20	101,46	100,33
Cations based on 4 oxygen								
Si	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Ti	0,10	0,08	0,10	0,09	0,13	0,12	0,15	0,13
Al	0,02	0,02	0,05	0,06	0,12	0,12	0,07	0,08
Fe ⁺³	1,72	1,78	1,70	1,71	1,58	1,60	1,63	1,64
Fe ⁺²	1,04	1,03	1,05	1,02	1,04	1,02	1,08	1,07
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Mg	0,06	0,04	0,05	0,06	0,09	0,09	0,04	0,05
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,00	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,02	3,02	3,02	3,03	3,02	3,02	3,00	3,01
Ulvöspinel Mole %	12,35	9,54	11,63	10,53	14,52	13,35	15,08	13,85

6.7.3. Titanit

Yüksek oranda amfibol ve plajiyoklaz içeren diyoritik ve monzonitik ksenolitlerde gözlenen özşekilli titanit (sfen) minerallerinin formül hesaplamalarında titanit formülündeki 4 Si katyonuna karşılık 20 O anyonu baz alınmıştır [67] (Çizelge 6.11.). Titanitin varlığı ultramafik ksenolitler (piroksenit, granat piroksenit) dışında özellikle diyoritik, monzonitik ksenolitlerde ve eksplozif volkanik seride gözlenmektedir. Titanit bünyesine önemli miktarda nadir toprak elementi (REE) alabilen ve genellikle diyoritik, granitik kayalarda aksesuar fazda bulunan bir mineral olarak tanımlanmaktadır [99]. Platevoet vd. [17] katyonik hesaplamalarda monzonitlerde bulunan titanitlerin REE içeriğinin ~0,32 a.f.u. değerlerine ulaşabildiğini göstermiştir.

Çizelge 6.11. Ksenolitlerde ve freatomagmatiklerde gözlenen titanit minerallerine ait referans ana oksit değerleri ve hesaplanan katyonik oranları.

Sample Type	Diorite		Syenite		Phreatomagmatics	
Sample No.	I13-56-A-101	I13-56-A-104	I13-24-A-20	I13-24-A-21	I13-121-117	I13-121-119
SiO ₂	31,13	29,77	30,85	31,29	26,48	25,42
TiO ₂	36,38	35,33	35,26	34,61	38,25	38,81
Al ₂ O ₃	1,56	1,32	1,56	1,55	0,99	0,90
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,96	0,90	1,82	1,49	1,70	1,75
FeO	0,86	0,81	1,63	1,34	1,53	1,57
MnO	0,68	0,64	0,83	0,79	0,90	1,30
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	26,03	25,13	26,09	25,31	28,45	28,32
Na ₂ O	0,12	0,11	0,04	0,18	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,16	0,21
Cations based on 20 oxygen						
Si	4,1	4,1	4,1	4,2	3,6	3,5
Ti	3,6	3,7	3,5	3,5	3,9	4,0
Al	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe ⁺²	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Fe ₊₃	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	3,7	3,7	3,7	3,7	4,2	4,2
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total Cations	12,1	12,1	12,1	12,1	12,3	12,4

6.8. Kristal-Tüm Kayaç/Ergiyik Denge Koşulları

Deneysel petroloji kapsamında birçok termobarometre hesaplamasında kullanılan klinopiroksen ve feldispat fenokristallerinin, içinde bulundukları kayaç/ergiyik ile denge koşulları altında olmaları, doğru sıcaklık ve basınç tahminleri açısından önemlidir [109]. Termobarometrik çalışmaların mümkün olan en doğru sonuçları yansıtabilmesi amacıyla klinopiroksenler için $K_D = (Fe/Mg)^{cpx-liq}$, plajiyoklazlar için $K_D = (An/Ab)^{plg-liq}$ bölümlenme katsayıları (partition coefficient) kullanılmıştır. Denge parametreleri için daha önce benzer mineral birliktelikleri ve kayaç tipleri üzerinde gerçekleştirilen laboratuvar deneylerindeki sonuçlardan yararlanılmıştır.

6.8.1. Piroksen-Eriyik/Tüm Kayaç Jeotermobarometresi

Ksenolitlerde ve volkanik seride en çok rastlanılan klinopiroksen minerali üzerinden yürütülen sıcaklık-basınç tahminleri için Putirka [110]'nın volkanik sistemler için öngördüğü sıcaklık-basınç hesaplamaları kullanılmıştır. Daha önce de bahsedildiği üzere klinopiroksenlerin tüm kayaç/cam denge durumunun tayini için farklı deneysel çalışmalarda elde edilmiş olan Fe/Mg değişim/bölümlenme katsayı değerleri kullanılmıştır. Buna göre

volkanik seride ve ksenolitlerdeki klinopiroksenler için Toplis ve Carroll [111] ve Putirka [110]'nın öngördüğü denge parametre aralığı ($^{Fe/Mg}Kd_{Cpx/liq}=0,18-0,28$) kullanılmıştır (Şekil 6.21.).

Denge grafiğinde (Şekil 6.21.) eksploziv volkanik seri ve mafik ksenolit gruplarında (monzonit, diyorit, siyenit) gözlenen kayaçların düşük Mg# numaralarıyla (Mg#=23-58) göreceli olarak asidik karaktere sahip oldukları ve yine göreceli olarak daha fazla sayıda dengede klinopiroksen içerdikleri gözlenmektedir. Özellikle granat piroksenitlerde yer alan klinopiroksenlerin kayacın Mg# (bir örnek dışında tamamında <40 Mg#) ile uyuşmayan Mg# (>40 Mg#) değerlerine sahip oldukları görülmektedir. Bu uyuşmazlığın nedeni olarak granat piroksenitlerin piroksen dışında yüksek oranda Ca-K-Al içeren silikat mineralleri içermesi gösterilebilir. Piroksenit ve granat piroksenitlerde yamalı zonlanma gösteren kristallerin merkez ve koyu alan analizlerinin genellikle tüm kayaç ile dengede oldukları gözlenmektedir (Şekil 6.21.). Buna karşılık; kenar ve açık alan ölçümlerine ait denge parametrelerinin ($Kd=0,18-0,28$) tüm kayaç ile uyuşmadığı belirlenmiştir. Bu sonuç genellikle kenar zonlarda gözlenen açık renkli alanların oluşumu boyunca veya sonrasında ortamda bulunan ergiyik ile dengede olmadığının göstergesidir [112].

Dengede olan klinopiroksenler için elde edilen sıcaklık (C°) ve basınç (kbar) değerleri bir P-T grafiği üzerine yansıtılmıştır (Şekil 6.22.). Buna göre; piroksenit ve granat piroksenit grubundaki kristallerin göreceli olarak daha yüksek sıcaklık (genellikle granat piroksenit için $\sim 1200-1300 C^{\circ}$) ve basınç (genellikle piroksenitlerde $\sim 10-13$ kbar) değerlerine sahip oldukları görülmektedir. Freatomagmatiklerin içerdikleri klinopiroksenler bütün gruplar arasında en düşük sıcaklık ($\sim 1000 C^{\circ}$) ve basınç değerlerine (~ 3 kbar) sahiptir. Elde edilen sonuçlara göre volkanik seriden plütonik ksenolitlere doğru doğru magmanın göreceli olarak daha yüksek basınç ve sıcaklık koşullarında kristalleştiği gözükmemektedir. Elde edilen basınç değerleri litosferik basınca göre değerlendirilirse 1 kbar yaklaşık olarak 3 km'lik bir derinliği temsil etmektedir. Buna göre; volkanik seri ile ultramafik ksenolitlerdeki klinopiroksenlerin meydana geldikleri derinlik arasında ~ 20 km'lik bir fark bulunmaktadır.

6.8.2. Feldispat-Eriyik/Tüm Kayaç Jeotermobarometresi

Piroksenlerden sonra en çok rastlanılan ikinci mineral grubu olan feldispatların tüm kayaç ile olan denge durumlarının belirlenmesinde Sisson ve Grove [113] yüksek basınç kristalleri için öngördüğü $Kd_{Ab-An} = 0,95-2$ denge aralığı referans alınmıştır. Buna göre freatomagmatiklere ve ignimbirlere ait feldispat analizlerinin büyük bölümünün ana kayaç kimyası ile dengede olduğu görülmektedir (Şekil 6.23.). Buna karşılık, ksenolitlere ait

feldispat analizlerinin neredeyse tamamının tüm kayaç kimyası ile dengede olmadığı ($< 0,95$ Kd) gözlenmektedir. Elde edilen denge sonuçlarına göre yalnızca volkanik seride yer alan feldispat analizleri üzerinden Putirka [114]'nın magmatik sistemler için geliştirdiği feldispat-eriyik/tüm kayaç termometresi uygulanmıştır. Uygun feldispat analizleri hem tüm kayaç oksit değerleri hem de cam bileşimi kullanılarak Putirka [114]'nın oluşturduğu termobarometre hesaplamalarında kullanılmıştır. Elde edilen sıcaklık-basınç değerleri hem T-P grafiği üzerinde hem de ortalama değerler olarak Şekil 6.24.'te yer almaktadır. Eksplozif volkanik serideki feldispatlardan elde edilen sıcaklık değerleri klinopiroksenler üzerinden elde edilen sıcaklık değerlerine yakınlık gösterse de özellikle basınç ve derinlik düşünüldüğünde ~10 km'lik fark dikkat çekicidir. İki termobarometre arasında basınç hesaplamalarında meydana gelen tutarsızlığın nedeni olarak sıcaklık hassasiyeti gösterilebilir [110, 114].

6.8.3. Amfibol-Plajiyoklaz Jeotermobarometresi

Hornblend-plajiyoklaz mineral grupları granitik kayaçların sıcaklık-basınç parametrelerinin belirlenmesinde oldukça kullanışlıdır [115]. Hesaplama kalsik-amfibollerin Al içeriği ile plajiyoklazların Ab-An mol içerikleri üzerine kurulu formüle dayanmaktadır. Amfibollerin T-alanlarındaki Al içeriği granitik plütonların yerleşimi ve soğuması sürecine ait sıcaklık-basınç parametrelerine göre değişkenlik sunmaktadır. Sıcaklık tahminlerinde Blundy ve Holland [116]'ın plajiyoklaz-kalsik amfibol gruplarını içeren granitik kayaçlara uygun olan jeotermometresi kullanılmıştır. Bu hesaplama için ± 75 C°'lik bir hassasiyet belirtilmiştir [117]. Basınç tahminlerinde ise Anderson [118] ve Schmidt [119]'in hesaplamaları kullanılmıştır. Mümkün olan en doğru sıcaklık-basınç parametrelerini elde etmek amacıyla amfibol verileri farklı Ab-An mol oranlarına sahip plajiyoklaz analizleri ile eşleştirilmiştir. Farklı hesaplamalar kullanılarak elde edilen P-T değerleri Şekil 6.25.'de gösterilmektedir.

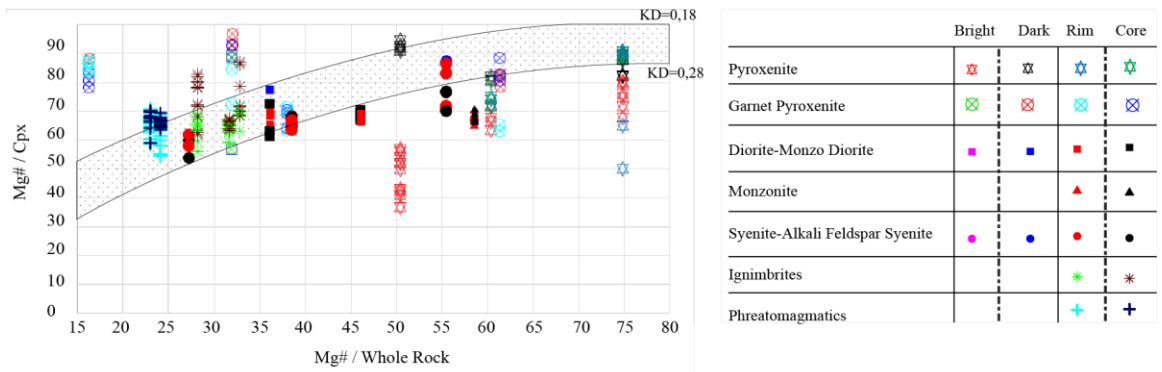
6.8.4. Granat-Klinopiroksen Jeotermometresi

Granat ve klinopiroksen termometresi iki minerali de bulunduran eklojit, granülit, granat-peridotit, granat-piroksenit gibi birçok kayaç türü için uygulanabilmektedir [120, 121]. Granat-klinopiroksen termometresi birçok farklı mineral termometresinde olduğu gibi granat ve klinopiroksen arasındaki Fe-Mg elementlerinin değişim katsayısı $Kd = ((Fe^{2+} / Mg)^{Grt} / (Fe^{2+} / Mg)^{Cpx})$ ve basınç (kbar) üzerine kurulu hesaplamalara dayanmaktadır [120].

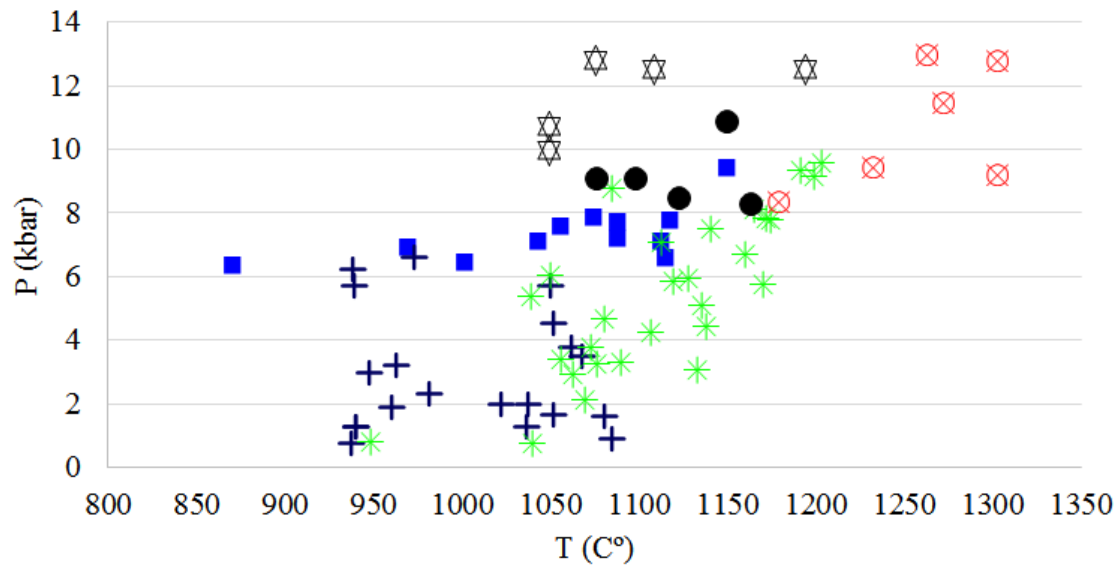
Hesaplama boyunca tutarlı sıcaklık verileri elde edebilmek amacıyla granat piroksenit gurubundaki bütün granat ve klinopiroksen çiftleri Nakamura [120]'nın yeni granat-klinopiroksen termometresi üzerinde denenmiştir. Denemler süresince, daha önce granat

piroksenit grubundaki klinopiroksenler üzerinden elde edilen basınç verileri (~10 kbar) referans alınmıştır. Buna göre yalnızca I13-89-A numaralı örnekteki granat-klinopiroksen çiftlerine ait analizler tutarlı denge katsayısı değerleri (~1,1-1,6 Kd) göstermiştir (Çizelge 6.12.). Bu analizler üzerinden elde edilen sıcaklık verileri Çizelge 6.12.'de gösterilmektedir.

Elde edilen sonuçlara göre sıcaklık değerleri 10 kbar basınçta ~1500-1800 C°'dir. Bu değerler granat piroksenitlerdeki klinopiroksenler için elde edilen sıcaklık değerlerinden ~300-500 C° aralığında daha fazladır (bkz. Şekil 6.22.). Sıcaklık tahminleri arasındaki tutarsızlık, granat kristallerinin kayacı oluşturan ergiyik ile dengede (tüm kayaç) olmadan muhtelif süreçler (ör. metasomatizma veya magma yan kayaç etkileşimi) etkisinde meydana geldiğini düşündürmektedir.

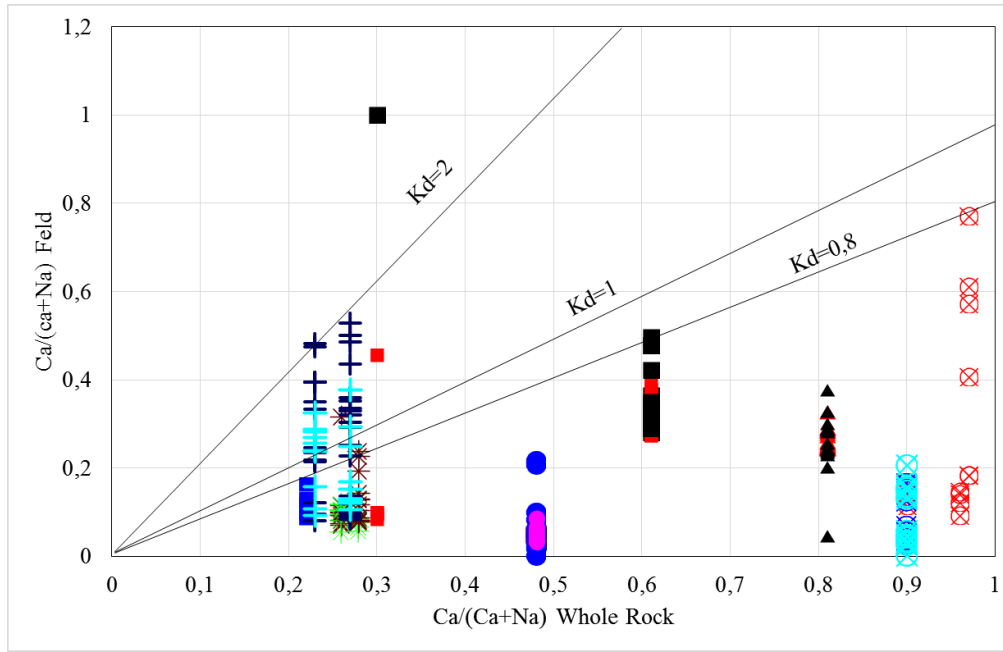


Şekil 6.21. Klinopiroksenlerin bulundukları kayaç ile olan Fe/Mg denge grafiği. Bazı karakterdeki ergiyik ile klinopiroksenler arasındaki denge kuşağı olarak kabul edilen noktalı alan Toplis ve Carroll [111] ve Putirka [110]'nın öngördüğü şekildedir.



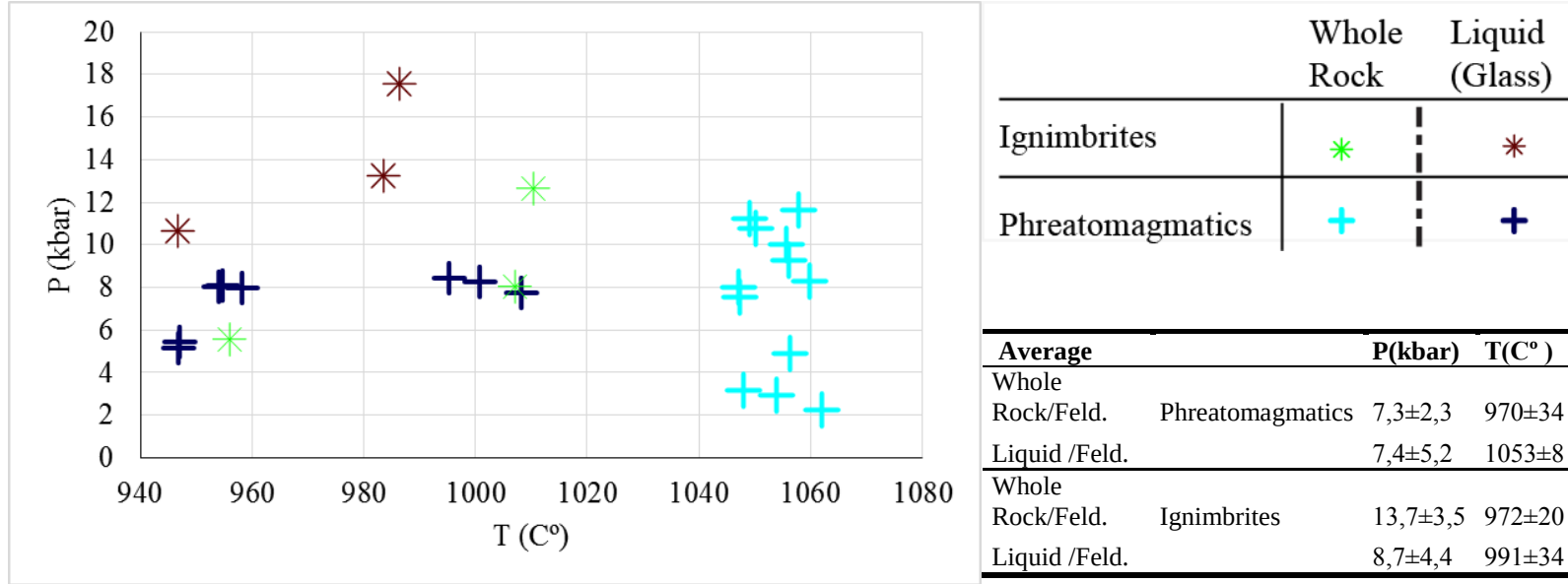
Pyroxenite		☆
Garnet Pyroxenite		⊗
Diorite-Monzo Diorite		■
Syenite-Alkali Feldspar Syenite		●
Ignimbrites		*
Phreatomagmatics		+
Average	P (kbar)	T (C°)
Pyroxenites	11,7±1,0	1075,2±130
Garnet Pyroxenites	10,7±2,3	1258,4±65
Diorites	7,3±1,1	1057,2±90
Syenites	9,2±1,6	1122,2±45
Phreatomagmatics	2,9±2,6	1003,2±53
Ignimbrites	5,8±3,4	1113,0±64

Şekil 6.22. Putirka [110]'nın klinopiroksen termo-barometresi kullanılarak elde edilen sıcaklık-basınç parametrelerinin P-T grafiğindeki dağılımı ve her örnek grubunu temsil eden yaklaşık sıcaklık-basınç değerleri.

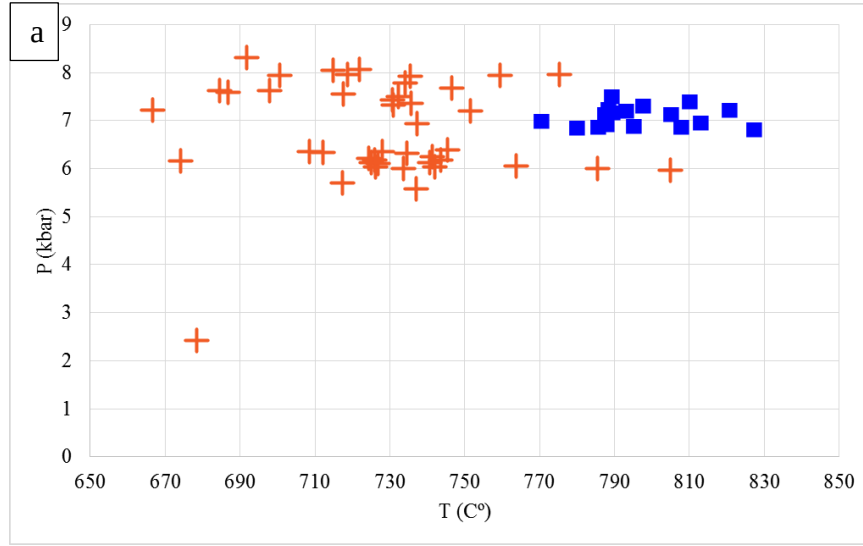


	Bright	Dark	Rim	Core
Garnet Pyroxenite	⊠	⊠	⊠	⊠
Diorite-Monzo Diorite	■	■	■	■
Monzonite			▲	▲
Syenite-Alkali Feldspar Syenite	●	●	●	●
Ignimbrites			✱	✱
Phreatomagmatics			+	+

Şekil 6.23. Feldispatların bulundukları kayaç ($(Ca/(Ca+Na)_{plg} / (Ca/(Ca+Na)_{liq})$ ile olan Ab-An denge grafiği. Denge kuşakları ($Kd=0,8-2$) Sisson ve Grove [113]'ün yüksek basınç feldispatları için elde ettiği değerler kullanılarak oluşturulmuştur.



Şekil 6.24. Putirka [114]'nın feldispat-ergiyik termo-barometresi kullanılarak elde edilen sıcaklık-basınç parametrelerinin P-T grafiğindeki dağılımı ve her örnek grubunu temsil eden yaklaşık sıcaklık-basınç değerleri.

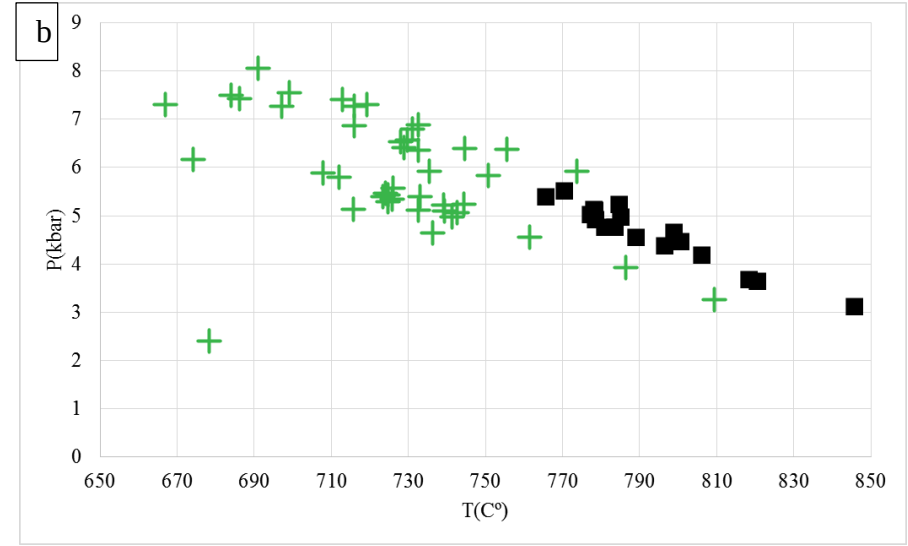


pressures by Schmidt, 1992
temperatures by Holland and Blundy, 1994

Diorites	■
Phreatomagmatics	+

Average P-T estimates

	P (kbar)	T (C°)
Diorites	7 ± 0,4	789 ± 25
Phreatomagmatics	7 ± 1	728 ± 43



pressures by Anderson 1996
temperatures by Holland and Blundy, 1994

Diorites	■
Phreatomagmatics	+

Average P-T estimates

	P (kbar)	T (C°)
Diorites	5 ± 1,1	781 ± 74
Phreatomagmatics	6 ± 1,2	726 ± 47

Şekil 6.25. Amfibol ve plajiyoklaz mineralleri üzerinden gerçekleştirilen jeotermobarometre sonuçları. (a) sıcaklık verileri Holland ve Blundy [122]'den basınç verileri Schmidt [119]'den alınmıştır. (b) sıcaklık verileri Holland ve Blundy [122]'den; basınç verileri Anderson [118]'dan alınmıştır.

Çizelge 6.12. Termometre hesaplamalarında kullanılan granat-klinopiroksen çiftlerine ait ana oksit değerleri, her bir eşleşme için elde edilen Fe-Mg değişim katsayıları (Kd) ve sıcaklık değerleri gösterilmektedir.

Sample No. I13-89-A														
	Clinopyroxene						Garnet							
	Cpx-1	Cpx-2	Cpx-3	Cpx-4	Cpx-5	Cpx-6	Grt-1	Grt-2	Grt-3	Grt-4	Grt-5	Grt-6	Grt-7	Grt-8
SiO ₂	53,02	52,41	52,93	54,91	52,77	51,41	38,32	38,05	37,30	39,00	36,92	38,01	39,15	38,59
TiO ₂	0,00	0,50	0,00	0,00	0,25	0,17	1,30	1,29	1,63	1,06	1,00	0,84	2,63	1,25
Al ₂ O ₃	2,67	2,98	2,15	1,87	2,79	1,50	16,32	15,99	14,98	16,42	16,21	16,37	16,18	16,87
FeO _t	8,88	8,09	10,33	8,63	8,14	10,11	3,43	3,42	3,97	3,62	3,54	3,42	3,55	3,41
MnO	1,21	1,37	1,68	1,21	1,06	2,23	0,50	0,47	0,47	0,27	0,45	0,43	0,69	0,60
MgO	11,21	11,15	10,26	11,17	10,81	9,76	2,99	2,98	3,07	3,60	3,35	3,38	3,38	3,13
CaO	23,16	23,96	22,21	21,38	21,70	22,81	37,09	37,33	37,42	34,96	37,12	36,07	34,70	36,61
Na ₂ O	0,92	0,78	0,97	1,15	1,00	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,04	0,10	0,00	0,00	0,12	0,05	0,12	0,00	0,00	0,06	0,04	0,03	0,00
Total	101,07	101,28	100,62	100,32	98,52	98,55	99,78	99,78	99,78	99,78	99,78	99,78	99,78	99,78
	Kd ((Fe ²⁺ /Mg) ^{Grt} /(Fe ²⁺ /Mg) ^{Cpx})						T (C°) estimates by Nakamura (2009)						P (kbar)	
	Cpx-1	Cpx-2	Cpx-3	Cpx-4	Cpx-5	Cpx-6	Cpx-1	Cpx-2	Cpx-3	Cpx-4	Cpx-5	Cpx-6		
Grt-1	1,4	1,6	1,1	1,5	1,5	1,1	1567,1	1500,8	1779,5	1545,4	1528,6	1806,5	10	
Grt-2	1,5	1,6	1,1	1,5	1,5	1,1	1565,4	1499,1	1777,2	1543,7	1526,9	1804,1	10	
Grt-3	1,6	1,8	1,3	1,7	1,7	1,2	1483,1	1422	1677,3	1463	1447,6	1701,9	10	
Grt-4	1,3	1,4	1,0	1,3	1,3	1,0	1678,3	1603,5	1919,6	1653,9	1634,8	1950,7	10	
Grt-5	1,3	1,5	1,0	1,4	1,4	1,0	1632,9	1561,7	1861,5	1609,6	1591,5	1890,9	10	
Grt-6	1,3	1,4	1,0	1,3	1,3	1,0	1670,4	1596,6	1908,5	1646,3	1627,4	1939,1	10	
Grt-7	1,3	1,4	1,0	1,4	1,4	1,0	1638,8	1566,9	1870	1615,3	1597	1899,7	10	
Grt-8	1,4	1,5	1,1	1,4	1,4	1,1	1606,7	1537,5	1828,7	1584	1566,4	1857,1	10	

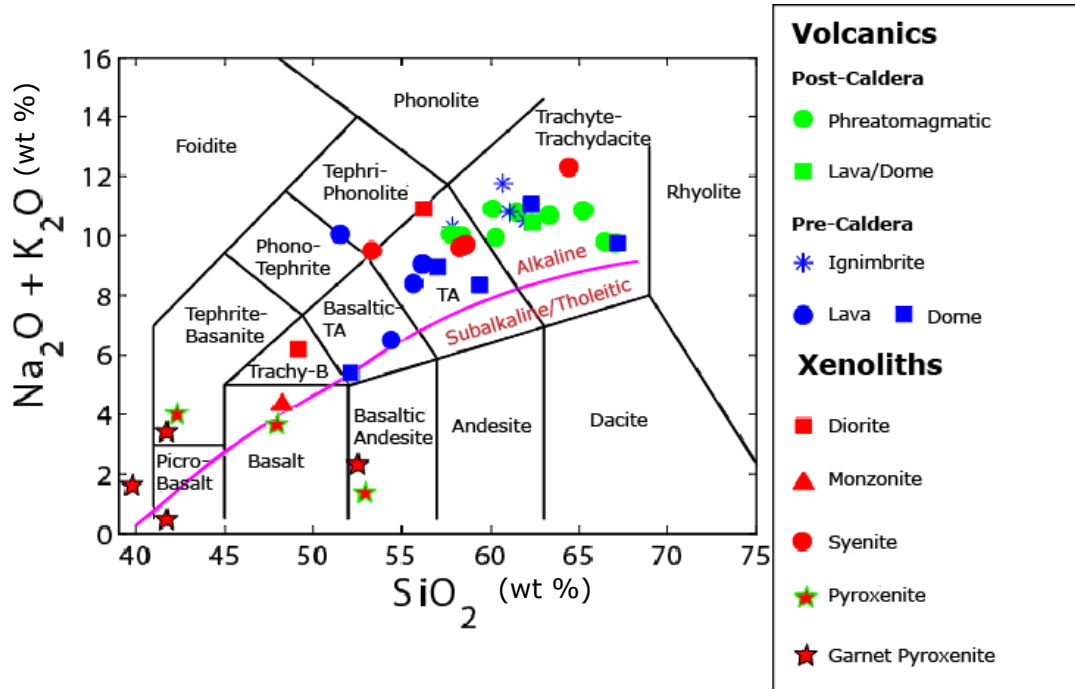
7. JEOKİMYA

İncelenen örneklerin ana ve iz element içerikleri ACME Labs (Kanada) laboratuvarlarında 2. bölümde anılan yöntemler ve koşullar altında gerçekleştirilmiştir. Plütonik ksenolitlerin jeokimyasal niteliklerinin volkanizmanın diğer ürünleri ile karşılaştırılabilmesi amacıyla, kaldera öncesi (pre-kaldera) lav/dom akıntıları, ignimbritler; kaldera sonrası (post-kaldera) lav/dom akıntıları ve freatomagmatikler de jeokimyasal analizlere tabi tutulmuştur.

7.1. Majör Element Jeokimyası

7.1.1. Tüm Kayaç Analizleri

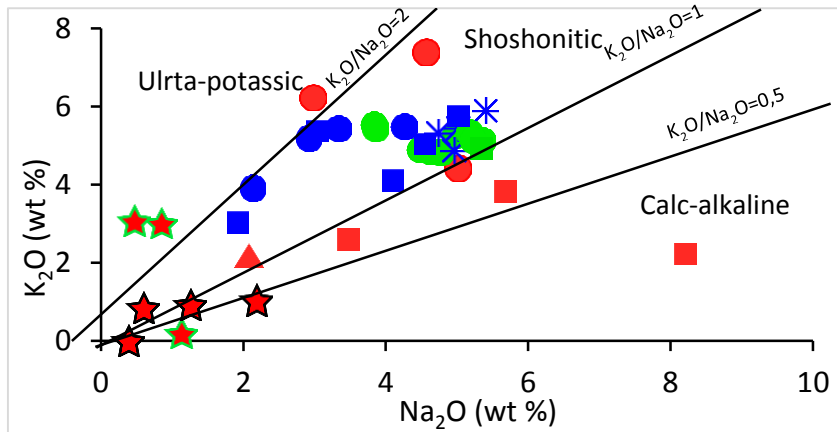
Plütonik ksenolitler Petrografi Bölümünde (Bölüm 5.) modal mineralojik içeriklerine göre sınıflandırılmış olsalar da, volkanik ürünler ile olan kökensel yakınlığını değerlendirebilmek amacıyla Le Bas vd. [123]'nin volkanik kayaçlar için öngördüğü toplam alkali (% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – silis (% SiO_2) (TAS) diyagramında volkanik örnekler ile birlikte gösterilmişlerdir (Şekil 7.1.). Örneklerin büyük bir bölümü, Irvine ve Baragar [124] tarafından tanımlanan, alkalice zengin alanda gözlenmektedir. Örnekler arasında bazikten-asidiğe (silikaca doymun olmayan-silikaca doymun) doğru gözlemlenen bu devamlılık mineral içeriklerinin bir yansıması olarak düşünülmektedir (Şekil 7.1.).



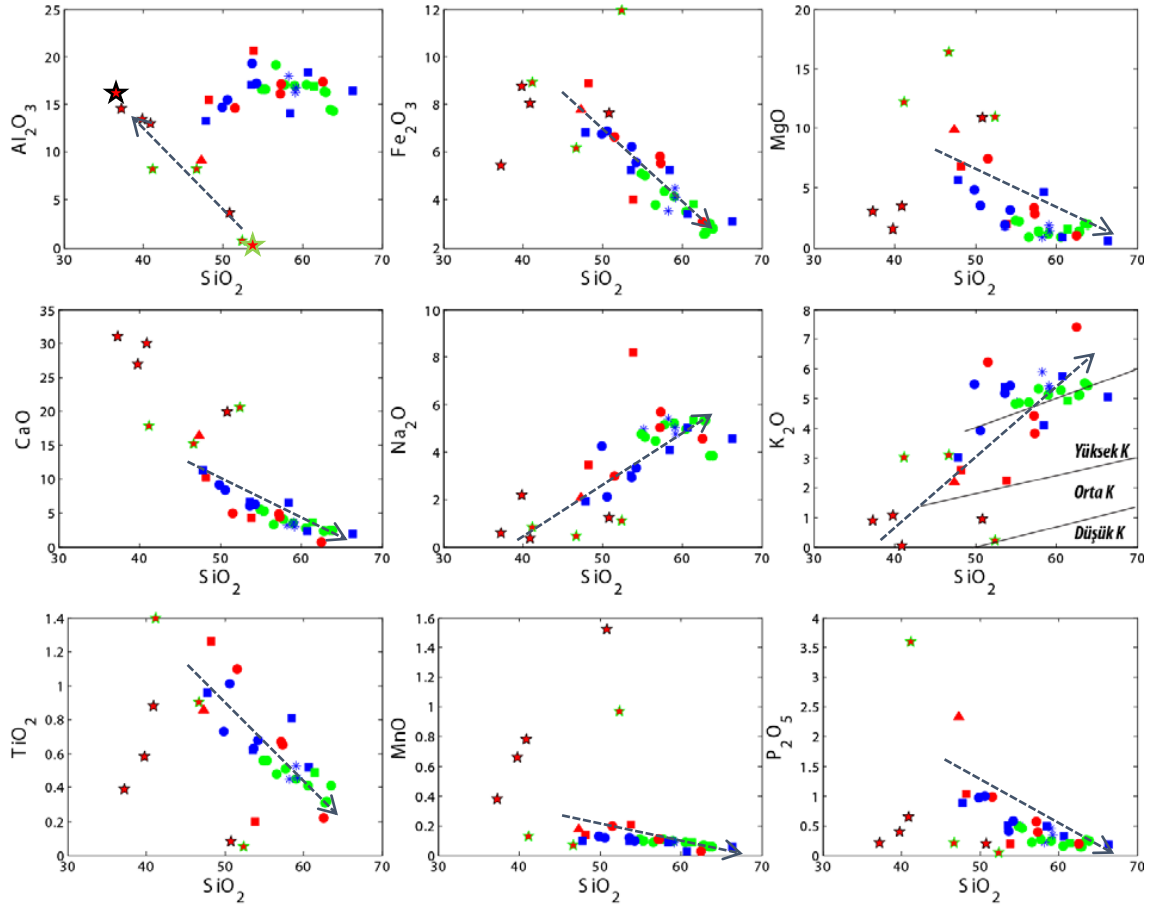
Şekil 7.1. Gölcük volkanikleri ve ksenolitlerinin toplam alkali-silis içeriklerine göre Le Bas vd. [123]'nin volkanik kayaç sınıflaması üzerindeki dağılımları (bütün majör element değerleri susuz olarak hesaplanmıştır).

Hem post hem de pre-kaldera eksplozif ürünler yoğunlukla trakit ve trakiandezit alanlarında yer almaktadır. Post-kaldera efüzif ve pre-kaldera eksplozif ürünler baskın şekilde trakitik bileşimde gözlenir. Buna karşılık pre-kaldera efüzif ürünlerin başlıca trakiandezit alanına düştüğü, seyrek bazaltik trakiandezit ve tefrifonolit kayaçların varlığı belirlenmiştir. Ksenolitler ise toplam alkali-silis içeriklerine göre geniş bir yelpazede karakterize edilmektedirler. Siyenitik ksenolitlerin trakiandezit ve trakit alanında; monzonitik örnekler, bazalt alanında; diyoritik örnekler, trakibazalt ve trakiandezit aralığında; piroksenit grubu, tefrit-bazanit ve bazaltik andezit aralığında; granat piroksenitler ise pikrobazalt-foidit aralığında gözlenir. Ksenolitlerin, TAS diyagramı üzerinde ultramafikten-felsiğe doğru geniş bir dağılım sergilemesi temelde modal mineralojik bileşimlerindeki çeşitliliğin bir yansıması olarak değerlendirilebilir.

Ksenolitlerde ve volkaniklerde, K içeriğinin değişimini gözlemlemek amacıyla Peccerillo ve Taylor [125]'in öngördüğü K_2O içeriğine karşılık Na_2O diyagramı oluşturulmuştur (Şekil 7.2.). Bu diyagrama göre örneklerin bir bölümünün (hem volkanik, hem ultramafik-mafik ksenolit) yüksek K değerleri ($K_2O/Na_2O > 2$) ile ultra-potassik karakteri yansıttığı görülmektedir. Bunun yanı sıra volkanik örneklerin büyük bir bölümünün (kaldera öncesi ve sonrası) şoşonitik ($K_2O/Na_2O = 1-2$) karaktere yakınlık sundukları görülmektedir. Mika ve amfibol içermeyen piroksenit ve granat piroksenitlerin diğer örneklerden çok daha düşük Na_2O ve K_2O içeriklerine sahip oldukları görülmektedir. Buna karşılık ~%20 oranında mika içeren piroksenit grubu ksenolitler ultra-potassik olarak karakterize edildikleri görülmektedir (Şekil 7.2.). Mafik-felsik ksenolitlerin ise ultra-potassikten, düşük-orta potassik karaktere kadar geniş dağılım sergiledikleri gözlenmektedir.



Şekil 7.2. Gölçük volkaniklerinin ve ksenolitlerinin % Na_2O 'ya karşılık % K_2O içeriklerine göre Peccerillo ve Taylor [125]'in alkalın kayaçlar sınıflama diyagramındaki dağılımları (semboller Şekil 7.1.'deki gibidir).



Şekil 7.3. Gölcük volkanizmasına ait farklı tipteki ürünlerin % SiO₂ içeriklerine karşılık çizilen ana oksit (%) diyagramları (semboller Şekil 7.1.'deki gibidir).

Silise karşı çizilen ana element diyagramlarında efüzif/eksploziv volkanik ürünlerin ve mafik-felsik ksenolitlerin hemen hemen aynı yönde devamlılık oluşturdıkları gözlenmektedir (Şekil 7.3.). Peccerillo ve Taylor [125]'a uygun hazırlanan silise karşı K₂O diyagramında volkaniklerin ve mafik-felsik ksenolitlerin orta-K serisinden yüksek- çok yüksek-K seriye doğru devamlılık gösterdiği belirlenmiştir. Ultramafik ksenolitlerin ise düşük/orta K serisi ile karakterize oldukları gözlenmektedir. Bu sonuçlar daha önce oluşturulan %K₂O'ya karşılık diyagramı ile örtüşmektedir. Ultramafik ksenolitlerden volkanik ürünlere doğru SiO₂'ye karşı K'nın pozitif korelasyonu kabuksal kirlenmenin yansırı K'nın uyumsuz element davranışından kaynaklanan eriyikte kalma eğiliminden dolayı, fraksiyonel kristalleşme süreciyle de ilişkilendirilebilir [126-128].

Genel olarak efüzif/eksploziv volkanik ürünlerde artan silis içeriğine karşılık Na₂O ve K₂O içeriklerinin arttığı, buna karşılık Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, MnO ve P₂O₅ içeriklerinin azaldığı, Al₂O₃ miktarının ise belirgin bir değişim göstermediği söylenebilir. Mafik-felsik

ksenolitlerde artan silise karşılık ana element değişimleri volkanik ürünlerin gösterdiği eğilimler ile genellikle benzerdir. Silise karşı Na, K elementlerindeki pozitif eğilim, alkali feldispat fraksiyonu ile; silise karşı Fe, Ti, Mg, Ca, Mn elementlerindeki negatif eğilim sırasıyla klinopiroksen, apatit, mika, amfibol, titanit, manyetit fraksiyonu ile açıklanmaktadır [6].

Granat piroksenit ve piroksenit grubu ksenolitler Mn, Mg, Ti içerikleri ile diğer örnekler ile uyumsuz ana element dağılımları göstermektedir. Düşük Al_2O_3 , K_2O , Na_2O ve yüksek MgO , TiO_2 içeriklerine sahip piroksenitlerin, kabuksal kirlenmeye maruz kalmadığı veya fraksiyonel kristalleşme sürecinden etkilenmediği sonucu çıkabilir. Granat piroksenitlerin ise içerdiği granat ve mikro-tanesel alkali feldispat minerallerinin bir sonucu olarak piroksenitlere oranla yüksek Ca, Mn ve Al konsantrasyonları sunduğu gözlenmektedir (Şekil 7.3.). Al_2O_3 diyagramında kesikli ok ve büyük semboller (piroksenit ve granat piroksenit için) tüm kayadaki Al içeriğinin, klinopiroksen ve granat bileşimindeki Al_2O_3 değişimi ile aynı paralellikte olduğunu göstermektedir. Başlıca klinopiroksen ve granat içerikleri ile karakterize edilen örneklerin aynı hat üzerinde bulunması, granat içeriğine bağlı olarak piroksenitlerdeki Al oranının arttığını ve Al_2O_3 değişimin tamamen buna bağlı olarak geliştiğini göstermektedir. Ultramafik ksenolitlerde granat içeriğine bağlı olarak gelişen bu değişim magmanın farklılaşması ve kirlenmesi süreçleriyle açıklanmaktadır.

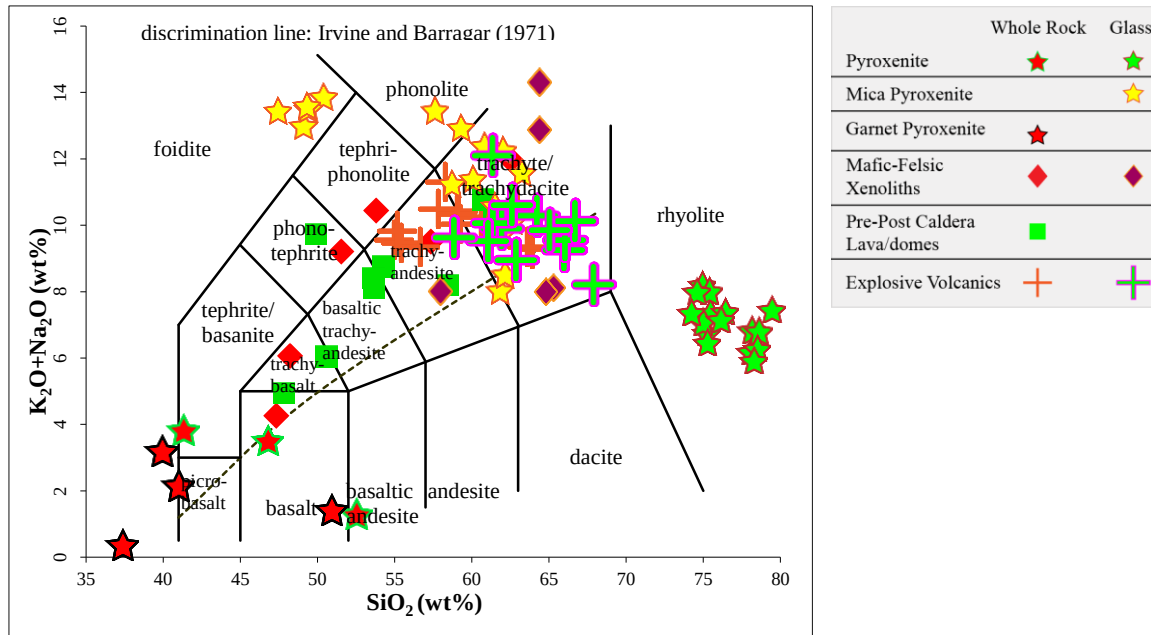
Ultramafik örnekler ile diğer örnekler arasında net bir uyum ve devamlılık gözlenmese de SiO_2 'ye karşı çizilen majör element dağılımları bir bütün olarak değerlendirildiğinde, Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 ve P_2O_5 içeriklerinde negatif Na_2O ve K_2O içeriklerinde pozitif korelasyon gözlenmektedir. Özetle, majör element dağılımları, örneklerdeki ana mineral içeriğinin ve kimyasının bir yansıması olarak, fraksiyonel kristalleşme süreci ile ilişkilendirilebilir [6, 15, 17, 127]

7.1.2. İnterstisyel Cam

Yüksek silis içeriğine sahip ($SiO_2 > 60\%$) cam kapanımlar ve dokular arasında (interstisyel) bulunan cam paketleri manto peridotitleri içerisinde oldukça yaygındır (ör. Francis [129], Frey ve Green [130], Neumann ve Wulff-Pedersen [131], Andersen ve Neumann [132]). Çalışmaların birçoğu; interstisyel camın taşıyıcı kayaç (host rock) ile olan major, eser element ve izotop jeokimyasını kapsayan karşılaştırmalı jeokimyasal yorumlamasını konu edinmektedir. Bu çalışmada, hem volkanik ürünlerde hem de ksenolitlerde gözlenen cama ait toplam alkali-silis değerleri, tüm kayaç analizlerine ait toplam alkali-silis değerleri ile

birlikte Le Bas vd. [123]'nin TAS diyagramı üzerine yansıtılmıştır (Şekil 7.4.). Buna göre mika içermeyen piroksenit örneğinde gözlenen camların düşük toplam alkali (%8,2-5,9 Na₂O+K₂O) değerleri ve yüksek silis içeriği (%74-79 SiO₂) ile Irvine ve Baragar [124]'a göre sub-alkali alanda yer aldıkları ve riyoit olarak karakterize edildikleri görülmektedir. Buna karşılık mika içeren piroksenitlerde (mika piroksenit) gözlenen interstisyel camın foyidit-trakit/trakidasit olarak karakterize edildikleri ve alkali alanda oldukları görülmektedir. Mafik-felsik ksenolitlerde gözlenen açık renkli interstisyel camın genellikle traki-andezit, trakit/trakidasit olarak tanımlandıkları buna göre eksploziv volkanik seriye ait hem tüm kayaç hem de cam analizleri ile benzer toplam alkali-silis içerikleri ile karakterize oldukları görülmektedir (Şekil 7.4.).

Piroksenit, diyorit, monzonit grubu ksenolitlerde ve eksploziv volkaniklerin pomza örneklerinden elde edilen cam analizlerine ait referans major element değerleri ve CIPW'ye göre hesaplanmış normatif mineralojik içerikleri Çizelge 6.11.'de gösterilmektedir.



Şekil 7.4. Ksenolitlerde interstisyel olarak bulunan, volkanik ürünlerde hamuru meydana getiren cama ait analizlerin toplam alkali (% Na₂O+K₂O) – silis (% SiO₂) (TAS) diyagramındaki gösterimleri [123] (alkali-sub alkali alanların ayrımı Irvine ve Baragar [124]'a göre yapılmıştır).

Piroksenit grubunda bulunan piroksenit örneği (I13-77) ile diğer örneklerdeki cam bileşimi arasında %SiO₂ ve %Al₂O₃ içeriği bakımından ~%10'luk bir fark bulunmaktadır. Buna göre mika içeren piroksenitler bileşimlerindeki %47,39-63,20 SiO₂ ve %19,18-23,69 Al₂O₃ ile

diyorit, monzonit (%57,93-65,46 SiO₂, %15,38-16,98 Al₂O₃) ve eksplozif ürünlerdeki pomzalarda hamuru meydana getiren cam (%58,88-66,71 SiO₂, %16,05-21,41 Al₂O₃) ile benzerlik göstermektedir. Buna karşılık I13-77 numaralı örnek içerdiği %74,13-79,84 oranındaki SiO₂ ve %8,76-9,68 aralığında Al₂O₃ ile diğer örneklerdekilere göre önemli bir farklılık oluşturmaktadır. Bileşimsel olarak %Al₂O₃ ve %SiO₂ konsantrasyonlarındaki farklılıklar CIPW norm hesaplamalarında normatif kuvars içeriğinde meydana gelen farklılık (Qz < %44,05) ile gözlenmektedir.

Çizelge 7.1. Piroksenit, diyorit, monzonit grubu ksenolitlerde interstisyel cama ve eksplozif volkaniklerin pomza örneklerinden elde edilen cam analizlerine ait referans major element değerleri ve hesaplanan CIPW norm içerikleri gösterilmektedir.

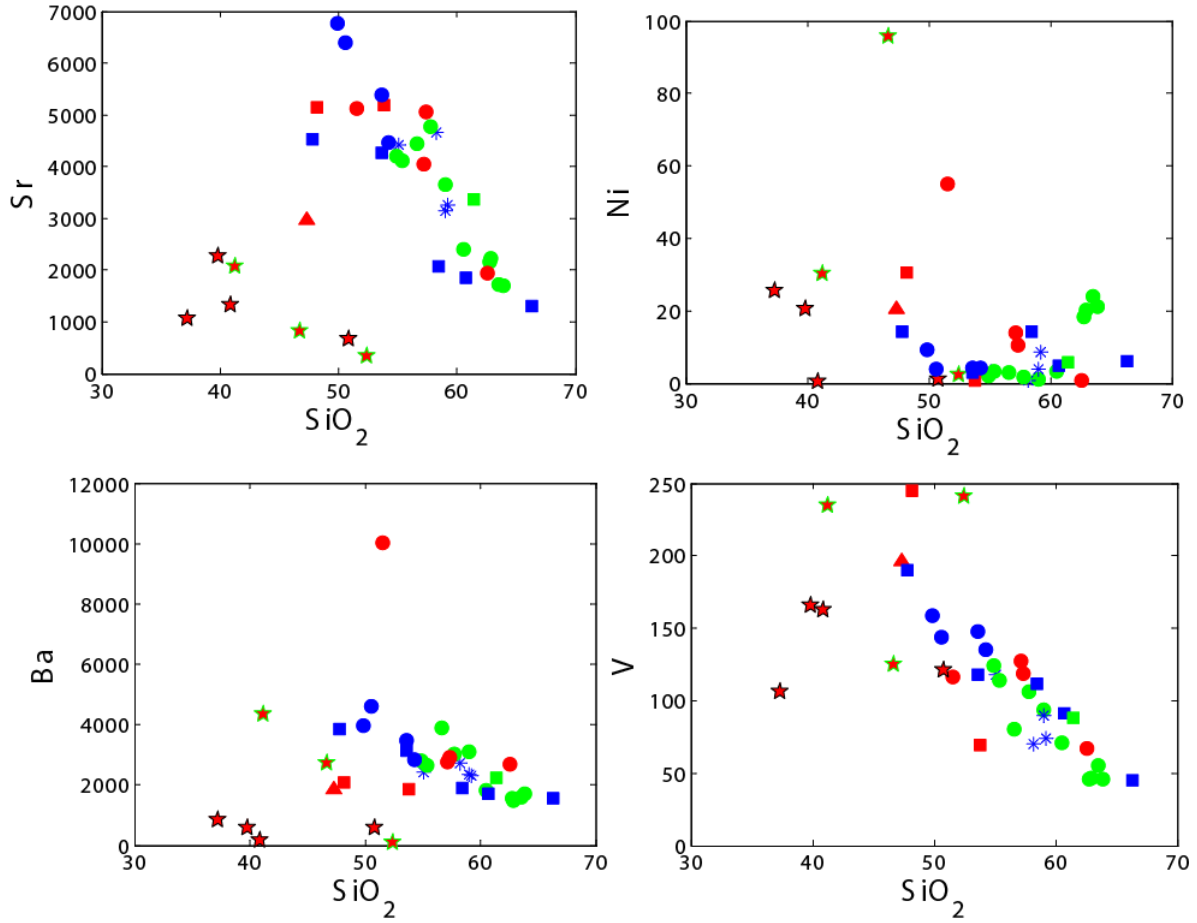
Sample Type	Pyroxenites				Diorite	Monzonite	Explosive Volcanics	
Sample & Analysis No.	I13-008-1-6	I13-008-1-40	I13-77-28	I13-100-A-24	I13-56-A-91	I13-77-C-28	I13-121-102	I13-61-54
SiO ₂	60,76	62,07	75,36	49,02	64,35	65,24	64,26	62,90
TiO ₂	0,59	1,02	0,24	0,68	0,23	0,59	0,50	0,59
Al ₂ O ₃	20,71	22,83	9,14	20,24	16,98	15,41	16,32	18,74
FeO	1,86	0,46	2,45	6,00	2,04	3,07	1,92	3,11
MnO	0,31	0,00	0,19	0,21	0,14	0,08	0,26	0,18
MgO	0,15	0,00	0,00	0,54	0,00	0,00	0,00	0,20
CaO	1,68	3,50	0,62	6,56	1,30	1,75	1,55	2,80
Na ₂ O	5,46	5,15	2,27	5,69	2,71	1,71	3,44	3,47
K ₂ O	6,94	3,39	5,14	7,31	11,62	6,32	6,48	6,18
Total	98,46	98,41	95,40	96,24	99,38	94,18	94,75	98,17
CIPW Norm								
Quartz	0,00	11,88	44,05	0,00	2,79	29,08	17,01	13,02
Anorthite	8,43	17,61	0,00	8,41	0,00	9,23	8,14	14,19
Acmite	0,00	0,00	0,72	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00
Diopside	0,00	0,00	0,00	3,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Hypersthene	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52
Albite	44,15	44,25	19,32	1,71	22,82	15,32	30,72	29,87
Orthoclase	41,66	20,33	31,79	44,91	69,08	39,65	40,42	37,17
Wollastonite	0,00	0,00	1,31	8,33	2,61	0,00	0,00	0,00
Olivine	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nepheline	1,48	0,00	0,00	26,16	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilmenite	0,68	0,00	0,43	0,45	0,30	0,19	0,60	0,39
Corundum	1,19	4,42	0,00	0,00	0,00	2,75	0,86	1,27
Rutile	0,24	1,04	0,00	0,00	0,00	0,53	0,21	0,40
Hematite	1,89	0,46	2,31	6,23	1,96	3,26	2,03	3,17
Total	99,99	99,99	99,99	100,00	99,99	100,00	99,99	100,00

7.2. İz Elementler

İz element davranışları petrolojik süreçleri yorumlamada majör elementlere göre daha detaylı yaklaşımların yapılabilmesine olanak sağlamaktadır [127].

7.2.1. Uyumlu Elementler

Uyumlu elementler (Ni, V) ve genellikle feldispat grubu minerallerin bünyesine katılabilen uyumsuz Sr ve Ba içeriklerine bakıldığında; felsik ve mafik ksenolit gruplarının (diyoritik, monzonitik ve siyenitik ksenolitler) temelde birkaç istisna dışında Gölçük volkanizmasının diğer efüzif/eksploziv ürünleri ile benzer davranış gösterdiği ve artan silise karşılık azaldığı belirlenmiştir (Şekil 7.5.). Özellikle Sr ve Ba elementlerinin SiO_2 'ye karşı negatif korelasyonu feldispat minerallerinin fraksiyonlanması ile açıklanabilir.



Şekil 7.5. Volkaniklerin ve ksenolitlerin SiO_2 'ye karşı uyumlu iz element değişimleri gösterilmektedir (Semboller Şekil 7.1.'deki gibidir).

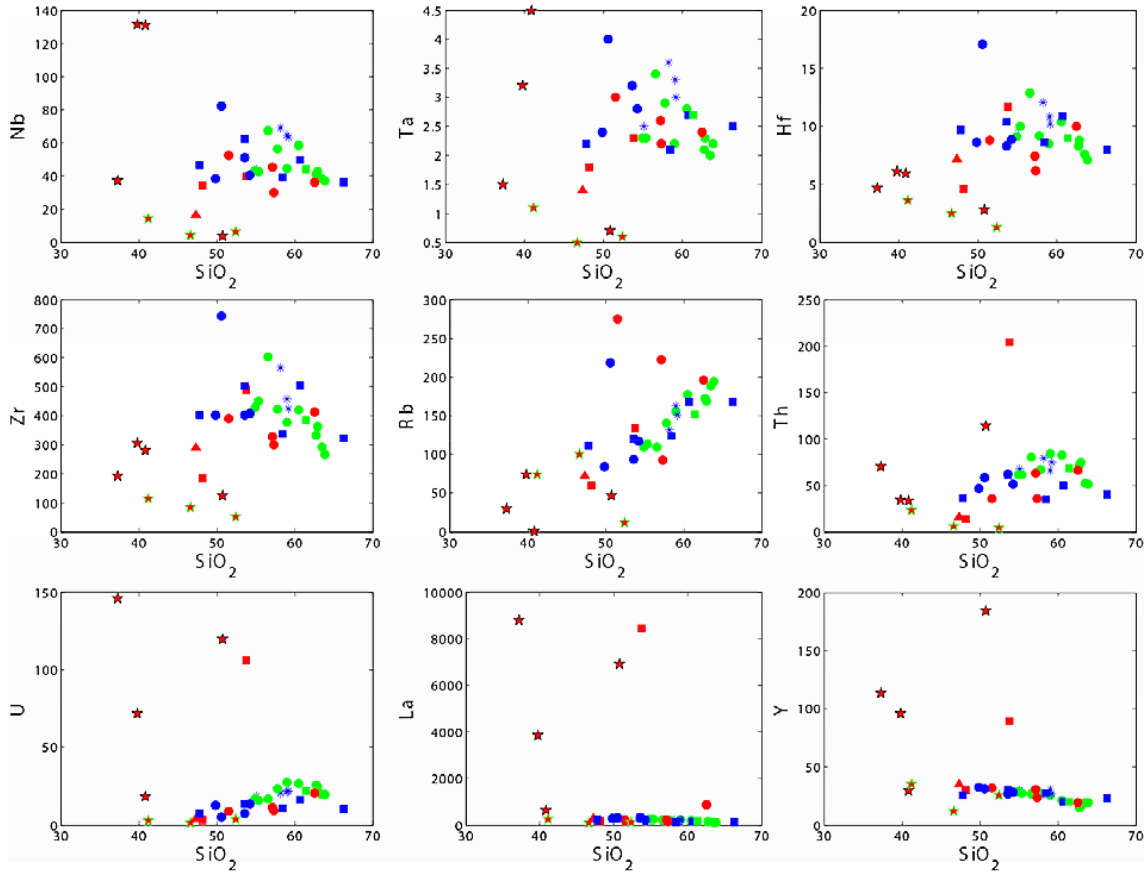
Ultramafik ksenolitlerin (piroksenit ve granat piroksenit) uyumlu element değişimlerinin diğer örneklerle göre farklı dağılımlar sunduğu gözlenmektedir. Bunun nedeni olarak mineralojik bileşimleri (granat+klinopiroksen) gösterilebilir. Bu örneklerin, düşük Sr ve Ba konsantrasyonları granat ve piroksen minerallerin varlığı, feldispat minerallerinin yokluğu ile açıklanabilir [127]. Buna karşılık diyoritik ksenolitlerin birinde gözlenebilen yüksek Ba konsantrasyonu (~10000 ppm) modal olarak içerdiği ~%50 oranındaki plajiyoklaz içeriği ile açıklanabilir. Piroksenitlerde ve diyoritik-monzonitik ksenolitlerde Ni ve V içeriklerinin

diğer ürünlere göre daha yüksek oluşu piroksenitlerdeki klinopiroksen; diyorit ve monzonitlerdeki amfibol, klinopiroksen $\pm$ manyetit içeriği ile açıklanabilir [37, 127]. Aynı zamanda, yüksek Ni (20-100 ppm) ve V (200-250 ppm) konsantrasyonuna ve sahip olan ksenolitlerin ilksel magmaya ait ürünleri temsil edebilecekleri varsayılabilir [126].

7.2.2. Uyumsuz Elementler

Volkaniklerin ve ksenolitlerin iz element içeriklerine bakıldığında (Şekil 7.6.), özellikle granat-piroksenitlerin diğer tüm kayaçlardan Nb, Ta, Th, U, La ve Y bakımından çok daha zengin olması, granat bileşiminin ve kabuksal kirlenme süreçlerinin bir yansıması olarak düşünülebilir [133]. Granat piroksenitlerin tersine piroksenitlerin, Nb, Ta, Hf, Zr, Th, U, La ve Y bakımından diğer tüm kayaçlardan çok daha fakir olduğu gözlemlenmektedir. Ultramafik ksenolit örnekleri arasında artan silise karşı uyumsuz elementlerin dağılımlarında belirgin bir eğilim veya devamlılık gözlenmezken; uyumsuz elementlerce fakir piroksenitlerin ilksel magmadan; uyumsuz LILE ve HFSE’ce zengin granat piroksenitlerin ise farklılaşma süreçlerinden etkilenmiş magmadan itibaren oluştukları düşünülebilir [134].

Volkanik kayaçlarda ve mafik/felsik ksenolitlerde ise artan silise karşılık Rb, Th ve U’un daha belirgin şekilde artış göstermesi bu elementlerin kabuksal kökene sahip, genelde daha asidik karakterde magmada zenginleşme yatkınlıkları ile açıklanabilir [127]. Buna karşılık Nb, Ta, Hf, La ve Y’un belirgin bir devamlılık göstermediği gözlenmektedir (Şekil 7.6.).



Şekil 7.6. Gölcük volkaniklerine ve ksenolitlerine ait SiO_2 'ye karşı çizilen uyumsuz iz element dağılımları.

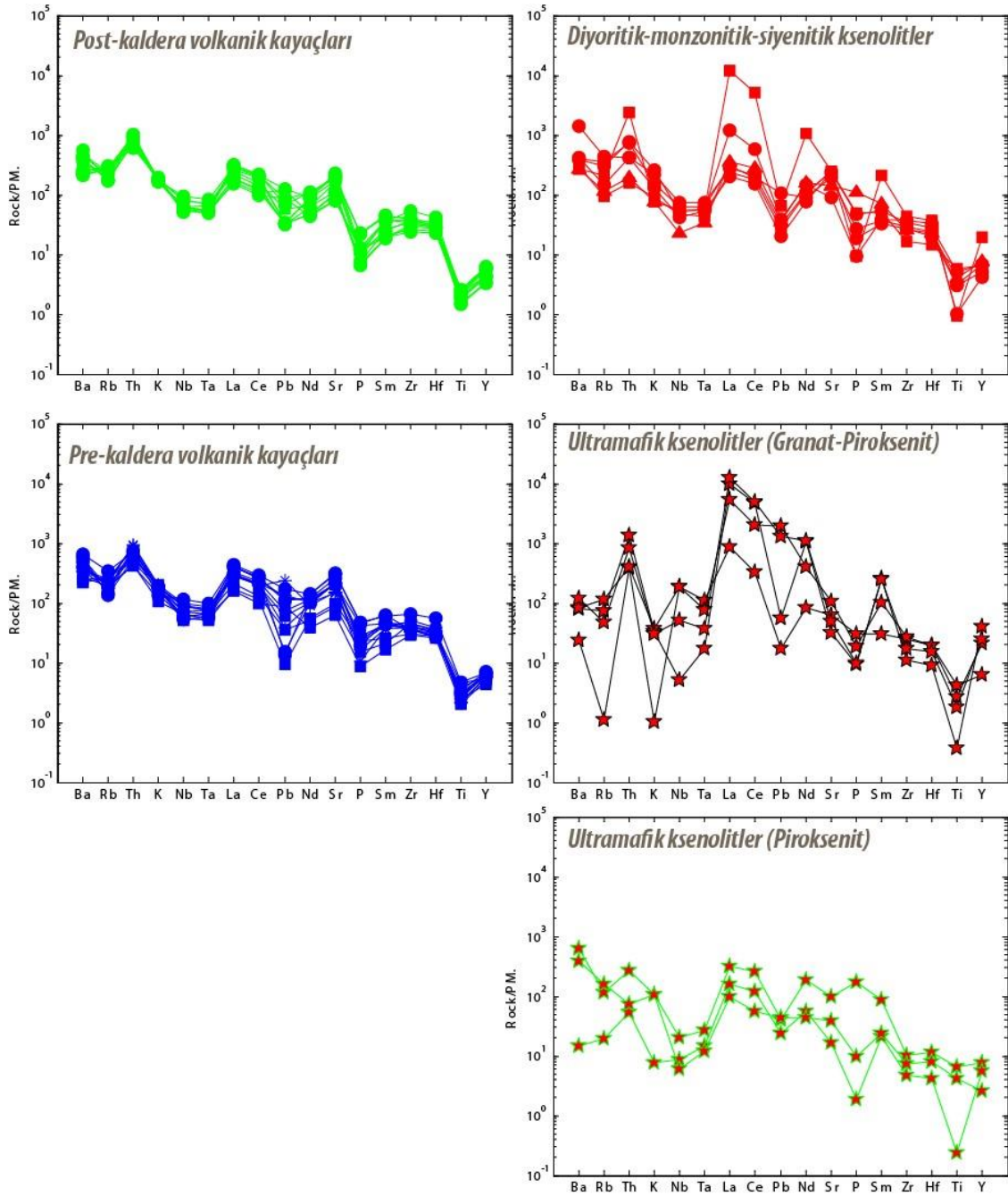
7.2.3. Çoklu Element Diyagramları

Gölcük volkanizmasına ait volkanik kayalar ve ksenolitlerin iz element içerikleri Sun ve McDonough [135]'ın ilksel manto değerlerine göre normalize edilerek Şekil 7.7.'de görülen çoklu element diyagramlarında (spiderdiagram) gösterilmiştir. Çoklu element diyagramları petrojenetik süreçlerde özellikle mineralojik ve kimyasal yorumlamaların yapılabilmesini sağlamaktadır.

Çoklu element diyagramlarında, pre/post-kaldera volkanik ürünler ile mafik-felsik ksenolitlerin birbirileri ile benzer desenler sundukları. Buna göre, bu ürünlerin, bazı LIL (büyük iyon yarıçaplı) elementler (Ba, Th, U ve Sr) bakımından zenginleştikleri; bazı HFS (düşük iyon yarıçaplı) elementlerce (Nb, Ta, Ti), tüketildikleri görülmektedir. Bu nedenle bu kayaların jenezinde dalma-batma süreçlerinden az da olsa etkilenmiş köken magmaların varlığı ileri sürülebilir [6, 16, 126].

Mafik-felsik ksenolitlerin arasında, diyoritik ksenolit örneğinde (I13-040-A) Th, La, Ce, Nd ve Sm'un diğer örneklerle göre daha zengin olduğu gözlenir. Bu örnekteki bahsi geçen elementlerin zenginleşmesi, %29 modal allanit içeriği (bkz. Bölüm 6,7) ile açıklanabilir.

Ultramafik ksenolitlerde her bir örnek, diğer bütün ürünlerden farklı, çoklu element desenleri sunmaktadır (Şekil 7.7.). Özellikle granat-piroksenit grubuna ait bir örneğin (I13-077-B) neredeyse primordial manto bileşimine yakın miktarda Rb, K ve Ti içerdiği görülmektedir. Bununla birlikte, aynı örneğin aynı gruptaki diğer kayalara göre en yüksek Nb ve P değerine sahip olduğu da göz önüne alındığında, kayacın oluşumu sırasında alkali metalleri tutan fazların, özellikle filogopitin ve K-feldispatların muhtelif süreçlerle (kısmi ergime) kayaktan ayrılmış olabileceği düşünülebilir. Özellikle piroksenitlerde P'nin geniş bir aralıkta gözlenmesi, değişken oranlarda (%1,8-11,3) apatit varlığı ile açıklanabilir.

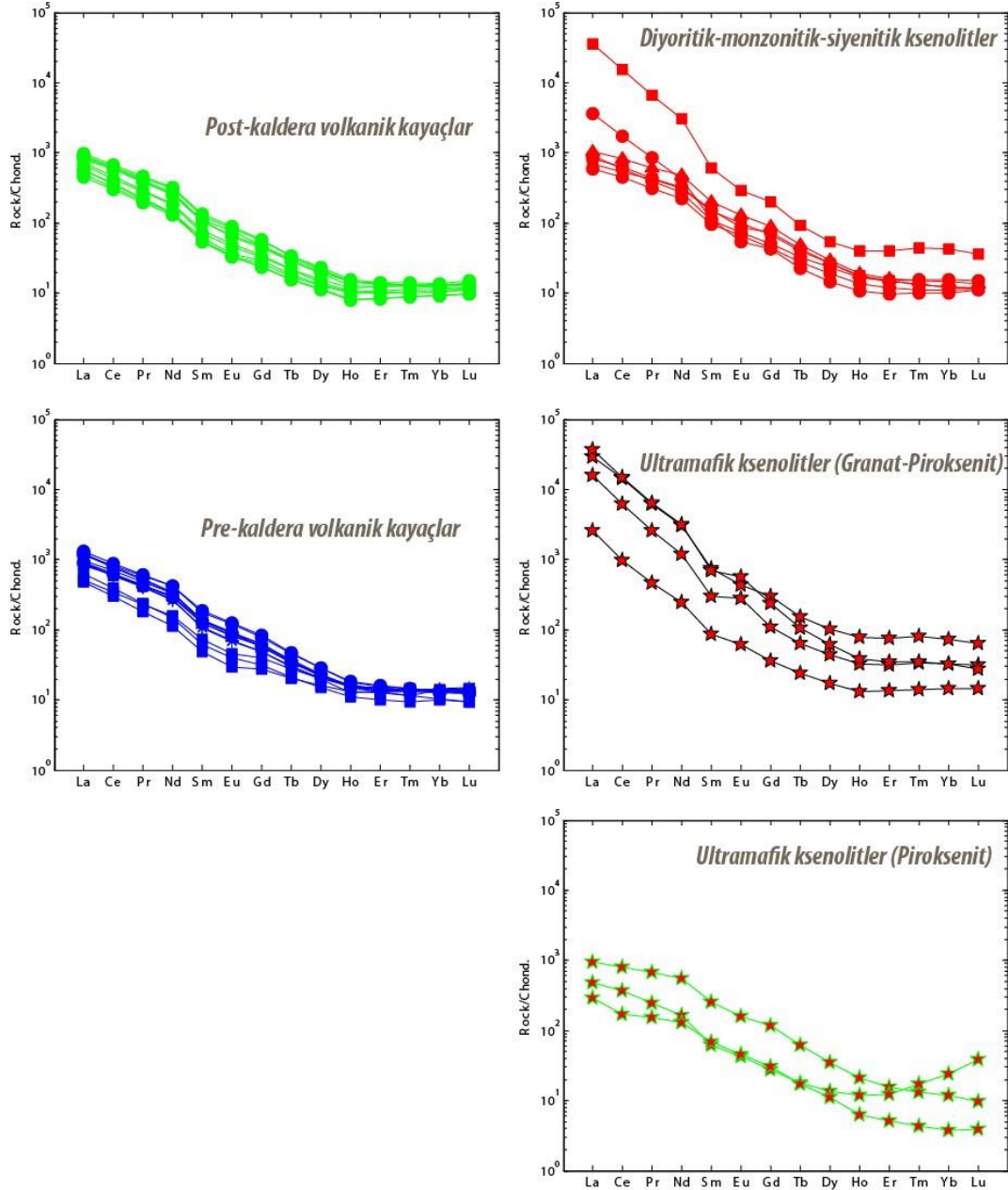


Şekil 7.7. Gölçük volkanizmasına ait volkanik kayaçlar ve ksenolitlere ait uyumsuz element içeriklerinin primordial mantoya Sun ve McDonough [135] göre normalize edildiği çoklu element diyagramları.

7.2.4. Nadir Toprak Elementleri

Gölçük volkanizmasına ait volkanik kayaçlar ve ksenolitlerin nadir toprak element (REE) içerikleri, Nakamura [136]'nın kondrit değerlerine göre normalize edilerek Şekil 7.8.'de görülen çoklu element diyagramlarında (spider diagram) gösterilmiştir.

Magmanın kökensel yorumunda bağlayıcı unsurlardan en önemlilerinde biri, nadir toprak elementlerinin davranışlarıdır [137]. REE desenleri, tüm örnekleri kapsayacak şekilde değerlendirildiğinde, volkanik ürünlerle ve mafik-felsik ksenolitlerin benzer REE içerikleri ile (MREE dışında) paralel desenler sundukları; buna karşılık, ultramafik ksenolitlerin (özellikle granat içerenlerin) yüksek LREE (La için 10000 kez daha fazla) ve yüksek sayılabilecek HREE (Er, Tm, Yb ve Lu için 10-100 kez daha fazla) desenleri ile karakterize oldukları görülmektedir (Şekil 7.8.).



Şekil 7.8. Gölçük volkaniklerinin ve ksenolitlerinin Nakamura [136]’nın kondrit değerlerine göre normalize edilen REE desenleri.

Gölcük volkanizmasına ait pre/post-kaldera volkanikleri, REE içerikleri ve kondrite göre normalize edilmiş desenleri bakımından benzer olmalarıyla tipiktir. Volkanik ürünler, yüksek sayılabilecek LREE (kondrite göre La için 380-1230 defa) ve göreceli olarak daha düşük MREE (kondrite göre Sm ve Eu için ~300-1000 kez daha fazla) içeriklerine karşılık; düşük ve düz bir hat ile karakterize edilen HREE desenleri ile karakterize edilmektedir. Mafik-felsik ksenolitler (diyoritik, monzonitik ve siyenitik gruplar) volkanik kayalarla oldukça benzer REE desenlerine sahiptir. Bunların arasında diyoritik-monzodiyoritik ksenolitlerin, ultramafik ksenolitlere yakın, göreceli olarak daha yüksek REE desenlerine sahip oldukları gözlenmektedir. Bu benzerlik, jenezlerinde ortak bir kökenin varlığını düşündürmektedir.

Piroksenit grubu ksenolitler ise bir örnek dışında (I13-77) birbirlerine paralel ve LREE/MREE'nin diğer örneklerden daha az zenginleştiği desenleri ile tipiktir. I13-077 (mika ve apatit içermeyen) örneğinde HREE'nin MREE'ye göre belirgin şekilde zenginleşmesi ile desen konkav yukarı gözlenir. HREE'nin bu şekilde, diğer REE içeriğinin değişmeden zenginleşmiş olması dikkat çekicidir. Ultramafik ksenolitlerden, granat piroksenitlerin, birbirlerine paralel ve tüm REE içeriğinin oldukça yüksek olduğu desenleri ile tipiktir. Özellikle LREE'nin HREE'ye göre diğer kayaç tiplerine göre çok daha zenginleştikleri ($La_n/Yb_n = 100-400$) gözlenmektedir. Yüksek LREE/HREE oranları, metasomatik bir kaynağa, kaynaktaki granata ve LREE'ce zenginleşmiş kaynağın çok düşük dereceli kısmi ergimesinden kaynaklanabilmektedir [6, 16]. Aynı zamanda diğer örneklerle göre HREE'ce zengin olan REE davranışı örneklerdeki granat içeriğinin bir yansıması olarak düşünülebilir. Elitok vd. [16] Platevoet vd. [17] ve Alıcı vd. [6] çalışmalarında, Gölcük volkaniklerinin HREE'ye karşılık yüksek LREE içeriklerini granat içeren, zenginleşmiş (metasomatik) manto kaynağı ile ilişkilendirmişleridir. Ancak daha önceki çalışılarda, daha yüksek LREE içeriklerine sahip, granat piroksenit grubu ksenolitlerin varlığı ortaya konmadan bu değerlendirmeler yapılmıştır. Daha önce bahsedildiği üzere; granat piroksenitlerin Gölcük volkanizmasında, diğer bütün ürünlerden daha yüksek LREE/HREE içeriklerine sahip oldukları görülmektedir. Bu durum grossular granatların litosferik kaynaktan türemiş eriyiklerin kabuk ortamında yan kayaç ile etkileşime girerek metasomatizmaya uğramış olması ile açıklanabilir.

8. TARTIŞMA VE YORUM

Tezin amaç ve kapsamı doğrultusunda, ksenolitlerin oluşumundan, yeryüzüne taşınana kadar geçirdiği magmatik süreçleri, ilişkili olduğu magmatik kökeni ve Gölcük volkanikleri ile olan ilişkisini ortaya koyabilmek amacıyla elde edilen bütün veriler derlenerek tartışma bölümü hazırlanmıştır.

Gölcük ksenolitleri petrografi bölümünde tanımlanan dokuları, mineral içerikleri, mineral kimyası ve jeokimyasal karakteristikleri ile birçok magmatik süreç ile ilişkilendirilebilir. Petrolojide magmatik süreçlerin yorumlanmasında kimyasal verilerden önce petrografik gözlemlere yer vermek bir bakıma tümevarım yapmaya benzetilebilir.

İlk petrografik gözlemler, ksenolitlerin farklı türde mineral birliktelikleri (koyu renkli: piroksen, granat, amfibol, mika ve açık renkli: feldispat grubu) ile ultramafik-mafik-felsik ksenolitler olarak 3 ana gruba ayrıldıklarını göstermiştir. Bu ksenolit grupları modal mineralojik bileşenlerine göre piroksenit, granat piroksenit, diyorit, monzonit, siyenit olmak üzere beş ayrı gruba ayrılmıştır. Gruplar arası geçişlerde özellikle düşük SiO₂ içerikli koyu renkli minerallerin (piroksen, amfibol, mika) dereceli olarak azalması ve yerini yüksek SiO₂ içerikleri ile karakterize edilen açık renkli minerallere (feldispat) bırakması, ilk olarak, fraksiyonel kristalleşme etkisini düşündürmektedir.

Fraksiyonel kristalleşme sürecinde, majör ve minör element kimyası göz önüne alındığında en başta Mg ve Fe gibi uyumlu elementlerce zengin olan piroksenlerin, olası magmatik rezervuarın tabanında ilk kümülatları oluşturacakları varsayılabilir [58]. Gölcük için akümüasyonun ne zaman başladığı kesin olarak bilinmese de, başka magmatik rezervuarlarla ilişkili olabilecek Pleyistosen aktivitesi ürünlerinin ultramafik ksenolitler/nodüller içerdikleri bilinmektedir. Bu durum, tüm magmatik faaliyet süresince ksenolitleri meydana getiren, olası fraksiyonlanmanın olduğunu gösterir niteliktedir. Bununla birlikte petrografi bölümünde gerçekleştirilen detaylı dokusal tanımlamalar, ilk ürün piroksenlerin salınımlı zonlanma üstüne gelişmiş ileri derecede yamalı zonlar içerdiklerini ve genellikle kenarlarında itibaren rezorbe olduklarını göstermiştir. Bu tür dokular birçok çalışma tarafından basınç azalmasına dayalı element difüzyonları ile açıklanabilir. Kısaca oluşan ilk kümülaların muhtelif süreçlerle magmatik rezervuarın tabanından farklı seviyelere taşındıkları öne sürülebilir. Bu varsayımlar, mineral kimyası verileri ile desteklenmiş piroksenitleri meydana getiren muhtemel ilk piroksenlerin diğer ürünlerdeki piroksenlere oranla yüksek basınç koşullarında oluştukları belirlenmiştir.

Ksenolitlerin içerdği ilk ürünler olan piroksenlerden sonra (yalnızca piroksen ve interstisyel cam içeren I13-077 numaralı örnek) fraksiyonel kristalleşmenin devamında koyu kahve renkli mika minerallerinin ve apatit kümülatlarının varlığı gözlenmektedir. Piroksenitlerde tanımlanan mika minerallerinin yüksek basınç filogopitleri ile kimyasal açıdan benzerlikleri piroksenitlerin yüksek basınç altında kristalleştikleri görüşünü desteklemektedir. Varsayılan fraksiyonlanmanın devamında olduğu düşünülen amfibol, biyotit, feldispat, titanit ve manyetit içeren mafik-felsik ksenolitlere (diyoritik, monzonitik, siyenitik) ait jeotermobarometre sonuçları da fraksiyonlanan fazların niteliği arttıkça ksenolitlerin oluşum derinliklerinin azaldığını göstermektedir. Bunun yanı sıra bahsi geçen yamalı zonlu ve rezorbe olmuş piroksenlerin oranı bu görüşle paralellik oluşturacak şekilde dereceli olarak felsik ksenolitlere doğru azalmaktadır.

Jeokimya ve mineral kimyası bölümünde ksenolitler ile karşılaştırmalı olarak incelenen Gölcük volkaniklerinin (özellikle eksplozif ürünlerin), mafik-felsik ksenolitler ile olan benzerlikleri mineral kimyası ve jeokimyasal çalışmalarda gösterilmektedir. Jeotermobarometre sonuçları mafik-felsik ksenolitler ile benzer mineral birliktelikleri sunan ignimbiritlerin ve freatomagmatik ürünlere ait juvenil bileşenlerin, magmatik rezervuarda, hemen hemen yakın derinliklerde meydana gelen kristallerden oluştuklarını göstermektedir. Bu yakınlık ilişkisini aynı zamanda gerek majör element dağılımlarında, gerek iz element davranışlarında gözlemlemek mümkündür.

Gölcük volkaniklerinin LILE’ce zengin, HFSE’ce tüketilmiş olmaları kökensel olarak dalma-batma süreçleri sonucu meydana gelen sulu, kabuk kökenli eriyikler tarafından metasomatize olmuş amfibol+filogopit+granat içeren litosferik kaynak olarak yorumlanmıştır [6, 16, 17]. Gölcük volkaniklerinin ve ksenolitlerin, metasomatizma ile zenginleşmiş litosferik kökenine dair öngörülerin doğruluğu ilerleyen çalışmalarda fraksiyonel kristalleşme, asimilasyon ve kısmi ergime modelleri oluşturularak tartışılacaktır.

Petrografik ve mineralojik çalışmalarda elde edilen veri derlenerek ksenolitlerin ve içerdği minerallerin magmatik rezervuardaki olası konumları bir model üzerinde gösterilmiştir (Şekil 8.1.).

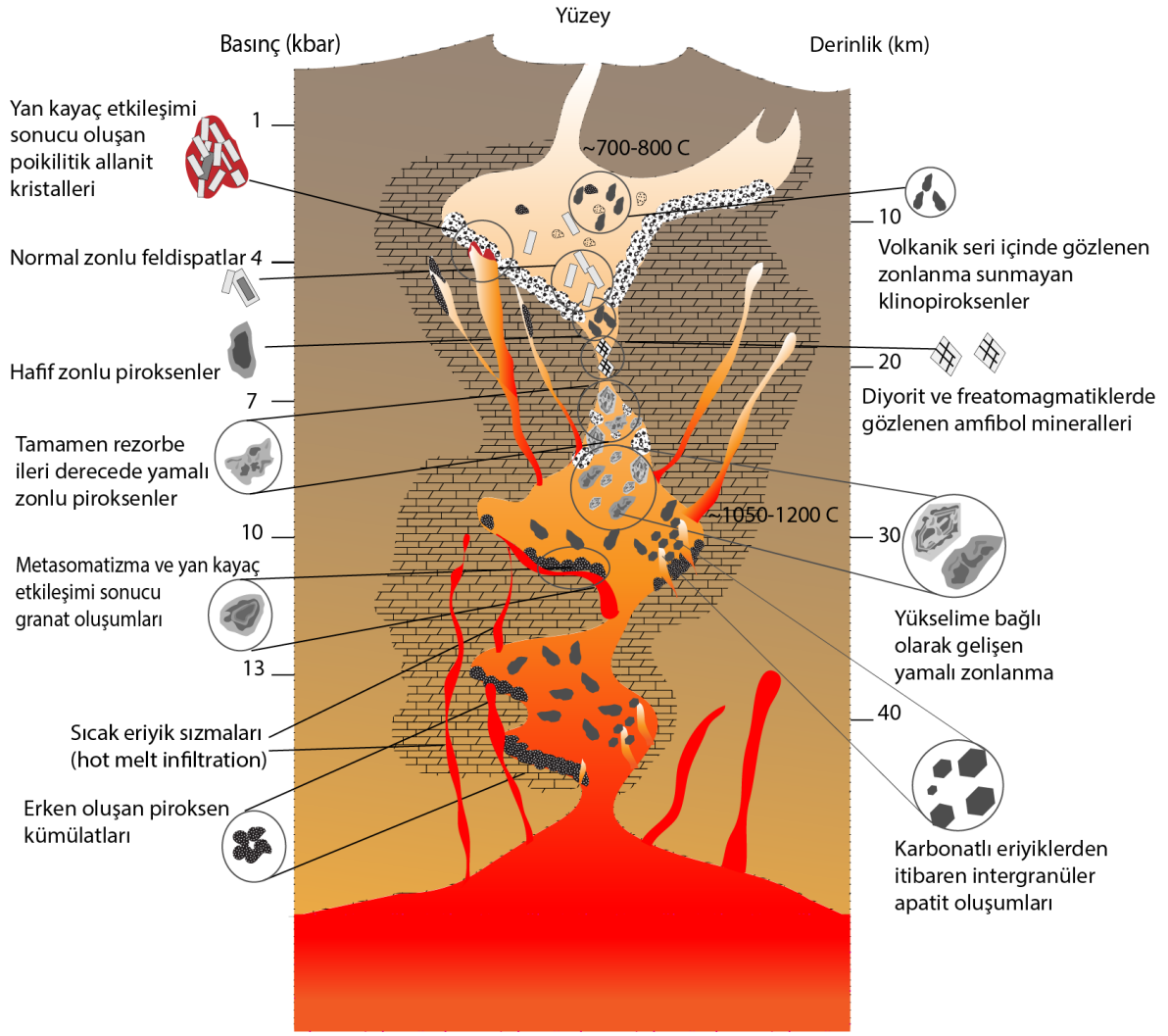
Elde verilere göre, piroksenitlerin içerdği klinopiroksenler yaklaşık 10-12 kbar basınç altında ~1050-1200 santigrat derecede meydana gelmektedir. Klinopiroksenlerde gözlenen yamalı zonlanmanın, olası magmatik rezervuarda yaklaşık 30 km derinde meydana gelen piroksen kümülatlarının, daha sık derinliklere taşınım sürecinde, basınç azalmasına bağlı,

kristal içi, yeniden dengelenme ve element difüzyonları etkisinde meydana geldiği düşünülmektedir. Piroksen kümülatlarının ve diğer ksenolitlerin yükselimi ve yeryüzüne taşınması, Pleyistosen aktivitesi boyunca süre gelen patlamalı volkanik rejim nedeniyle belirli zaman aralıklarında sığ rezervuarın kaotik boşalması ile açıklanabilir. Freatomagmatik patlama ürünlerinde, çok daha sık rastlanılan plütonik ksenolitlerin, magma-su etkileşiminin tetiklediği genleşme ve uçucuların hızlı bir şekilde serbest kalması sonucunda magmanın ani yükselim etkisi ile sığ derinliklere ve yüzeye taşındıkları düşünülmektedir [138-140].

Gölcük volkanik ürünleri ve ksenolitlerinin içerdiği sulu amfibol ve mika mineralleri düşünüldüğünde olası kaynağın su içerdiği söylenebilir. Sulu fazların varlığı dalma-batma süreçlerinde okyanusal kabuğun ergimesi ile ilişkilendirilebilir.

LILE ve LREE'ce zenginleşmiş, metasomatik, granatlı-peridotitik kaynağın kısmi ergimesi sonucu olduğu düşünülen magmanın uyumsuz elementlerce zengin (özellikle LILE ve HFSE) granat, allanit, çevkinit gibi minerallerin oluşumunda rol oynadıkları düşünülebilir. Ancak petrografik gözlemler, genellikle simplektit oluşumları gösteren granat kristallerinin, magmanın karbonatlı yan kayaçlarla etkileşimine bağlı olarak oluşan yerel eriyiklerden itibaren meydana geldiğini düşündürmektedir. Benzer şekilde allanit, çevkinit, apatit gibi uyumsuz elementlerce zengin kristallerin magma ile karbonatlı yan kayaç etkileşimine bağlı olarak geliştikleri düşünülebilir.

Özetle, magmatik rezervuarda, Gölcük volkanikleri ile ilişkili olarak bulunan ksenolitlerin magma odasının duvarlarında/tabanında meydana gelen yerel kristalizasyonu ürünlerini temsil ettiği söylenebilir. Volkanik ürünlerin, jeokimyasal olarak, mafik-felsik ksenolitler ile olan benzerlikleri bu şekilde açıklanabilir. Ancak ultramafik ksenolitlerin, hem dokusal olarak hem de jeokimyasal anlamda gösterdikleri farklılıklar, jenezlerindeki farklı fiziksel koşullara (sıcaklık-basınç) ve farklı magmatik süreçlere (metasomatizma, kabuksal kirlenme) maruz kalmaları şeklinde yorumlanmaktadır.



Şekil 8.1. Gölcük volkanizmasında hem ksenolitlerin içerdiği hem de eksplozif volkanik seriye ait minerallerin, gösterdikleri dokular ile birlikte magmatik rezervuardaki olası derinlikleri ve konumları.

9. SONUÇLAR

Tez kapsamında yürütülen saha ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen gözlemler ve analitik veriler yorumlanarak aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır:

1. Isparta şehrinin GB'sinde yer alan Gölcük kalderası, içinde bir maar ve etrafında yaklaşık 150 m kalınlığında tüf halkası çökelleri ile karakterize olup; efüzif (alkali/potasik-ortaç lav akıntıları), ekstrüzif (potasik lav domları) ve eksplozif ürünler (traki-andezitik ignimbiritler, hidrovulkanik-freatomagmatik çökeller) ile temsil edilmektedir.
2. Saha gözlemleri ile, volkanik ürünlerin arazideki yayılımlarını detaylı bir şekilde gösteren Isparta (Gölcük) jeoloji haritası; beraberinde, ksenolitlerin örneklendikleri seviyelerin de gösterildiği, 4 ayrı lokasyona ait ölçülü volkanostratigrafik kesit; son olarak, volkanik ürünlerin yayılımlarını gösteren D-B ve K-G yönlü iki ayrı jeolojik kesit hazırlanmıştır.
3. Kaldera sonrası maardan kaynaklanan Kuvaterner yaşlı freatomagmatikler, başlıca pomza ile volkanik/plütonik ksenolitlerce zengin 3 ayrı pomza geri-düşme seviyesi ve bu seviyeler arasındaki 3 ayrı taban yayılımı seviyesi içermektedir.
4. Freatopliniyen seviyeleri başta olmak üzere; daha önceki patlama ürünleri olan ignimbiritlerde ve Pliyosen aktivitesine ait ekstrüzif lav domlarında, makro ölçekte faneritik doku sergileyen; ultramafik-felsik aralığında karakterize edilen, plütonik/subvolkanik ksenolitler belirlenmiştir.
5. Bütün plütonik ksenolitler petrografik incelemelerde modal mineralojilerine göre; piroksenit, granat piroksenit, monzonit, diyorit-monzodiyorit ve (alkali feldispat) siyenit olmak üzere 5 ayrı grup altında incelenmiştir.
6. Piroksenitler, klinopiroksen $\pm$ filogopit $\pm$ apatit içermekte olup, yoğun gözenekler arasında interstisyel cam ile tipiktir. Granat piroksenitler, granat (grossular) + klinopiroksen + feldispat $\pm$ apatit $\pm$ allanit $\pm$ çevkinit $\pm$ manyetit içeriği ile tanınmaktadır. Mafik ksenolitlerden diyorit-monzodiyorit grubu, plajiyoklaz + amfibol + klinopiroksen + mika + apatit $\pm$ allanit; felsik ksenolitlerden, monzonit grubu, plajiyoklaz + alkali feldispat + amfibol + klinopiroksen + mika + apatit $\pm$ allanit $\pm$ titanit; (alkali feldispat) siyenit grubu ise alkali feldispat + plajiyoklaz + klinopiroksen + filogopit $\pm$ amfibol $\pm$ apatit $\pm$ allanit $\pm$ kuvars $\pm$ titanit $\pm$ manyetit $\pm$ zirkon modal bileşimleri ile karakterize edilmektedir.

7. Mafik-felsik ksenolitler hem mineralojik hem jeokimyasal açıdan, Gölcük volkanizmasına ait efüzif/eksplozif ürünler ile benzerlik göstermektedir. Jeokimyasal olarak benzer element davranışları jenezlerindeki ortak köken olarak yorumlanmıştır. Kökensel yakınlık öngörüsü, jeotermobarometre hesaplamaları ile desteklenmiştir.
8. Granat piroksenitler uyumsuz HFSE (Nb, Ta, U) ve LREE bakımından diğer kayaç gruplarından çok daha yüksek oranda zenginleşmiştir. Kondrite göre LREE, 3000-50 000 kat; MREE 100 -1000 kat; HREE ise 20 – 100 kat daha zengindir. HREE'nin yüksek konsantrasyonu bekleneneği gibi granat varlığının doğrudan bir sonucu olarak değerlendirilmiştir.
9. Piroksenitlerin HFSE bakımından diğer kayaç gruplarından daha fakir olduğu (Ti hariç), buna karşılık HREE'ce zengin (Yb ve Lu için ~70 kez) I13-77 numaralı örnek dışında diğer ürünlerle benzer REE içeriklerine sahip oldukları dikkat çekicidir. Hem mineral kimyası (piroksen ve mika kimyası) verileri hem de jeokimyasal veriler, uyumlu iz elementlerce zengin (Ni, V) piroksenitlerin, Gölcük volkaniklerinin en bazik ürünlerini temsil ettiği ve magmatik rezervuarda fraksiyonel kristalleşmenin ilk ürünleri olarak oluştuklarını düşündürmektedir.
10. Piroksenitlerin ilksel karakteristik özellikleri jeotermobarometre sonuçları ile birlikte mineral kimyası ve petrografi bölümündeki dokusal tanımlamalar ile desteklenmiştir.
11. Granat piroksenitlerin, Gölcük volkanizmasının diğer ürünleri ile uyuşmayan jeokimyasal karakteri (LILE, LREE ve HREE zenginleşmesi), mineralojik nitelikleri (granat, allanit ve çevkinit içeriği) ve dokusal özellikleri (ör.piroksen ve alkali feldispat mineralleri boyunca simplektit granat oluşumları), jenezlerindeki LILE ve LREE'ce zengin, kabuk kökenli eriyiklerin metasomatizma etkisi şeklinde veya magmanın yerleşimi boyunca karbonatlı yan kayaç ile etkileşiminin bir sonucu olarak düşünülebilir.
12. Tartışma bölümünde, petrografik, mineralojik ve jeokimyasal sonuçlar derlenerek; ksenolitlerin olası magmatik rezervuarda bulundukları derinlik, oluşturdıkları mineral birliktelikleri ve gösterdikleri özel dokular bir model üzerine yansıtılarak oluşumları ile ilgili yaklaşımlarda bulunulmuştur.

KATKI BELİRTME

Bu tez kapsamında gerçekleştirilen arazi çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları, Hacettepe Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından “013 D09 602 003” numaralı “Kuvaterner Gölcük Volkanizmasına Ait Hidrovolkanik Çökellerdeki Ultramafik Ksenolitlerin Petrolojisi” isimli proje kapsamında desteklenmiştir.

KAYNAKLAR

- [1] Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A.J.F., D., *Geologie des Taurus occidentals (Turquie)*, Memoires de la Societe Geologique de la France, 137, Paris, **1979**.
- [2] Lefevre, C., Bellon, H., Poisson, A., Présence de leucitites dans le volcanisme Pliocene de la region d'Isparta (Taurides occidentales, Turquie), *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 297, 367-372, **1983**.
- [3] Bilgin, A., Köseoğlu, M., Özkan, G., Isparta Gölcük yöresi kayaçlarının mineraloji, petrografi ve jeokimyası, *Doğa-TRT of Engineering and Environmental Science*, 14, 342-361, **1990**.
- [4] Özgür, N., Pekdeger, A., Schneider, H., Bilgin, A., Pliocene volcanism in the Gölcük area, Isparta/western Taurides, *Proc. Internat. Earth Sc. Congress on the Aegean Regions, Izmir/Turkey, IESCA Publ*, **1990**.
- [5] Yağmurlu, F., Savaşın, Y., Ergün, M., Relation of Alkaline Volcanism and Active Tectonism within the Evolution of the Isparta Angle, SW Turkey, *The Journal of Geology*, 105, 717-728, **1997**.
- [6] Alıcı, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G., Gündoğdu, M., Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 423-446, **1998**.
- [7] Savaşın, M.Y., Oyman, T., Tectono-magmatic evolution of alkaline volcanics at the Kırka-Afyon-Isparta structural trend, SW Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 201-214, **1998**.
- [8] Francalanci, L., Innocenti, F., Manetti, P., Savaşın, M.Y., Neogene alkaline volcanism of the Afyon-Isparta area, Turkey: petrogenesis and geodynamic implications, *Mineralogy and Petrology*, 70, 285-312, **2000**.
- [9] Görmüş, M., Sagular, E.K., Çoban, H., The Miocene sequence characteristics, its contact relation to the older rocks and lamprophyric dikes in the Dereboğazı area (southern Isparta, Turkey), *4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, 21-25 May 2001, Proceedings, Isparta*, **2001**.
- [10] Coban, H., Caran, S., Gormus, M., Origin of fluoride within the Afyon-Isparta volcanic district, SW Turkey: is fluormica the key, *Water-rock interaction. Swets & Zeitlinger, Lisse (90 2651 824 2)*, **2001**.
- [11] Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M., Şentürk, M., New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey), *Geological Journal*, 38, 257-282, **2003**.
- [12] Kumral, M., Coban, H., Gedikoglu, A., Kilinc, A., Petrology and geochemistry of augite trachytes and porphyritic trachytes from the Gölcük volcanic region, Isparta, SW Turkey: A case study, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 707-716, **2006**.

- [13] Çoban, H., Flower, M.F.J., Late Pliocene lamproites from Bucak, Isparta (southwestern Turkey): implications for mantle 'wedge' evolution during Africa-Anatolian plate convergence, *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 160-176, **2007**.
- [14] Kumral, M., Çoban, H., Caran, Ş., Th-, U- And Lree-Bearing Grossular, Chromian Ferriallanite-(Ce) And Chromian Cerite-(Ce) In Skarn Xenoliths Ejected From The Gölcük Maar Crater, Isparta, Anatolia, Turkey, *The Canadian Mineralogist*, 45, 1115-1129, **2007**.
- [15] Platevoet, B., Scaillet, S., Guillou, H., Blamart, D., Nomade, S., Massault, M., Poisson, A., Elitok, O., Ozgur, N., Yagmurlu, F., Pleistocene eruptive chronology of the Golcuk volcano, Isparta Angle, Turkey, *Quaternaire*, 19, 147-156, **2008**.
- [16] Elitok, Ö., Özgür, N., Drüppel, K., Dilek, Y., Platevoet, B., Guillou, H., Poisson, A., Scaillet, S., Satır, M., Siebel, W., Bardintzeff, J.-M., Deniel, C., Yılmaz, K., Origin and geodynamic evolution of late Cenozoic potassium-rich volcanism in the Isparta area, southwestern Turkey, *International Geology Review*, 52, 454-504, **2009**.
- [17] Platevoet, B., Elitok, Ö., Guillou, H., Bardintzeff, J.-M., Yagmurlu, F., Nomade, S., Poisson, A., Deniel, C., Özgür, N., Petrology of Quaternary volcanic rocks and related plutonic xenoliths from Gölcük volcano, Isparta Angle, Turkey: Origin and evolution of the high-K alkaline series, *Journal of Asian Earth Sciences*, 92, 53-76, **2014**.
- [18] Schmitt, A.K., Danişık, M., Siebel, W., Elitok, Ö., Chang, Y.-W., Shen, C.-C., Late Pleistocene Zircon Ages for Intracaldera Domes at Gölcük (Isparta, Turkey), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **2014**.
- [19] Goldstein, J., Newbury, D.E., Joy, D.C., Lyman, C.E., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L., Michael, J.R., *Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis*, Springer, New York, NY, **2003**.
- [20] Quinlan, J.R., *C4.5: programs for machine learning*, 1, Morgan Kaufmann, San Mateo, CA, **2003**.
- [21] 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 & Geosciences*, 80, 38-48, **2015**.
- [22] Okay, A.I., Tüysüz, O., Tethyan sutures of northern Turkey, *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 475-515, **1999**.
- [23] Sengör, A., Yılmaz, Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241, **1981**.
- [24] Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S., Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting, *Geodinamica Acta*, 14, 177-195, **2001**.
- [25] Keskin, M., Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophysical research letters*, 30, 8046, **2003**.
- [26] Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G., Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95, **2000**.

- [27] Savasçin, Y., Güleç, N., Savasçin, M., Eronat, A., Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey, *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA), Proceedings, II*, **1990**.
- [28] Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., Regard, V., Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 85-97, **2006**.
- [29] Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M., Şentürk, M., New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey), *Geological Journal*, 38, 257-282, **2003**.
- [30] McKenzie, D., Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophysical Journal International*, 55, 217-254, **1978**.
- [31] Rotstein, Y., Kafka, A.L., Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region: Subduction, collision, and arc jumping, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87, 7694-7706, **1982**.
- [32] Anastasakis, G., Kelling, G., Tectonic connection of the Hellenic and Cyprus arcs and related geotectonic elements, *Marine Geology*, 97, 261-277, **1991**.
- [33] Karaman, M.E., Geology and tectonic features between Isparta and Burdur area (SW Turkey), *Geological Bulletin of Turkey*, 37, 119-134, **1994**.
- [34] Dilek, Y., Rowland, J.C., Evolution of a conjugate passive margin pair in Mesozoic southern Turkey, *Tectonics*, 12, 954-970, **1993**.
- [35] Karaman, M.E., Isparta Güneyinin Temel Jeolojik Özellikleri, *Geological Bulletin of Turkey*, C.33, 57-67, **1990**.
- [36] Poisson, A., *Recherches Geologiques dans les Taurides Occidentales (Turquie)*, Doctorat d'Etat thesis, Université de Paris-Sud, Orsay, **1977**.
- [37] Alıcı, P., *Gölcük (Isparta) Volkanitlerinin Petrolojik ve jeokimyasal Özellikleri*, Master Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, **1997**.
- [38] Poisson, A., The extension of the Ionian trough into southwestern Turkey, *Geological Society*, 17, 241-250, **1984**.
- [39] MTA, *Isparta-M24 Paftası*, 1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, No : 13, Ankara, **2010**.
- [40] MTA, *Isparta-M25 Paftası*, 1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, No : 14, Ankara, **2010**.
- [41] Cengiz, O., Sener, E., Yağmurlu, F., A satellite image approach to the study of lineaments, circular structures and regional geology in the Golcuk Crater district and its environs (Isparta, SW Turkey), *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 155-163, **2006**.
- [42] Nemec, W., Kazancı, N., Mitchell, J.G., Pleistocene explosions and pyroclastic currents in west-central Anatolia, *Boreas*, 27, 311-332, **1998**.
- [43] Lipman, P.W., Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry, *Bulletin of Volcanology*, 59, 198-218, **1997**.
- [44] Roche, O., Druitt, T.H., Merle, O., Experimental study of caldera formation, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105, 395-416, **2000**.

- [45] Yılmaz, K., Origin of anorogenic 'lamproite-like' potassic lavas from the Denizli region in Western Anatolia Extensional Province, Turkey, *Mineralogy and Petrology*, 99, 219-239, **2010**.
- [46] Fisher, R.V..Schmincke, H.-U., *Pyroclastic rocks*, Springer, Berlin; Heidelberg; New York; Tokyo, **1989**.
- [47] Williams, H..Mcbirney, A.R., *Volcanology : Ill. by Christine MacBirney*, Freeman, Cooper, San Francisco, Calif., **1979**.
- [48] Fisher, R.V., Classification of Volcanic Breccias, *Geological Society of America Bulletin*, 71, 973-982, **1960**.
- [49] Cas, R.a.F..Wright, J.V., *Volcanic successions, modern and ancient : a geological approach to processes, products, and successions*, Allen & Unwin, London; Boston, **1987**.
- [50] Branney, M.J., Kokelaar, B.P..Geological Society Of, L., *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*, The Geological Society, London, **2002**.
- [51] Quane, S..Russell, J., Ranking welding intensity in pyroclastic deposits, *Bulletin of Volcanology*, 67, 129-143, **2005**.
- [52] Ringwood, A.E., *Composition and petrology of the earth's mantle*, McGraw-Hill, New York [u.a.], **1975**.
- [53] Delaney, P.T., Rapid intrusion of magma into wet rock: Groundwater flow due to pore pressure increases, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87, 7739-7756, **1982**.
- [54] Dawson, J.B., *Kimberlites and their xenoliths*, Springer, Berlin, **1980**.
- [55] Mattsson, H.B., Höskuldsson, Á..Hand, S., Crustal xenoliths in the 6220 BP Sæfell tuff-cone, south Iceland: Evidence for a deep, diatreme-forming, Surtseyan eruption, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145, 234-248, **2005**.
- [56] Streckeisen, A., Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks, *Geologische Rundschau*, 63, 773-786, **1974**.
- [57] Vance, J.A., Zoning in Igneous Plagioclase: Patchy Zoning, *The Journal of Geology*, 73, 636-651, **1965**.
- [58] Humphreys, M.C.S., Blundy, J.D..Sparks, R.S.J., Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning, *Journal of Petrology*, 47, 2303-2334, **2006**.
- [59] Streck, M.J., Mineral Textures and Zoning as Evidence for Open System Processes, *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*, 69, 595-622, **2008**.
- [60] Tomiya, A..Takahashi, E., Evolution of the Magma Chamber beneath Usu Volcano since 1663: a Natural Laboratory for Observing Changing Phenocryst Compositions and Textures, *Journal of Petrology*, 46, 2395-2426, **2005**.
- [61] Kawamoto, T., Dusty and honeycomb plagioclase: indicators of processes in the Uchino stratified magma chamber, Izu Peninsula, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 49, 191-208, **1992**.

- [62] Carpenter, R.L., Edgar, A.D., Thibault, Y., Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany, *Mineralogy and Petrology*, 74, 149-162, **2002**.
- [63] Su, B.-X., Zhang, H.-F., Sakyi, P., Yang, Y.-H., Ying, J.-F., Tang, Y.-J., Qin, K.-Z., Xiao, Y., Zhao, X.-M., Mao, Q., Ma, Y.-G., The origin of spongy texture in minerals of mantle xenoliths from the Western Qinling, central China, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161, 465-482, **2011**.
- [64] Jorgenson, D.B., Origin of Patchy Zoning in Plagioclase from Gabbroic Rocks of Southwestern Oregon, *Geological Society of America Bulletin*, 82, 2667-2670, **1971**.
- [65] Wilshire, H., Pike, J.N., Meyer, C., Schwarzman, E., Amphibole-rich veins in lherzolite xenoliths, Dish Hill and Deadman Lake, California, *Am J Sci A*, 280, 576-593, **1980**.
- [66] Francis, D., Amphibole pyroxenite xenoliths: Cumulate or replacement phenomena from the upper mantle, Nunivak Island, Alaska, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 51-61, **1976**.
- [67] Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., *An introduction to the rock-forming minerals*, Mineralogical Society, London, **2013**.
- [68] Exley, R.A., Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: Implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems, *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 97-110, **1980**.
- [69] Akal, C., Helvacı, C., Prelević, D., Van Den Bogaard, P., High-K volcanism in the Afyon region, western Turkey: from Si-oversaturated to Si-undersaturated volcanism, *International Journal of Earth Sciences*, 102, 435-453, **2013**.
- [70] Sawyer, E.W., Criteria for the recognition of partial melting, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24, 269-279, **1999**.
- [71] Aoki, K.-I., Origin of phlogopite and potassic richterite bearing peridotite xenoliths from South Africa, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 53, 145-156, **1975**.
- [72] Jones, A.P., Smith, J., Dawson, J.B., Mantle metasomatism in 14 veined peridotites from Bultfontein Mine, South Africa, *The Journal of Geology*, 435-453, **1982**.
- [73] Vernon, R.H., *A Practical Guide to Rock Microstructure*, Cambridge University Press, Cambridge, **2004**.
- [74] Dégi, J., Abart, R., Török, K., Bali, E., Wirth, R., Rhede, D., Symplectite formation during decompression induced garnet breakdown in lower crustal mafic granulite xenoliths: mechanisms and rates, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159, 293-314, **2009**.
- [75] Vrijmoed, J.C., Austrheim, H., John, T., Hin, R.C., Corfu, F., Davies, G.R., Metasomatism in the Ultrahigh-pressure Svartberget Garnet-peridotite (Western Gneiss Region, Norway): Implications for the Transport of Crust-derived Fluids within the Mantle, *Journal of Petrology*, 54, 1815-1848, **2013**.
- [76] Aydin, F., Karsli, O., Sadiklar, M.B., Compositional Variations, Zoning Types and Petrogenetic Implications of Low-pressure Clinopyroxenes in the Neogene Alkaline Volcanic Rocks of Northeastern Turkey, *Kuzeydoğu Türkiye Neojen Yaşlı Alkalın*

Volkanik Kayaçlarındaki Düşük Basınç Klinopiroksenlerinin Bileşimsel Değişimleri. Zonlanma Türleri ve Petrojenetik Anlamları, 18, 163-186, **2009**.

- [77] Barton, M., Varekamp, J.C., Van Bergen, M.J., Complex zoning of clinopyroxenes in the lavas of Vulcini, Latium, Italy: evidence for magma mixing, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 361-388, **1982**.
- [78] Federico, M., Gianfagna, A., Aurisicchio, C., Clinopyroxene chemistry of the high-Potassium suite from the Alban Hills, Italy, *Mineralogy and Petrology*, 39, 1-19, **1988**.
- [79] Morimoto, N., Nomenclature of pyroxenes, *Mineralogy and Petrology*, 39, 55-76, **1988**.
- [80] Dal Negro, A., Manoli, S., Secco, L., Piccirillo, E.M., Megacrystic clinopyroxenes from Victoria (Australia): crystal chemical comparisons of pyroxenes from high and low pressure regimes, *European Journal of Mineralogy*, 1, 105-122, **1989**.
- [81] Papike, J.J., Cameron, K.L., Baldwin, K., Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data., *Geology Society of America*, 6, 1053-1054, **1974**.
- [82] Aydin, F., Contrasting complexities in the evolution of calc-alkaline and alkaline melts of the Nigde volcanic rocks, Turkey: textural, mineral chemical and geochemical evidence, *European Journal of Mineralogy*, 20, 101-118, **2008**.
- [83] Canil, D., Fedortchouk, Y., Clinopyroxene-liquid partitioning for vanadium and the oxygen fugacity during formation of cratonic and oceanic mantle lithosphere, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105, 26003-26016, **2000**.
- [84] Wass, S.Y., Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks, *Lithos*, 12, 115-132, **1979**.
- [85] Aoki, K.-I., Shiba, I., Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan, *Lithos*, 6, 41-51, **1973**.
- [86] Shore, M., Fowler, A.D., Oscillatory zoning in minerals; a common phenomenon, *The Canadian Mineralogist*, 34, 1111-1126, **1996**.
- [87] Choi, S.H., Kim, N.K., Petrogenesis of anhydrous clinopyroxenite xenoliths and clinopyroxene megacrysts in alkali basalts from the Ganseong area of South Korea, *Island Arc*, 21, 101-117, **2012**.
- [88] Streck, M.J., Leeman, W.P., Chesley, J., High-magnesian andesite from Mount Shasta: A product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt, *Geology*, 35, 351-354, **2007**.
- [89] Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P.V., Mueller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R., Nomenclature of the micas, *The Canadian Mineralogist*, 36, 905-912, **1998**.
- [90] Bachinski, S.W., Simpson, E.L., Ti-phlogopites of the Shaw's Cove minette: a comparison with micas of other lamprophyres, potassic rocks, kimberlites, and mantle xenoliths, *American Mineralogist*, 69, 41-56, **1984**.

- [91] Ferreira, V.P., Sial, A.N., Cruz, M.J.M., Mineral chemistry of mica-pyroxenite xenoliths in Neoproterozoic ultrapotassic syenitic magmas, NE Brazil, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67, 307-319, **1995**.
- [92] Edgar, A., Green, D., Hibberson, W., Experimental petrology of a highly potassic magma, *Journal of Petrology*, 17, 339-356, **1976**.
- [93] Edgar, A., Mineral chemistry and petrogenesis of an ultrapotassic-ultramafic volcanic rock, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 171-175, **1979**.
- [94] Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Maresch, W.V., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C., Whittaker, E.J., Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names, *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246, **1997**.
- [95] Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature, *American Mineralogist*, 89, 883-887, **2004**.
- [96] Leake, B.E., On aluminous and edenitic hornblendes, *Mineralogical Magazine*, 38, 389-407, **1971**.
- [97] Veblen, D.R., Buseck, P.R., Hydrous pyriboles and sheet silicates in pyroxenes and uralites: intergrowth microstructures and reaction mechanisms, *American Mineralogist*, 66, 1107-1134, **1981**.
- [98] Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskin, I.O., Galuskin, E.V., Hålenius, U., Nomenclature of the garnet supergroup, *American Mineralogist*, 98, 785-811, **2013**.
- [99] Lesnov, F.P., *Rare Earth Elements in Ultramafic and Mafic Rocks and their Minerals: Minor and Accessory Minerals*, CRC Press, **2012**.
- [100] Irving, A., Megacrysts from the Newer Basalts and other basaltic rocks of southeastern Australia, *Geological Society of America Bulletin*, 85, 1503-1514, **1974**.
- [101] Irving, A.J., Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle, *American Journal of Science*, 280, 389-426, **1980**.
- [102] O'reilly, S.Y., Griffin, W.L., Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle, *Lithos*, 53, 217-232, **2000**.
- [103] Gieré, R., Sorensen, S.S., Allanite and Other REE-Rich Epidote-Group Minerals, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 56, 431-493, **2004**.
- [104] Altherr, R., Siebel, W., I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 397-415, **2002**.
- [105] Troll, V., Sachs, P., Schmincke, H.-U., Sumita, M., The REE-Ti mineral chevkinite in comenditic magmas from Gran Canaria, Spain: a SYXRF-probe study, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 730-741, **2003**.
- [106] Carmichael, I.S.E., The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14, 36-64, **1966**.

- [107] Wones, D.R., Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks, *American Mineralogist*, 74, 744-749, **1989**.
- [108] Ghiorso, M.S..Evans, B.W., Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer, *American Journal of Science*, 308, 957-1039, **2008**.
- [109] Damasceno, D., Scoates, J.S., Weis, D., Frey, F.A..Giret, A., Mineral chemistry of mildly alkalic basalts from the 25 Ma Mont Crozier section, Kerguelen Archipelago: constraints on phenocryst crystallization environments, *Journal of Petrology*, 43, 1389-1413, **2002**.
- [110] Putirka, K.D., Thermometers and barometers for volcanic systems, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61-120, **2008**.
- [111] Toplis, M.J..Carroll, M.R., An Experimental Study of the Influence of Oxygen Fugacity on Fe-Ti Oxide Stability, Phase Relations, and Mineral—Melt Equilibria in Ferro-Basaltic Systems, *Journal of Petrology*, 36, 1137-1170, **1995**.
- [112] H.E, Ç., *Petrologic Evolution Of Nemrut Stratovolcano (Turkiye): Peralkaline Magmatism In A Collisional Domain*, Doctor Of Philosophy, Hacettepe University, 2008, **2008**.
- [113] Sisson, T.W..Grove, T.L., Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 143-166, **1993**.
- [114] Putirka, K.D., Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations, *American Mineralogist*, 90, 336-346, **2005**.
- [115] Hammarstrom, J.M..Zen, E.-A., Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist*, 71, 1297-1313, **1986**.
- [116] Blundy, J..Holland, T.B., Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224, **1990**.
- [117] Helmy, H.M., Ahmed, A.F., El Mahallawi, M.M..Ali, S.M., Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications, *Journal of African Earth Sciences*, 38, 255-268, **2004**.
- [118] Anderson, J.L., Status of thermobarometry in granitic batholiths, *Geological Society of America Special Papers*, 315, 125-138, **1996**.
- [119] 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, 304-310, **1992**.
- [120] Nakamura, D., A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set, *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 495-508, **2009**.
- [121] Pattison, D.R.M..Newton, R.C., Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe — Mg exchange thermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 87-103, **1989**.

- [122] Holland, T..Blundy, J., Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447, **1994**.
- [123] Le Bas, M.J., Maitre, R.W.L., Streckeisen, A., Zanettin, B..Rocks, I.S.O.T.S.O.I., A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram, *Journal of Petrology*, 27, 745-750, **1986**.
- [124] Irvine, T.N..Baragar, W.R.A., A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548, **1971**.
- [125] Peccerillo, A..Taylor, S.R., Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81, **1976**.
- [126] Wilson, B.M., *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*, Springer, **1989**.
- [127] Rollinson, H.R., *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Routledge, **2014**.
- [128] Hall, A.L., *Igneous Petrology*, Longman Scientific and Technical, Harlow, **1993**.
- [129] Francis, D.M., The Origin of Amphibole in Lherzolite Xenoliths from Nunivak Island, Alaska, *Journal of Petrology*, 17, 357-378, **1976**.
- [130] Frey, A.F..Green, D.H., The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. , *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 1023-1059, **1974**.
- [131] Neumann, E.-R..Wulff-Pedersen, E., The origin of highly silicic glass in mantle xenoliths from the Canary Islands, *Journal of Petrology*, 38, 1513-1539, **1997**.
- [132] Andersen, T..Neumann, E.-R., Fluid inclusions in mantle xenoliths, *Lithos*, 55, 301-320, **2001**.
- [133] F., B., Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts, *Journal of Petrology*, 37, 521-552, **1996**.
- [134] Thompson, R., Morrison, M., Hendry, G., Parry, S., Simpson, P., Hutchison, R..O'hara, M., An Assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach [and Discussion], *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 310, 549-590, **1984**.
- [135] Sun, S.-S..Mcdonough, W.F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geological Society, London, Special Publications*, 42, 313-345, **1989**.
- [136] Nakamura, N., Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775, **1974**.
- [137] Frey, F.A., Garcia, M.O..Roden, M.F., Geochemical characteristics of Koolau Volcano: Implications of intershield geochemical differences among Hawaiian volcanoes, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 1441-1462, **1994**.
- [138] White, J., Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA, *Bulletin of Volcanology*, 53, 239-258, **1991**.

- [139] Belousov, A..Belousova, M., Eruptive process, effects and deposits of the 1996 and the ancient basaltic phreatomagmatic eruptions in Karymskoye lake, Kamchatka, Russia, *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine Settings (Special Publication 30 of the IAS)*, 15, 35, **2009**.
- [140] Rosseel, J.B., White, J..Houghton, B., Complex bombs of phreatomagmatic eruptions: role of agglomeration and welding in vents of the 1886 Rotomahana eruption, Tarawera, New Zealand, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 111, **2006**.

EKLER

EK-1: 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 & Geosciences, 80, 38-48, 2015.

EK-2: Tezin Genişletilmiş İngilizce Özeti (extended summary)