

İSCEHİSAR (AFYON) YÖRESİNDEKİ VOLKANİK KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ VE
PETROJENEZİ

İrem AKSOY

Dumlupınar Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim Öğretim ve Sınav Yönetmeliği Uyarınca
Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında

DOKTORA TEZİ

Olarak hazırlanmıştır.

Danışman: Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ

Ağustos– 2019



Aileme

KABUL VE ONAY SAYFASI

İrem AKSOY'un DOKTORA tezi olarak hazırladığı 'İSCEHİSAR (AFYON) YÖRESİNDEKİ VOLKANİK KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ VE PETROJENEZİ' başlıklı bu çalışma, jürimizce Dumlupınar Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Öğretim ve Sınav Yönetmeliğinin ilgili maddeleri uyarınca değerlendirilerek OY BİRLİĞİ ile Dumlupınar Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir."

29/08/2019

Prof. Dr. Önder UYSAL
Enstitü Müdürü, Fen Bilimleri Enstitüsü

Prof. Dr. Zeynal Abiddin ERGÜLER
Anabilim Dalı Başkanı, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ
Danışman, İnşaat Teknolojisi Bölümü

Sınav Komitesi Üyeleri

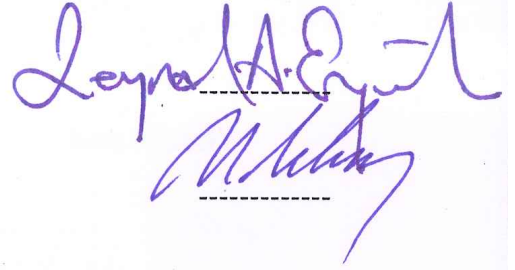
Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ
İnşaat Teknolojisi Bölümü, Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi

Prof. Dr. Ahmet YILDIZ
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Afyon Kocatepe Üniversitesi

Prof. Dr. Gürsel YANIK
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Kütahya Dumlupınar Üniversitesi

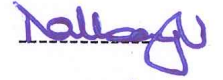
Doç. Dr. Nurdane İLBEYLİ
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Akdeniz Üniversitesi

Doç. Dr. Cafer ÖZKUL
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Kütahya Dumlupınar Üniversitesi





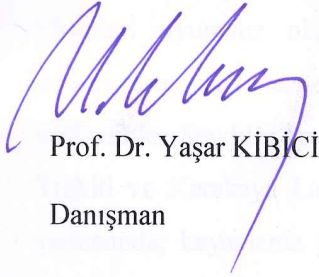


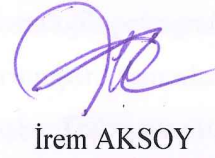




ETİK İLKE VE KURALLARA UYGUNLUK BEYANI

Bu tezin hazırlanmasında Akademik kurallara riayet ettiğimizi, özgün bir çalışma olduğunu ve yapılan tez çalışmasının bilimsel etik ilke ve kurallara uygun olduğunu, çalışma kapsamında teze ait olmayan veriler için kaynak gösterildiğini ve kaynaklar dizininde belirtildiğini, Yüksek Öğretim Kurulu tarafından kullanılmak üzere önerilen ve Dumlupınar Üniversitesi tarafından kullanılan İntihal Programı ile tarandığını ve benzerlik oranının % .12 çıktığını beyan ederiz. Aykırı bir durum ortaya çıktığı takdirde tüm hukuki sonuçlara razı olduğumuzu taahhüt ederiz.


Prof. Dr. Yaşar KIBİCİ
Danışman


İrem AKSOY

İSCEHİSAR (AFYON) YÖRESİNDEKİ VOLKANİK KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ VE PETROJENEZİ

İrem AKSOY

Jeoloji Mühendisliği, Doktora Tezi, 2019

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ

ÖZET

Bu çalışmada, Anatolid-Torid blokunun bir parçası olan Afyon Zonu'nda bulunan Afyonkarahisar iline bağlı İscehisar ilçesi ve yakın çevresinde yüzeyleyen Karakaya Volkanikleri'nin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiş, volkanizmanın kökeni ve oluşumunda etkili olan süreçlere açıklık getirilmeye çalışılmıştır. İnceleme alanının temelini Afyon Metamorfileri oluşturmaktadır. Temel kayaçları açısız uyumsuzlukla Yeniköy formasyonu ve Gebeceler formasyonu üzerlemektedir. Bunun üzerinde ise Karakaya volkanitleri uyumsuz olarak yer almaktadır. Yöredeki en genç birimi olan Kuvaterner yaşlı alüvyon tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Karakaya volkanitleri mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri dikkate alınarak bu çalışmada yeniden adlandırılmıştır. Tanımlanan bu volkanikler Seydiler İgnimbiriti, İscehisar Bazaltik Trakiandeziti, Çalışlar Trakiandeziti, Ağın Trakiti ve Karakaya Lamproiti olarak isimlendirilmiştir. Mineralojik-petrografik incelemeler sonucunda, kayaçlarda yaygın olarak plajiyoklas, piroksen, flogopit, olivin ve opak mineral birliktelikleri saptanmıştır. Kayaçlarda holokristalin porfirik, hipokristalin porfirik, vitrofirik, glomeroporfirik ve trakitik dokular gözlenmektedir. Jeokimyasal incelemeler sonucunda, İscehisar bazaltik trakiandeziti ve Çalışlar trakiandeziti şoşonitik karakterli iken Ağın trakiti ve Karakaya lamproiti ultrapotasik karakterlidir. Seydiler ignimbiritine ait piroklastik kayaçların, tamamının riyolitik özellikte ve yüksek potasyumlu kalkalkali seride yer almaktadır. Majör ve iz elementlerin SiO₂ ile oluşturulan değişim diyagramlarından elde edilen trendler, bu volkanik kayaçların oluşumunda fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkili olduğunu göstermektedir. Karakaya Volkanitleri'nin LIL element (Ba,Rb, Sr ve LREE) içeriklerinin, HFS elementlerine (Nb, Hf, Ta, Zr,Ti) göre daha yüksek olması, Nb/La < 1,3 ve yüksek Th/Nb (0,33-2,74) oranları,, bölgedeki kayaçların oluşumunda fraksiyonel kristalleşmenin yansısı magma karışımı, dalma-batma ve kabuksal kirlenme süreçlerinin de etkili olduğu söylenebilir.

Anahtar Kelimeler: Afyon, İscehisar Karakaya, jeokimya, mineraloji, petrojenez volkanit

**PETROLOGY AND PETROGENESIS OF VOLCANIC ROCKS AT İSCEHİSAR
(AFYON) REGION**

İrem AKSOY

Geological Engineering, PhD. Thesis, 2019

Thesis Supervisor: Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ

SUMMARY

In this study, mineralogical-petrographical and geochemical characteristics of the Karakaya Volcanics of Iscehisar region, which is a part of the Anatolide-Tauride Block, is located at the Afyon zone were examined and the origin and processes which were effective in the formation of volcanism were tried to be clarified. Afyon Metamorphites form the basis of the study area. The basement rocks are overlain by Yeniköy formation and Gebeceler formation with angular unconformity. Karakaya volcanics are unconformably overlying this. The Quaternary alluvium, the youngest unit in the region, covers all units unconformably. Karakaya volcanics were renamed in this study considering their mineralogical / petrographic and geochemical properties. These volcanics are named as Seydiler İgnimbirite, İscehisar Basaltic trachyandesite, Çalışlar Trakiandesite, Ağın Trakiti and Karakaya lamproite. Mineralogical and petrographical studies show that volcanic rocks consist predominantly of plagioclases, pyroxenes, phlogopite, olivine and oxide minerals. The rocks show holocrystalline porphyritic, hypocrystalline porphyric, vitrophyric, glomeroporphyritic and trachytic textures. With the result of geochemical examinations, İscehisar basaltic trachyandesite and Çalışlar trachyandesite have shoshonitic character, while Ağın trachite and Karakaya lamproit have ultrapotasic character. The pyroclastic rocks of Seydiler ignimbrite are all in the rhyolitic and high-potassium calc-alkaline series. The trends given by major and trace element versus SiO₂ diagrams indicate the effect of fractional crystallisation processes in the formation of these volcanic rocks. Relatively high LIL elements (Ba, Rb, Sr and LREE) content relative to HFS elements (Nb, Hf, Ta, Zr, Ti), Nb/La<1,3 and high Th/Nb (0,33-2,74) ratio indicate that not only the fractional crystallization processes but also magma mixing, subduction and crustal contamination process was effective in the formation of Karakaya volcanic rocks in the region.

Key words: Afyon, geochemistry, İscehisar, Karakaya, mineralogy, petrogenesis volcanics,

TEŞEKKÜR

Kütahya Dumlupınar Üniversitesi “Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi” tarafından 2015/82 ve 2017/27 nolu projeler ile desteklenen bu çalışmayı bana öneren ve beni yönlendiren, çalışmanın başlangıcından sonuna kadar bilgi, deneyim ve tecrübeleri ile yol gösteren, maddi manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen saygıdeğer hocam **Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ**'ye minnet ve şükranlarımı sunarım.

Katkılarından dolayı Doktora Tez İzleme Komitesi'nin değerli üyeleri **Prof. Dr. Ahmet YILDIZ** ve **Prof. Dr. Gürsel YANIK**'a, tezin savunması sırasında değerli görüş ve katkılarından yararlandığım **Doç. Dr. Nurdane İLBEYLİ** ve **Doç. Dr. Cafer ÖZKUL**'a,

Elektron mikroprob çalışmalarının yapılmasında Ankara Üniversitesi Yer Bilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi'ne (YEBİM) erişimimi sağlayan **Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU** ve mineral analizleri sırasında yardımları için **Dr. Kıymet DENİZ**'e

Lisans eğitimime başladığı ilk günden bugüne kadar bana destek veren yoluma ışık tutan **Dr. Öğr. Üyesi Tijen ÜNER** ve **Doç. Dr. Serkan ÜNER**'e,

Öğrenciliğim ve iş hayatım boyunca beni her konuda destekleyen, yardımcı olan, yönlendiren iş arkadaşlarım ve dostlarım **Dr. Enes ZENGİN** ve **Recep Uğur ACAR**'a,

Arazi çalışmalarım sırasında beni yalnız bırakmayan öğrencilerimiz (şu an için meslektaşlarımız) **Nurettin Engin SONGÜR**, **Özgün AKGÜL**, **Hasan ÖZDEMİR** ve **Ahmet Bahadır BALKIŞ**'a,

Doktora çalışmamın başlangıcından tamamlanma aşamasına kadar, her zaman varlığını yanımda hissettiğim sevgili eşim **Furkan AKSOY**'a,

Bu günlerimi borçlu olduğum sevgili annem **Müzeyyen ARAT**, babam **Yalçın Kaya ARAT**'a, kardeşlerim **Sinem ARAT** ve **Murat ARAT**'a, teyzelerim **Lale ÇİÇEK**, **Muazzez ÇİÇEK** ve **Mukadder ÇİÇEK**'e teşekkürlerimi sunarım.

İrem AKSOY

Ağustos, 2019

İÇİNDEKİLER

| | <u>Sayfa</u> |
|---|---------------------|
| ÖZET | v |
| SUMMARY | vi |
| ŞEKİLLER DİZİNİ | xi |
| ÇİZELGELER DİZİNİ | xvii |
| SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ | xviii |
| 1. GİRİŞ | 1 |
| 2. MATERYAL VE YÖNTEM..... | 3 |
| 2.1. Literatür Derlemesi..... | 3 |
| 2.2. Arazi Çalışmaları..... | 3 |
| 2.3. Laboratuvar Çalışmaları | 4 |
| 2.3.1. Mineralojik-Petrografik İncelemeler..... | 4 |
| 2.3.2. Kimyasal Analizler..... | 4 |
| 2.3.3. İzotop analizleri..... | 5 |
| 2.4. Büro Çalışmaları..... | 6 |
| 3. KAYNAK ÖZETLERİ | 7 |
| 4. GENEL JEOLJİ | 16 |
| 4.1. Bölgesel Jeoloji | 17 |
| 4.2. İnceleme Alanının Jeolojisi..... | 20 |
| 4.2.1. Afyon metamorfikleri..... | 22 |
| 4.2.2. Yeniköy formasyonu | 25 |
| 4.2.3. Karakaya Volkanitleri | 26 |
| 4.2.4. Gebeceler formasyonu..... | 34 |
| 4.2.5. Erdemir Formasyonu..... | 35 |
| 4.2.6. Alüvyon | 35 |
| 5. MİNERALOGİ-PETROGRAFI | 36 |
| 5.1. Seydiler İgnimbiriti | 36 |
| 5.2. İscehisar Bazaltik Trakiandeziti | 38 |
| 5.3. Çalışlar Trakiandeziti..... | 44 |

İÇİNDEKİLER (devam)

| | <u>Sayfa</u> |
|--|---------------------|
| 5.4. Ağın Trakiti..... | 50 |
| 5.5. Karakaya Lamproiti..... | 56 |
| 5.6. Dengesizlik Dokuları..... | 62 |
| 5.7. Jeotermometre ve Jeobarometre Hesaplamaları | 63 |
| 5.7.1. Klinopiroksen-eriyik jeotermometre ve barometresi..... | 64 |
| 5.7.2. Feldispat jeotermometre ve hidrometresi | 66 |
| 5.7.3. Olivin-eriyik jeotermometresi..... | 67 |
| 5.7.4. Fe-Ti Oksit manyetit-ilmenit jeotermometre ve oksijen fugasitesi..... | 68 |
| 5.7.5. Tüm kayaç SiO ₂ (%)-P ₂ O ₅ (%) jeotermometresi..... | 68 |
| 6. JEOKİMYA..... | 70 |
| 6.1. Volkanik Kayaçların Kimyasal Olarak İsimlendirilmesi..... | 72 |
| 6.2. Major Oksit Jeokimyası..... | 76 |
| 6.3. İz ve Nadir Toprak Element Jeokimyası..... | 78 |
| 6.4. Tektonik Ayırtman Diyagramları..... | 82 |
| 6.5. İzotop Jeokimyası..... | 87 |
| 7. PETROJENEZ..... | 91 |
| 7.1. Kaynak Karakteristikleri..... | 91 |
| 7.2. Kısmı Ergime | 94 |
| 7.3. Fraksiyonel Kristalleşme (FC) | 97 |
| 7.4. Asimilasyon ve Fraksiyonel Kristallenme (AFC) | 102 |
| 8. JEOTEKTONİK EVRİM VE TARTIŞMA | 106 |
| 9. SONUÇ VE ÖNERİLER | 110 |
| KAYNAKLAR DİZİNİ | 113 |
| EKLER | |
| 1. Çalışma alanından alınan örneklerin listesi | |
| 2. Karakaya volkanitlerine ait kayaçların mineral içerikleri | |
| 3. Karakaya Volkanitlerinin XRD çalışmaları sonucunda elde edilen mineral bileşimleri | |

İÇİNDEKİLER (devam)

Sayfa

4. Karakaya Volkanitlerindeki minerallerin mineral kimyası çözümlene sonuçlarına göre gösterdikleri genel özellikler
5. Karakaya volkanitlerine ait seçilmiş piroksenlerin mineral kimyası çözümlenmeleri
6. Karakaya volkanitlerine ait seçilmiş feldispatların mineral kimyası çözümlenmeleri
7. Karakaya volkanitlerine ait seçilmiş olivinlerin mineral kimyası çözümlenmeleri
8. Karakaya volkanitlerine ait seçilmiş mikaların mineral kimyası çözümlenmeleri
9. İncelenen volkanitlerdeki klinopiroksenlerde kullanılan sıcaklık ve basınç formülleri (Putirka, 2008)
10. İncelenen volkanitlerdeki feldispatlarda kullanılan sıcaklık ve basınç formülleri (Putirka, 2008)
11. İncelenen volkanitlerdeki olivinlerde kullanılan sıcaklık ve basınç formülleri (Putirka, 2008)
12. Karakaya Volkanitlerinin majör oksit ve iz elemen analiz sonuçları
13. Karakaya Volkanitlerine ait Normatif Mineraloji (CIPW) sonuçları
14. Karakaya Volkanitlerine ait ayrışma/alterasyon indeksleri

ÖZGEÇMİŞ

ŞEKİLLER DİZİNİ

| <u>Sekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (Türkiye Jeoloji Haritası Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınından alınmıştır 2002.). | 2 |
| 4.1. Çalışma alanı, Türkiye ve yakın çevresinin tektonik konumu (Okay ve Tüysüz, 1999'dan değiştirilerek alınmıştır). | 16 |
| 4.2. Eosenden günümüze volkanik kayaç dağılımını gösteren Türkiyenin tektonik haritası (1:500000'lık Türkiye jeoloji haritası (2002) ve Ersoy vd., (2012)'den değiştirilerek alınmıştır). (GEVY: Güney Ege Volkanik Yay, BAVB: Batı Anadolu Volkanik Bölgesi, KAIVB: Kırka-Afyon-Isparta Volkanik Bölgesi, GVB: Galatian Volkanik Bölgesi, OAVB: Orta Anadolu Volkanik Bölgesi, DKrV: Diyarbakır-Karacadağ Volkanitleri, DAVB: Doğu Anadolu Volkanik Bölgesi, İBFZ: İzmir-Balıkesir Transfer Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, VİAS: Vardar-İzmir-Ankara Süturu, BZS: Bitlis Zagros Süturu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fazy Zonu) | 18 |
| 4.3. Eskişehir-Afyon-Isparta Volkanik Bölgesi Volkanik Kayaçların Dağılımı (1:500000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından değiştirilerek alınıp yayınlanmış yaşlar ile birleştirilmiştir) (Akal, 2013; Besang, 1977; Gündogan vd., 2012; Servais, 1982; Sunder, 1982; Yalçın, 1989). | 19 |
| 4.4. İsehisar ve çevresinde yüzlek veren Karakaya volkanitlerinin ve çevreleyen birimlere ait genel jeoloji haritası (1:100000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından değiştirilerek alınmıştır) | 21 |
| 4.5. Çalışma alanının genelleştirilmiş kolon kesiti (Metin vd., 1987'den değiştirilerek alınmıştır). | 22 |
| 4.6. İsehisar güneyinde gözlenen kahverengi, koyu gri ayrışma yüzeylerine sahip Doğanlar şistinde gözlenen klivaj düzlemlerinden görünüm. | 23 |
| 4.7. Gebeceler köyü kuzeydoğusunda yüksek hızlı tren yol çalışmasında gözlenen Doğanlar şisti üzerine diskordansla gelen Karakaya Volkanitlerinden görünüm (Kuzeyden Bakış). | 24 |
| 4.8. Yeniköy formasyonuna ait volkanosedimanter kayaç ara katkılı marnlardan genel görünüm. | 26 |
| 4.9. Seydiler İgnimbiritlerinin genelleştirilmiş sütun kesiti (Ölçeksiz), (Aydar vd., 1998'den alınmıştır). | 27 |
| 4.10. İyi kaynaklanmış, orta sert ve sütunsal şekilde yapılar sunan Seydiler İgnimbiritinin alt kesiminden görünüm (Güneydoğudan bakış). | 28 |
| 4.11. Seydiler köyü ve çevresinde orta-ince boyutlu küllerden oluşan kötü kaynaklanmış ignimbiritler (Kuzeydoğudan bakış). | 29 |
| 4.12. Kötü kaynaklanmış ignimbiritler içerisinde gözlenen ince-orta tabakalı opal oluşumları. | 29 |

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

| <u>Sekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 4.13. İscehisar Bazaltik Trakiandezit biriminde gözlenen A) Küresel Ayrışma, B) Yoğun gaz boşlukları. | 30 |
| 4.14. A) Doğanlar şisti üzerine akmış İscehisar bazaltik trakiandezinden görünüm (Güneybatıdan bakış). B) Afyonkarahisar-Ankara karayolu üzerinde Seydiler İgnimbritlerini keserek onları üzerleyen İscehisar bazaltik trakiandezitinden görünüm (Güneybatıdan bakış)..... | 31 |
| 4.15. A) Çalışlar Trakiandezit biriminde gözlenen küresel ayrışma (Kuzeybatıdan bakış) B) Seydiler ignimbiriti üzerine akmış İscehisar bazaltik trakiandezitinden görünüm (Kuzeybatıdan bakış)..... | 32 |
| 4.16. A) Masıf Yapılı Ağın Trakitinin genel görünümü (Güneyden Bakış) B) Seydiler ignimbiriti üzerine akmış Ağın Trakitinden görünüm (Güneybatıdan bakış)..... | 32 |
| 4.17. Karakaya volkanitleri içerisinde tanımlanan Karakaya lamproitinin diğer birimler ile olan ilişkileri. | 33 |
| 4.18. Karakaya Lamproiti içerisinde gözlenen anklavlar (An: Anklav, Lamp:Lamproit) | 33 |
| 4.19. Akpınar Kireçtası üyesininin çalışma alanındaki genel görünümü | 34 |
| 5.1. Karlsbad ikizli sanidin fenokrisallerinin A) Tek nikol görünümü B) Çift nikol görünümü (Sa: Sanidin, Qz: Kuvars, Prx:piroksen) (5x büyütme). | 37 |
| 5.2. Vitrofirik dokuda, kuvars, feldispat, biyotit ve pomza parçaları içeren Seydiler İgnimbiriti ait örneklerin temsili A) Tek nikol görünümü B) Çift nikol görünümü (Qz: Kuvars, Pl: Plajiyoklas, Bt: Biyotit, Pm: Pomza) (5x büyütme). | 38 |
| 5.3. Seydiler İgnimbiritine ait örneklerde gözlenen yabancı kayaç parçalarının temsili ince kesit görüntüsü A) Tek nikol görünümü B) Çift nikol görünümü (Bt: Biyotit, Qz: Kuvars) (5x büyütme). | 38 |
| 5.4. İscehisar bazaltik trakiandezitlerine ait A-B olivinli örneklerin (5x büyütme). C-D olivinsiz örneklerin (10x büyütme) incekesit görüntüleri (A-C Tek nikol görünümü B-D Çift nikol görünümü) (Pl; Plajiyoklas, Cpx; Klinopiroksen, Ol; Olivin) | 39 |
| 5.5. İscehisar Bazaltik trakiandezitlerinde bulunan klinopiroksen fenokristallerine ait mineral sınıflaması (Morimoto, 1989). | 40 |
| 5.6. İscehisar Bazaltik trakiandezitlerine ait klinopiroksenlerin $Ti_{tot}-Al_{tot}$ diyagramı..... | 41 |
| 5.7. Mineral kimyası analizi için seçilen örneğin A) İnce kesit B) Geri yansıtılmış elektron mikroskop görüntüleri (Ol; Olivin, Fsp; Feldispat, Prx; Piroksen). | 41 |

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

| <u>Sekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 5.8. İncehisar bazaltik trakiandezitinde bulunan feldispat mikrolitlerinin mineral kimyası sonuçlarına göre sınıflandırılması (Deer, 1963)..... | 42 |
| 5.9. İncehisar bazaltik trakiandezitine ait olivinlerin Mg#- CaO diyagramı. Ayrım çizgisi (Thompson ve Gibson, 2000)'den alınmıştır. | 43 |
| 5.10. İncehisar Bazaltik trakiandezitlerine ait örneklerde gözlenen A) Manyetit minerali Geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu B) Apatit minerali Geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu. | 43 |
| 5.11. İncehisar Bazaltik Trakiandezitinde olivinsiz mineral birlikteliğine ait XRD difraktogramı (Clc: Klinoklor, Phl: Flogopit, Ab: Albit, Sa: Sanidin, Anl: Analsim, En: Enstatit, Aug: Ojit, Hem: Hematit, Lct: Lösit, Hyp: Hipersten, Do Dolomit, Fo: Forsterit, Ab: Albit, Di: Diyopsit, An: Andezin, Mag: Magnetit)..... | 44 |
| 5.12. Çalışlar trakiandezitlerine ait incekesit görünüşleri A-C) Tek nikol B-D) Çift nikol (Cpx; Klinopiroksen, Pl;Plajiyoklas, Sa;Sanidin) (5x büyütme)..... | 45 |
| 5.13. Çalışlar trakiandezitinde bulunan piroksen fenokristallerine ait mineral sınıflaması (Morimoto, 1989). | 46 |
| 5.14. Çalışlar Trakiandezitine ait klinopiroksenlerin $Ti_{tot}-Al_{tot}$ diyagramı. | 47 |
| 5.15. Çalışlar trakiandezitinde bulunan feldispat mikrolitlerinin mineral kimyası sonuçlarına göre sınıflandırılması (Deer, 1963). | 48 |
| 5.16. Çalışlar trakiandezitine ait olivinlerin Mg#- CaO diyagramı. Ayrım çizgisi (Thompson ve Gibson, 2000)'den alınmıştır. | 49 |
| 5.17. Çalışlar trakiandezitlerine ait örneklerde gözlenen manyetit minerali Geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu. | 49 |
| 5.18. Çalışlar trakiandezitine ailt XRD difraktogramı (Clc: Klinoklor, Phl: Flogopit, Ab: Albit, Sa: Sanidin, Anl: Analsim, En: Enstatit, Aug: Ojit, Hem: Hematit, Lct: Lösit, Hyp: Hipersten, Do Dolomit, Fo: Forsterit, Ab: Albit, Di: Diyopsit, An: Andezin, Mag: Magnetit)..... | 50 |
| 5.19. Ağın Trakitine ait incekesit görünüşleri A-C) Tek nikol B-D) Çift nikol (Cpx; Klinopiroksen, Pl; Plajiyoklas, Phl; Flogopit, Opq; Opak mineral) (5x büyütme). | 51 |
| 5.20. Ağın trakitinde gözlenen kuvars kristalini iğnecikler halinde sararak reaksiyon kuşağı meydana getiren piroksen minerallerinin A) Tek nikol B) Çift nikol (Cpx; Klinopiroksen, Pl; Plajiyoklas, Phl; Flogopit, Qz:Kuvars) (5x büyütme). | 52 |
| 5.21. Ağın trakitinde ait piroksen fenokristallerine ait mineral sınıflaması (Morimoto, 1989)...52 | 52 |

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

| <u>Sekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| 5.22. Ağın Trakitine ait klinopiroksenlerin $Ti_{tot}-Al_{tot}$ diyagramı. | 53 |
| 5.23. Mika mineralleri için isimlendirme diyagramı (Deer vd., 1966). | 54 |
| 5.24. Çalışlar trakiandezitinde bulunan feldispat mikrolitlerinin mineral kimyası sonuçlarına göre sınıflandırılması (Deer, 1963). | 54 |
| 5.25. Ağın Trakitlerine ait örneklerde gözlenen A) Apatit minerali geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu B) Manyetit minerali geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu. | 55 |
| 5.26. Ağın trakitine ait XRD difraktogramı (Clc: Klinoklor, Phl: Flogopit, Ab: Albit, Sa: Sanidin, Anl: Analsim, En: Enstatit, Aug: Ojit, Hem: Hematit, Lct: Lösit, Hyp: Hipersten, Do Dolomit, Fo: Forsterit, Ab: Albit, Di: Diyopsit, An: Andezin, Mag: Magnetit)..... | 56 |
| 5.27. Karakaya lamproitine ait incekesit görünüşleri A-C-E) Tek nikol B-D-F) Çift nikol (Cpx; Klinopiroksen, Pl; Plajiyoklas, Phl; Flogopit, Ol; Olivin) (5x büyütme)..... | 57 |
| 5.28. Karakaya lamproitlerinde bulunan piroksen fenokristallerine ait mineral sınıflaması (Morimoto, 1989). | 58 |
| 5.29. Karakaya lamproitine ait klinopiroksenlerin $Ti_{tot}-Al_{tot}$ diyagramı..... | 59 |
| 5.30. Karakaya lamproitinde bulunan feldispat mikrolitlerinin mineral kimyası sonuçlarına göre sınıflandırılması (Deer, 1963). | 59 |
| 5.31. Mika mineralleri için isimlendirme diyagramı (Deer vd., 1966). | 60 |
| 5.32. Karakaya lamproitine ait örneklerde gözlenen apatit minerali ve ilmenit mineralinin geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu..... | 60 |
| 5.33. Karakaya Lamproitine ait olivinlerin Mg#- CaO diyagramı. Ayrım çizgisi (Thompson ve Gibson, 2000)'den alınmıştır. | 61 |
| 5.34. Karakaya lamproitine ait XRD difraktogramları (Clc: Klinoklor, Phl: Flogopit, Ab: Albit, Sa: Sanidin, Anl: Analsim, En: Enstatit, Aug: Ojit, Hem: Hematit, Lct: Lösit, Hyp: Hipersten, Do Dolomit, Fo: Forsterit, Ab: Albit, Di: Diyopsit, An: Andezin, Mag: Magnetit)..... | 62 |
| 5.35. İncelenen Karakaya volkanitlerinde dengesiz kristallenmeye işaret eden dokular; A-B) plajiyoklasın kenar ve iç kısımlarında kemirilmeler, B-C) klinopiroksenlerin kenar ve iç kısımlarında kemirilmeler, D) iğnemsli klinopiroksenlerden oluşan bir reaksiyon kuşağı çevrelenmiş küçük kuvars kristali E) Kümülat halinde bulunan klinopiroksen fenokristalleri (glomeroporfirik doku) F) Flogopitlerde gözlenen magma karışımına işaret eden dengesizlik dokuları (Kpr; Klinopiroksen, Plj; Plajiyoklas, Flg; Flogopit, Ol; Olivin, Sn; Sanidin) (Ç.N.)..... | 64 |

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

| <u>Sekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| 5.36. Karakaya volkanitlerine ait sıcaklık değerlerini gösteren SiO ₂ (%)-P ₂ O ₅ (%) diyagramı (Watson ve Harrison, 1984)..... | 69 |
| 6.1. Karakaya volkanitlerine ait kimyasal alterasyon/ayırışma indekslerini gösteren diyagramlar: (A) CIA (Chemical Alteration Index; Nesbitt ve Young, 1984) - WIP (Weathering Index of Parker; Parker, 1970) diyagramı; (B) CIA-LOI (loss on ignition, kızdırma kaybı) diyagramı ve CIA - PIA (Plagioclase Index of Alteration; Fedo vd., 1995) diyagramı; (C) MFW üçgen diyagramı (Ohta ve Arai, 2007)..... | 72 |
| 6.2 Karakaya volkanitlerinin; A) Toplam alkali-SiO ₂ diyagramı (Le Bas vd., 1986) (kesikli çizgi alkali-subalkali ayırımını göstermektedir, Miyashiro, 1978) B)Th (ppm)'a karşı Co (ppm) diyagramı (Hastie vd., 2007); C) Nb/Y-Zr/Ti diyagramı (Pearce 1996); D)Zr/TiO ₂ -SiO ₂ diyagramı (Winchester ve Floyd 1977). | 74 |
| 6.3 Karakaya volkanitlerinin A) K ₂ O-Na ₂ O diyagramı (Peccerillo and Taylor, 1976); B) K ₂ O-SiO ₂ diyagramı (Le Maitre vd., 2002); C) K ₂ O/Na ₂ O MgO diyagramı (Foley vd., 1987). . | 75 |
| 6.4. Ultrapotasik kayalarda ana element % değişim diyagramları (Foley vd., 1987)..... | 76 |
| 6.5 Karakaya volkanitlerinin SiO ₂ -Majör element Harker diyagramları. | 77 |
| 6.6. Karakaya volkanitlerinin SiO ₂ -İz Element Harker diyagramları. | 79 |
| 6.7. Volkanik kayaçlarının N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramları (N-MORB: Tüketilmiş Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı) (Sun ve McDonough, 1989). | 81 |
| 6.8. Volkanik kayaçlarının kondirite göre normalize edilmiş REE diyagramları (Sun ve McDonough, 1989)..... | 83 |
| 6.9. Örneklerin Ti-Zr diyagramında dağılımı (WPB: Levha içi bazalt, MORB: Okyanus ortası sırtı bazalt, IAB: Ada yayı bazaltları) (Pearce 1982)..... | 83 |
| 6.10. Karakaya volkanitlerinin Hf/3-Th-Ta üçgen diyagramında gösterimi (Wood, 1980 (CAB: Volkanik yay bazaltları, IAT: Ada yayı toleyitleri, N-MORB: Tüketilmiş okyanus ortası sırtı bazaltları, E-MORB: Zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları, WPT: Levha içi toleyitleri, WPA: Plaka içi alkalin bazaltları)..... | 84 |
| 6.11. Karşılaştırılan Karakaya Volkanitleri ile Miyosen Volkanitlerinin Y/15-La/10-Nb/8 diyagramında dağılımı (VAB: Volkanik yay bazaltları, CB: Kıtasal bazalt, WAB: Kıta içi alkali bazalt, N-MORB: Tüketilmiş okyanus ortası sırtı bazaltları, E-MORB: Zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları)..... | 85 |
| 6.12. Bölgesel yayılımdaki Miyosen Volkanitlerinin tektonik ortamlarını ayırtlamak için kullanılan model (Müller ve Groves, 2000)..... | 86 |

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

| <u>Sekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| 6.13. Miyosen Volkanitleri $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop diyagramı EMI ve EMII (Zenginleşmiş Manto I ve II), HIMU ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ oranı yüksek manto), DM (Tüketilmiş Manto), BSE (Toplam Silikat Yerküre), PREMA (ortalama manto) alanları Zindler ve Hart (1986), Hart vd. (1992)'ye göre. | 89 |
| 7.1. La/Rb-Yb/Rb diyagramı. PM (İlksel Manto) bileşimi Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. | 93 |
| 7.2. İncelenen volkanitlerin Dy/Yb'ye karşı La/Yb diyagramı Modal olmayan yığın (batch) ergime modellemesinde kullanılan farklı manto kaynakları, modal bileşimleri ve mineral/ergiyik dağılım katsayıları Şekil 8.1 ile aynıdır. Yüzdeler (%) kısmi ergime derecelerini göstermektedir. | 94 |
| 7.3. İncelenen Karakaya volkanitlerinin La/Yb'ye karşı La diyagramı | 96 |
| 7.4 Çalışma alanındaki adakitlerin Rb/Sr-Ba/Rb diyagramı (Furman ve Graham, 1999)..... | 96 |
| 7.5. Miyosen Volkanik kayaçlarının ana oksit ve iz element çiftlerinden yararlanılarak çizilen diyagramlar (Vektörleri minerallerin fraksiyonlaşma yönlerini göstermekte olup, Pearce ve Norry, 1979'a göre. | 98 |
| 7.6. Karakaya Volkanitlerine ait teorik fraksiyonlanma vektörleri. Vektörler üzerinde % 5'lik kristalizasyon araları gösterilmektedir ve mineral fazları numaralandırılmıştır..... | 100 |
| 7.7. İncelenen volkanitlerin Nb/Y'a karşı Rb/y diyagramı | 102 |
| 7.8 Karakaya Volkanitlerinin Th/Y-Nb/Y diyagramı | 103 |
| 7.9. Karakaya Volkanitleri için $\text{K}_2\text{O}/\text{Th-La/Ta}$ (Menzies vd., 1991)..... | 104 |
| 7.10. Volkanitlerin A) Ti/Y-Nb/Y ve B) Th/Y-Nb/Y diyagramı. Seçili alanlar Rogers vd., (1985); (1992); Seyitoğlu vd., (1997)'den alınmıştır. | 105 |
| 8.1. Batı Anadolu'nun tektono-magmatik değişimin şematik çizimi a) Ege yayı boyunca gelişen dalma batma ve yay ardı volkanizma gelişimi (Karaoğlu vd., 2014'den değiştirilerek alınmıştır)..... | 106 |
| 8.2. Ege yayının altına dalan litosfer diliminin gerilemesi (Slab rollback) ve buna bağlı Batı Anadolu'da gelişen volkanizmanın şematik çizimi (Karaoğlu vd., 2014'den değiştirilerek alınmıştır)..... | 107 |
| 8.3. Ege yayı boyunca gerileyen litosferik dilimin yırtılmasının (Slab tear) ve Batı Anadolu'daki etkisinin şematik çizimi (Klaver vd., 2016'dan değiştirilerek alınmıştır)...108 | 108 |

ÇİZELGELER DİZİNİ

| <u>Çizelge</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| 5.1. İncelenen volkanitlerdeki klinopiroksenlerden elde edilen sıcaklık ve basınç (Putirka, 2008) değerleri (Eşitlikler Ek 9’da verilmiştir)..... | 65 |
| 5.2. İncelenen volkanitlerindeki plajiyoklaslardan elde edilen sıcaklık, basınç ve hidrometre (Putirka, 2008) değerleri (Eşitlikler Ek 10’da verilmiştir)..... | 66 |
| 5.3. Karakaya volkanitlerinde olivin-ergiyik birlikteliğinden elde edilen sıcaklık değerleri (Eşitlikler Ek 11’da verilmiştir) | 67 |
| 5.4. Karakaya volkanitlerinde Manyetit-İlmenit mineral birlikteliğinden elde edilen sıcaklık ve oksijen fugasite değerleri | 68 |
| 6.1. Bozunma indeksleri hesaplama formülleri ve değerlendirme kriterleri | 71 |
| 6.2 Traki- ön ekli volkanitlerin Na ₂ O ve K ₂ O oranlarına göre detaylı sınıflandırılması (Le Maitre vd., 2002)..... | 73 |
| 6.3. ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ve ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr izotop oranları ve εSr _i , εNd _i ve T _{DM} değerleri için kullanılan hesaplama formülleri | 88 |
| 6.4. ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb _{NHRL} ve ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb _{NHRL} izotop oranları ve Δ7/4 ile Δ8/4 değerleri için kullanılan hesaplama formülleri (Hart 1984) | 90 |
| 7.1. Karakaya volkanitlerinin gelişiminde etkili olan minerallerin ayrımlaşma yönlerini belirlemek için hesaplanan C _L (elementin ergiyikteki konsantrasyonu) değerleri. FC-Modelleme Programı’nda (Keskin, 2002) kullanılan dağılım katsayıları Ersoy (2011)’den alınmıştır. | 101 |

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

| <u>Simgeler</u> | <u>Açıklamalar</u> |
|--------------------------------|---|
| Ar | Argon |
| Ba | Baryum |
| CaO | Kalsiyum oksit |
| Ce | Seryum |
| Cm | Santimetre |
| Cs | Sezyum |
| Cu | Bakır |
| Dy | Disprosiyum |
| Er | Erbiyum |
| Eu | Evropiyum |
| Fe | Demir |
| Ga | Galyum |
| Gd | Gadolinyum |
| Hf | Hafniyum |
| HF | Hidroflorik asit |
| HCl | Hidroklorik asit |
| HNO ₃ | Nitrik asit |
| H ₃ PO ₄ | Fosforik asit |
| Al ^[IV] | Tetrahedral koordinasyonlu alüminyum |
| Al ^[T] | Toplam (tetrahedral ve oktahedral koordinasyonlu) alüminyum |
| A ^[VI] | Oktahedral koordinasyonlu alüminyum |
| D | Dağılım katsayısı |
| HIMU | μ-değeri veya (238U/204Pb) oranı yüksek olan manto kaynağı |
| EM I | Zenginleşmiş Manto-I |
| EM II | Zenginleşmiş Manto-II |
| r | Asimilasyonun ayrımlaşmaya oranı |
| εNd | Nd izotopik bileşiminin bir manto rezervuarına göre oranı |
| εSr | Sr izotopik bileşiminin bir manto rezervuarına göre oranı |

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ (devam)

| <u>Kısaltmalar</u> | <u>Açıklamalar</u> |
|--------------------|--|
| Ab | Albit |
| An | Anortit |
| ACME | Acme Analytical Laboratories Ltd. Canada |
| En | Enstatit |
| EPMA | Electron Probe Micro Analyzser |
| Fa | Fayalit |
| Fo | Forsterit |
| Fs | Ferrosillit |
| HREE | Ağır Nadir Toprak Elementleri |
| ICP-ES | İndüktif birleşik plazma-kaynaklı emisyon spektrofotometresi |
| ICP-MS | İndüktif birleşik plazma-kütle spektrometre |
| LIL | İri Katyonlu Litofil |
| LOI | Ateşte Kayıp |
| LREE | Hafif Nadir Toprak Elementleri |
| MORB | Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı |
| MTA | Maden Tetkik Arama |
| Or | Ortoklas |
| REE | Nadir Toprak Elementleri |
| TAS | Toplam Alkali-Silis |
| Wo | Wolastonit |
| TN | Tek Nikol |
| ÇN | Çapraz Nikol |
| Dm | Tüketilmiş Manto |
| Pm | İlksel Manto |

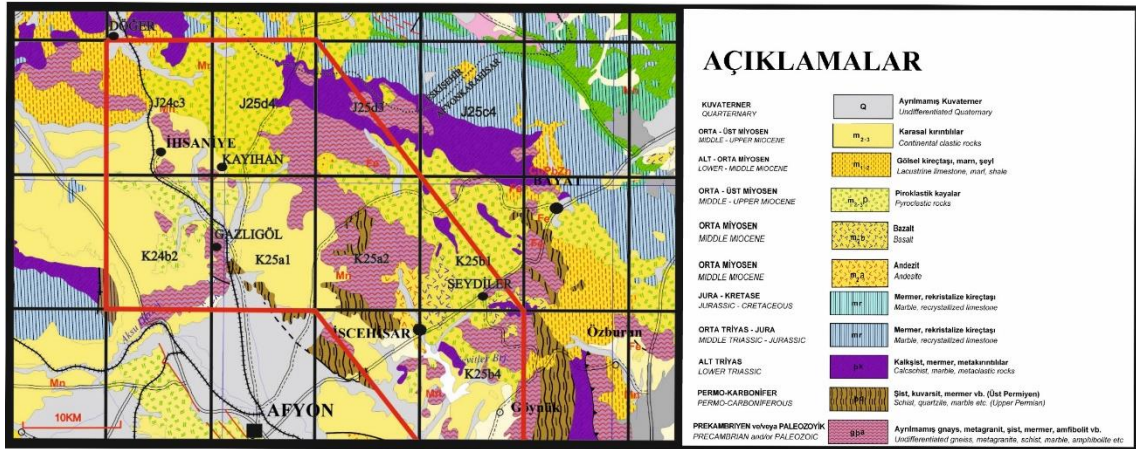
1. GİRİŞ

Batı Anadolu Neotetis okyanusunun kapanmasıyla bağlantılı beş tektonik üniteye ayrılanmaktadır (Okay vd., 1996). Bunlar kuzeyden – güneye doğru Tavşanlı Zonu, Afyon Zonu, Menderes Masifi, Likya Napları ve Toroslardır. Afyon Zonu, batıda Simav-Balıkesir civarından başlamakta ve Afyon üzerinden doğuya doğru Konya, Bolkardağları ve Kayseri'ye kadar uzanmaktadır. Yaklaşık 700 km²'lik bu zon Batı Anadolu'da, kuzeyde Tavşanlı Zonu güneyde ise Menderes Masifi arasında sıkışmış tektonik bir dilim konumundadır. Çalışma alanındaki bu temel birimler Senozoyik boyunca aktif olarak devam eden farklı yaş ve jeokimyasal evrime sahip volkanik bölgeler tarafından kesilmektedir. Bu bölgeler Batı Anadolu Volkanik Bölgesi (WAVP), KG uzanımlı Kırka – Afyon – Isparta Volkanik Bölgesi (KAIVP) ve Orta Anadolu Volkanik Bölgesi (CAVP)'dir. Kırkadan (Eskişehir) başlayan ve Ispartaya kadar uzanan Kırka-Afyon-Isparta Volkanik bölgesi (KAIVP) K-G gidişli olup Erken Miyosen-Pliyosen aralığında gelişmiştir (Akal, 2003, 2008; Aydar vd., 1998; Besang vd., 1977; Çoban ve Flower, 2006; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Elitok vd., 2010; Francalanci vd., 2000; Keller, 1983; Keller ve Villari, 1972; Prelević vd., 2012, 2010, 2015; Savaşçın ve Oyman, 1998; Sunder, 1982; Yagmurlu vd., 1997).

Çalışma alanı, Kırka-Afyon-Isparta Volkanik bölgesi (KAIVP) içerisinde Afyonkarahisar iline bağlı İscehisar ilçesinde yer alıp yaklaşık 650 km²'lik bir alanı kapsar (Şekil 1.1.). Ayrıca çalışma alanı 1/25000 ölçekli Afyon K25b4, K25b1, K25a2 K25a3, K25a1, K24b2, J24c3, J25d4, J25d3 paftalarında yer alır. İscehisar'a ulaşım Afyonkarahisar-Ankara karayolu ile sağlanmaktadır. Çalışma alanı Afyonkarahisar'a 25 km uzaklıktadır.

Bölge morfolojik olarak; volkanik aktivite sonucu oluşmuş başlıca yükseltiler, Ağın Dağı (1808 m), Bey Dağı (1736 m), Asar Dağı (1672m), Demirkale Tepe (1614 m), Karatoprak Tepesi (1283 m), Kızlarsivrisi Tepe (1394 m), Ayva Tepe (1561 m) ve Büyüktokat (1148 m)'dir. Ayrıca Seydiler çevresinde gözlenen ignimbiritler, farklı aşınım olaylarıyla mağara ve peribacaları oluşturmuşlardır.

İscehisar ve bağlı olduğu Afyonkarahisar ili karasal iklimin etkisi altındadır. Yıllık sıcaklık ortalaması 20 °C yağış ortalaması ise 450 mm'dir. Çalışma alanını çevreleyen yükseltilerde kısa boylu otsu bitkiler egemendir.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (Türkiye Jeoloji Haritası Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınından alınmıştır 2002.).

Asfalt ve stabilize yollarla ulaşımın sağlandığı yerleşim alanları arasında herhangi bir ulaşım sorunu bulunmamaktadır. Ekonomisi genel olarak mermercilik ile tarım ve hayvancılığa dayanan İncehisar ilçesi; Seydiler Köyü, Karakaya Köyü, Karağaç Köyü, Olukpınar Köyü, Cevizli Köyü, Konarı Köyü, Kavruklar Mahallesi, Karakaya Mahallesi, Yanıklar Mahallesi, Veliler Mahallesi, Yanarlar Mahallesi alt yerleşim birimlerinden oluşmaktadır.

Bu çalışma, Batı Anadolu da Kırka-Afyon-Isparta Volkanik (KAIV) bölgesinin gelişiminde etkili olan süreçlerin rolünü ortaya koymak amacıyla, Afyonkarahisar ili İncehisar ilçesi çevresinde yüzeylenen Miyosen yaşlı volkanik kayalar konu almaktadır. Bölgeden alınan sistematik örneklerden öncelikle petrografik tanımlamalar yapılmıştır. Ayrıntılı petrografik incelemelerle birlikte kimyasal analizler yapılarak volkanizmanın magma oluşum süreçlerinde etkin olan fraksiyonel kristallenme, magma karışımı ve kirlenmesi ile birlikte kısmi ergime tipleri ve kısmi ergime yüzdelерinin hesaplanması amaçlanmıştır. Bu tür hesaplamalar yardımı ile herhangi bir şekilde oluşan magma ya da magmaların katılaşmaları sırasında, magmadan hangi mineral yada mineraller ne kadar oranda FC (Kristal fraksiyonlanması) ile ayrılmıştır, magmanın katılaşması sırasında asimilasyon (AFC) olmuş mudur gibi sorulara yanıt verilmeye çalışılmıştır.

Ayrıca bu çalışma; Kütahya Dumlupınar Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda doktora tezi kapsamında, Kütahya Dumlupınar Üniversitesi "Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi" tarafından 2015/82 ve 2017/27 nolu projeler ile desteklenerek hazırlanmıştır.

2. MATERYAL VE YÖNTEM

Bu çalışmanın konusunu oluşturan İscehisar (Afyonkarahisar) yöresindeki Miyosen yaşlı volkanik kayalardan petrografik incelemeler ve jeokimyasal analizlerde için alınan kayaç örnekleri kullanılan materyalleri oluşturmaktadır. Bu kayaçların petrografik, jeokimyasal, petrolojik ve izotopik özelliklerini belirlemek ve elde edilen verileri yorumlayarak bu yöredeki volkanizmanın gelişimini açıklamak amacıyla yapılan çalışmalar, literatür derlenmesi, saha, laboratuvar ve büro çalışmaları olarak dört aşamada gerçekleştirilmiştir. Büro çalışmalarında, arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilecek verilerin değerlendirilmesi yapılarak tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

2.1. Literatür Derlemesi

İscehisar (Afyonkarahisar) yöresindeki volkanikler konusundaki çalışmaların literatür taraması sonucunda bu alanların lokal olarak detaylı çalışılmadığı belirlenmiştir ve Batı Anadolu bölgesindeki magmatizma çalışmaları ile ilgili makaleler, raporlar ile her türlü veri çalışmanın ilk aşamalarından itibaren derlenmiş ve arşivlenmiştir. Özellikle yazım yılı nedeniyle internet ortamından ulaşılamayan makale ve raporlar çeşitli üniversite ve MTA (Maden Tetkik ve Arama) kütüphaneleri aracılığıyla temin edilmiştir.

2.2. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları, MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Dairesi tarafından yapılan 1/25000 ölçekli jeolojik haritalar esas alınarak yürütülmüş ve gerekli görülen yerlerde düzeltmeler yapılarak, bölgenin stratigrafik istif ve jeolojik haritası yeniden oluşturulmuştur. Volkanitlerin yaygın olarak gözlemlendiği alanlarda detaylı jeolojik harita alımları gerçekleştirilmiş, kayaçların makroskobik ve morfolojik özellikleri belirlenmiş ve çok sayıda fotoğraf çekimi yapılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında Brunton tipi jeolog pusulası, GPS, jeolog çekici, lup, şeritmetre ve benzeri araçlardan yararlanılmıştır. İnceleme alanındaki birimlerin yayılımını, yatay ve dikey yöndeki değişimlerini, oluşum ortamlarını dikkate alarak, içerdikleri kayaçların petrografik, mineralojik ve kimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla mümkün olduğunca sistematik örnekler alınmıştır. Örnek alımında, sınırları belirlenen birimi tüm özellikleriyle en iyi şekilde yansıtabilecek taze kayaç örneklerinin alınmasına özen gösterilmiştir. Alınan örneklerin yerleri GPS ile belirlenerek jeoloji haritasına yerleştirilmiştir (Ek -1).

2.3. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmalarını, mikroskobik (mineralojik ve petrografik) incelemeler, kimyasal analizler (mineral kimyası ve kayaç kimyası) ve izotopik analizler gibi üç ana başlık altında toplanmıştır.

2.3.1. Mineralojik-petrografik incelemeler

Kütahya Dumlupınar Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit hazırlama laboratuvarında mineralojik ve petrografik incelemeler için ince kesit hazırlanmıştır. Seçilen kayaç örneklerinden yaklaşık 6x3x3 cm boyutunda plakalar kesilmiş ve bu plakalar 0,1x2,5x4,6 cm boyutundaki ince kesit camları üzerine Kanada balzamu ile yapıştırılmıştır. Daha sonra, ince kesitler 0,030 mm kalınlığa kadar inceltirilmiştir. Kayaçların mineralojik ve petrografik özelliklerinin belirlenmesi ve adlamalarının yapılabilmesi için Kütahya Dumlupınar Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Optik Mikroskop Laboratuvarı'ndaki Nikon Eclipse LV100POL marka polarizan alttan ve üstten aydınlatmalı mikroskopta ince kesitler ayrıntılı olarak incelenmiş ve OLYMPUS E-330 model fotoğraf makinasıyla mikrofotograflar çekilmiştir.

Karakaya Volkanitlerine ait örneklerin X-ışını kırınımı yöntemiyle tanımlanmalarında örnekler Kütahya Dumlupınar Üniversitesi İleri Teknolojiler Merkezi'nde (İLTEM) XRD laboratuvarlarında yapılmıştır. Analizlerde 2θ aralığı 0° ile 70° aralığında tutulmuştur.

İnceleme sonuçları ilgili formasyonlar altında *Mineraloji-Petrografi* başlığı içinde detaylıca verilecektir.

2.3.2. Kimyasal analizler

Mineral kimyası analizleri

Mineral kimyası analizleri için Dumlupınar Üniversitesi İleri Teknolojiler Merkezinde bulunan FEI NanoSEM 650 taramalı elektron mikroskobu ve bütünleşik EDAX enerji dağılım spektrometresi cihazı kullanılmış olup kullanılan ışın özellikleri 20 kV ve 20 nA'dır. Ayrıca Noktasal Electron microprobe (EPMA) analizleri parlatılmış ince kesitlerden 5 WDS içeren JEOL marka JXA-8230 model cihazda Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM)'nde yapılmıştır. Çalışma koşulları 20 kV hızlanma voltajı, 10 nA^o electron demeti ve nokta boyutunda alınmıştır. Na, Mg, Al, Si, Fe, Mn, K, Ca ve Ti için tespit

limitleri %0.04'ün altındadır. Kalibrasyon ve ölçümler için doğal oksit ve mineral referans materyalleri kullanılmıştır. Matriks etkileri JEOL tarafından sağlanan ZAF yazılımı kullanılarak düzeltilmiştir. Karbon kaplama YEBİM'deki Quorum Q150T ES makinesi kullanılarak yapılmıştır.

Bu çözümlenmeler için, örneklerden parlatılmış ince kesitler hazırlanmış, daha sonra üzerleri karbon ile kaplanarak incelemeye hazır hale getirilmiştir. Ölçümler, fenokristaller için genelde merkez ve kenar kesimlerinden, mikrolitler için ise merkez kesimden yapılmıştır.

Elde edilen sonuçlar değerlendirilerek ilgili formasyonlar altında *Mineraloji-Petrografi* başlığı içinde detaylıca verilecektir.

Kayaç kimyası analizleri

Çalışma alanından derlenen volkanik kayaçlar, altere kayaçlar ve ignimbirit örnekleri üzerinde mineralojik ve petrografik incelemeler yapıldıktan sonra jeokimyasal analizler için seçilmiştir. Seçilen bu örnekler Kütahya Dumlupınar Jeoloji Mühendisliği Bölümü örnek hazırlama laboratuvarında yaklaşık 200 mesh boyutuna kadar öğütülerek toz haline getirilerek analiz için Acme Analiz Laboratuvarına (Kanada) gönderilmiştir. Burada major oksit ve iz elementler İndüksiyonlu Eşleşmiş Plazma Atomik Emisyon Spektrometresi (ICPAES), nadir toprak elementler ise İndüksiyonlu Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi (ICPMS) ile analiz edilmiştir. Major oksit ve iz element analizleri için öğütülen 0,2 gr toz örneklerden 1,5 gr LiBO₂ ile karıştırılarak, % 5 HNO₃ içeren bir sıvı içinde çözdürülmüştür. Major oksit % ağırlık, iz elementler ise ppm olarak ölçülmüştür. Nadir toprak element analizleri için ise, toz örneklerden 0,25 gr alınarak dört farklı asit içerisinde çözdürülmüş ve analiz sonuçları ppm olarak tespit edilmiştir. Tespit edilen ana, iz ve nadir toprak element içerikleriyle volkanik kayaçların jeokimyasal özellikleri ve tektonik ortamları değerlendirilmiştir.

2.3.3. İzotop analizleri

Stronsiyum (Sr) ve Neodmiyum (Nd) izotop jeokimyası deneyleri, ODTÜ Merkez Laboratuvarı'nda (Ar-Ge Eğitim ve Ölçme Merkezi, Radyojenik İzotop Laboratuvarı) Köksal vd., (2012) tarafından detayları ve koşulları verilen metodlardan uyarlanmış olan TLM-ARG-RİL-01 (Sr İzotop Oranı Analizi Deney Talimatı) ve TLM-ARG-RİL-02 (Nd İzotop Oranı Analizi Deney Talimatı) talimatları uygulanarak yaptırılmıştır.

Yaklaşık 80 mg tartılarak PFA şişelere aktarılan örnekler 4 mL 52% HF içinde 4 gün süreyle >100°C'lik ısıtıcı tabla üzerinde bekletilerek bütünüyle çözülmüş, ısıtıcı tabla üzerinde kurutulan örnekler önce 4 mL 6 N HCl içinde bir gün boyunca çözülmesi için bekletilmiştir. Örnek daha sonra tekrar ısıtıcı tablada kurutulmuş, 1 mL 2,5 N HCl içine konulmuş, ayrışma ve saflaştırılmaya (kromatografiye) hazır hale getirilmiştir.

Stronsiyum (Sr) elementi, 2,5 N HCl asitle 2 mL hacimde Bio Rad AG50 W-X8, 100-200 kafes(mesh) reçine kullanılarak teflon kolonlarda ayrılmıştır. Stronsiyumun elde edilmesinden sonra 6 N HCl ile ayrışan nadir toprak elementleri toplanmıştır. Stronsiyum, tek Re-filamenti üzerine Ta-aktivatör ve 0,005 N H₃PO₄ kullanılarak yüklenmiş ve statik modda ölçülmüştür. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr verileri ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0,1194'e normalize edilmiştir. Ölçümler sırasında Sr NBS 987 standardı 0,710257±5 (n=3) olarak ölçülmüştür. Neodmiyum (Nd) elementi, diğer nadir toprak elementlerinden 0.22 N HCl asit kullanılarak, teflon kolonlarda, 2 ml hacimde HDEHP (bis-ethyexyl fosfat) kaplı biobeads -Bio Rad- reçineden süzülerek ayrılmıştır. Ayrılan Neodmiyum, 0,005 N H₃PO₄ ile Re-filamente yüklenmiş, çift filament tekniği kullanılarak statik modda ölçülmüştür. Analizler sırasında, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd verileri ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219 ile normalize edilmiştir. Nd LaJolla standardı 0,511845±5 (n=2) olarak ölçülmüştür.

Kurşun (Pb) elementi, teflon kolonlarda Bio-Rad AG1-X8 anyon değişim reçinesi ile HCl ve HBr asitleri kullanılarak ayrıştırılmış, tek filamente silika jel ve 0.005 N H₃PO₄ eklenerek yüklenmiştir. Ölçümler 1220-1350 °C sıcaklık aralığında statik halde yapılmıştır. NIST SRM981 standardı; ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb ve ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb oranları için sırasıyla 16,944-15,476-30,703 (n=6) değerlerini göstermiş ve sonuçlar üzerinde NBS değerleri dikkate alınarak gerekli yanlışlık (bias) düzeltmesi yapılmıştır.

Stronsiyum ve Neodmiyum izotop oranı ölçüm sonuçları üzerinde herhangi bir yanlışlık düzeltmesi yapılmamıştır. Ölçümler, Triton Termal İyonizasyon Kütle Spektrometresi (Thermo-Fisher) kullanılarak çoklu-toplama ile yapılmıştır. Analitik belirsizlikler 2 sigma düzeyindedir.

2.4. Büro Çalışmaları

Büro çalışmaları ile revize edilen jeoloji haritaları, stratigrafik istif ve diğer haritalar ile şekillere ait çizimler yapılmıştır. Analiz verilerinin bulunduğu çizelge ve diyagramlar Microsoft Excel programında hazırlanmış ve jeokimya verilerinden hareketle de volkanik kayaç sınıflamaları Microsoft Excel, GCDkit ve Grapher programları ile yapılmıştır.

3. KAYNAK ÖZETLERİ

Ergün (1969), İsehisar (Afyon) çevresinde diyatomitler üzerine çalışmıştır. Çalışmasında temel kayaçların killi ve fillat olduğunu, birim içerisinde Devoniyen yaşlı mermer mercceklerinin varlığını belirtilmiştir. Birimin üzerine Permo-Karbonifer yaşlı kristalin kireçtaşlarının geldiğini söylemiştir. Neojende ise volkanik fasiyese ait litolojilerle gölsel kireçtaşının oluşturduğunu ve tüflerin üzerine bazaltların geldiğini gözlemiştir. Diyatomit oluşumlarının riyolitik tüflerle bazaltlar arasında geliştiğini vurgulamıştır.

Keller ve Villari (1972), Afyon bölgesindeki riyolitik ignimbiritlere yönelik çalışmalarında Afyon volkanitlerine de değinmiştir. İç Toros Kuşağı boyunca yayılan volkanizmanın geç post orojen nitelikte olduğunu ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılara göre erken ürünler asit magma kökenlidir ve anateksitik ignimbiritlerden oluşur. Volkanizmanın son ürünleri olarak yüksek potasik alkali lavlar, latit, mela-trakit ve alkali trakitlerle simgelenir.

Besang vd., (1977), Afyon Volkanitleri'nin yaşını 8-14 my olarak belirlemişlerdir. Toros kuşağındaki maksimum sıkışma ile meydana gelen hareketin Batı Anadolu'daki andezitik mağmatizma ile aynı yaşta olduğunu ve Afyon Volkanizmasının bu zaman dilimi içinde oluştuğunu savunmaktadır.

Şenol ve Göktaş (1978), Afyon Kuzeyinde bulunan Gazlıgöl çevresinde (J24-c3, c4; J25-d4; K24-b1, b2; K25-a1), uranyum içeren karasal Neojen çökellerinin sedimentolojik özelliklerini incelemişlerdir; tortul istifin alttan üste ve yanal yönde, alüvyon yelpazesi, örgülü akarsu, menderesli akarsu ve gölsel çökellerden oluştuğunu belirlemişlerdir.

Başarı ve Kun (1982)'ye göre; Afyonkarahisar ili ve çevresinde incelenen volkanik kayaçların alkali bileşiklerce zengin olmalarına rağmen alkalice zengin olması gerekenden farklı bir bileşime sahip olduklarını belirtmişlerdir. Afyonkarahisar kalesinin de üzerinde yer aldığı lavları trakiandezit olarak sınıflandırmıştır.

Keller (1983), Afyon volkanizmasının kıta içi bir volkanizma olduğunu belirtmiş ve geç Tersiyerde Arap ve Anadolu levhalarının, birbirleriyle çarpışması ve Arap-Afrika levhasının Anadolu levhasının altına dalması sonucu gelişen Akdeniz kıvrım kuşağının takip eden Neojen yaşlı volkanizmanın ürünleri şeklinde tanımlamıştır. Ayrıca volkanitlerin alkali potasik karakterli olup, lavların oluşumunda metasomatizma süreçlerinin hâkim olduğunu ileri sürmüştür.

Koçyigit (1984), Güneybatı Anadolu ve yakınlarındaki tektonik gelişimi üç döneme ayıran araştırmacı, “geçiş döneminin” Alp dağları oluşum kuşağının birçok kesiminde gözlemlendiğini belirtir. Araştırmacı, yeni tektonik dönemin ise, gerilme tektoniği denetiminde gelişen karasal tortullaşma, onunla yaşıt kıta içi volkanizma ve blok faylanma ile belirginlik kazandığını ifade etmektedir.

Ercan vd., (1985), Afyonkarahisar yöresindeki volkanik kayaçların esas olarak manto kökenli bazaltik andezitik ve trakibazaltik-trakiandezitik türde olduğunu, yer yer de kabuk-manto karışımı latit türdeki lavların da gözlemlendiğini söylemişlerdir. Ayrıca bölgede bütünüyle kabuk kökenli asidik riyolitik ve ignimbritik volkanitler de yer aldığını belirtmişlerdir. Araştırmacılara göre; başlangıçta kıtasal kabuk kökenli olan asidik kalkalkalen volkanizma, zaman içinde giderek manto ürünleri ile karışmaya başlamış, şoşonitik türde volkanitler etkin olmuş, daha sonra da manto kökenli alkali bazaltik andezitik volkanizma çeşitli türde ürünler vermiş ve volkanolojik evrim tamamlanmıştır.

Ercan (1986), yapmış olduğu çalışmada Orta Anadoludaki volkaniklerin yitim zonlarında dalma batma ile Paleosen-Eosen yaşlı kalkalkali karakterli yay volkanitleri olduğunu söylemiştir.

Metin vd., (1987), Afyon bölgesinde genel jeolojik amaçlı çalışmalar yapmış ve volkanizma ile volkanik ürünler arasında ayırım yapmaksızın Kuzey ve Güney volkanitlerine ait piroklastikleri “Seydiler tuf ve aglomeraları” olarak, lavları da andezit ve trakit olarak isimlendirmişlerdir.

Çevikbaş vd., (1988), Afyonkarahisar-Şuhut arasında kalan Neojen volkanitlerinin dağılımı ve jeolojisine yönelik yaptıkları çalışmalarda, volkanitlerin jeokimyasal analizlere göre alkali ve kalkalkalen karakterde olduğunu ve heterojen bileşimli kabuk ve manto türevli olduklarını vurgulamışlardır.

Yalçın (1989), Kırka civarına kadar yayılan volkanitleri “Gölsel ve Karasal Volkanik Kül” olmak üzere iki fasiyese ayırmış ve bunların içindeki pomzalardan yaptığı yaşlandırma çalışmaları ile 17 milyon yıllık yaşlar elde etmiştir.

Öztürk ve Öztürk (1989), Geç Kretase’den sonra Batı Anadolu’nun K-G sıkışmasına bağlı olarak oluşan kabuk kalınlaşması nedeniyle meydana gelen kısmi ergime ile olası K-G ve D-B yönlü gerilme çatlakları boyunca geç Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanizmanın oluştuğu sonucuna varmışlardır. Batı Anadolu’nun K-G sıkışmasını takip eden evrede meydana gelen D-B doğrultudaki faylanmalara bağlı olarak volkanik kayaçlar yüzeye ulaşmışlardır.

Özcan vd., (1989), Kütahya-Çifteler-Bayat-İhsaniye arasında yer alan 'Kütahya-Bolkardağı Kuşağı'nın özelliklerini araştıran çalışmacılara göre; bölgenin en yaşlı birimi 'İhsaniye Metamorfik Karmaşığı'dır. Alt Triyas yaşlı alacalı kırıntılardan oluşan fluviyal ve sığ denizel 'Kıyır Formasyonu', İhsaniye Metamorfik Karmaşığını açısız uyumsuzlukla örter ve üstte doğru 'Gökçeyayla Formasyonuna geçer. Gökçeyayla Formasyonu, Alt Anisiyen-Alt Maestrihtiyen yaş aralığında çökelmiş şelf tipi karbonatlardan oluşur. En üst bölümde, derinleşmeyi yansıtan şeyl ve radyolarit çökeliminin ardından, 'Çöğürler Karışığı'na geçiş izlenir. Çöğürler Karışığı, Orta Maestrihtiyen-Alt Paleosen aralığında oluşmuş ofiyolitli olistostromu yansıtır. Çöğürler Karışığı'nı ultramafikler ile simgelenen 'Kınık Ofiyoliti'ni tektonik olarak örterler. En üstte ise posttektonik 'Hanköy Formasyonu', kendisinden yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla örter.

Savaşçın ve Güleç (1990), Batı Anadolu'da sıkışma ve gerilme tektonik rejimin magmatik aktivitelerini incelediği çalışmasında, magmatizmayı, sıkışma ile ilişkili kalkalkalen magmatikler ve gerilme ilişkili alkali magmatikler olarak iki gruba ayırmıştır. Kalkalkalen grubun strato-tip komplekslerle karakterize olup dalma-batma zonuyla ilişkili olduğunu, buna karşın açılma volkanizmasının olası bir Neojen yay gerisi baseni temsil edebileceğini belirtmiştir.

Harut (1995), Erkmen Volkanitlerini incelediği çalışmada, gözlenen volkanik kayaların Ege'de Geç Miyosenden itibaren gerilme rejimine bağlı olarak meydana gelen alkali karakterli kıtasal plaka içi volkanik ürünler olduğunu belirtmiştir. Bu volkanik kayaların oluşumunda fraksiyonel kristallenme ile kıtasal kirlenme, özümleme ve/veya magma karışım süreçlerinin de etkili olduğunu söylemiştir.

Sümer (1995), İncehisar ve civarında yüzeylenen metamorfik serileri, petrografik ve yapısal açıdan incelemiştir. Şist, kuvarsit, metakonglomera, fillit ve metakarbonatlardan oluşan tortul kökenli istifli Afyon Metasedimanter Grubu olarak tanımlamıştır. Çalışma alanı çevresinde metamorfik birimler üzerinde gözlenen fosilli sedimanter kayalardan elde edilen yaş bulgularına dayanarak metamorfiklerin Devoniyen öncesi dönemde Erken ve Geç Kaledoniyen Orojenezlerinin etkisiyle oluştuğunu belirtmiştir.

Aydar vd., (1996), Afyon volkanizmasının bir strato tip olduğunu, iki evrede geliştiğini, ikinci evrenin lamproitik lamprofir ve alkali lamprofirler olduğunu belirtmişlerdir. Oluşumlarında fraksiyonel kristalizasyon ve magma karışımlarının egemen olduğunu, potasik ve ultrapotasik lavlarla LIL elementlerce zenginleşmelerinin manto metasomatizması ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

Yağmurlu vd., (1997)'de araştırmacılar, Isparta bükümünün aktif tektonik ve alkalın volkanizma açısından inceleyerek, Kuzeyde Afyon'dan güneye doğru gençleşen bir volkanizmanın olduğunu vurgulamışlardır. Volkanizmanın alkalın ve hiperalkalın olarak ayrıldığını ve latitik, trakitik, lösitik ve lamproitik karakterli kayaçların bölgede yüzelediklerini belirlemişlerdir. Üst Miyosen-Alt Pliyosen'de K-G yönündeki horst-graben yapılarına paralel volkanizmanın geliştiğini, Afyon bölgesindeki volkanizmanın dalma-batma ile ilişkin sıkışma rejimi ile geliştiğini, Isparta'da ise, daha genç volkanizmanın grabenlerin K-G doğrultulu faylarla ilişkili olduğunu kanıtlamışlardır.

Tolluoğlu vd., (1997), Afyon zonunda yaygın sedimanter kökenli litolojilerin oluşturduğu metamorfitleerin "Afyon Metamorfitleeri" olduğu, bu metamorfitleerin ise alt ve üst metamorfitleer olarak iki gruba ayrılabilceğini savunmuşlardır. Çalışmacılar Afyon Metasedimanter istifini, Afyon Metasedimanter Grubu olarak isimlendirmişler ve istifin Mesozoyik öncesi dönemde evrimini tamamladığını bildirmişlerdir.

Aydar vd., (1998), bölgede yüzeleyen Miyosen yaşlı volkanik birimlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerini ve bölgedeki volkanizmanın kökeni olduğunu düşündükleri "Koroğlu Kalderası"nın evrimini incelemişlerdir. Yazarlar tarafından Alt ve Üst Seydiler olarak ayrıtılanan ignimbirit sekanslarının tabandan tavana doğru azalan killeşme gösterdiği, ignimbiritlerden yeniden işlenmiş tüflere doğru olan derecelenme, ignimbiritlerin üzerinde gelişen görsel bir ortamı gösterdiğini öne sürmüşlerdir. Kalderanın çöküşünden sonra tektonik aktivitenin devam ettiğini belirtmişlerdir. Kalderanın volkanik evriminin yükselme, ignimbirit çıkışı ve kaldera çökmesi, yeniden yükselme ve kaldera sonrası lav akıntıları şeklinde 4 evrede oluştuğunu söylemişlerdir.

Savaşçın ve Oyman (1998), Kırka-Afyon-Isparta yapısal hattı boyunca, alkali volkanitlerin tektono-magmatik evrimi ile ilgili yapmış olduğu çalışmada, Batı ve Orta Anadolu'daki en genç Alpin mağmatizmasını (Miyosen-Kuvaterner), batıdan doğuya doğru, özgün istifler sunan, üç farklı yaşlı volkanik topluluk olarak sınıflandırmıştır. Bunları sırası ile Batı Anadolu Volkanik Birliği (WAV), KG uzanımlı Kırka-Afyon-Isparta Alkali Volkanitleri (KAIKV) ve Orta Anadolu Volkanik Birliği (CAVP) olarak tanımlanmıştır.

Françalanci (2000), Kırka-Afyon ve Isparta bölgelerinde, potasik ve ultrapotasik magmatizmanın Üst Eosen-Orta Miyosen kalkalkali volkanizmayı izlediğini söylemiştir. Alkali volkanizmanın kuzeyde 14.8 my'dan güneyde 4my'a kadar sürdüğünü ve şu anda aktif tektonik gerilmeli tektonik rejimle ilgili olduğunu söylemiştir. Bunun da temel olarak K-G doğrultulu fay

boyunca gerçekleştiğini belirtmiştir. Kırka–Afyon arasındaki potasik ve ultrapotasik kayaların ise silikaya doygundan (trakibazalt-trakit), silikaya doymamamış (fonolitik lösit) arasında yer aldıklarını savunmuşlardır.

Kibici vd., (2001), Afyon civarının Toros ve İç Toros tektonik kuşaklarından oluştuğunu, Afyon metamorfitlelerinin İç Toros kuşağında yer aldığını belirtmişlerdir. Afyon mermerlerinin Paleozoyik yaşlı olduğunu ve gömülme metamorfizması geçirdiğini, Orta-Geç Triyas yaşlı Büyükkarabağ mermerlerinin rekristalize kireçtaşı niteliğinde olduğunu ifade etmişlerdir.

Gürsoy (2003), Afyon bölgesinde yayılım gösteren ve tektonik kaçış rejimi içerisinde volkanizmanın detaylı paleomanyetik çalışmasını yapmıştır. Tektonik kaçış sınırı ve Orta-Batı Anadolu’da yapılan çalışmalar sonucunda bölgenin saat yönünde $12.3 \pm 4.2^\circ$ ’lik bir rotasyona uğradığını ve rotasyonun kabuksal kalınlaşmadan sonra meydana geldiğini ortaya koymuştur.

Aydar vd., (2003), Afyon stratovulkanı içerisinde yer alan lamprofirlerin volkanik aktivitenin son safhasında hidrovolkanik ürünler, afanitik lav akıntıları ve dayk intrüzyonları şeklinde yerleştiklerini, bu lamprofirlerin manto metasomatizması ile ilişkili olduklarını belirtmişler, küçük miktardaki lamprofirik magmanın yerleşmesi için gerilme rejimi altında oluşmuş çıkış kanallarının olması gerektiği üzerinde durmuşlardır.

Innocenti vd., (2005), Eskişehir Afyon hattında yayılım gösteren bazaltik andezitlerden toplam kayaç ana element ve Sr–Nd izotop jeokimyası çalışmaları yapmışlardır.

Çoban ve Flower (2006), yaptıkları çalışmada güneyde yüzlek veren Bucak Lamproyiti’nin manto kamasının kirlenmesi ve metasomatizması sonucu, daha kuzeyde bulunan Afyon lamproyitlerinin mantonun kısmi ergimesi veya volkanizmaya sonradan katılan malzemeden oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Akal (2008), Afyon ve çevresindeki lamproitlerinden elde ettiği mineralojik ve izotop veriler ışığında; Akdeniz bölgesi lamproitleri ile olan ilişkisini ortaya koymaya çalışmıştır. Afyon lamproitlerinin çarpışma sonrası açılma alanlarında Akdeniz tipi lamproitin birçok özelliğini gösterdiğini söylemiştir.

Türker vd., (2008), Afyon ve çevresindeki tektonik faaliyetlere bağlı olarak Miyosende başlayan ve Pliyosen boyunca devam eden etkin bir volkanizmanın ürünlerinin büyük hacimler oluşturarak geniş alanlar işgal ettiğini tespit etmişlerdir. Özellikle Afyon ili trakitlerinin yer yer 5 cm’ye ulaşan iri sanidin kristalleri ile dikkati çektiğini vurgulamışlardır.

Dilek ve Altunkaynak, (2009), Batı Anadolu'daki çarpışma sonrası volkanik alanlar ve Kırka-Afyon-Isparta volkanik bölgesini kapsayan derleme/yeniden gözden geçirme çalışmasında, önceki çalışmaların verileri ve kendi elde ettikleri verileri karşılaştırarak yeni bir model ileri sürmüşlerdir. Bölgede gözlenen alkali son fazın ergiyik kaynağı için astenosferik mantoyu işaret etmişlerdir.

Sağlam Selçuk (2009), doktora tezi kapsamında Mahmudiye-Çifteler-Emirdağ havzasının neotektoniğini çalışın araştırmacı, Eskişehir Fay Zonu'nu üç ayrı segmente ayırmış ve kinematik analizler sonucunda bu zonun normal bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı fay olduğunu belirtmiştir. Mahmudiye-Çifteler-Emirdağ havzasının batı kenarının eğim atımlı ve verev normal faylarla kontrol edildiğini ileri sürmüştür.

Göktaş (2010), Kütahya-Eskişehir-Afyon civarında, Neojen havzasının oluşumunu inceleyen araştırmacı, Afyon doğusunda yer alan Köroğlu kalderasından türeyen ve kalkalkali riyoitik piroklastikler ile simgelenen "Köroğlu volkanitleri"nin Cevizli gölsel tortullarıyla yanal ilişkili olduğunu belirtmiştir. Kaldera öncesi dönemin ürünleri olan kül döküntüsü tüflerin kaynaklanma alanına olan uzaklıkla ilişkili oranda Cevizli gölsel tortullaşmasına katıldığını belirtmiştir.

Dilek ve Altunkaynak (2010), Seyitgazi-Kırka (SKV), Afyon-Suhut-Sandıklı (ASSV) ve Isparta-Gölcük-Bucak (IGBV) olmak üzere üç ayrı volkanik alanda, potasik (şoşonitik) ve ultrapotasik kayaçların oluşumdaki zaman ve mekân ilişkisini incelemişlerdir. Bölgedeki en yaşlı alkalın fazın bazaltik trakiandezitler, andezitler ve riyoitik ignimbritlerden (21-17 My) oluşan Seyitgazi-Kırka volkanitleri olduğunu, ardından 14-8 My yaşlı daha genç bölgenin güneyindeki trakit ve trakiandezitlerden oluşan Afyon-Suhut-Sandıklı (ASSV) volkanitlerinin geldiğini ifade etmişlerdir. En genç potasik kayaçları (4,7-4 My) trakitik, trakiandezitik ve riyoitik bileşime sahip Isparta-Gölcük-Bucak (IGBV) volkanitleri olduğunu belirtmişlerdir. Jeokimyasal ve izotopik veriler ışığında kuzeyden güneye izotop farklılıklarının, mantoda azalan miktardaki yitimden kaynaklanan kabuk bileşenleri ve zamanla astenosferin rolünün artmasından kaynaklandığını söylemişlerdir. Tükenmiş manto modelini (TDM) yaş verileriyle birleştirip, Güneybatı Anadolu'nun ve Ege bölgesinin altında dikey olarak bölünmüş bir mantonun varlığını vurgulamışlardır.

Prelević vd., (2010), Güneybatı Anadolu lamproitlerinde yapmış oldukları jekimyasal ve mineralojik çalışmada; lamproitlerin yüksek potasyum içeriği flogopit ve olivinin varlığı, kromca zengin spinel inklüzyonları, tüketilmiş harzburjit karakterli litosferik manto'yu işaret ettiğini

söylemişlerdir. Bu litosferik mantonun oluşumunda Neotetis okyanusunun kapanmasının son aşamasındaki dalma-batma zonunun tüketilmesinin de dahil olduğu karmaşık süreçlerin etkili olduğunu söylemişlerdir.

Göncüoğlu (2011), Kütahya-Bolkardağ Kuşağı olarak tanımlanan kuşak içinde Neo-Tetis'in İzmir-Ankara Okyanusal Kolu'nun kapanması ile; Yığılım prizmalarına ait kayaçların, Torid-Anatolid kıtası kuzey kenarına yerleşen birimler önünde gelişen bloklu ve düzenli filiş çökellerin ve Torid-Anatolid Platformu'nun kuzey kenarına ait yüksek basınç metamorfizmalı birimlerin oluştuğunu ifade etmiştir. Afyon civarında Prekambriyen temel üzerinde Geç Permiyen yaşlı birimlerin açısız uyumsuzluk ile başladığını, üzerine karasal çökeller ile başlayan Erken Triyas ile Anisiyen'den itibaren denizel karbonatlara geçen istiflerin geldiğini belirten yazar, bu birimleri İzmir-Ankara Okyanusu'nun riftleşmesinin ilk aşama ürünleri olarak değerlendirmiştir. Yazar ayrıca, Kütahya-Bolkar Kuşağı'nda ilk evreye ait sıkışma, dilimlenme ve nap yerleşiminin Orta Paleosen öncesinde durduğunu ve temel birimlerin yer yer Orta Eosen karbonatları üzerine itilmesinin, kuşak boyunca ikinci bir sıkışma dönemini işaret ettiğini ifade etmiştir.

Okay (2011), Tavşanlı Zonu'nda 4 ana ünite saptamıştır. Yazar bölgede en altta Geç Kretase zamanında 24 kbar basınç, 480-500 °C sıcaklıkta metamorfizmaya uğramış Orhaneli Grubu'nun bulunduğunu bu grup üzerine ofiyolitli melanj ve ofiyolit kütleleri geldiğini belirtmiştir. Yazar, ofiyoliti oluşturan birimlerin düşük sıcaklıklarda bir başlangıç mavişist metamorfizması geçirdiğini, Tavşanlı Zonu'nun batı kesimlerinin Erken-Orta Eosen yaşlı granodiyoritler ile kesildiğini, doğu kesimlerinin ise Erken Eosen yaşlı denizel kireçtaşları ile örtüldüğünü belirtmektedir. Yazar ayrıca, Anatolid-Torid Bloku'nun kuzey ucunun Kampaniyen'de bir okyanus içi dalma-batma zonuna girerek yüksek sıcaklık ve düşük basınç koşullarında metamorfizmaya uğradığını, mavişistlerin Meastrihtiyen ve Paleosen zamanında, kıta-kıta çarpışması gerçekleşmeden altta bindirme fayı, üstte ise normal bir fay arasında kalan bir tektonik dilim olarak yüzeye çıktığını belirtmiştir.

Biryol vd., (2011), Manto tomografisi verileriyle volkanizmanın Anadolu Levhası altına dalan litosferin yırtılması sonucu oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Kibici vd., (2012), Afyonkarahisar il merkezi ve yakın çevresinde yapmış oldukları çalışmada, Erken Miyosen yaşlı volkanitlerin ortaç ve açık renkli kayaçlar olarak Afyon zonu içerisinde K-G uzanımlı olarak yüzeylendiğini belirtmişlerdir. Afyon volkanitlerinin yaklaşık 2-100 metre kalınlıklarda trakit, porfioidal trakit, trakiandezit, andezit, porfioidal andezit ve bazalt lav akışları şeklinde olduğunu açıklamışlardır.

Prelević vd, (2012), Güneybatı Anadolu'da yaşları 20 ile 4 My arasında değişen lamproitik volkanizma bölgelerinde yaptıkları çalışmada; orojenikten (kabuk benzeri) anorojenige manto benzeri) sistematik bir karakter değişimine dikkat çekmişlerdir. Kuzeyde litosfer bileşenin baskın bir kimyadan güneyde astenosferik bileşenin arttığı kimyaya vurgu yapmışlardır. Bu kimyasal değişim Ege diliminin yırtılması ile ilişkili olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Özbeğ vd., (2013), Dursunbey (Balıkesir) civarında yapmış oldukları çalışmada, Tavşanlı Zonu'nun Pontidler'den daha çok Toros birimleriyle büyük benzerlikler gösterdiğini belirtmişlerdir. Geç Prekambriyen-Geç Ordovisiyen boyunca Tavşanlı ve Afyon zonlarını içeren Anatolitler'in Gondvana kuzey kenarında oluştuğu hipotezinin tutarlı olduğunu belirten araştırmacılar, Tavşanlı Zonu'ndaki Orta-Geç Ordovisiyen yaşlı granitik magmatizmanın Paleotetis'in açılmasına bağlı bir bölgesel riftleşme ile ilişkili olduğunu açıklamışlardır.

Akal vd, (2013), Batı Anadolu volkanizmasının Q (normative $q-(ne+lc+kls+ol)$) parametresinin, 10-15 My zaman aralığında zamanla birlikte güneye doğru açıkça azaldığını ifade etmişlerdir. Afyon volkanizması yaklaşık 14 My'da geç evre volkanik aktivitesi sırasında Si doygunluğunun derecesinde ani bir değişime uğradığını ve Afyon volkanik bölgesinde Si-aşırı doygun ve Si-doymamış magmaların birlikteliği mevcut olduğunu söylemişlerdir.

Dedeoğlu (2014), İncehisar (Afyonkarahisar) ilçesinde Karakaya volkanitleri üzerinde yaptığı çalışmada; volkanitleri kimyasal içeriklerine göre trakiandezit ve bazaltik trakiandezit olarak sınıflandırmıştır. Bölgedeki kayaların oluşumunda fraksiyonel kristalleşme, magma karışımı, dalma-batma ve/veya kabuksal kirlenme süreçlerinin etkili olduğunu ifade etmiştir.

Doğan-Külahci vd., (2015) Afyon ili güneyi ile Şuhut bölgesinin kuzeyi arasında bulunan volkaniklerde yaptıkları çalışmada, çalışma alanında dom, lav domları ile blok ve kül akışları şeklinde görülen trakitik kayalarda gerçekleştirdiği optik incelemeler sonucunda iki farklı mineralojik bileşim belirlemişlerdir. Yüksek K_2O , K_2O/Na_2O oranı ve Mg# değerlerine sahip olan kayalar ultrapotasik grup (UPG) olarak adlandırmışlardır. Mineral kimyası ve EDS verileriyle, Afyon volkanik kayalarının magma karışım sürecinden etkilenmiş olabileceğini ifade etmişlerdir. Bununla birlikte termobarometre hesaplamaları sonucunda, bu minerallerin oluşum sıcaklıklarının en düşük 1087 °C ve en yüksek 1141 °C olduğu belirlemişlerdir. Basınç değerleri 5 ve 10 kbar aralığında değişirken, bu basınç değerleri kullanılarak elde edilen mineral kristallenme derinliklerinin ise, 18-28 km arasında olduğu belirlenmişlerdir. Klinopiroksen minerallerinin kristallenme derinliğinin farklı olmasını, bu minerallerin farklı derinliklerde oluşan farklı magma odalarında kristallenmiş olabilecekleri yorumu ile açıklamışlardır.

Prelevi vd., (2015) Afyon ve çevresinde yüzlek veren lamproitlerden mineral kimyası, radyometrik yaş analizi, jeokimya ve izotop çalışması yapmışlar ve yatay dalma batma modelini ileri srmuşlerdir.

Gençer (2018), Emirdağ ve İsehisarda (Afyonkarahisar) gözlenen volkanitler üzerinde yaptığı çalışmada; Emirdağ volkanik birimini trakit ve trakidasit, İsehisar volkanik birimini ise trakit, bazaltik trakiandezit olarak sınıflandırmıştır. Emirdağ ve İsehisar volkanizmalarının, artan metasomatizmaya maruz kalmış mantonun ergimesi ile ergiyen alt kabukla karışması ve fraksiyonel kristalleşme süreçlerine maruz kalması sonucunda meydana geldiğini ileri srmuştr



4. GENEL JEOLojİ

İnceleme alanı Özgül (1976), tarafından Bolkardağı Birliği, Şengör ve Yılmaz (1981) Anatolid-Torid Platformu, Okay ve Tüysüz (1999) Afyon Zonu olarak tanımlanan bölgede bulunmaktadır (Şekil 4.1). Özgül (1976) Bolkardağı Birliğini Orta Devonyen-Erken Tersiyer yaş aralığındaki yeşilist metamorfizması gösteren kayaç birimleri olarak tanımlamıştır.



Şekil 4.1. Çalışma alanı, Türkiye ve yakın çevresinin tektonik konumu (Okay ve Tüysüz, 1999'dan değiştirilerek alınmıştır).

Volkanik kayaçların, geçmişteki plaka hareketlerini belirlemedeki etkin rolleri ve ülkemizin son derece hareketli olan Alp Kuşağında yer alması nedeniyle Batı Anadolu'daki volkanik kayaçlarda, son yıllarda çeşitli araştırmacılar tarafından çok sayıda jeokimyasal, petrografik ve jeokronolojik çalışmalar yapılmış ve Türkiye'nin jeodinamik evrimine ilişkin çeşitli görüşler öne sürülmüştür (Ercan, 1986).

Menderes masifinin metamorfik kayalar ile ofiyolitik kayalar üzerine gelişmiş olan Batı Anadolu volkanizması birçok araştırmacı tarafından araştırılmıştır. Araştırmacılar tarafından Batı Anadolu volkanizması ve tektonik rejim arasındaki ilişkilerde öne sürülen tüm hipotezler şu şekilde özetlenebilir:

- Miyosen stratigrafisi alüvyonlu fan yatakları ile başlamıştır. Akışkan yataklara yanal olarak geçiş yapar. Neojen gölsel çökeller tüm kıta sedimanlarının üzerindedir. Tüfler göllerde depolanır ve göl tüfleri ve kıtasal tüfler olarak ayırt edilir.

- Sıkışma rejimi, Erken Orta Miosen sırasında ortaya çıkan kalkalkali volkanizması ile karakterize iken, alkali-alkali kayaç seti, Orta-Geç Miyosen boyunca gerilme tektoniği bağlamında ortaya çıkmıştır.

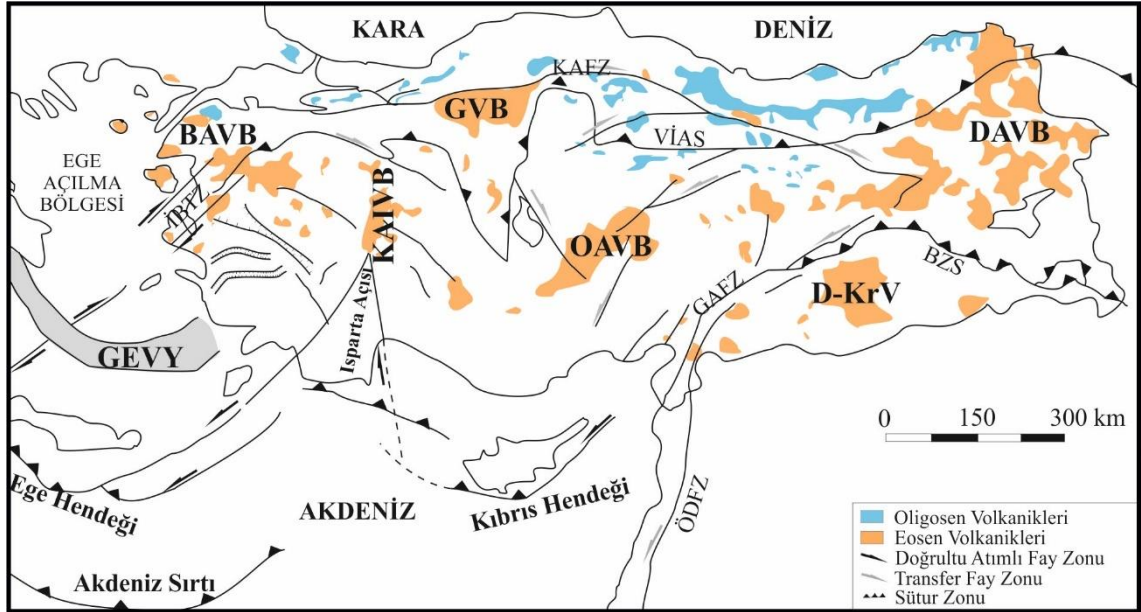
- Anadolu bloğunun batıya doğru tektonik olarak kaçması, sıkışmadan genişleme rejimine geçişi sağlamıştır.

4.1. Bölgesel Jeoloji

Akdeniz'in doğusundaki pek çok kıtasal blok arasında çarpışma ve dalma-batma olaylarından oluşan Ege-Anadolu bölgesinde, yaklaşık son 50 Ma sırasında volkanik bölgeler gelişmiştir Ege-Anadolu bölgesindeki başlıca volkanik alanlar, batıdan doğuya doğru, (1) Güney Ege Volkanik Yay (SAVA); (2) Batıdaki Ege adalarını da içeren Batı Anadolu Volkanik bölgesi (WAVP) (Agostini vd., 2005, 2007, 2008; Aldanmaz vd., 2000; Altunkaynak ve Genç, 2008; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Erkül vd., 2005; Ersoy ve Helvacı, 2007; Ersoy vd., 2010; Fytikas vd., 1984; Güleç, 1991; Helvacı vd., 2009; Innocenti vd., 2005; Pe-Piper ve Piper, 2001, 2007; Pe-Piper vd., 2009, 2002; Yılmaz, 2012); (3) K-G uzanımlı Kırka-Afyon-Isparta Volkanik bölgesi (KAIVP) (Akal, 2008; Alıcı vd., 1998; Çoban ve Flower, 2006; Dilek ve Altunkaynak, 2010; Elitok vd., 2010; Francalanci vd., 2000); (4) Galatyan Volkanik bölgesi (GVP); (5) Konya bölgesini de içine alan Orta Anadolu Volkanik Bölgesi (CAVP); (6) Doğu Anadolu Volkanik Bölgesi (EAVP) ve (7) Kuzey Anadolu'da Eosen magmatik kuşağı'dır (Şekil 4.2).

Senozoyik volkanik bölgelerde, volkanik ürünler esas olarak yüksek potasyum içerikli şoşonitik kayalardan kalkaline kadar değişen basalt, andezit, dasit ve riyolitleri içerir; Bunlar arasında, yüksek MgO kayalar manto kaynak özelliklerini korudukları için özellikle önemlidir. Bu magmaların en çarpıcı özellikleri, (1) Mg, Ni, Cr gibi yüksek uyumlu element içeriklerine sahip olmalarıdır; (2) HFSE (yüksek alan kuvveti elementleri) LILE (büyük iyon litofil elementleri) ve LREE (hafif nadir toprak elementleri) gibi sıvı uyumlu elementlerce zenginleşmiş

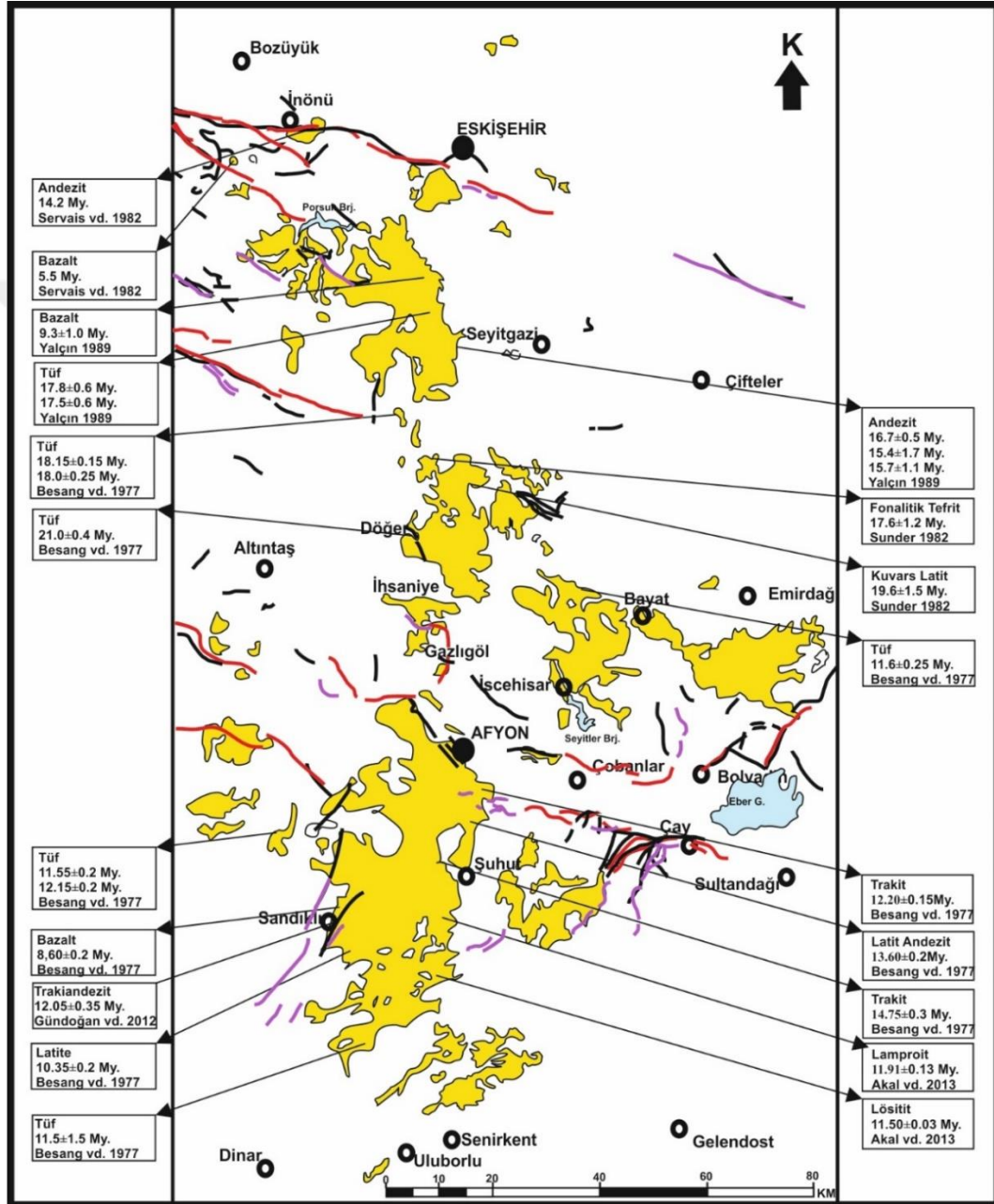
olmaları (3) radyojenik Sr ve radyojenik olmayan Nd açısından anormal şekilde zenginleştirilmiş olmaları, hatta kabuk Sr-Nd izotopik bileşimlerine sahip olmalarıdır.



Şekil 4.2. Eosenden günümüze volkanik kayaç dağılımını gösteren Türkiye'nin tektonik haritası (1:500000'lık Türkiye jeoloji haritası (2002) ve Ersoy vd., (2012)'den değiştirilerek alınmıştır). (GEVY: Güney Ege Volkanik Yayı, BAVB: Batı Anadolu Volkanik Bölgesi, KAIVB: Kırka-Afyon-Isparta Volkanik Bölgesi, GVB: Galatian Volkanik Bölgesi, OAVB: Orta Anadolu Volkanik Bölgesi, DKrV: Diyarbakır-Karacadağ Volkanitleri, DAVB: Doğu Anadolu Volkanik Bölgesi, İBFZ: İzmir-Balıkesir Transfer Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, VİAS: Vardar-İzmir-Ankara Süturu, BZS: Bitlis Zagros Süturu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fazy Zonu).

Kırka-Afyon-Isparta Volkanik Bölgesi (KAIVP) boyunca yüzlek veren volkanik kayaçların Batı Anadolu Volkanik Bölgesi (WAVP) Miyosen kayaçlarına göre daha alkali (K bakımından zengin) bileşime sahip oldukları bilinmektedir (Keller ve Villari 1972; Besang vd., 1977; Sunder 1980; Keller 1983; Aydar vd., 1998; Savaşçın ve Oyman 1998; Francalanci vd., 2000; Akal 2003; Çoban ve Flower 2006; Akal 2008; Dilek ve Altunkaynak 2009; Elitok vd., 2010; Prelevic vd., 2010, 2012, 2015). Kırka-Afyon-Isparta volkanik bölgesi oluşan yüksek potasyumlu volkanik aktivitenin kökeni ve petrolojik evriminin incelenebildiği en iyi bölgelerden biridir. Bölgede volkanizma çoğunlukla, Neojen genişlemeli havzalarda metamorfik temel üzerine gölsel çökme ile eş zamanlı olarak yerleşmiştir. Kırka-Afyon-Isparta Volkanik bölgesi volkanizmasının en ilginç özelliklerinden bir tanesi, zamansal ve mekansal olarak kontrol edilen volkanik kayaçların jeokimyasal çeşitliliğidir. Değişken K zenginleşmesi, farklı Si-doymuluk derecesi ve değişken izotop ve iz element bileşimleri, volkanizmanın güneye doğru gençleşmesi

ile açıkça bağlantılıdır (Dilek ve Altunkaynak, 2007; Ersoy vd., 2010; Francalanci vd., 2000; Prelević vd., 2012) (Şekil 4.3).



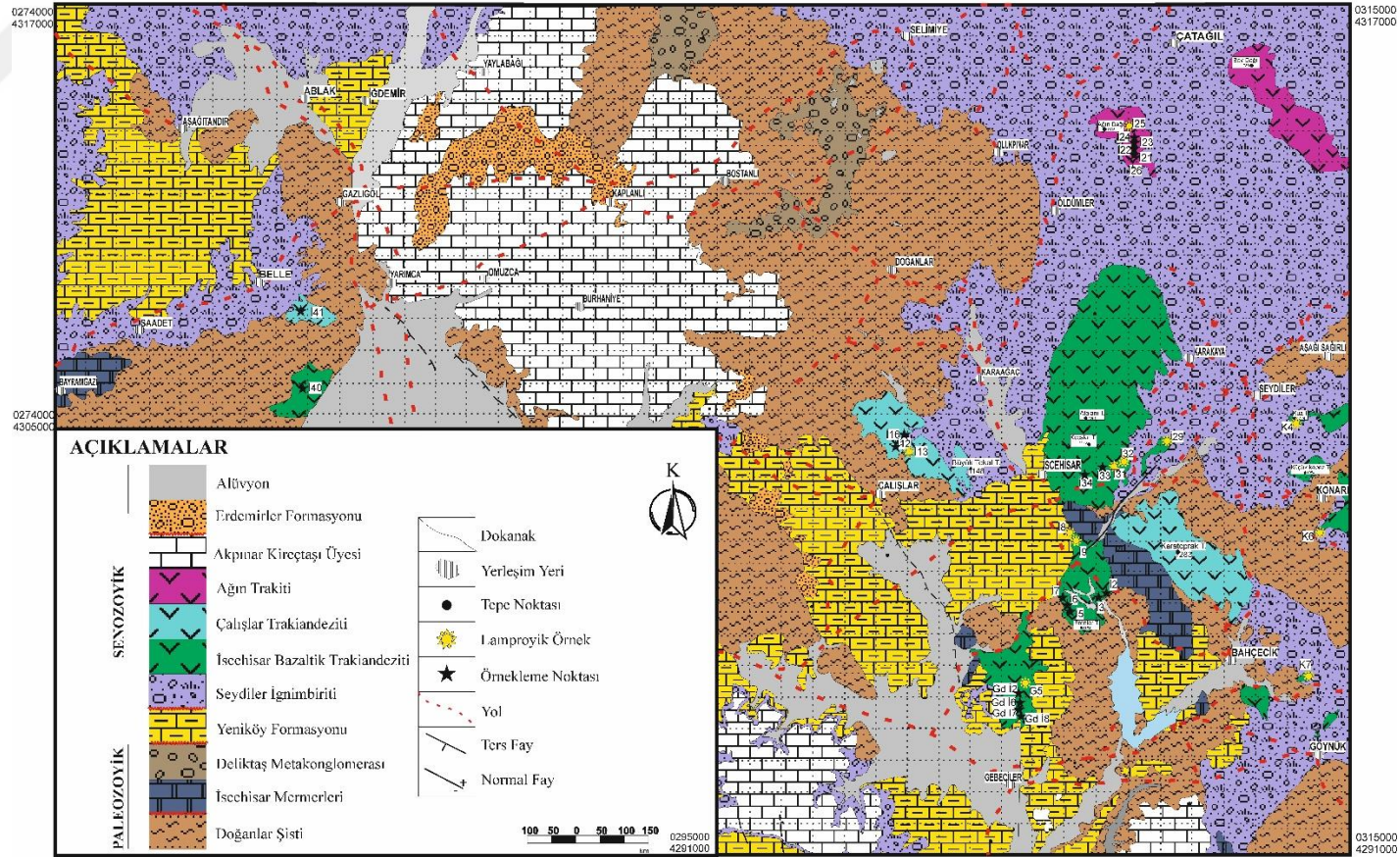
Şekil 4.3. Eskişehir-Afyon-Isparta Volkanik Bölgesi Volkanik Kayaçların Dağılımı (1:500000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından değiştirilerek alınıp yayımlanmış yaşlar ile birleştirilmiştir) (Akal, 2013; Besang, 1977; Gündoğan vd., 2012; Servais, 1982; Sunder, 1982; Yalçın, 1989).

Gerilme tektoniğinin hâkim olduğu Batı Anadolu ile blok deformasyonların hâkim olduğu Orta Anadolu arasında geçiş niteliği taşıyan bir coğrafyada bulunan Afyon volkanitleri, bölgede geniş alanlar kaplamaktadır (Erkan vd., 1996). Değişik volkanik kayalarda (Besang, 1977) yapılan radyometrik yaş çalışmaları ile $14,75 \pm 0,3$ my; $8,0 \pm 0,6$ my sonuçları elde edilmiştir. Volkanizma Orta Miyosende başlayıp, tüm Üst Miyosen boyunca devam etmiştir. Orta Anadolu'da Orta Miyosen'den itibaren şiddetli volkanik olaylar etkin olmuş ve çok geniş alanlarda çeşitli yaygın ürünler oluşturduğu bilinmektedir (Ercan vd., 1985).

4.2. İnceleme Alanının Jeolojisi

Araştırmanın konusunu oluşturan volkanik birimler, Afyonkarahisar ili içerisinde çeşitli bölgelerde yüzlekler vermektedir. Afyonkarahisar ilinin kuzey-kuzeydoğusunda bulunan İscehisar ve çevresinde Paleozoyik ve Senozoyik üst sitemlerine ait kayaç birimleri yer almaktadır (Şekil 4.4). Temeli oluşturma ve ilk defa Metin vd., (1987) tarafından tanımlanan Paleozoyik yaşlı Afyon metamorfikleri Doğanlar şisti, İscehisar mermerleri ve Deliktaş metakonglomasından oluşturmaktadır (Tolluoğlu vd., 1997). Temel kayaçlar üzerine açısız uyumsuzlukla Alt Miyosen yaşlı (Saraç, 2003) Yeniköy Formasyonu çökelleri gelmektedir. Yeniköy formasyonu Karakaya Volkanitlerinin tabanını oluşturan egemen litolojilerini piroklastiklerin oluşturduğu Seydiler İgnimbiriti tarafından uyumsuzlukla örtülür. Seydiler ignimbiriti üstünde Alt-Orta Miyosen yaşlı Karakaya Volkanitlerinin efüzif volkanizma ürünleri diskordan olarak yer almaktadır. Karakaya volkanitleri mineralojik/petrografik ve jeokimyasal özellikleri dikkate alınarak bu çalışmada yeniden tanımlanmıştır. Tanımlanan bu volkanikler; Seydiler ignimbiriti, İscehisar bazaltik trakiandeziti, Çalışlar trakiandeziti, Ağın trakiti ve Karakaya lamporiti olarak isimlendirilmiştir. Karakaya volkanitleri, Orta Miyosen yaşlı Gebeceler formasyonunun gölsel çökelleriyle (Akpınar Kireçtaşı sinsedimanter ilişki göstermektedir. Gebeceler formasyonun gölsel çökelleri üzerine uyumsuz olarak çakıtaşı, kumtaşı, çamurtaşı düzensiz ardalanmasından meydana gelen Erdemir Formasyonu gelir. En üstte ise güncel tortul olarak alüvyon bulunmaktadır. Biriminlerin genelleştirilmiş kolon kesiti Şekil 4.5 'de verilmiştir.

İSCEHİSAR (AFYONKARAHİSAR) VE YAKIN ÇEVRESİNİN JEOLJİ HARİTASI



Şekil 4.4. İscehisar ve çevresinde yüzlek veren Karakaya volkanitlerine ve çevreleyen birimlere ait genel jeoloji haritası (1:100000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından değiştirilerek alınmıştır).

4.2.1. Afyon metamorfileri

Afyon ve çevresinde bulunan metamorfik birimler Metin vd., (1987) Afyon metamorfikleri ve Tolluoğlu vd., (1997) tarafından Afyon Metasedimanter Grubu şeklinde tanımlanmışlardır. Afyon metamorfiklerini Devoniyen öncesi bir yaş aralığına sahip Doğanlar şisti, Orta- Üst Devoniyen yaşlı İscehisar mermerleri ile Permiyen yaşlı Deliktaş Metakonglomerası oluşturmaktadır.

| ÜST SİSTEM | SİSTEM | SERİ | FORMASYON | ÜYE | KALINLIK | DİKME KESİTİ | KAYA TÜRÜ AÇIKLAMASI | | | |
|------------|----------------------|-----------|-----------------------|---|-----------|---|---|--------|--|--|
| SENOZOYİK | KUVATERNER | | Alüvyon | | | | Çakıl, kum, kil, silt boyutunda malzeme | | | |
| | Pliyosen | | Erdemirler Formasyonu | | 30-50 m | | Orta, kalın tabakalanmalı, değişik cins kayalara ait yuvarlak çakıllı, kum, mil ara katkılı, gevşek çimentolu karasal konglomera. | | | |
| | Alt-Orta Miyosen | GEBECELER | KARAKAYA VOLKANİTLERİ | Akpınar Kçt | 220 m | | Altta karasal konglomera, kumtaşı ardalanması, orta düzeyleri görsel beyazımsı, gri renkli marn killi kireçtaşı ardalanması, üst düzeyleri beyaz renkli gözenekli, yer yer silisifiye kireçtaşından oluşmuştur. | | | |
| | | | | Karakaya Lamproiti | | | Kızılımsı kahverenkli, masif yapıllı yer yer anklav içeren | | | |
| | | | | Çalıklar, Akın, Trakandazlı, Trafiti | | | Koyu gri, gri renlerde, akıntı yapıllı | | | |
| | | | | İscehisar, Seydiler, İmrahoğlu, Trabandazlı | | | Siyahımsı, koyu renkli, çoğunlukla küresel ayrışma gösteren akıntı yapıllı | | | |
| YENİKÖY | | | | 300 m | | Siyahımsı, kırmızımsı koyu renkli, küresel ayrışma gösteren, yoğun gaz boşluğu | | | | |
| | | | | | | İğnibirirlerden ve tüflerden oluşmuştur pomza taneleri, metamorfik kayaç parçaları ve kuvars kristalleri içerir | | | | |
| | | | | | | Üst düzeyleri kilitaşı, çamurtaşı, miltaşı ve mamlardan oluşmuştur. Orta düzeyleri kömür zonları kapsar. | | | | |
| PALEOZOYİK | AFYON METAMORFİTLERİ | | | | 190-300 m | | Yuvarlaklaşmış kuvarsit çakıllarından oluşmuştur. Matriksi kuvars-biyotit-muskovit şistidir. Çakıllar çok belirgin olup basınca dik olarak uzamışlardır. Yer yer porfiroblastik doku gösterir. | | | |
| | | | | | | Doğanlar Şisti | İscehisar Mermerleri | 300 m | | Saf, ince kristalli, şeker dokulu, beyaz krem, siyah ve değişik renlerde, büyük bloklar verebilen, çok kalın katmanlanma sunan mermerlerdir. Yer yer porfiroblastik doku gösterir. |
| | | | | | | | Doğanlar Şisti | 2000 m | | Kuvars, muskovit, serisit şist, kuvars, albit, klorit şist, metakumtaşı, metakonglomera, mermer ve kalsişten oluşmaktadır. |

Şekil 4.5. Çalışma alanının genelleştirilmiş kolon kesiti (Metin vd, 1987'den değiştirilerek alınmıştır).

Doğanlar Şisti

Harita alanının (Şekil 4.4) güneydoğu ve kuzeybatı alanlarında oldukça geniş alanlarda yüzlek veren ve Afyon metamorfitlelerinin tabanını oluşturan şistler, (Tolluoğlu vd., 1997) tarafından Doğanlar şisti olarak isimlendirilmiştir.

Doğanlar şisti ayrışma yüzeylerinde koyu gri, kahverengi, sarımsı, morumsu ve yeşilimsi, kırık yüzeylerinde ise; kahve, koyu kahve, sarımsı ve açık gri genellikle metasedimanter kayaçlardan oluşur. Bu kayaçlar genel olarak; albit-klorit-muskovit-biyotit-kuvars şistlerden meydana gelir. Yapraklanma, şistozite ve klivaj yapıları belirgin olarak bulunur. Çok ince şekillerde gelişmiş olarak foliasyon düzlemlerine sahiptirler (Şekil 4.6). Granoblastik doku yaygındır (Tolluoğlu vd., 1997) Doğanlar şisti orta-düşük dereceli yeşil şist fasiyesinde ait bir birimdir.

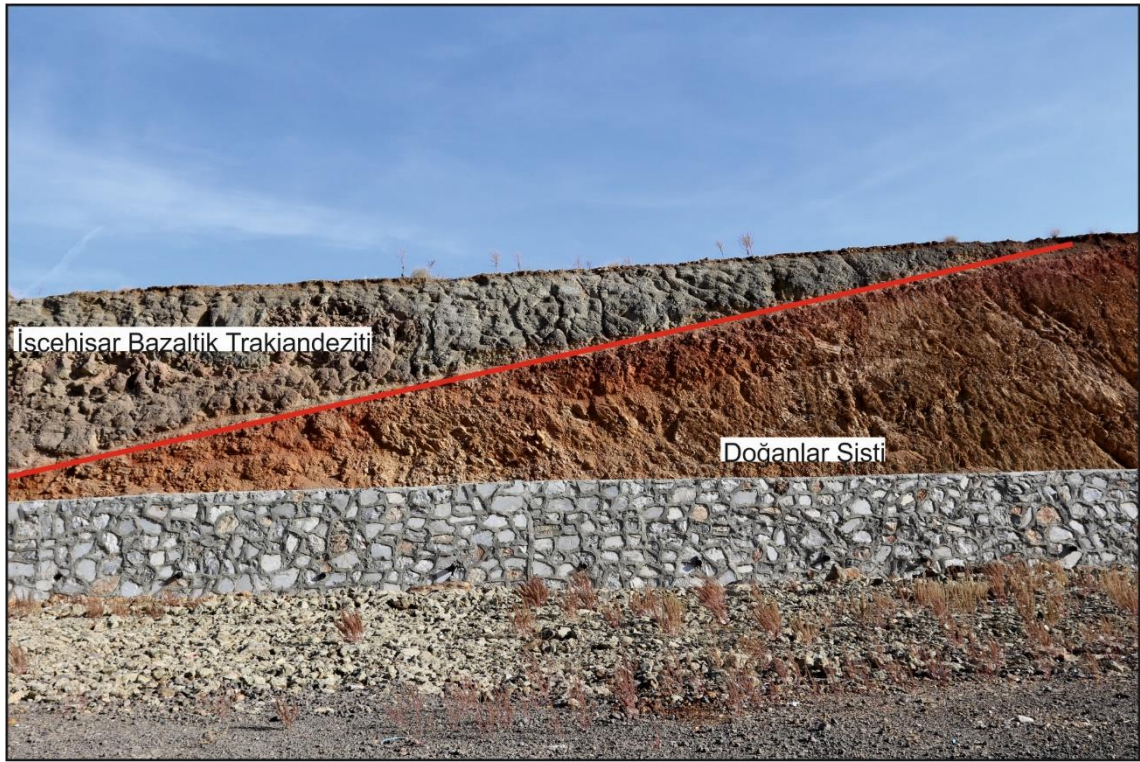


Şekil 4.6. İsehisar güneyinde gözlenen kahverengi, koyu gri ayrışma yüzeylerine sahip Doğanlar şistinde gözlenen klivaj düzlemlerinden görünüm.

Tabanı gözlenemeyen formasyon Permiyen yaşlı İsehisar mermerleri tarafından uyumsuzlukla üzerlenmektedir. Olukpınarı güneyi, Sağırlar, Konarı ve Cevizli köyleri

çevresindeki mostralarında Karakaya volkanitlerinin tabanını oluşturan Seydiler ignimbriti, Seydilerin doğusunda Demirkale tepe ve İscehisar'ın yaklaşık 1-1,5 km güneydoğusunda ise Karakaya volkanitlerie ait efüzif lavlar tarafından diskordan olarak örtülür (Şekil 4.7).

Formasyon İhsaniye metamorfik karmaşığı'nın (Özcan vd., 1980) üst bölümü dışında kalan kısmı, Göktepe Metamorfikleri (Göncüoğlu vd., 1996) ve Afyon temel karmaşığı (Gürsu ve Goncuoglu, 2008), Çalışlar Şisti (Metin vd., 1987) ile denetleştirilebilir.



Şekil 4.7. Gebeceler köyü kuzeydoğusunda yüksek hızlı tren yol çalışmasında gözlenen Doğanlar şisti üzerine diskordansla gelen Karakaya Volkanitlerinden görünüm (Kuzeyden Bakış).

İscehisar Mermerleri

Afyon Mermerleri olarak bilinen bu birim adını inceleme alanında yer alan İscehisar (Afyon) ilçesinden almıştır. Birim daha önce (Tolluoğlu vd., 1997) tarafından Orta Üst Devonyen yaşlı İscehisar mermeri adıyla çalışılmıştır.

Tabanda gri, sarımsı bej ve beyaz renkli olup üste doğru mor, menekşe renklidirler Genel olarak kalın ve masif tabakalı olan birim, üst seviyelerinde orta tabakalanma gösterir. Orta-ince kristalli olan mermerlerde kalsitlerden başka, küçük kristaller şeklinde, seyrek olarak kuvars ve muskovit kristalleride bulunur. Mermerlerin kalınlığı yaklaşık olarak 500 m'dir. Birim İncehisar ilçe merkezinin güneyinde, KB-GD doğrultusu boyunca 5-5,5 km uzunluğunda 1,5 km genişliğinde bir alanda yayılım göstermektedir. Harita alanında Çobanlar şistini uyumsuzlukla üzerlemektedir.

Birim Arıkayası Formasyonu (Akdeniz ve Konak, 1979) ile denetleştirilebilir. Birimin yaşı; Tolluoğlu vd, (1997) tarafından Orta-Üst Devonyen, Metin (1987) tarafından ise Orta-Üst Triyas olarak belirtilmiştir.

Deliktaş metakongloması

Formasyon çakıltası, kuvarsit, şist ve dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Tolluoğlu vd. (1997) tarafından isimlendirilmiş olan formasyon pembe, gri renkli, orta-kalın tabakalı taban çakıltalarıyla başlar. Kuvarsit, şist ve kristalize kireçtaşından oluşan çakıllar kötü derecelenmeli olup yönlenebilir. Çakıltaları üzerine ise pembe-beyaz renkli, kalın tabakalı, yer yer masif görümlü kuvarsitler ile formasyonun egemen litolojisini oluşturan pembe, mor, kahverenkli kuvars-mikaşistler yer alır.

İnceleme alanında formasyon genç birimlerle örtüldüğünden tavan ve taban ilişkisi gözlenmemektedir. Yanal yönde kalınlığı oldukça değişken olup yaklaşık 100-300 m kalınlık sunar.

Metamorfizma nedeniyle çalışma alanında herhangi bir fosil bulgusu yoktur. Ancak stratigrafik konumu ve jeolojik korelasyon gereği birimin yaşı; (Şahin ve Ünlügenç, 2014) tarafından Permiyen olarak belirtilmiştir. Formasyon; Eldes Formasyonu (Özcan vd. 1988), Derbent formasyonu (Eren, 1993) ve Deliktaş Metakongloması (Gürsu ve Göncüoğlu, 2008) ile denetleştirilebilir.

4.2.2. Yeniköy formasyonu

Beyaz, beyazımsı gri renkli orta tabakalı, yumuşak volkanosedimanter kayaç arakatlı, genellikle marnlardan oluşan bu formasyon ilk kez Hacıbekir Grubu kapsamında Ercan vd., (1978) tarafından tanımlanmıştır. Altta temel ve Deliktaş Metakongloması üzerine uyumsuz olarak gelir. Kiltası aradüzeyleri ile desimetrik kalınlıklarda kömür damarları bulundurulur.

Birimin kalınlığı 25-100 m arasında değişkenlik sunmaktadır. Formasyon, Seydiler İgnimbiriti tarafından uyumsuzlukla örtülür. Birimin yaşı Alt Miyosen'dir (Saraç, 2003).



Şekil 4.8. Yeniköy formasyonuna ait volkanosedimanter kayaç ara katkılı marnlardan genel görünüm.

4.2.3. Karakaya Volkanitleri

İlk kez Metin vd., (1987) tarafından 'Karakaya bazaltı' adıyla tanımlanan birim, Alt-Orta Miyosen boyunca aralıklarla devam eden Afyon volkanizmasının trakibazalt, bazaltik trakiandezit, trakiandezit bileşim aralığındaki lavlarla simgelenen bölümünü yansıtır. Erkan vd., (1996) Afyon yöresindeki volkanitleri, Afyon'un kuzeyinde kalanları kuzey volkanitler şeklinde isimlendirilmiş olup, volkanitleri lav yayılmaları olarak tanıtmışlardır. Aydar vd., (1998) ise lavların lamproitik bir magmanın ürünü olduklarını belirterek bunları lav akmaları ve daykları şeklinde meydana geldiğini açıklamışlardır. Birimin yaşı Besang vd., (1977) tarafından 11,60 My, Prelevic vd., (2012) tarafından 15,37 – 16,08 my olarak tanımlanmıştır.

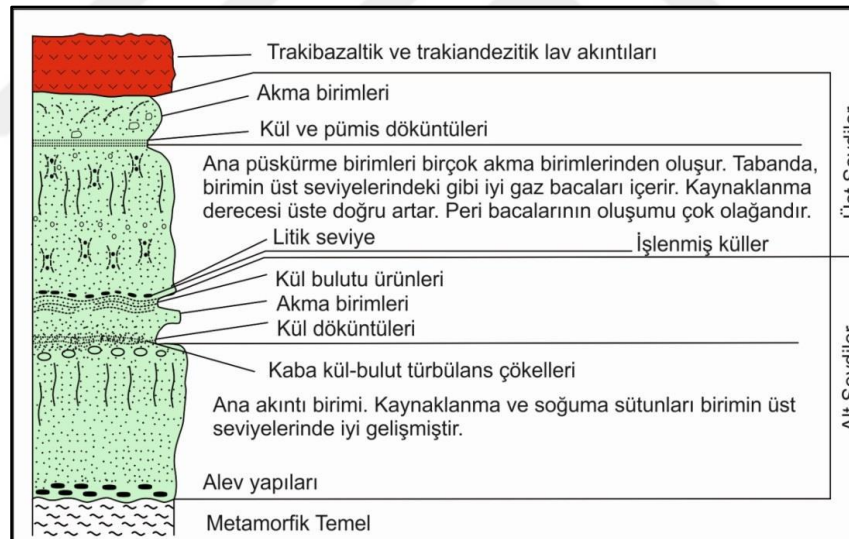
Harita alanında büyüklü, küçüklü birçok alanda mostraları bulunan volkanitlere ait afirik lavlar en geniş yayılımı İscehisar'ın kuzeydoğusu ve Karakaya köyü çevresinde bulunur. Ayrıca;

güneydoğuda Konarı köyü çevresinde, kuzeydoğuda Avlu tepede ve kuzeyde Ağın dağında yayılımlar gösterir.

Daha önce tek bir birim olarak tanımlanan ve sadece afirik lavları temsil ederek haritalanan bu volkanitler, göstermiş oldukları mineralojik-petrografik ve jeokimyasal karakteristiklerine göre beş farklı volkanik birime ayrılmıştır. Bu birimler: (1) Seydiler İgnimbiriti (2) İsehisar bazaltik trakiandeziti; (3) Çalışlar trakiandeziti; (4) Ağın trakiti; (5) Karakaya lamproiti'dir.

Seydiler İgnimbiriti

Birim ilk kez Afyon kuzeyinde çalışan Aydar vd., (1998) tarafından tanımlanan Seydiler ignimbiritleri şeklinde tanımlanmıştır. Birim çoğunlukla ignimbiritlerden ve tüflerden oluşmaktadır (Şekil 4.9).



Şekil 4.9. Seydiler İgnimbiritlerinin genelleştirilmiş sütun kesiti (Ölçeksiz), (Aydar vd., 1998'den alınmıştır).

Birim Afyon-Ankara karayolunda Köroğlu beli mevkisinden başlayarak kuzey batıda Olukpınar köyüne kadar uzanan bir alanda gözlenir. Piroklastik akıntı ürünü olarak tanımlanan birim içerisinde pomza taneleri, metamorfik kayaç parçaları ve kuvars kristalleri bulunur. Aydar vd., (1998) birim içinde gözlemledikleri resedimente tüfler ve paleosol oluşumları nedeni ile birimin iki evrede oluştuğunu belirterek, birimi Alt Seydiler ignimbiriti ve Üst Seydiler ignimbiriti şeklinde incelemişlerdir. Birim genellikle pekişmemiş veya zayıf pekişmiş olarak

izlenmesine rağmen, pekişmiş bölümler kaldera çevresini oluşturan Alt Seydiler ignimbiritinin üst seviyelerinde gözlemlenmektedir. İyi kaynaklanmış olan alt kesimleri (Şekil 4.10) başlangıç kısmından başlayarak Karakaya köyüne kadar uzanır. Alt Seydiler ignimbiritinin pekişmemiş kesimleri beyaz ve gri renklerde izlenirken, pekişmiş bölümler ise sarı ve kırmızımsı tonlarda görülmektedir (Aydar vd., 1998).



Şekil 4.10. İyi kaynaklanmış, orta sert ve sütunsal şekilde yapılar sunan Seydiler İgnimbritinin alt kesiminden görünüm (Güneydoğudan bakış).

Seydiler köyü ve İscehisar güneybatısındaki alanlarda ise ince-orta boyutlu küllerden oluşan ignimbritler kötü kaynaklanmış, yumuşak ve dağınık özellikler gösterirler (Şekil 4.11).



Şekil 4.11. Seydiler köyü ve çevresinde orta-ince boyutlu küllerden oluşan kötü kaynaklanmış ignimbritler (Kuzeydoğudan bakış).

Karakaya köyünün hemen güneybatısında, kötü kaynaşmış ignimbritler içinde görsel bir ortamda meydana gelmiş olan diyatomit ve opal oluşumları mevcuttur. Opal oluşumları ayrıca Beslerkuyu mevkinde de yaygın olarak görülür. Opaller ince-orta tabakalı olup, gevşek kırılma gösterirler. Sarımsı, kırmızımsı, yeşilimsi, beyazımsı ve grimsi renk ve renk tonlarındadır (Şekil 4.12).

Önceki çalışmalarda birimin yaklaşık kalınlığı 200 m olarak belirtilmiştir (Aydar vd., 1998). Seydiler Kasabası ve çevresinde, özellikle Afyon-Ankara karayolunun her iki tarafında kalınlığı toplam 20 m'ye varan, beyaz, beyazımsı sarı ve krem renkli diyatomit seviyelerini kapsamaktadır.



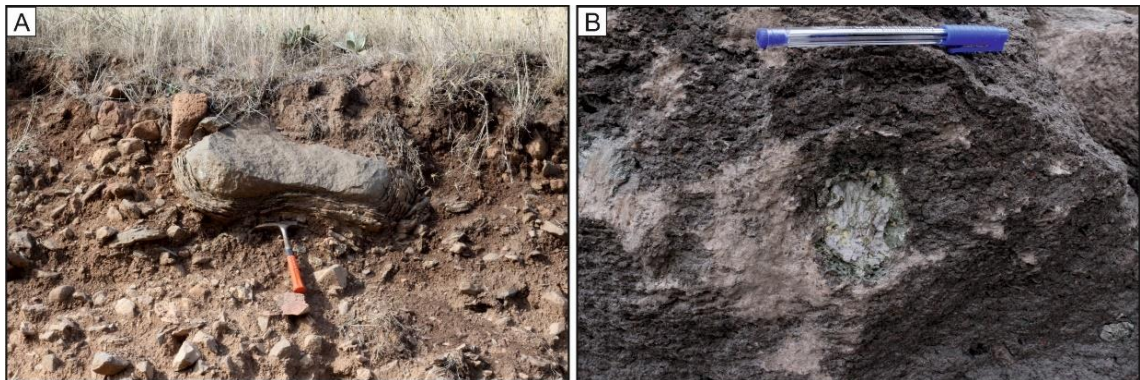
Şekil 4.12. Kötü kaynaklanmış ignimbritler içerisinde gözlenen ince-orta tabakalı opal oluşumları.

Gök vd., (1980) tarafından Karaören volkaniti olarak adlandırılan birim, Metin vd., (1987) tarafından tanımlanan Seydiler İgnimbiriti ile Yalçın (1989) tarafından Kırka (Eskişehir) civarında yapılan çalışmada tanımlanan Karaören formasyonu ile deneştirilebilir.

Seydiler ignimbritinin yaşı konusunda, Yalçın (1989) tarafından inceleme alanının kuzeyinde bulunan Kırka havzasındaki eşleniklerinden $17,8 \pm 0,6$ my K/Ar yaşı alınmıştır. Yine aynı bölgede çalışan Besang vd. (1977) ise tüflerde yaptıkları K/Ar radyometrik yaş çalışmaları sonucunda $21 \pm 0,4$; $18,8 \pm 0,3$; $18,15 \pm 0,15$ ve $18 \pm 0,25$ my yaşları belirlemişlerdir. Bu jeokronolojik veriler ışığında ignimbritler için Burdigaliyen-Langiyen yaşında oldukları söylenebilir.

İscehisar Bazaltik Trakiandeziti

Çalışma alanında bazaltik trakiandezit bilşimli lav akmaları İscehisar ilçe merkezinden başlayarak yaklaşık K-G uzanımlı olarak, Seydiler köyü güneyi, Konarı köyü doğusu ve Göynük köyü kuzeyinde olmak üzere geniş bir yayılım göstermektedir. En geniş yayılımı İscehisar ilçesinde gözlemlenmesinden dolayı birime bu çalışmada '*İscehisar bazaltik trakiandeziti*' adı verilmiştir. Birimin Aydar vd., (1998) tarafından Köroğlu Kalderasının evrimi içinde 'lav yayımları' olarak bahsettiği; kaldera içi ve kenarındaki çatlakların yol açtığı birinci jenerasyon lavları olduğu düşünülmektedir. İscehisar bazaltik trakiandezit birimi, siyahımsı, kırmızımsı taze kırık renklerine sahiptir. Birçok alanda küresel ayrışmalar gösteren lavlarda, özellikle akış yönüne doğru gidildikçe yoğun olarak gaz boşlukları gözlemlenir (Şekil 4.13).

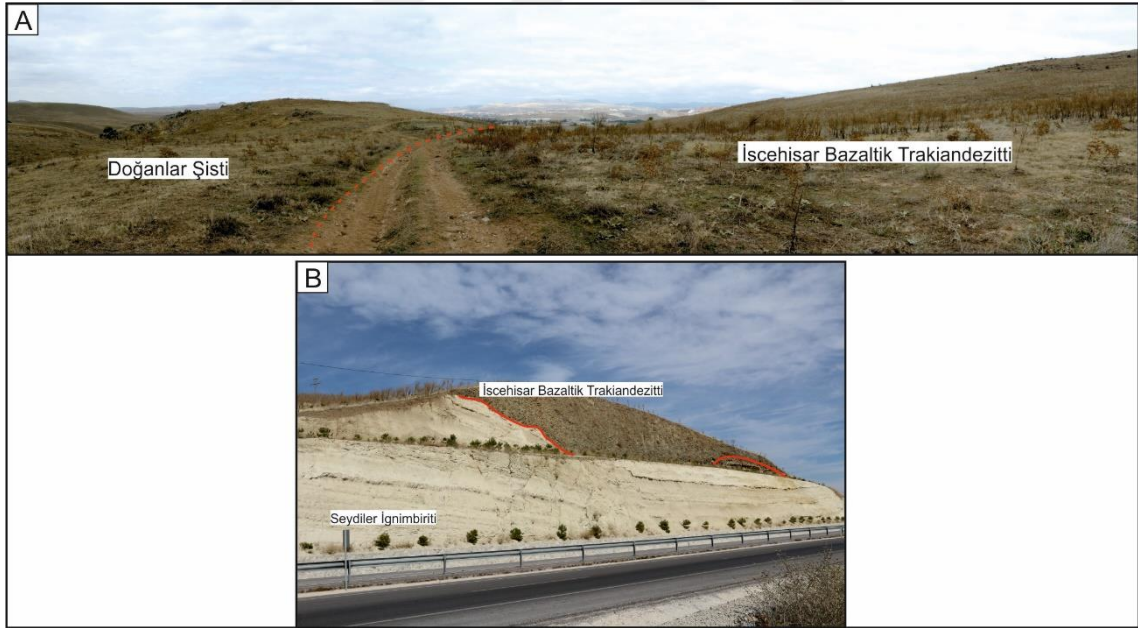


Şekil 4.13. İscehisar Bazaltik Trakiandezit biriminde gözlenen A) Küresel Ayrışma, B) Yoğun gaz boşlukları.

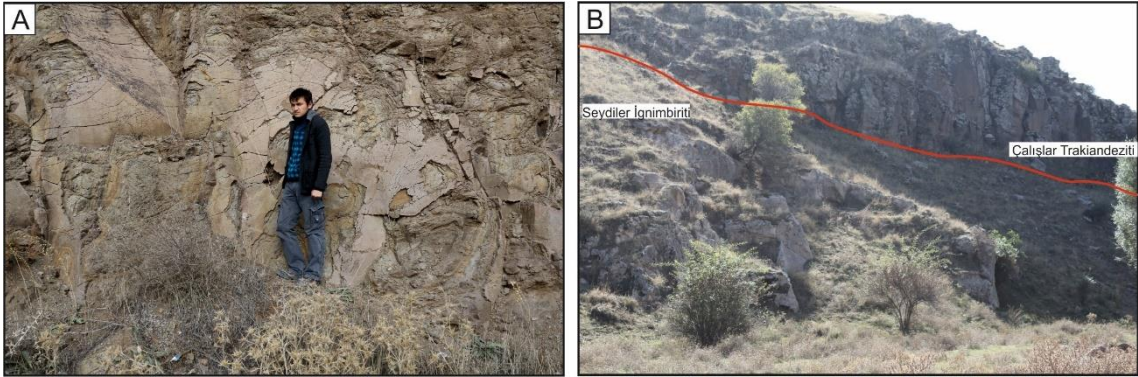
İscehisar bazaltik trakiandeziti birçok alanlarda Seydiler ignimbriti üzerine (Şekil 4.14.B), İscehisar'ın güneydoğusunda ise Doğanlar şistleri üzerine (Şekil 4.14.A) akmış olarak bulunurlar. İscehisar bazaltik trakiandeziti altlarında bulunan ignimbritlerle geçişli oluştuklarından sınırlarını ayıran dokanak her zaman belirgin değildir.

Çalışlar Trakiandeziti

Trakiandezit bileşimli lav akmaları çalışma alanında Çalışlar köyünün kuzey doğusundan başlayarak yaklaşık KB-GD uzanımlı olarak yayılım göstermektedir. Birime bu çalışmada 'Çalışlar Trakiandeziti' adı verilmiştir. Çalışlar Trakiandezit birimi, siyahımsı, koyu gri taze kırık renklerine sahiptir. Birçok alanda küresel ayrışmalar gösterirler ve gaz boşluğu içermezler (Şekil 4.15.A). Çalışlar trakiandeziti, Seydiler ignimbriti üzerine (Şekil 4.15.B) akmış olarak gözlenmektedir.



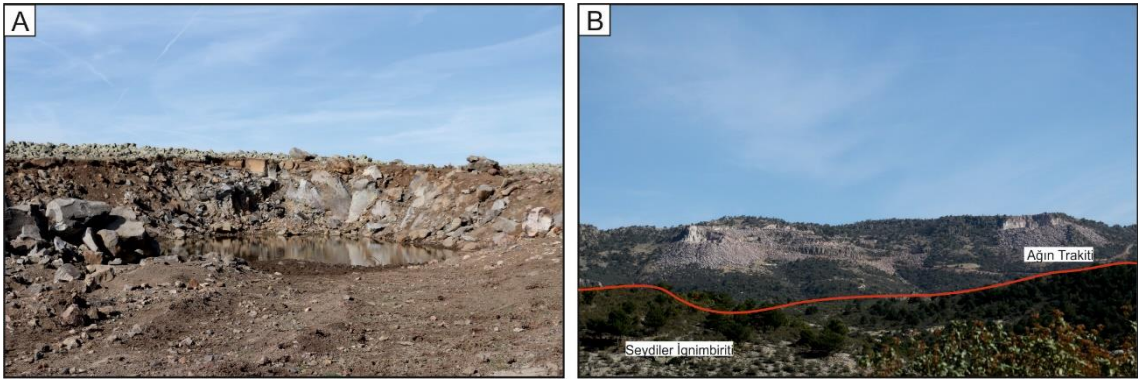
Şekil 4.14. A) Doğanlar şisti üzerine akmış İscehisar bazaltik trakiandezitinden görünüm (Güneybatıdan bakış). B) Afyonkarahisar-Ankara karayolu üzerinde Seydiler İgnimbritlerini keserek onları üzerleyen İscehisar bazaltik trakiandezitinden görünüm (Güneybatıdan bakış).



Şekil 4.15. A) Çalışlar Trakiandezit biriminde gözlenen küresel ayrışma (Kuzeybatıdan bakış) B) Seydiler İgnimbiriti üzerine akmış İschehisar bazaltik trakiandezitinden görünüm (Kuzeybatıdan bakış)

Ağın Trakiti

Çalışma alanında Ağın Dağı ve Bey Dağında trakit bileşimli lav akmaları gözlemlenmiştir. Birime bu çalışmada 'Ağın Trakiti' adı verilmiştir. Ağın Trakiti birimi, koyu gri, gri taze kırık renklerine sahiptir. Çoğunlukla masif yapılıdır (Şekil 4.16.A). Ağın Trakiti, Seydiler İgnimbiriti üzerine (Şekil 4.16.B) akmış olarak gözlenmektedir.

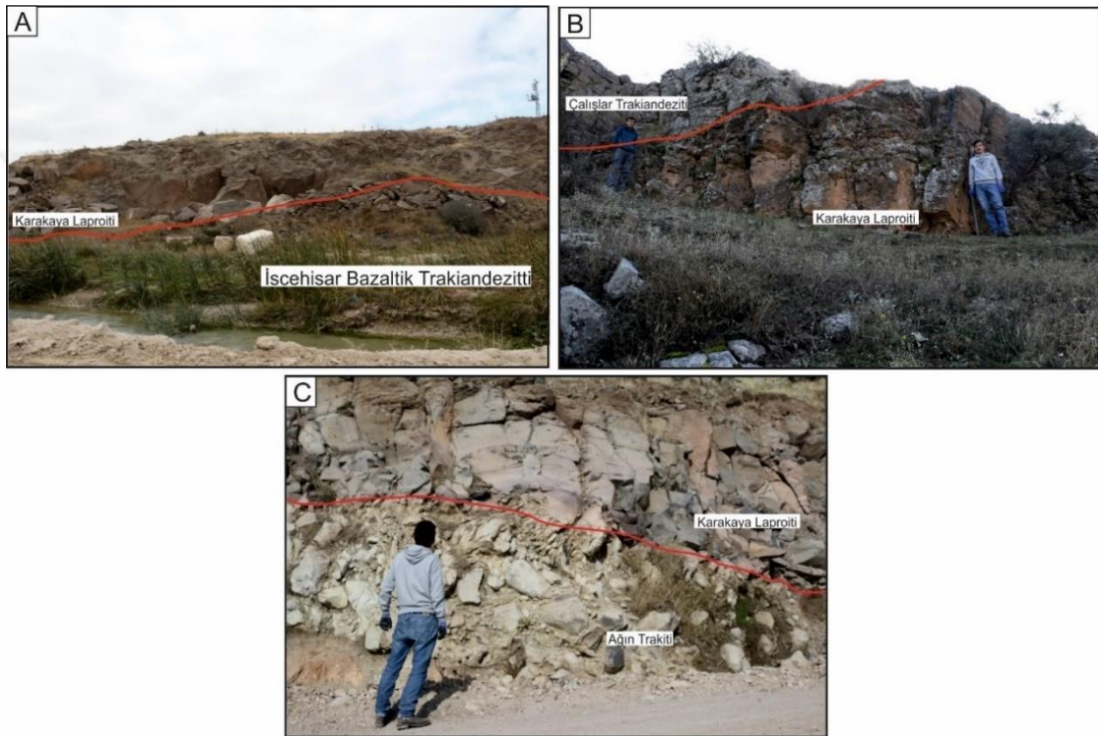


Şekil 4.16. A) Masif Yapılı Ağın Trakitinin genel görünümü (Güneyden Bakış) B) Seydiler İgnimbiriti üzerine akmış Ağın Trakitinden görünüm (Güneybatıdan bakış).

Karakaya Lamproiti

Birimin Aydar vd., (1998) tarafından kaldera dışı ekstrüzyonlar olarak isimlendirilen ikinci jenerasyon lavlar olduğu düşünülmektedir. Bu çalışma kapsamında yapılan mineralojik, petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda birime bölgenin geneline ithafen 'Karakaya

Lamproiti' adı verilmiştir. Bölgede tanımlanmış diğer 3 birimde yataya yakın şekillerde kesmektedir (Şekil 4.17). Gerek bölgede olan Yüksek Hızlı Tren yol çalışmaları gerekse Karakaya Volkanitlerinde gözlenen yüzey alterasyonları nedeniyle birimin sınırlarını tespit edilememiştir. Kızılımsı ve kahve-koyu kahve renklere sahip olması, akıntı yapısıyla ve yer yer anklav içermesi ile arazide diğer birimlerden ayırt edilmektedir (Şekil 4.18)



Şekil 4.17. Karakaya volkanitleri içerisinde tanımlanan Karakaya lamproitinin diğer birimler ile olan ilişkileri.



Şekil 4.18. Karakaya Lamproiti içerisinde gözlenen anklavlar (An: Anklav, Lamp:Lamproit).

4.2.4. Gebeceler formasyonu

Bölgedeki Orta Miyosen karasal tortullaşmasını yansıtan Gebeceler formasyonu, ilk kez Erişen, (1972) tarafından adlandırılmıştır. Birimin adını, Tatlı (1973) ile Metin vd., (1987)'de değiştirmeksizin kullanmışlardır. Önceki çalışmacılar tortul istifin, yönemsiz olarak ayrılan alüvyon yelpazesi çökelleri ve üstte yer alan volkanosedimanter gölsel çökellerden oluştuğunu ve Afyon volkanizmasının tortullaşmasıyla yaşıt türevlerini alttan üste değişen oranlarda kapsadığını söylemişlerdir. Önceki çalışmacılara göre formasyon, genel rengi beyaz, grimsi beyaz renkli, ince-orta-kalın katmanlı, killi kireçtaşı, kumtaşı ve aglomeralardan oluşan Özbek Marn Üyesi, süt beyaz, krem renkli Seydiler İgnimbiriti ile üstte killi ve silis ara bantlı, sert, mikritik kireçtaşlarından meydana gelen Akpınar Kireçtaşı üyesinden oluşur. Bu çalışma kapsamında Seydiler İgnimbiriti, Gebeceler formasyonundan ayrılarak Karakaya Volkanitleri ile birlikte değerlendirilmiştir. Çalışma alanında ise Gebeceler formasyonuna ait Akpınar kireçtaşı üyesi gözlenmektedir.

Akpınar Kireçtaşı Üyesi

Adını en iyi görüldüğü yer olan Akpınar köyünden alan, Akpınar kireçtaşı üyesi başlıca kireçtaşı, marn ve kiltası ardalanmasından (Şekil 4.19) oluşmaktadır. Formasyon Göktaş (2010) tarafından Cevizli formasyonu adı altında incelenmiştir.



Şekil 4.19. Akpınar Kireçtaşı üyesininin çalışma alanındaki genel görünümü.

Üye beyaz-krem renkli, orta-kalın-çok kalın tabakalanmalı, ince kristalli, çok sert, yer yer kil bantlı mikritik kireçtaşından oluşmaktadır. Yaprak fosili izleri taşır. Üye yer yer 15 °'ye yakın eğim kazanmıştır. Üst dokanağı ise bazı kesimlerde Erdemir Formasyonu ile uyumsuz olarak örtülmüştür. Üyenin kalınlığı 220 m civarında olup yaşı Orta Miyosen'dir (Saraç, 2003).

4.2.5. Erdemir Formasyonu

Metin vd., (1987) tarafından Gebeceler formasyonunun üst seviyeleri içinde Erdemir Konglomera üyesi tanımı yapılmış olup, bu çalışmada tanımlanan düzey Erdemir formasyonu adı altında incelenmiştir.

Erdemir formasyonu başlıca çakıl, kum ve yer yer killerden oluşmaktadır. Birim içerisindeki çakıltaşı seviyeleri gri-boz renkli, kalın tabakalanmalı, az pekişmiş, polijenik özelliklidir. Kalınlığı yaklaşık olarak 30-50 m arasındadır.

Orta Miyosen yaşlı Akpınar kireçtaşı üyesi üzerinde uyumsuz olarak izlenir. Ayrıca formasyon içinde gözlenen tüf, andezit ve bazalt çakıllarından dolayı formasyon yaşının Pliyosen olduğu düşünülmektedir (Şahin, 2014).

Bu formasyon, Eren (1993) tarafından Ilgın (Konya) civarında tanımlanan Topraklı konglomerası ile deneştirilebilir (Şahin, 2014).

4.2.6. Alüvyon

Akarsu yataklarında, havza içinde ovalarda biriken kum, çakıl, mil türü tutturulmuş güncel çökellerdir.

5. MİNERALOJİ-PETROGRAFI

İscehisar (Afyonkarahisar) volkanik kayaların mineralojik ve petrografik özellikleri belirlemek amacıyla toplam 46 adet incekesit üzerinde polarizan mikroskop incelemeleri yapılmıştır. Bu kesitler farklı mineraloji ve doku gösteren 5 grup altında toplanmış ve her grup içindeki mineral birlikteliklerine göre sınıflandırılmıştır. Plajiyoklas ve piroksen minerallerince zengin olan kayalarda, kayaç tipine göre farklı fenokristaller görülebilmektedir. Kayaçlardaki matriks ise mikrolitlerce zengin olup, bazı kayalarda bunlara volkanik cam ve mikrokristalen opak mineraller de eşlik etmektedir. Karakaya volkanitlerine ait kayaçların mikroskobik incelemeleri kayaç numaralarına göre Ek 2 'de oluşturulan çizelgede özet olarak gösterilmiştir. Oluşturulan çizelgede kayaçların adları, dokuları, fenokristaller gösterilmiştir. Bu çizelgede bazı örnekler için modal analiz yüzdeleri verilmiştir. Mikroskop incelemeleri, Dumlupınar Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü incekesit laboratuvarında hazırlanan incekesitler üzerinde alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ile gerçekleştirilmiştir.

Alınan örneklerdeki kristal fazların anlaşılması için 10 adet örnekten X-Işınları kırınım desenleri elde edilmiş ve sonuçlar incelenmiştir. X ışını kırınımı analizi (XRD) ile tespit edilen mineral Ek 3'de verilmiştir.

Karakaya volkaniklerinden alınan örnekler Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM)'nde mineral kimyalarının analizleri gerçekleştirilmiştir. Ölçümler, fenokristaller için genelde merkez ve kenar kesimlerinden, mikrolitler için ise merkez kesimden yapılmıştır. Yapılan bu mineral çözümlenmeleri, değişik bileşimdeki kayaçlar üzerinde, kayaçları oluşturan fenokristallerin bileşimlerinin saptanması amacıyla gerçekleştirilmiştir. Mineral kimyası çalışmalarından elde edilen sonuçlar toplu olarak Ek 4 'de verilmiştir.

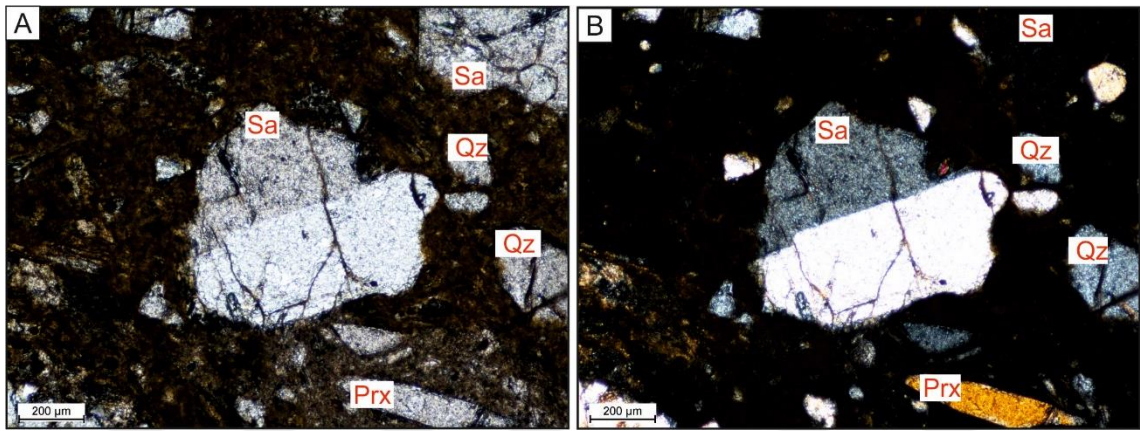
5.1. Seydiler İgnimbiriti

Seydiler ignimbiritinden alınan örnekler üzerinde gerçekleştirilen polarizan mikroskop incelemeleri sonucunda, bu kayaçların plajiyoklas+biyotit+kuvars+opak mineraller±piroksen ±pomza+kayaç parçalarından oluştuğu ortaya konulmuştur. İncelenen örnekler vitrofirik dokudadır.

Feldispat mineralleri, genelde özşekli, orta tane boyunda olup zonlu doku ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Bazı feldispat fenokristallerinin kenarlarından itibaren

opak bir kuşak tarafından çevrelendiği gözlenmektedir. K-feldispat mineralleri içinde de biyotit minerallerinin varlığına rastlanmıştır (Şekil 5.1).

Biyotit mineralleri, ince taneli, uzun, levhamsı şekilli olup, kahve renkli ve tek yönde dilinime sahiptirler. Biyotitlerde yer yer opasitleşmelere rastlanmıştır. İncelenen kesitlerde Şekil 3.2’de olduğu gibi c eksenine dik, tek nikolde yeşil ve açık kahverengi renkte, çift nikolde ikinci dizi girişim renklerine sahip, kuvvetli pleokroizma gösteren biyotit minerali de gözlenmiştir.

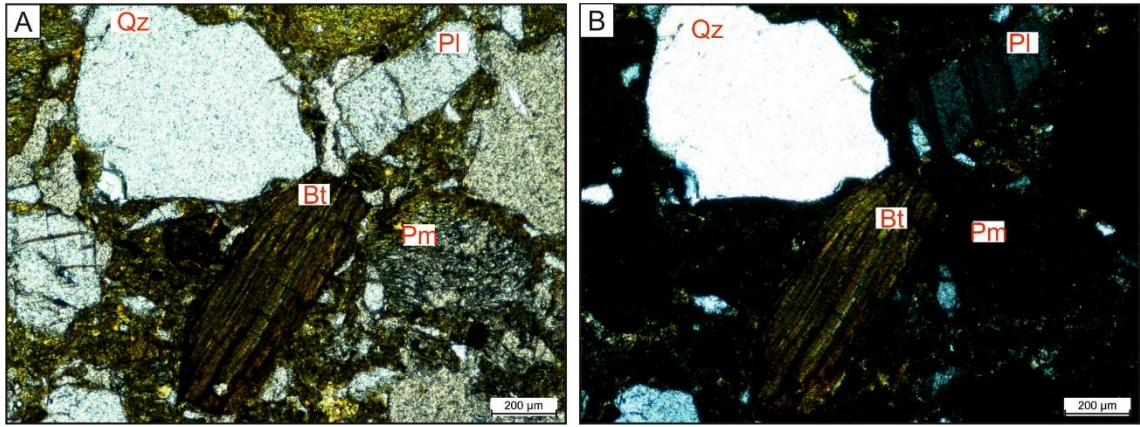


Şekil 5.1. Karlsbad ikizli sanidin fenokrisallerinin A) Tek nikol görünümü B) Çift nikol görünümü (Sa: Sanidin, Qz: Kuvars, Prx:piroksen) (5x büyütme).

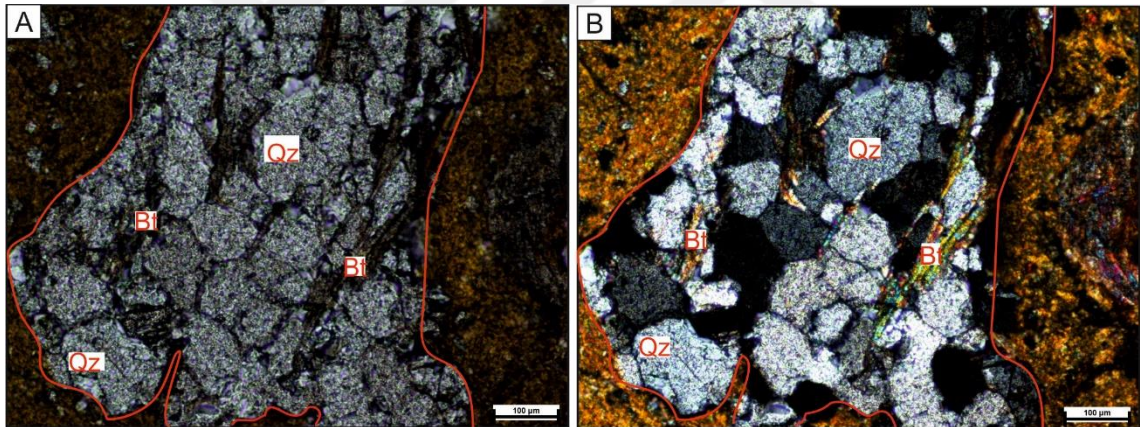
Kuvars mineralleri (Şekil 5.2), magmatik korezyona uğramış yuvarlatılmış, yer yer köşeli kırıklı, bol çatlaklı fenokristalleri tipiktir. Örneklerin bazıları dalgalı sönme gösterir.

Hamur, kahverengimsi renkte olup, yaygın olarak U ve Y şekilli cam kıymıklarından oluşmaktadır.

Pomza örnekleri ise, lifsi dokuda olup, plajiyoklas ve biyotit minerallerinden oluşmaktadır. Bunların hamuru tek nikolde kahverengi, çift nikolde siyah görülmektedir.



Şekil 5.2. Vitrofirik dokuda, kuvars, feldispat, biyotit ve pomza parçaları içeren Seydiler İgnimbiriti ait örneklerin temsili A) Tek nikol görünümü B) Çift nikol görünümü (Qz: Kuvars, Pl: Plajiyoklas, Bt: Biyotit, Pm: Pomza) (5x büyütme).



Şekil 5.3. Seydiler İgnimbiritine ait örneklerde gözlenen yabancı kayaç parçalarının temsili ince kesit görüntüsü A) Tek nikol görünümü B) Çift nikol görünümü (Bt: Biyotit, Qz: Kuvars) (5x büyütme).

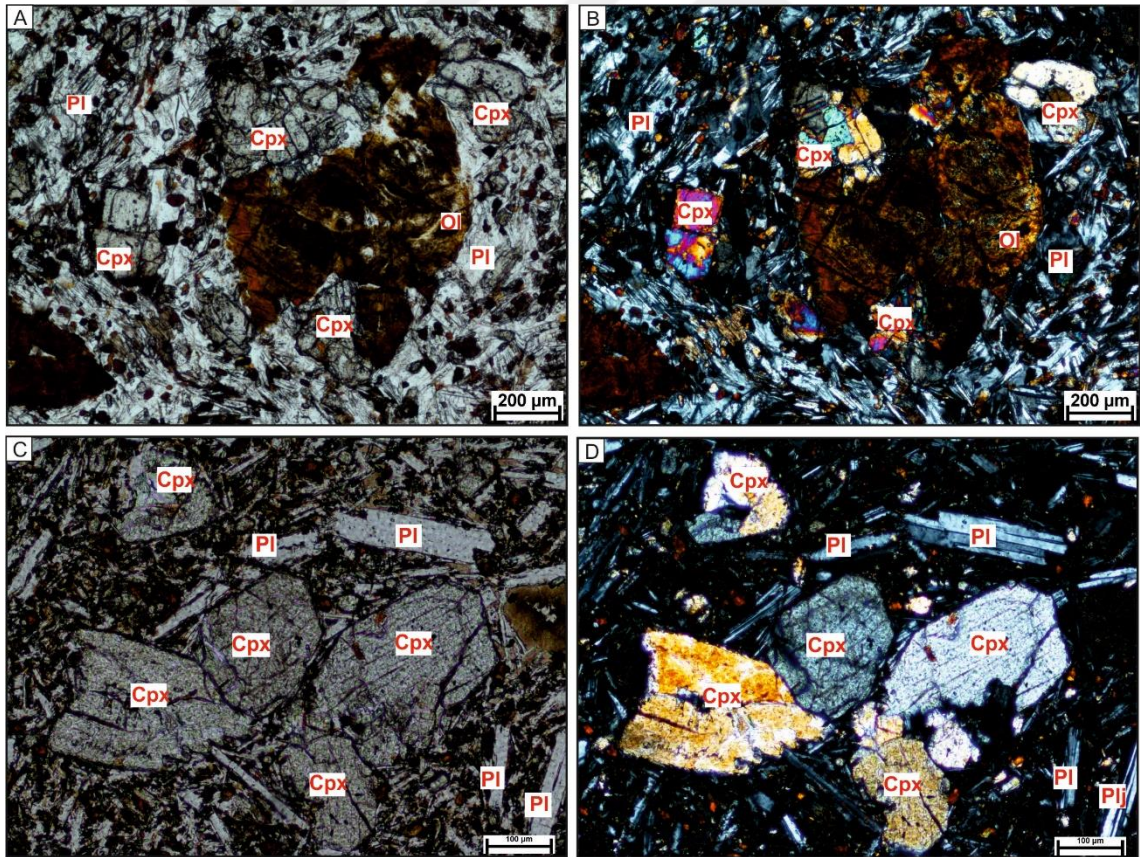
5.2. İsehisar Bazaltik Trakiandeziti

İsehisar bazaltik trakiandezit biriminden alınmış örneklerde olivin içeriklerine göre 2 farklı gruba ayrılmıştır. Birinci grup mineral birlikteliğinde; %10,10-13,60 oranında piroksen, %9,10-5,10 olivin, %1,0-2,4 feldispat ve %0,2-5,4 opak mineral gözlenmektedir. Kayacın yaklaşık %75-70'ini oluşturan hamur fazında ise %55-43,70 feldispat ve %14,50-19,30 oranında piroksen mikroliti bulunmaktadır (Şekil 5.4.A-B). İkinci grup mineral birlikteliğinde %15,10-18,60 oranında piroksen, %1,0-2,4 feldispat ve %0,2-5,4 opak mineral gözlenmektedir. Kayacın

yaklaşık %75-70'ini oluşturan hamur fazda ise %57-45,70 feldispat ve %15,50-20,30 oranında piroksen mikroliti içermektedir (Şekil 5.4.C-D).

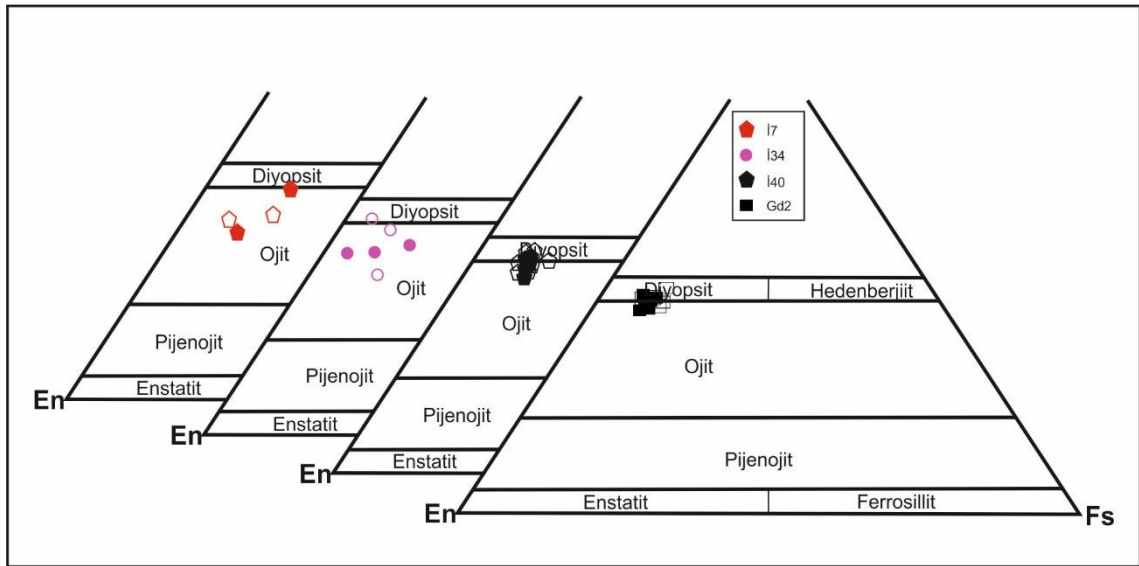
Bu birime ait tüm örnekler hipokristalin porfirik doku ile temsil edilmektedir. Bu grup kayaların en önemli karakteristiği, feldispat gibi hamur içinde bulunan bütün mikrolitlerin yönelmeli olarak akma (trakitik doku) yönüne doğru dizilmiş olmalarıdır Ayrıca; feldispat ve piroksen mineralleri yanyana yapışık olarak kristalleşmiştir (glomeroporfirik doku) (Şekil 5.4).

Piroksen mineralleri, kayaç içerisinde baskın fenokristal fazı oluştururlar. Genellikle idiomorf-hipidiyomorf kristal şekline sahip olup, yer yer polisentetik ikizlenme gösterirler. Polisentetik ikizlenme gösteren piroksen minerallerinde kenar zonları buyunca kemirilme yapıları görülmüştür. Çift nikolde tipik ikinci dizi girişim renklerine sahip olup yeryer çift yönde dilinim gösterirler. Eğik sönme göstermelerinden dolayı klinopiroksen olarak tanımlanmışlardır.



Şekil 5.4. İŖehisar bazaltik trakiandezitlerine ait A-B olivinli örneklerin (5x büyüme). C-D olivinsiz örneklerin (10x büyüme) incekesit görünümüleri (A-C Tek nikol görünümü B-D Çift nikol görünümü) (Pl; Plajiyoklas, Cpx; Klinopiroksen, Ol; Olivin)

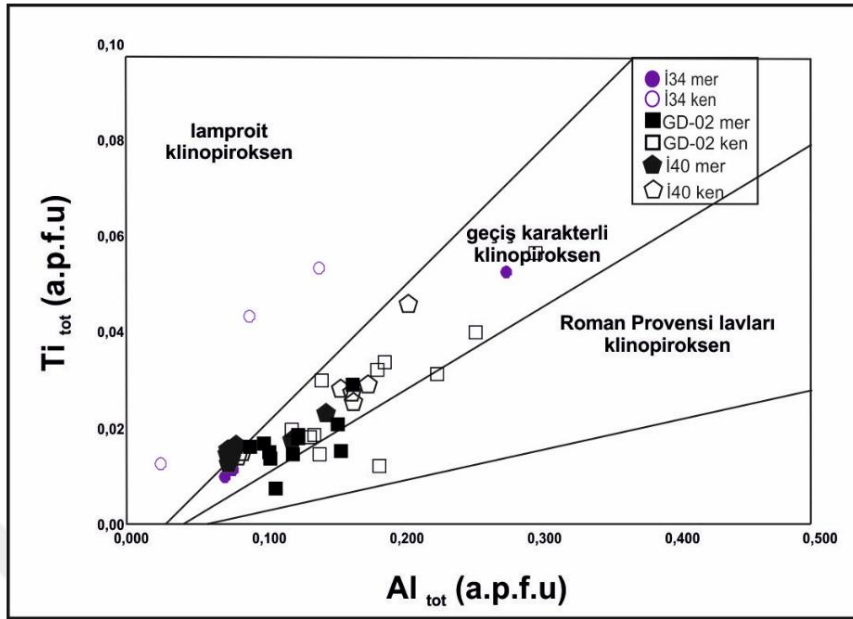
Klinopiroksenler üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası çalışmaları İsehisar Bazaltik trakiandezitlerinden derlenen fenokristallerde yapılmıştır. Elde edilen sonuçların değerlendirilmesinde Morimoto (1989)'nun; Vollastonit (Wo), Enstatit (En), Ferrosillit (Fs) bileşenleri göz önünde bulundurarak yaptığı sınıflama kullanılmıştır. Buna göre; piroksen minerallerinin bileşimleri incelendiğinde kenar değerleri $Wo_{48-5}En_{57-41}Fs_{13-4}$ aralığında bulunmaktadır (EK 5). İsehisar Bazaltik trakiandezitlerinde tespit edilen klinopiroksenlerin ojit ve diyopsit karakterinde olduğu belirlenmiştir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5. İsehisar Bazaltik trakiandezitlerinde bulunan klinopiroksen fenokristallerine ait mineral sınıflaması (Morimoto, 1989).

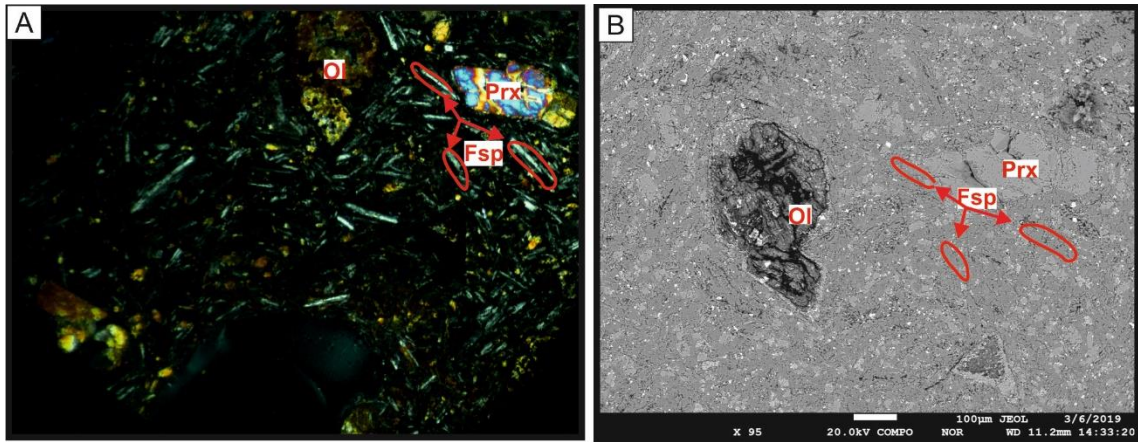
İsehisar bazaltik trakiandezitlerindeki piroksenlerin toplam Ti'e karşı toplam Al değişim diyagramlarında (Conticelli, 1998; Mitchell vd., 1991; Perini ve Conticelli, 2002; Perini vd., 2000) geçiş karakterli klinopiroksen alanına düşmektedir (Şekil 5.6).

Feldispat mineralleri; genellikle prizmatik özşekilli olmakla birlikte, yarı özşekilli, iki kenarından yuvarlaklaşmış ya da kırılmış, bazıları ise tamamen yuvarlaklaşmış biçimdedir. Polisentetik ikizlenme ile karakteristiktir. Az miktarda görülen fenokristaller dışında tipik trakitik dokuyu oluşturan ve akış yönüne paralel dizilen feldispat mikrokristalleri de hamur içinde bol miktarda mevcuttur. Alkali feldispatlardan, sadece sanidin mineralleri az miktarda bulunmaktadır. Sanidinler, hamurda mikrokristaller halinde olup, tipik Karlsbad ikizleriyle tanınırlar.

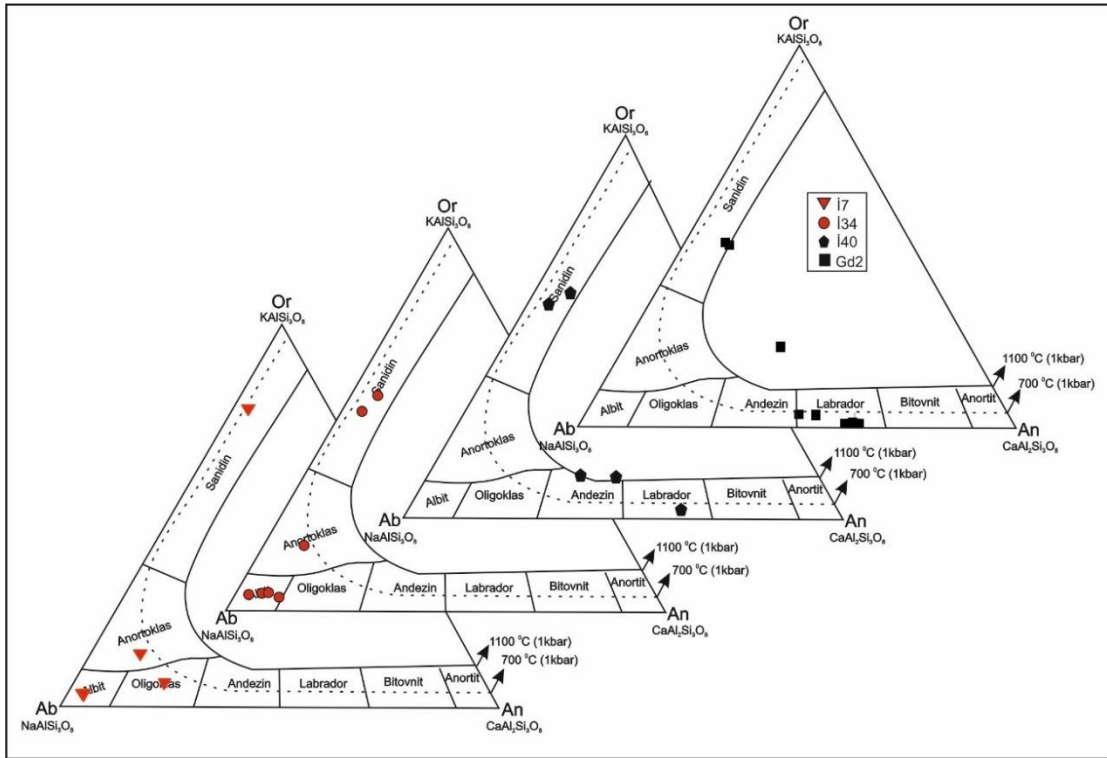


Şekil 5.6. İschehisar Bazaltik trakiandezitlerine ait klinopirosenlerin Ti_{tot} - Al_{tot} diyagramı.

Feldispat mineralleri üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası çalışmaları mikrolitler üzerinden yapılmıştır (Şekil 5.7). Elde edilen sonuçlara ise Deer vd., (1963)'nin Albit (Ab), Anortit (An), Ortoklas (Or) bileşenlerinden oluşan üç eksenli diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 5.8). Buna göre ölçülen feldispatların bileşimlerinin sanidin olduğu tespit edilmiştir. Analizlerde az sayıda albitten labradora kadar değişen plajiyoklas mikrolitlerine de rastlanmıştır. Bu diyagrama kaynak olarak hesaplanan veriler ise EK 6'de verilmiştir.



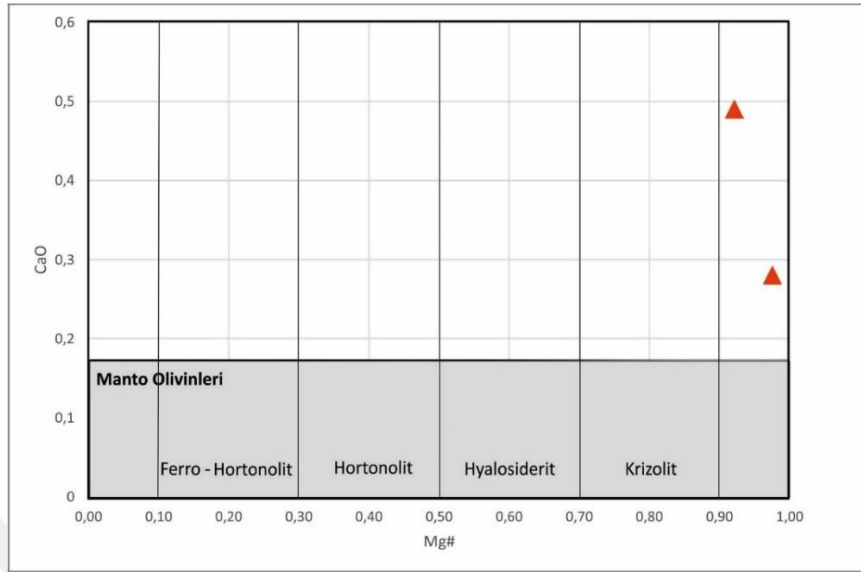
Şekil 5.7. Mineral kimyası analizi için seçilen örneğin A) İnce kesit B) Geri yansıtılmış elektron mikroskop görüntüleri (Ol; Olivin, Fsp; Feldispat, Prx; Piroksen).



Şekil 5.8. İscehisar bazaltik trakiandezitinde bulunan feldispat mikrolitlerinin mineral kimyası sonuçlarına göre sınıflandırılması (Deer, 1963).

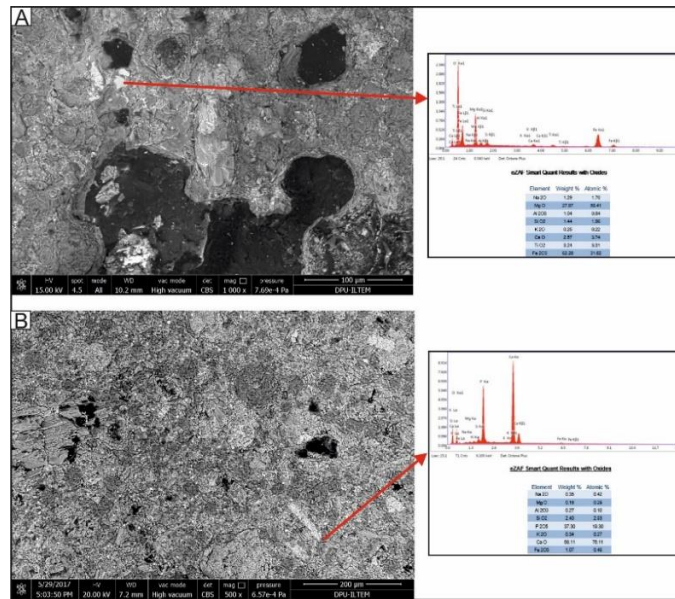
Olivin mineralleri; olivin içeren mineral birlikteliğinde en az rastlanan fenokristaldir. Bu mineraller yuvarlaklaşmış, kenarlarından itibaren kemirilmiş şekilde gözlenmektedir. Çoğunda çatlaklar ve bu çatlaklardan itibaren iddingsitleşmeler gelişmiştir. Olivin kristallerinde opasitleşme yaygın olarak gözlenmektedir. Petrografik incelemelerde olivin olduğu düşünülen çok sayıdaki altere olivin tanesinin ilksel olivin nitelikleri mineral kimyası çalışmaları ile de teyit edilmiştir.

Mineral kimyası çözümlenmeleri Forsterit (Fo), Fayalit (Fa) içeriğine göre yapılmış olup elde edilen sonuçlara göre ölçüm yapılan olivin fenokristalinin forsterit bileşimde olduğu tespit edilmiştir (EK 7). Elde edilen ölçümlere göre en düşük ve yüksek Forsterit içeriği, Fo₉₇₋₈₀ olarak tespit edilmiş olup, Thompson ve Gibson (2000)'e göre magmatik kökenli olivinler alanında yer almaktadır (Şekil 5.9).



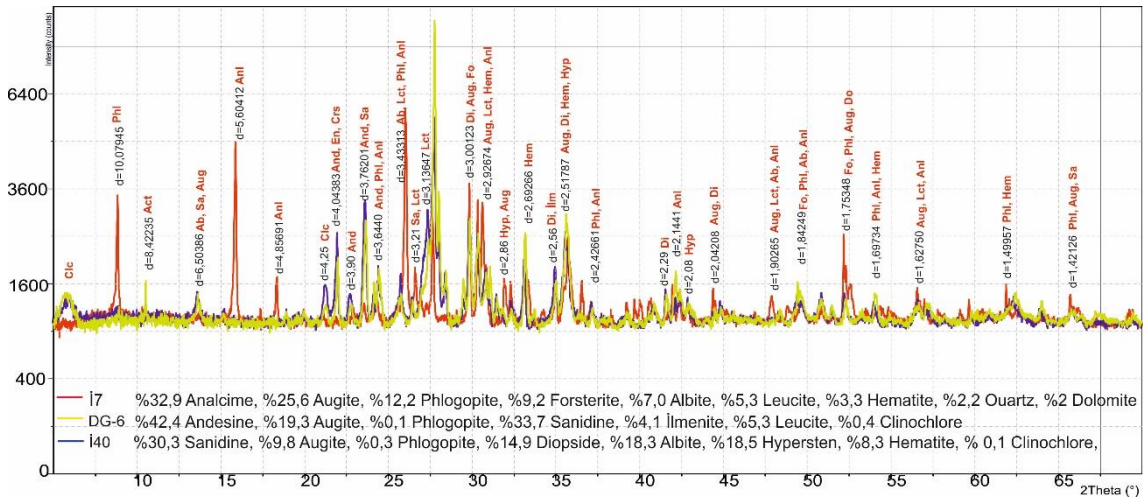
Şekil 5.9. İncehisar bazaltik trakiandezitine ait olivinlerin Mg#- CaO diyagramı. Ayrım çizgisi (Thompson ve Gibson, 2000)'den alınmıştır.

Tali mineraller; genelde hamur içinde yuvarlağımsı şekilde gözlenmekte ve özşekli olanlarına da rastlanmaktadır. Edx çalışmaları ile bu minerallerin çoğunluğunun manyetit olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca apatit kristallerine de rastlanılmıştır (Şekil 5.10)



Şekil 5.10. İncehisar Bazaltik trakiandezitlerine ait örneklerde gözlenen A) Manyetit minerali Geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu B) Apatit minerali Geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu.

İscehisar bazaltik trakiandeziti içerisinde petrografik incelemeler neticesinde ince kristalli olan mineralleri belirlemek ve bünyesinde herhangi bir farklı mineralin olup olmadığını belirlemek amacıyla üç örnek üzerinde XRD analizi yapılmıştır. Bu analizler neticesi polarizan mikroskop ve mineral kimyası çalışmalarını destekler niteliktedir. Kayaç örneklerinin olivin, ojit sanidin, albit, andezin minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 5.11). Ayrıca polarizan mikroskop çalışmalarıyla tespit edilen olivin içeren mineral birlikteliklerine ait XRD analizlerinde lösit ve ansim piklerine rastlanmıştır.

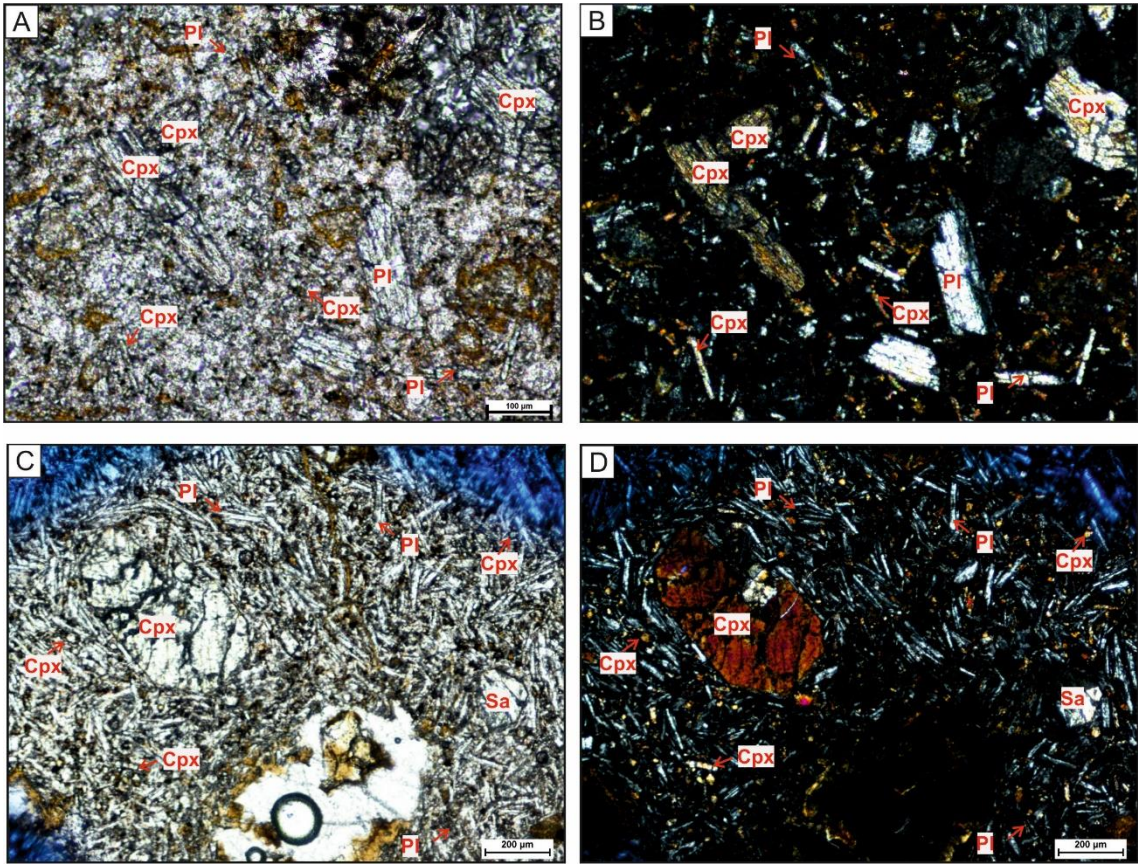


Şekil 5.11. İscehisar Bazaltik Trakiandezitinde olivinsiz mineral birlikteliğine ait XRD difraktogramı (Clc: Klinoklor, Phl: Flogopit, Ab: Albit, Sa: Sanidin, Anl: Analsim, En: Enstatit, Aug: Ojit, Hem: Hematit, Lct: Lösit, Hyp: Hipersten, Do Dolomit, Fo: Forsterit, Ab: Albit, Di: Diyopsit, An: Andezin, Mag: Magnetit).

5.3. Çalışlar Trakiandeziti

Çalışlar Trakiandezitine ait örneklerde %10,5-12,60 piroksen, %5,10-2,60 olivin, yaklaşık %2 oranında feldispat, ve % 2,9-3,9 tali mineral gözlenmektedir. (Şekil 5.12). Örneklerin yaklaşık %75-80 miktarında hamur fazı oluşturur. Bu faz %50,20-42,0 feldispat, %17,80-21,30 piroksen mikrolitleri ile %19,70-14,80 volkanik camdan meydana gelmektedir

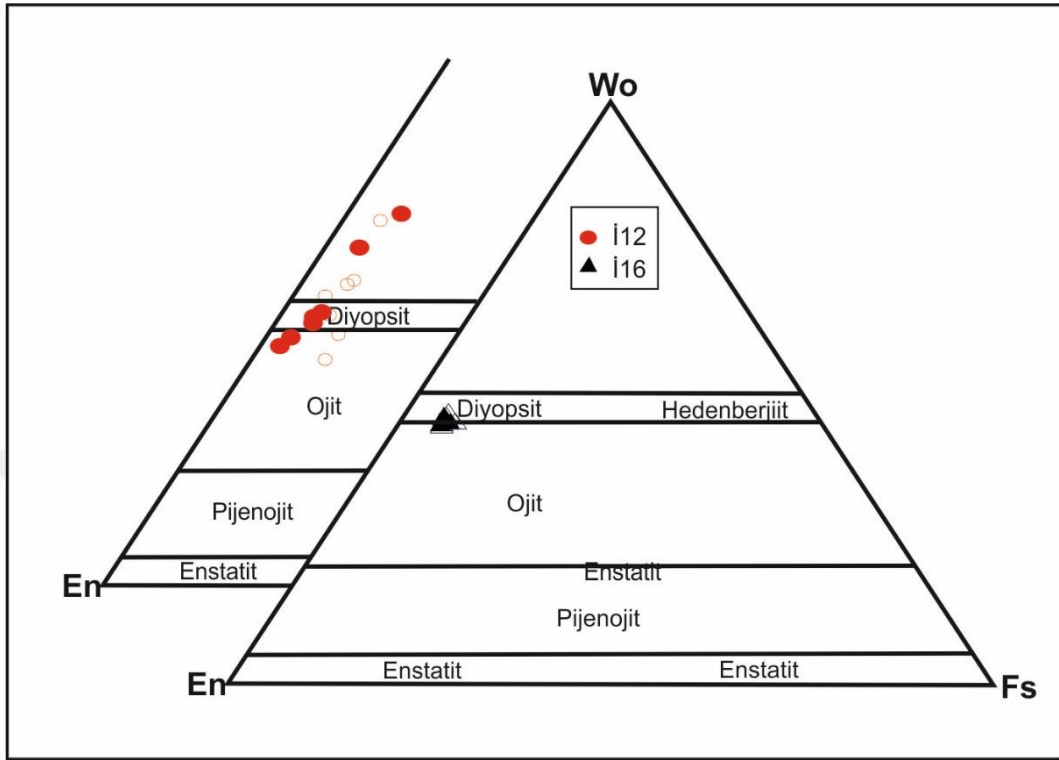
Bu birime ait tüm örnekler de hipokristalin porfirik doku ile temsil edilmektedir. Bu grup kayaçların en önemli karakteristiği, hamur fazın yoğunluğudur ve mikrolitler daha küçük ve incedir (Hiyalopilitik) ve yer yer instersertal dokuya rastlanır. Feldispat ve piroksen mineralleri yan yana yapışık olarak kristalleşmiştir (glomeroporfirik doku)



Şekil 5.12. Çalışlar trakiandezitlerine ait incekesit görünüşleri A-C) Tek nikol B-D) Çift nikol (Cpx; Klinopiroksen, Pl;Plajiyoklas, Sa;Sanidin) (5x büyütme).

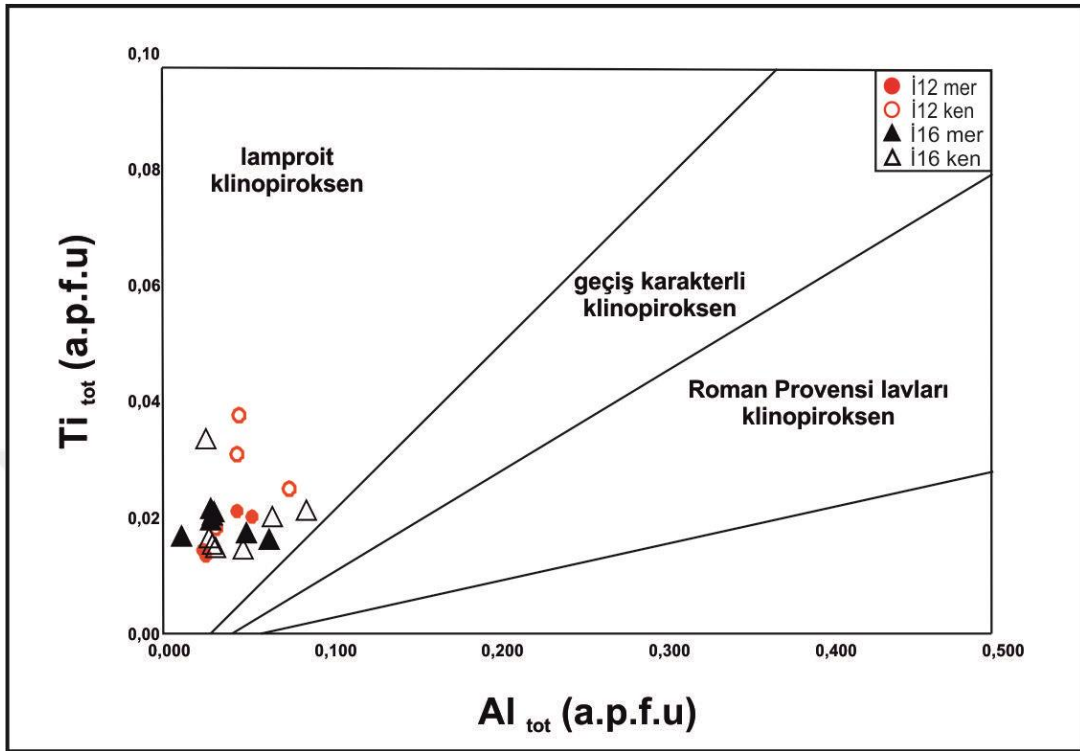
Piroksen mineralleri, kayaç içerisinde iri kristaller halinde baskın fenokristal fazı oluştururlar. Hamurda ise mikrolitler halinde bol olarak bulunmaktadır. Genellikle yarı-özşekilli ve özşekilli kristal şekline sahiptirler (Şekil 5.12). Çift nikolde ikinci dizi girişim renklerine sahiptir. Yer yer çift yönde dilinim gösterirler. Eğik sönme göstermelerinden dolayı klinopiroksen olarak isimlendirilmişlerdir.

Piroksenler üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası çalışmaları Çalışlar Trakiandezitlerinden derlenen fenokristallerde yapılmıştır. Elde edilen sonuçların değerlendirilmesinde Morimoto (1989)'nun; Vollastonit (Wo), Enstatit (En), Ferrosillit (Fs) bileşenleri göz önünde bulundurarak yaptığı sınıflama kullanılmıştır. Buna göre; kenarda, $Wo_{54-45}En_{50-47}Fs_{9-3}$ aralığında değişmektedir (EK 5). Çalışlar trakiandezitine ait örneklerde diyopsit bileşimine rastlanılmıştır. Buna göre derlenen bütün piroksen mineralleri klinopiroksen grubuna ait olduğu bulunmuştur (Şekil 5.13).



Şekil 5.13. Çalışlar trakiandezitinde bulunan piroksen fenokristallerine ait mineral sınıflaması (Morimoto, 1989).

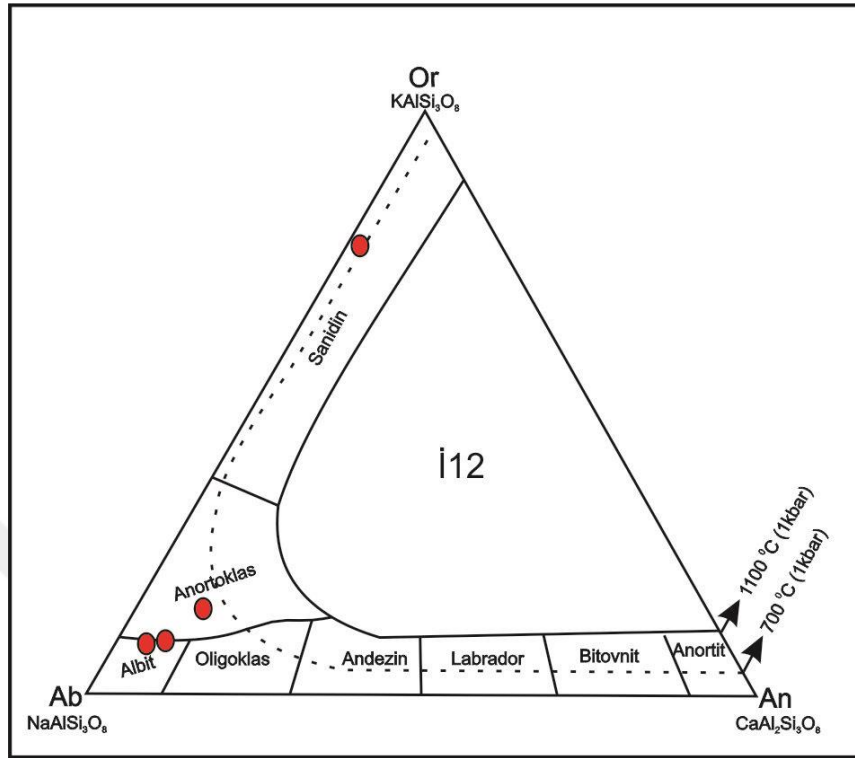
Çalışlar trakiandezitlerinde piroksenlerin toplam Ti'e karşı toplam Al değişim diyagramlarında (Mitchell ve Bergman, 1991; Conticelli 1998; Perini vd., 2000; Perini ve Conticelli 2002), örnekler lamproit klinopiroksen alanına düşmektedir (Şekil 5.14).



Şekil 5.14. Çalışlar Trakiandezitine ait klinopiroksenlerin $Ti_{tot}-Al_{tot}$ diyagramı.

Feldispat mineralleri; Polisentetik ikizlenme ile karakteristiktir. Az miktarda görülen fenokristaller dışında feldispat mikrokristalleri hamur içinde bol miktarda mevcuttur. Feldispatlar, hamurda mikrokristaller halindedirler ve tipik karlsbad ikizleriyle tanınırlar.

Feldispat mineralleri üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası çalışmaları mikrolitler üzerinden yapılmıştır. Elde edilen sonuçlara ise Deer vd. (1963)'nin Albit (Ab), Anortit (An), Ortoklas (Or) bileşenlerinden oluşan üçgen diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 5.15). Buna göre ölçülen feldispatların bileşimlerinin sanidin olduğu tespit edilmiştir. Analizlerde az sayıda albit mikrolitlerine de rastlanmıştır. Bu diyagrama kaynak olarak hesaplanan veriler ise, EK 6'de verilmiştir.

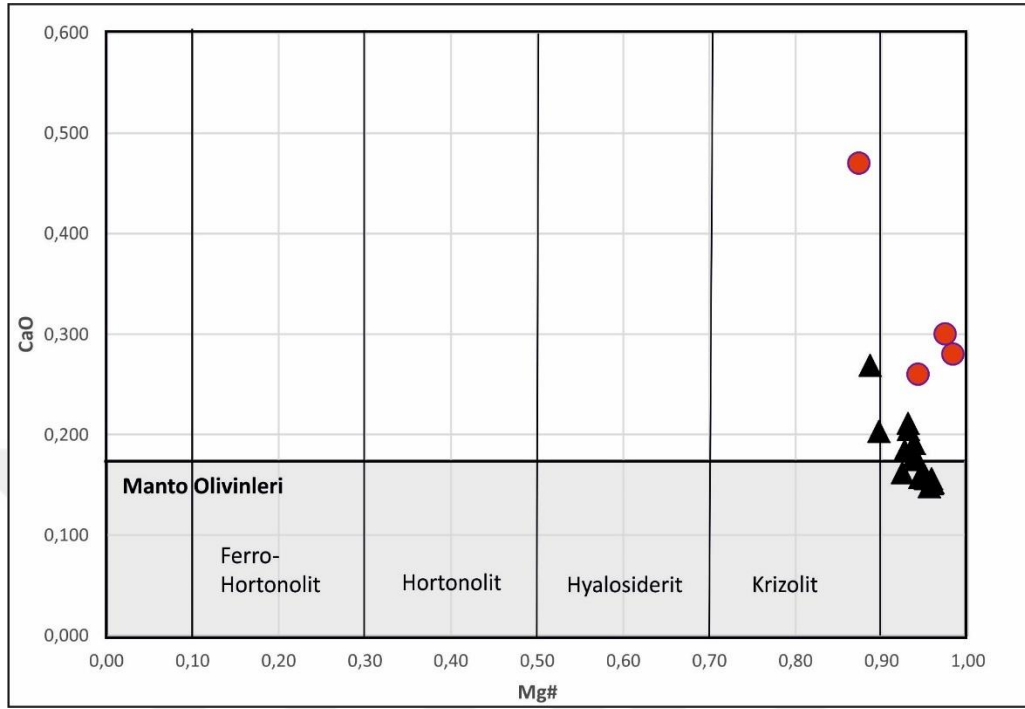


Şekil 5.15. Çalışlar trakiandezitinde bulunan feldispat mikrolitlerinin mineral kimyası sonuçlarına göre sınıflandırılması (Deer, 1963).

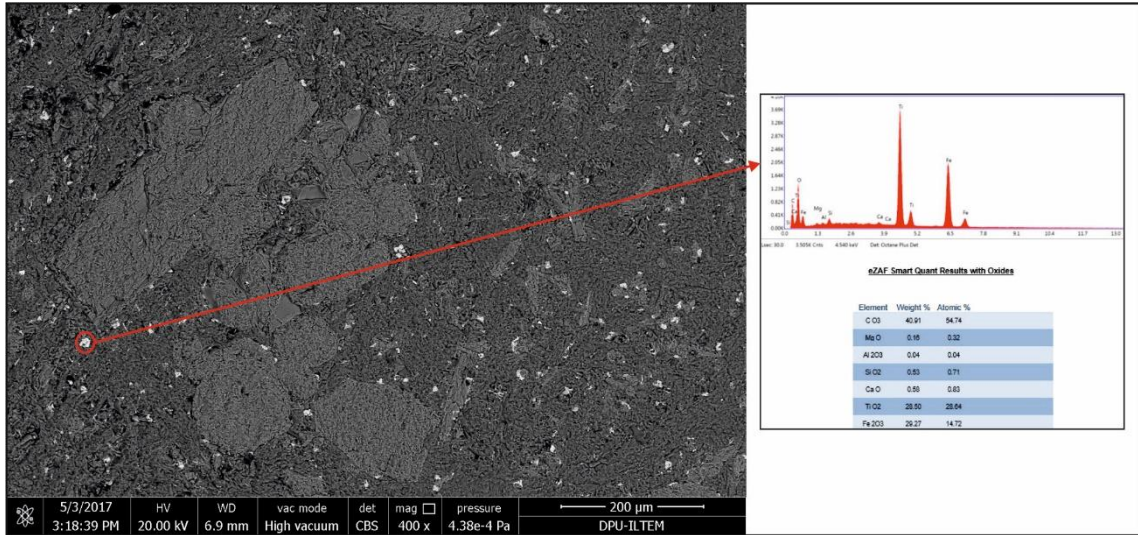
Olivin mineralleri; en az rastlanan fenokristaldir. Bu mineraller yuvarlaklaşmış, kenarlarından itibaren yenmiş şekilde gözlenmektedir. Çoğunda çatlaklardan itibaren iddingsitleşmeler gelişmiştir ve opasitleşme yaygın olarak gözlenmektedir. Petrografik incelemelerde olivin olduğundan şüphelenilen çok sayıdaki altere olivin tanesinin ilksel olivin nitelikleri mineral kimyası çalışmaları ile teyit edilmiştir.

Mineral kimyası çözümlenmeleri Forsterit (Fo), Fayalit (Fa) içeriğine göre yapılmış olup elde edilen sonuçlara göre ölçüm yapılan olivin fenokristalinin forsterit bileşimde olduğu tespit edilmiştir (EK 7). Elde edilen ölçümlere göre en düşük ve yüksek Forsterit içeriği, Fo₉₃₋₈₈ olarak tespit edilmiş olup, Thompson ve Gibson (2000)'e göre çoğunlukla magmatik kökenli olivinler alanında yer almaktadır (Şekil 5.16).

Tali mineraller; genelde hamur içinde yuvarlağımsı şekilde gözlenmekte ve özşekilli olanlarına da rastlanmaktadır. Edx çalışmaları ile bu minerallerin çoğunluğunun ilmenit olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.17).

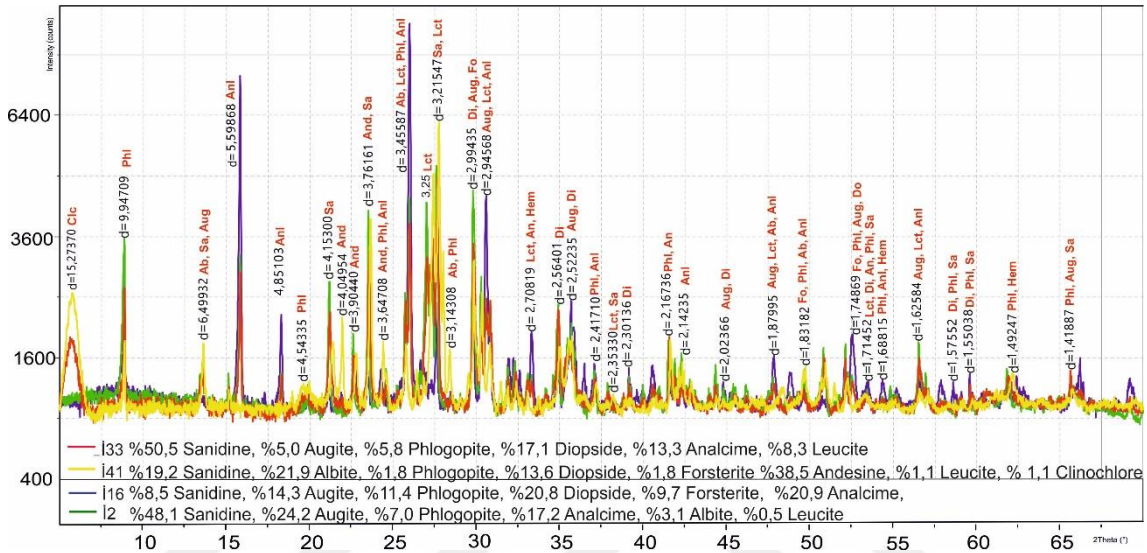


Şekil 5.16. Çalişlar trakiandezitine ait olivinlerin Mg#- CaO diyagramı. Ayrım çizgisi (Thompson ve Gibson, 2000)'den alınmıştır.



Şekil 5.17. Çalişlar trakiandezitlerine ait örneklerde gözlenen manyetit minerali Geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu.

Çalışlar trakiandezitinden yapılan XRD analizleri sonucunda forsterit, flogopit, diyopsit, ojit, sanidin-albit-lösit-analsim mineral birlikteliği tespit edilmiştir. Analizlerde tespit edilen flogopit lösit ve analsimin hamur fazından geldiği düşünülmektedir (Şekil 5.18).

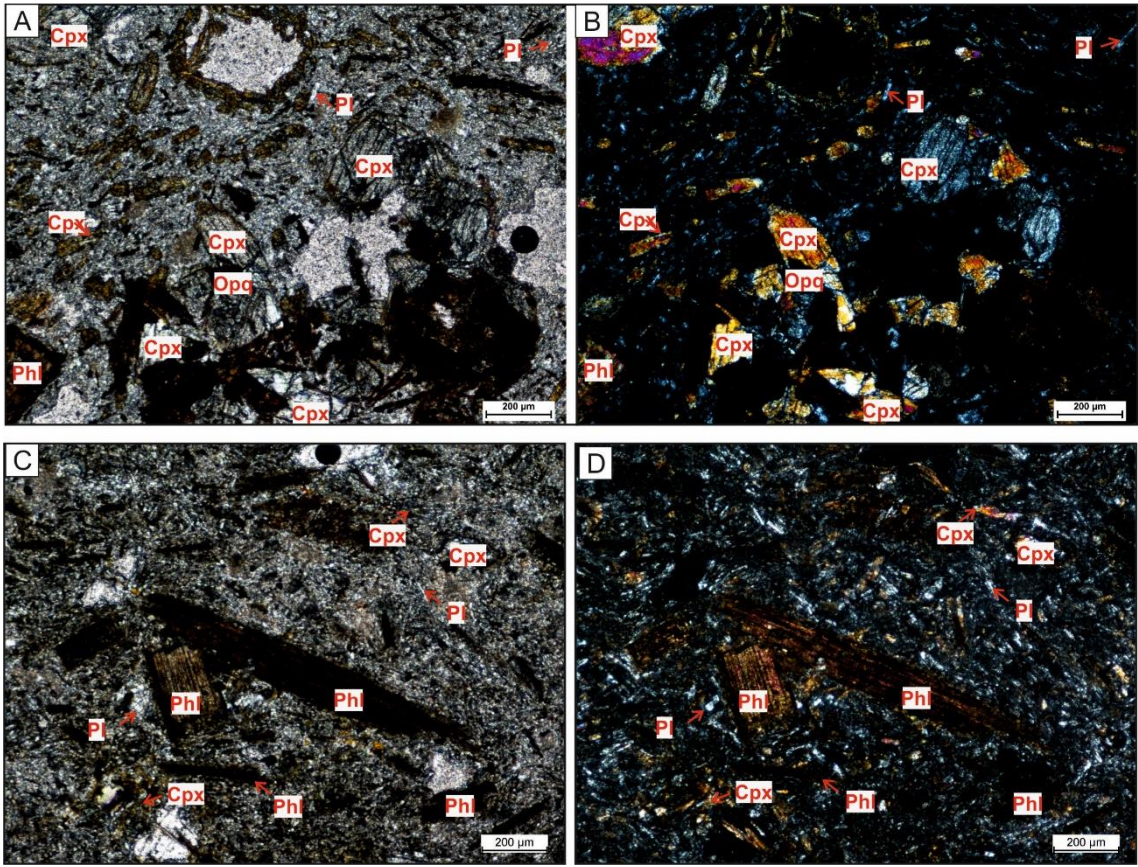


Şekil 5.18. Çalışlar trakiandezitine ait XRD difraktogramı (Clc: Klinoklor, Phl: Flogopit, Ab: Albit, Sa: Sanidin, Anl: Analsim, En: Enstatit, Aug: Ojit, Hem: Hematit, Lct: Lösit, Hyp: Hipersten, Do Dolomit, Fo: Forsterit, Ab: Albit, Di: Diyopsit, An: Andezin, Mag: Magnetit).

5.4. Ağın Trakiti

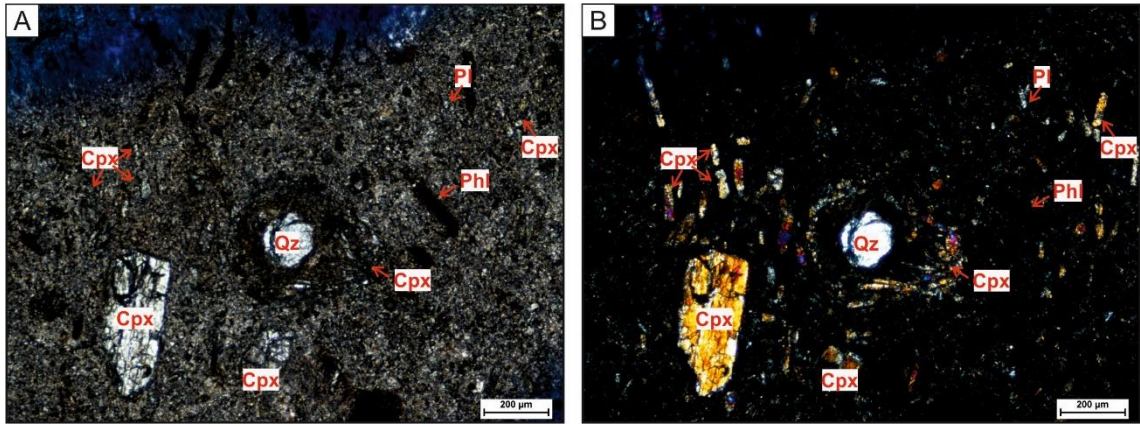
Çalışlar trakiandeziti ile dokusal ve mineralojik olarak benzer karakterdedirler. En temel farklılıkları Ağın Trakitlerinin bol oranda flogopit kristalleri içermesidir. Çalışlar trakiandezitine ait örneklerde %13,018,70 piroksen, %10,70-7,10 mika ve %4,6-2,7 tali mineral birlikteliğine rastlanılmıştır (Şekil 5.19). Örnekler yaklaşık %70 oranında hamur fazından oluşur. Hamur faz %33,60-48,40 feldipat, %22,30-9,60 piroksen mikrolitleri ile %15,80-13,40 volkanik camdan meydana gelmektedir.

Bu birime ait tüm örnekler hipokristalin porfirik doku ile temsil edilmektedir. Poikilitik bir dokunun hâkim olduğu örneklerde feldispat ve piroksen mineralleri yanyana kristalleşmiştir (glomeroporfirik doku) (Şekil 5.19).



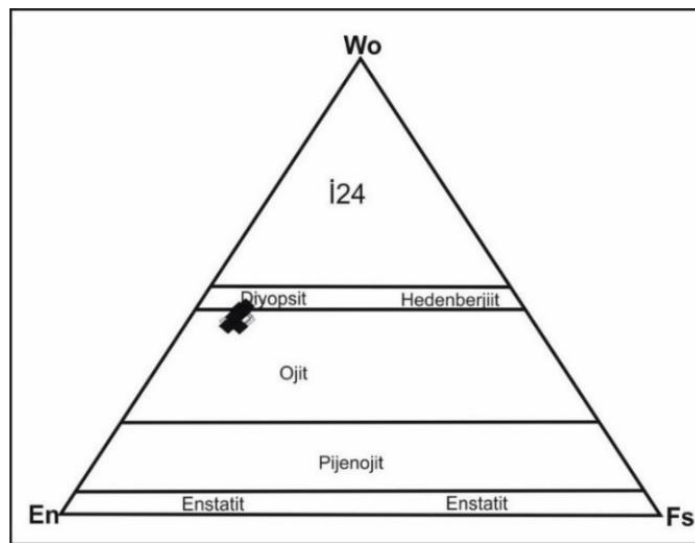
Şekil 5.19. Ağın Trakitine ait incekesit görünümüleri A-C) Tek nikol B-D) Çift nikol (Cpx; Klinopiroksen, Pl; Plajiyoklas, Phi; Flogopit, Opq; Opak mineral) (5x büyütme).

Piroksen mineralleri iri tanel prizmatik ve levhamsı fenokristaller olarak görüldükleri gibi, yuvarlağımsı ve iğnemsı kristaller olarak hamurda mikrolitler şeklinde de bulunurlar. Soluk yeşilimsi tonlarda pleokroizma gösterirler. Piroksen mineralleri iğnecikleri şeklinde bazı kayalarda görülen kuvars fenokristallerini sararak bir reaksiyon kuşağı meydana gelmiştir. Bu durum mağma karışımının olduğu şeklinde yorumlanmıştır (Şekil 5.20).



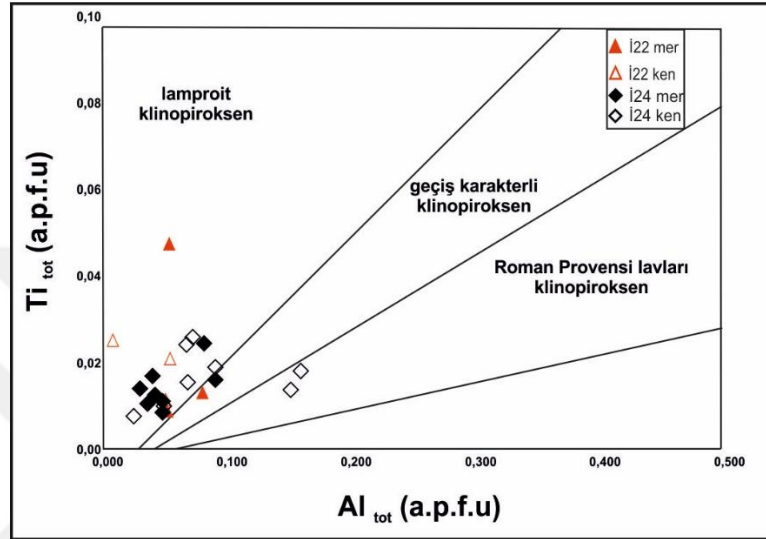
Şekil 5.20. Ağın trakitinde gözlenen kuvars kristalini iğnecikler halinde sararak reaksiyon kuşağı meydana getiren piroksen minerallerinin A) Tek nikel B) Çift nikel (Cpx; Klinopiroksen, Pl; Plajiyoklas, Phi; Flogopit, Qz: Kuvars) (5x büyütme).

Piroksenler üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası çalışmaları Ağın trakitlerinden derlenen fenokristallerde yapılmıştır. Elde edilen sonuçların değerlendirilmesinde Morimoto (1989)'nun; Vollastonit (Wo), Enstatit (En), Ferrosillit (Fs) bileşenleri göz önünde bulundurarak yaptığı sınıflama kullanılmıştır. Buna göre; piroksenlerde kenarda, $Wo_{65-43}En_{51-43}Fs_{8-1}$ aralığında değişmektedir (EK 5). Elde edilen grafikler incelendiğinden Ağın trakitlerinde bulunan piroksenler ojit karakterlidir. Buna göre derlenen bütün piroksen mineralleri klinopiroksen grubuna ait olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.21).



Şekil 5.21. Ağın trakitinde ait piroksen fenokristallerine ait mineral sınıflaması (Morimoto, 1989).

Ağın trakitlerinde bulunan piroksenlerin toplam Ti'e karşı toplam Al değişim diyagramlarında (Mitchell ve Bergman, 1991; Conticelli 1998; Perini vd., 2000; Perini ve Conticelli, 2002), örnekler lamproit klinopiroksen alanına düşmektedir (Şekil 5.22).



Şekil 5.22. Ağın Trakitine ait klinopiroksenlerin Ti_{tot} - Al_{tot} diyagramı.

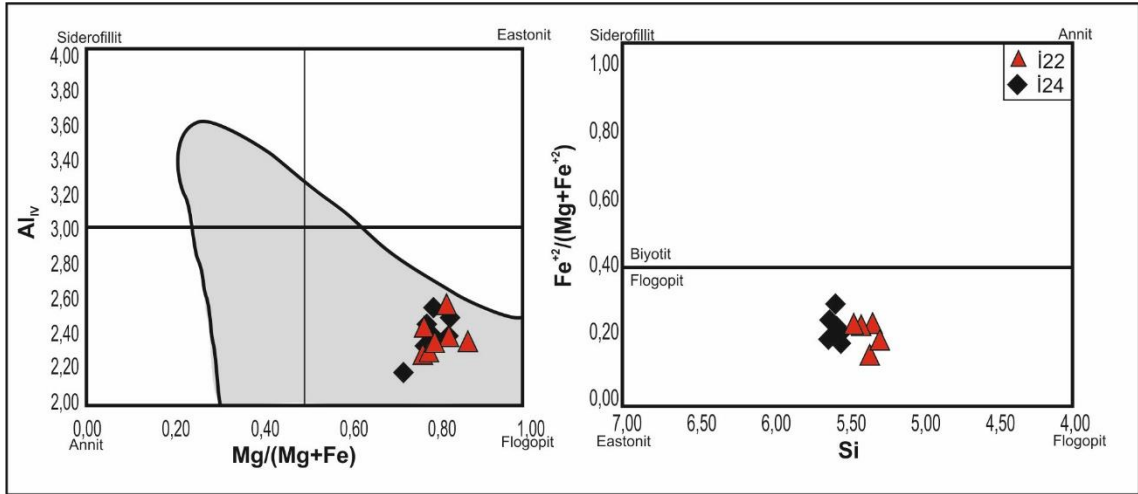
Mika mineralleri ince iğnemsî, seyrek olarak levhamsı ve prizmatik şekillerde bulunurlar. Kristaller diğer minerallerde olduğu gibi hidrotermal eriyiklerin aşındırıcı etkilerini gösterirler. Bunun sonucu olarak kristallerin kenarlarında opaklaşmalar meydana gelmiştir. Hamurda mikrolitler şeklinde bulunan mikalar ise tamamen opaklaşmışlardır. Levhamsı mika minerallerinde uzun eksen yönünde gelişmiş mükemmel dilinimler vardır. Kahverengi pleokroizma gösterirler.

Mika minerallerinde yapılan mineral kimyası çalışmaları çalışma alanından örneklenen Ağın trakitlerine ait kesitler mika kristalleri üzerinde yapılmıştır. Ölçümlerden elde edilen sonuçlara göre (EK 5), mika mineralleri flogopit grubu olarak tespit edilmiştir. Buna göre elde edilen sonuçlar Deer vd., (1966) tarafından mika minerallerinin $Mg\#(Mg/Fe+Mg)$ ve Al^{VI} değerleri kullanılarak isimlendirilmiştir (Şekil 5.23).

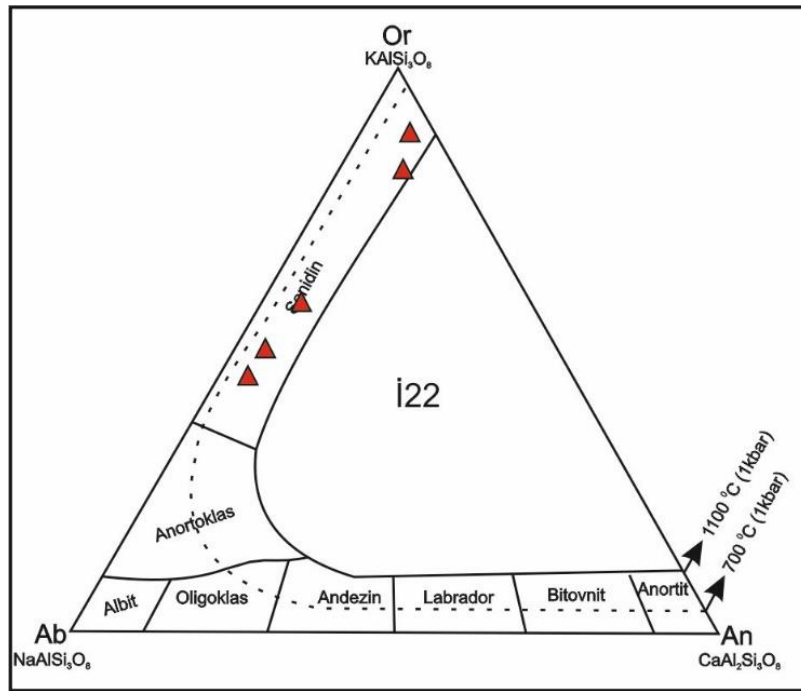
Feldispat Mineralleri ise hamur içerisinde ince uzun mikrolitler şeklindedir. Tek nikelde renksiz, çapraz nikelde gri, beyaz renklerdedir. Çoğunlukla albit ikizi gösterirler.

Feldispat mineralleri üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası çalışmaları mikrolitler üzerinden yapılmıştır. Elde edilen sonuçlara ise Deer vd. (1963)'nin Albit (Ab), Anortit (An),

Ortoklas (Or) bileşenlerinden oluşan üçgen diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 5.24). Buna göre ölçülen feldispatların bileşimlerinin sanidin olduğu tespit edilmiştir. Bu diyagrama kaynak olarak hesaplanan veriler ise EK 6’de verilmiştir.

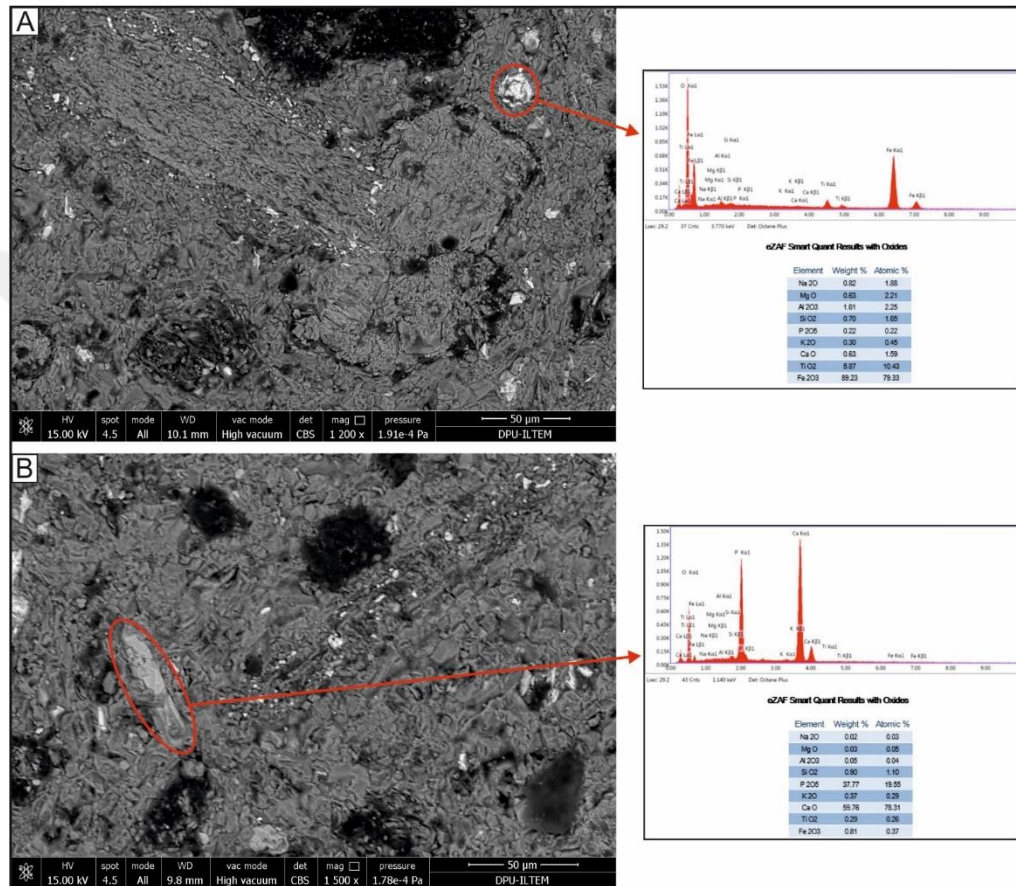


Şekil 5.23. Mika mineralleri için isimlendirme diyagramı (Deer vd., 1966).



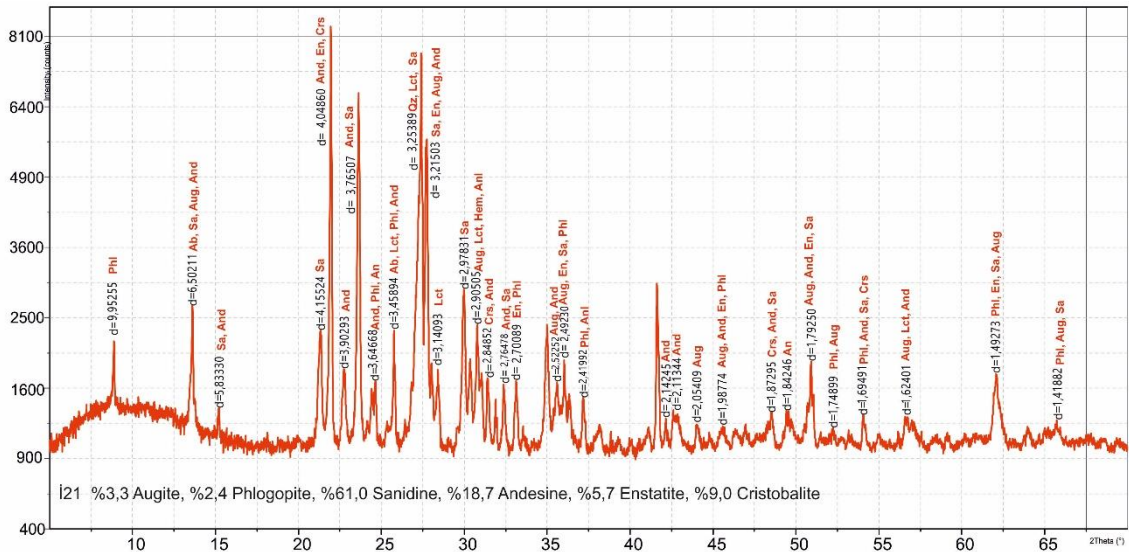
Şekil 5.24. Çalışlar trakiandezitinde bulunan feldispat mikrolitlerinin mineral kimyası sonuçlarına göre sınıflandırılması (Deer, 1963).

Tali mineraller; genelde hamur içinde yuvarlağımsı şekilde gözlenmekte ve özşekilli olanlarına da rastlanmaktadır. Edx çalışmaları ile bu minerallerin çoğunluğunun manyetit olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca apatit krisallerine de rastlanılmıştır (Şekil 5.25)



Şekil 5.25. Ağın Trakitlerine ait örneklerde gözlenen A) Apatit minerali geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu B) Manyetit minerali geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu.

Ağın trakitinden yapılan XRD analizleri sonucunda flogopit, ojit, sanidin, andezin ve enstatit mineral birlikteliği tespit edilmiştir. Andezin ve enstatit minerallerinin hamur fazı temsil eden mikrolitlerden ileri geldiği düşünülmektedir (Şekil 5.26).



Şekil 5.26. Ağın traktitine ait XRD difraktogramı (Clc: Klinoklor, Phl: Flogopit, Ab: Albit, Sa: Sanidin, Anl: Analsim, En: Enstatit, Aug: Ojit, Hem: Hematit, Lct: Lösit, Hyp: Hipersten, Do Dolomit, Fo: Forsterit, Ab: Albit, Di: Diyopsit, An: Andezin, Mag: Magnetit).

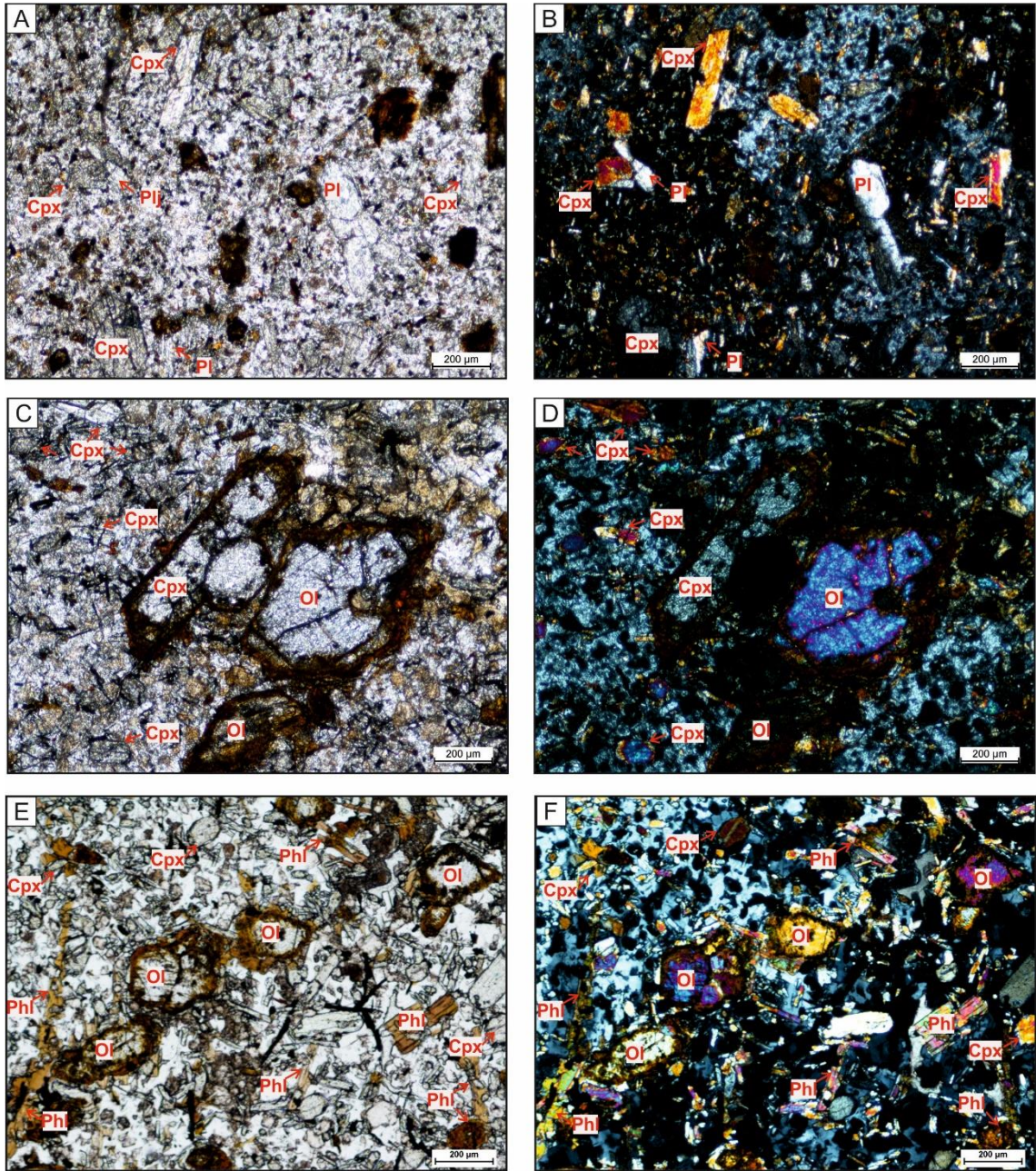
5.5. Karakaya Lamproiti

Karakaya lamproitine ait örnekler %14,50-17,90 piroksen, %0,70-7,10 mika, %10,90-5,70 olivin, yaklaşık %0,4 feldispat, %2,7-3,9 tali mineraller'den oluşmaktadır (Şekil 5.27). Lamproitler alkali feldispattan oluşan bir hamur içerisinde mafik mineral olarak mika ve piroksen bulunduklarından minet olarak tanımlanmıştır (Le Maitre, 2002).

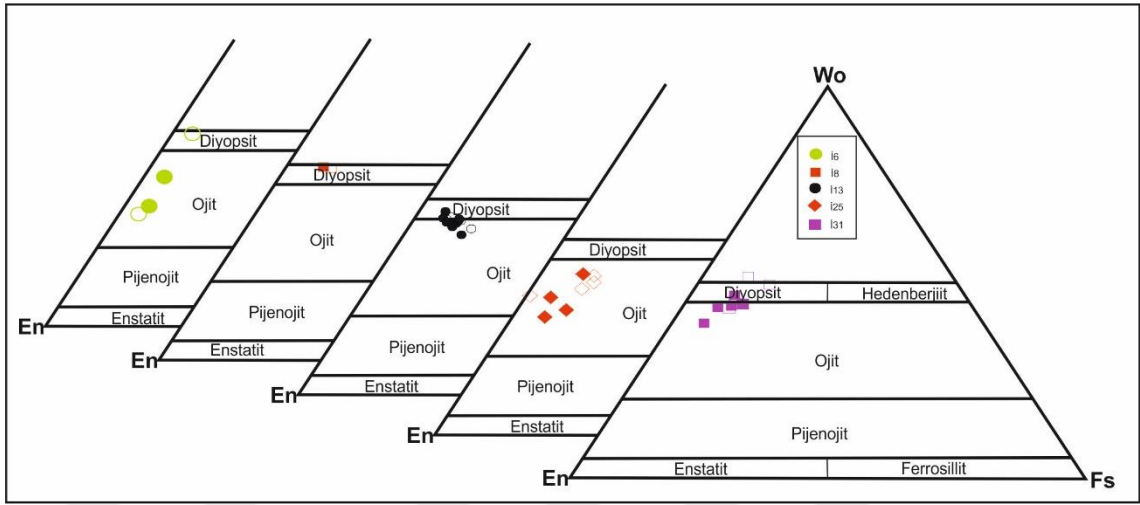
Bu grup kayaçların en önemli karakteristiği, minerallerin tümü kristalli holokristalen matriksin içinde kapanım şeklinde bulunmaktadır.

Piroksen mineralleri, bu kayaç grubu içerisinde de baskın fenokristal fazı oluştururlar. Genellikle yarı-özşekilli kristaller şeklindedirler. Çift nikolde ikinci dizi girişim renklerine sahiptir. Eğik sönmeye göstermelerinden dolayı klinopiroksen olarak isimlendirilmişlerdir.

Piroksenler üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası çalışmaları Karakaya lamproitlerinden derlenen fenokristallerde yapılmıştır. Elde edilen sonuçların değerlendirilmesinde Morimoto (1989)'nun; Vollastonit (Wo), Enstatit (En), Ferrosillit (Fs) bileşenleri göz önünde bulundurarak yaptığı sınıflama kullanılmıştır. Buna göre; Karakaya lamproitlerinde bulunan piroksen minerallerinin bileşimleri incelendiğinde $Wo_{50-31}En_{67-36}Fs_{13-3}$ bulunmaktadır (EK 5). Karakaya lamproitlerinde tespit edilen klinopiroksenler diyopsit ve ojit olduğu belirlenmiştir (Şekil 5.28).



Şekil 5.27. Karakaya lamproitine ait incekesit görünümleri A-C-E) Tek nikol B-D-F) Çift nikol (Cpx; Klinopiroksen, Pl; Plajiyoklas, Phl; Flogopit, Ol; Olivin) (5x büyütme).



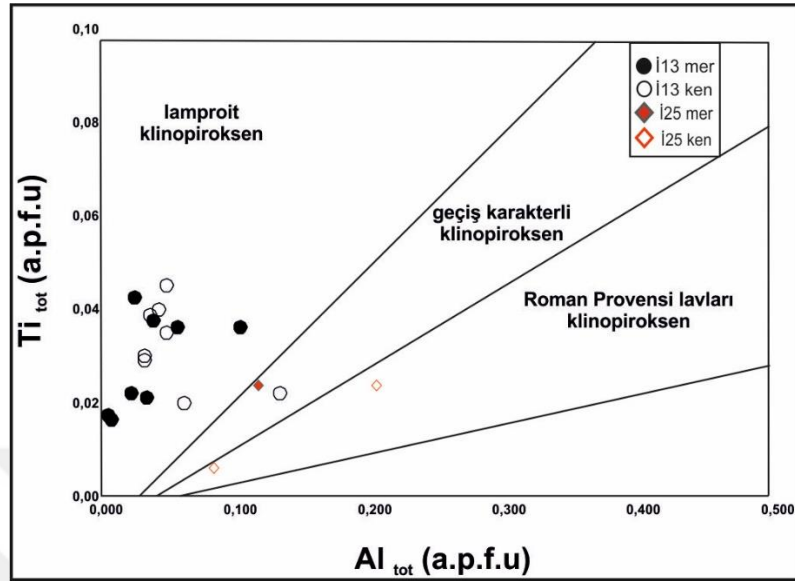
Şekil 5.28. Karakaya lamproitlerinde bulunan piroksen fenokristallerine ait mineral sınıflaması (Morimoto, 1989).

Karakaya lamproitlerinde piroksenlerin toplam Ti'e karşı toplam Al değişim diyagramlarında (Mitchell ve Bergman, 1991; Conticelli, 1998; Perini vd., 2000; Perini ve Conticelli, 2002), örnekler lamproit klinopiroksen; alanına düşmektedir (Şekil 5.29).

Feldispat mineralleri kayaç içerisinde mikrolit olarak ve holokristalin matriks içerisinde bulunmaktadır. Yapılan mineral kimyası çalışmalarında feldispat minerallerinin sanidin minerali olduğu tespit edilmiştir. Sanidin mineralleri karlsbad ikizi göstermeleriyle tipik olarak tanınırlar. Çok az miktarda plajiyoklas mineraline rastlanmıştır.

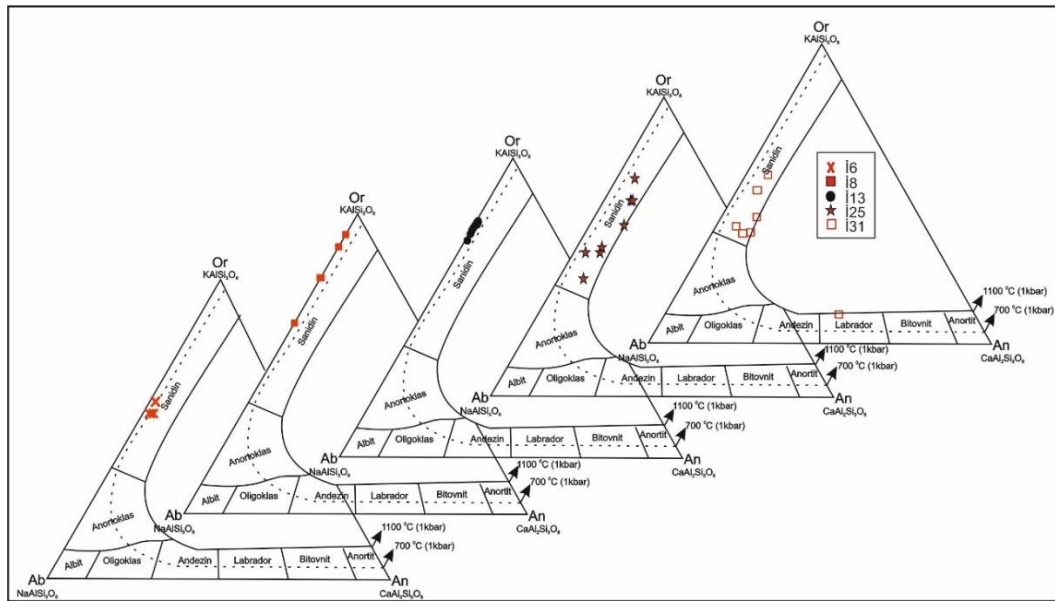
Feldispat mineralleri üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası çalışmaları mikrolitler üzerinden yapılmıştır. Elde edilen sonuçlara ise Deer vd. (1963)'nin Albit (Ab), Anortit (An), Ortoklas (Or) bileşenlerinden oluşan üç eksenli diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 5.30). Buna göre ölçülen feldispatların bileşimlerinin sanidin olduğu tespit edilmiştir. Bu diyagrama kaynak olarak hesaplanan veriler ise EK 6'de verilmiştir.

Mika mineralleri, ince tane boyunda, uzun, levhamsı şekilli olup, kahve renklerinde ve tek yönde dilinmeye sahiptirler. Mikalarda yer yer opasitleşmelere rastlanmıştır. İncelenen kesitlerde tek nikelde açık kahverengi renkte, çift nikelde ikinci dizi girişim renklerine sahip, kuvvetli pleokroyizma gösteren mika mineralide gözlenmiştir.

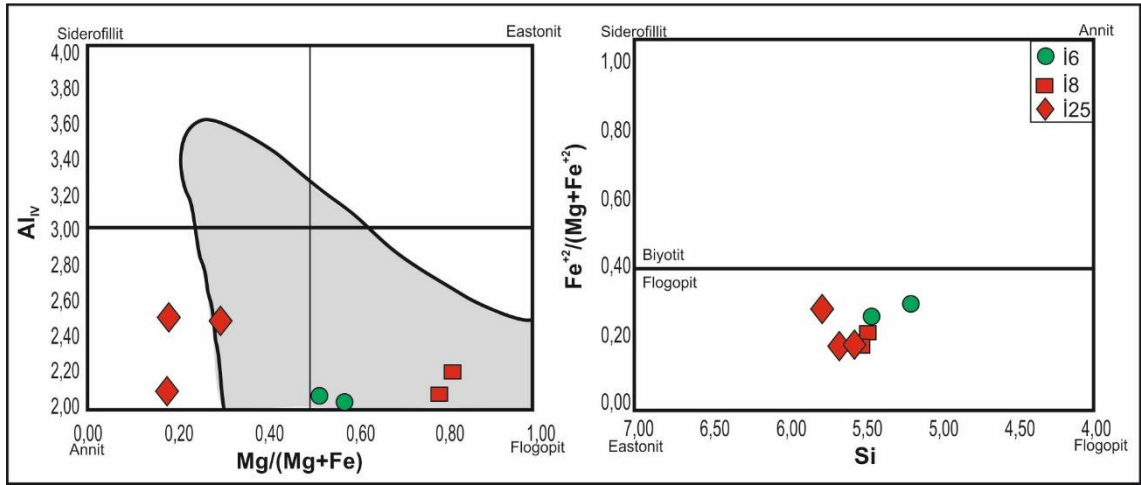


Şekil 5.29. Karakaya lamproitine ait klinopiroksenlerin Ti_{tot} - Al_{tot} diyagramı.

Mika minerallerinde yapılan mineral kimyası çalışmaları sonucunda (Ek 5), mika mineralleri flogopit grubu olarak tespit edilmiştir. Buna göre elde edilen sonuçlar Deer vd., (1966) tarafından mika minerallerinin $Mg\#(Mg/Fe+Mg)$ ve Al vı değerleri kullanılarak isimlendirilmiştir (Şekil 5.31).

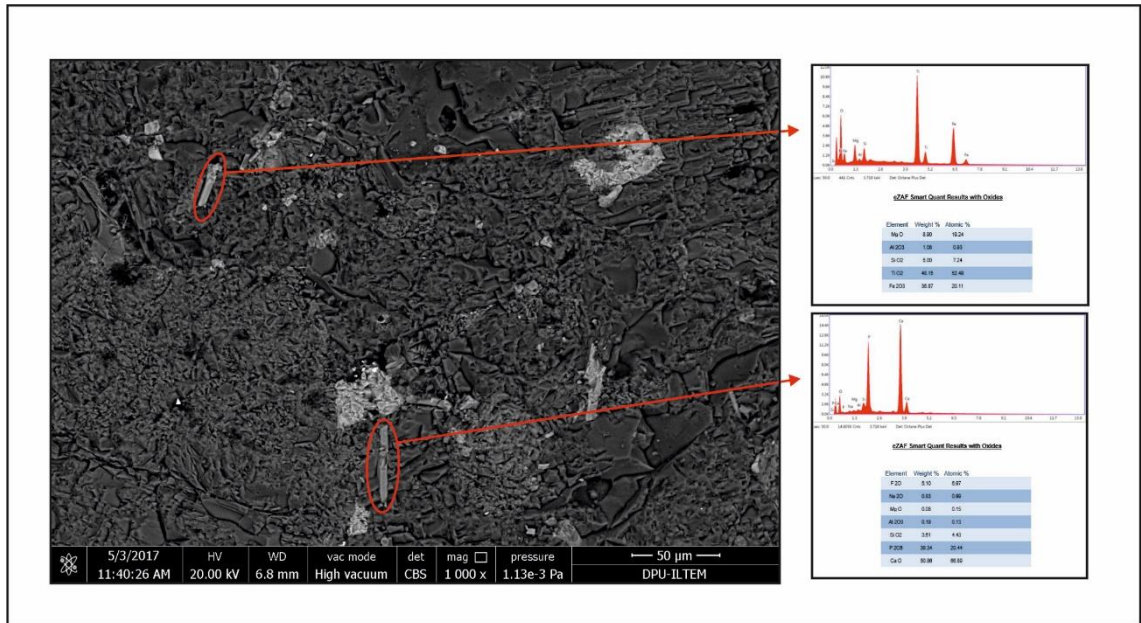


Şekil 5.30. Karakaya lamproitinde bulunan feldispat mikrolitlerinin mineral kimyası sonuçlarına göre sınıflandırılması (Deer, 1963).



Şekil 5.31. Mika mineralleri için isimlendirme diyagramı (Deer vd., 1966).

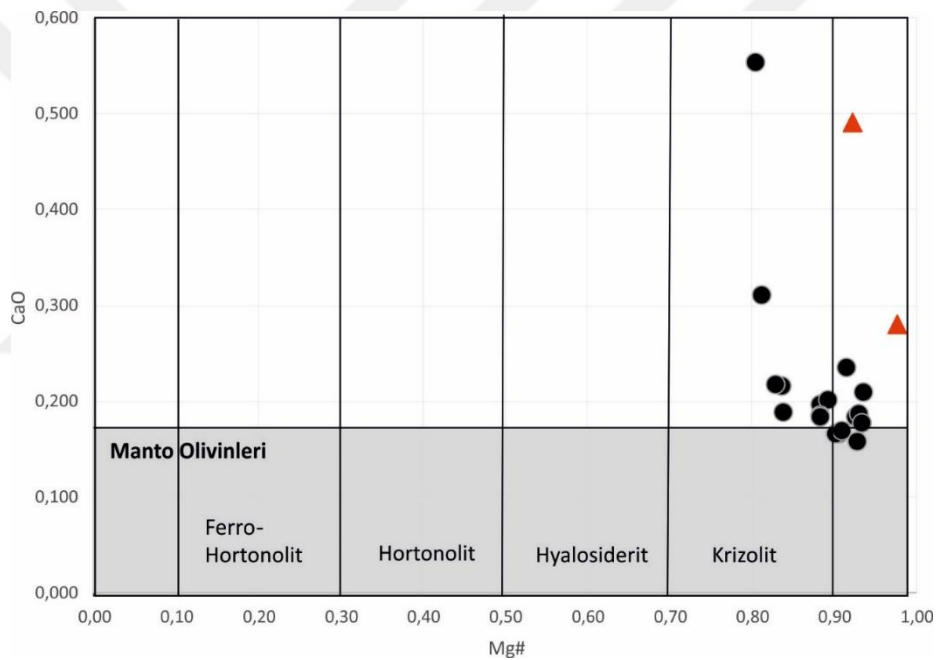
Tali mineraller; genelde hamur içinde yuvarlağımsı şekilde gözlenmekte ve özşekli olanlarına da rastlanmaktadır. Edx çalışmaları ile bu minerallerin çoğunluğunun ilmenit olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca apatit kristallerine de rastlanılmıştır (Şekil 5.32)



Şekil 5.32. Karakaya lamproitine ait örneklerde gözlenen apatit minerali ve ilmenit mineralinin geri yansıtılmış elektron görüntüsü ve EDX spektrumu.

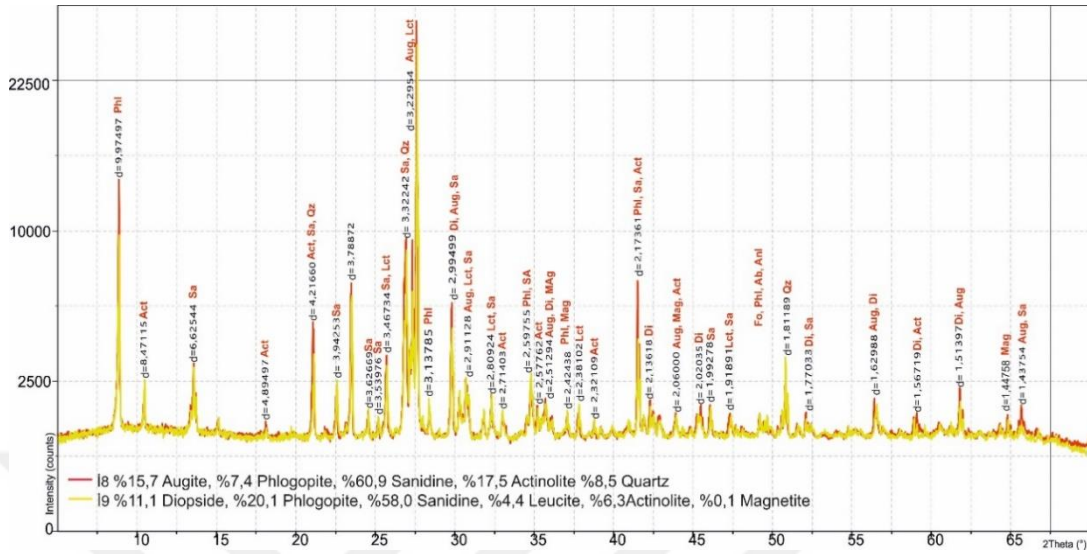
Olivin mineralleri, öz şekilsiz, tek nikolde rensiz, çift nikolde II. ve III. sıranın canlı renklerinde görülürler. Kırıkları ve kenarları boyunca iddingsitleşmişlerdir. Klinopiroksen birlikte kümelenerek glomeroporfirik doku oluştururlar.

Mineral kimyası çözümlenmeleri Forsterit (Fo), Fayalit (Fa) içeriğine göre yapılmış olup elde edilen sonuçlara göre ölçüm yapılan olivin fenokristalinin forsterit bileşimde olduğu tespit edilmiştir (EK 7). Olivinler, Thompson ve Gibson (2000)'nin ayırımına göre magmatik kökenli olivinler olarak tanımlanmakta olup $Fe_{0,85-0,89}$ içerikleri ile krizolit olarak isimlendirilmişlerdir (Şekil 5.33).



Şekil 5.33. Karakaya Lamproitine ait olivinlerin Mg#- CaO diyagramı. Ayrım çizgisi (Thompson ve Gibson, 2000)'den alınmıştır.

Karakaya lamproitinde yapılan XRD analizleri sonucunda flogopit, ojit, sanidin mineral birlikteliği tespit edilmiştir. Aktinolit minerallerinin hamur fazı temsil eden mikrolitlerden ileri geldiği düşünülmektedir (Şekil 5.34).



Şekil 5.34. Karakaya lamproitine ait XRD difraktogramları (Clc: Klinoklor, Phl: Flogopit, Ab: Albit, Sa: Sanidin, Anl: Analsim, En: Enstatit, Aug: Ojit, Hem: Hematit, Lct: Lösit, Hyp: Hipersten, Do Dolomit, Fo: Forsterit, Ab: Albit, Di: Diyopsit, An: Andezin, Mag: Magnetit).

5.6. Dengesizlik Dokuları

Karakaya Volkanitlerinde yaygın olarak gözlenen plajiyoklas, klinopiroksen, olivin, flogopit ve opak mineraller, magma karışımına ait dengesiz kristalleşmeye işaret eden pek çok petrografik veri sunmaktadır (Şekil 5.35).

Dengesizlik dokuları, genellikle magmanın kristallenmesi ve gelişimi sırasında meydana gelen farklı türdeki magmatik olaylarla ilişkilidir. Bu dokular, basınç ve sıcaklık değişimi sonucu meydana gelen dengesizlikler ve magmanın bileşiminde meydana gelen değişimler sonucu oluşan dengesizlikler şeklinde meydana gelebilir (Dobosi ve Fodor, 1992; L'Heureux ve Flower, 1994; Nixon, 1988; Ortoleva, 1990; Rutherford ve Hill, 1993; Simonetti vd., 1996). Kayaç kimyasındaki değişim, mafik ve felsik magmaların karışımıyla ilişkili olabilmektedir. Mafik uç üye mantodan gelen, buna karşın felsik uç üye ise kabuk kirlenmesi ve/veya ayrımlaşmayla türeyen magmalar olabilmektedir (Grove ve Donnelly-Nolan, 1986).

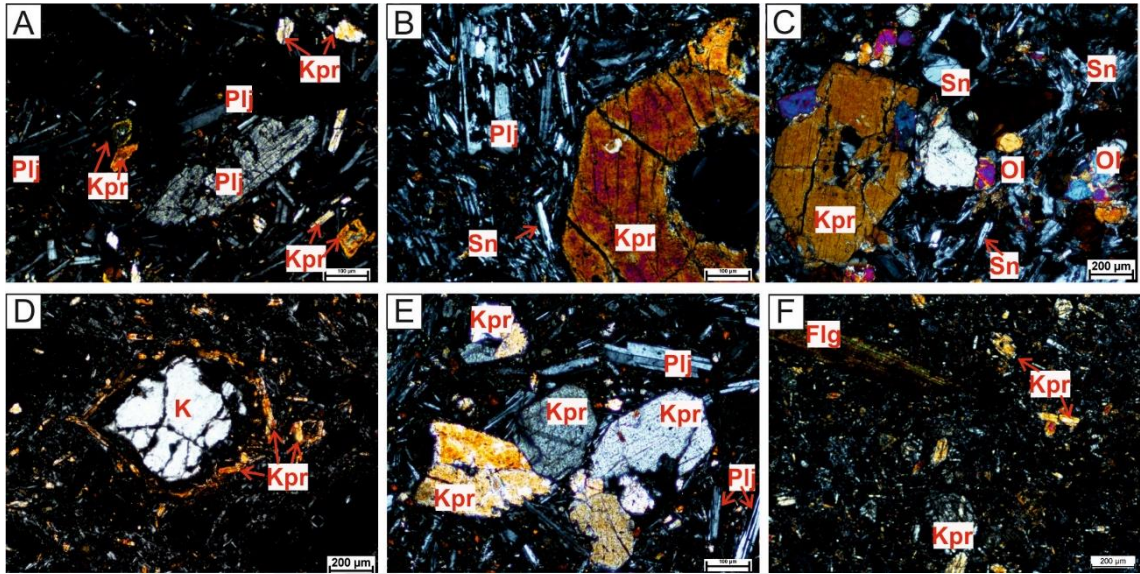
Karakaya volkanitlerinden İscehisar bazaltik trakiandezitleri ve Çalıışlar trakiandezitlerini oluşturan kayaçlardaki plajiyoklaslarda gözlenen süngerimsi doku ile kenar kısımlarındaki yeniden büyüme zarfı magma karışımına işaret eden dengesizlik dokularıdır.

Karakaya lamproitindeki klinopiroksen fenokristalleri ve mikrofenokristalleri, kısmen opaklaşmış kısmen de parçalanmış ve kenarları aşınmış kristaller şeklindedir. Bazı özşekilli

klinopiroksen fenokristallerin ise merkez kısımları boşluklu bir yapı kazanarak tamamen opaklaşmıştır. Ayrıca kenarları yenmiş ve kısmen opak minerallerle kuşatılmış, özşekilli klinopiroksen fenokristallerinin bol olarak volkanik cam inklüzyonları içermesi kayaçların gelişiminde magma karışımının etkili olabileceğine işaret etmektedir. Ayrıca, Karakaya lamproitlerinin çoğunda, kuvars ksenokristallerinin etrafını bir zarf şeklinde saran iğnemi klinopiroksen mikrofeno-kristallerinin oluşturduğu bir reaksiyon dokusu gözlenmektedir. Bu doku, kuvarsların ksenokristal olduğunun bir göstergesidir ve kuvars ksenokristalinin magma ile reaksiyonu sonucu gelişmektedir (Shelley, 1993; Vernon, 2014). Bu özellik de magma karışımı ve/veya dengesiz kristallenme ile açıklanabilir. Karakaya volkanitlerine ait kayaçlarda gözlenen klinopiroksen + plajiyoklas + opak mineral kümelenmesi (glomeroporfirik doku,) dengesizlik dokularını gösteren verilerdir (Shelley, 1993; Vernon, 2004).

5.7. Jeotermometre ve Jeobarometre Hesaplamaları

Bu bölümde Karakaya Volkanikleri üzerinde yapılan mineral analizlerinden faydalanılarak, kayaçların oluştuğu ortamlar hakkında yorumlamaya gidilmesi amaçlanmıştır. Bunun için seçilmiş mineraller üzerinde yapılmış mineral kimyası çözümlenmeleri kullanılmıştır. Daha önceki çalışmalarda mevcut olan ve değişik araştırmacıların oluşturduğu denklem ve diyagramlardan, bu bölgedeki kayaçların oluşum ortamları saptanmaya çalışılmıştır. Bu amaçla yapılan jeotermometre ve jeobarometre hesaplamaları için mineral-ergiyik birliktelikleri kullanılmıştır.



Şekil 5.35. İncelenen Karakaya volkanitlerinde dengesiz kristallenmeye işaret eden dokular; A-B) plajiyoklasın kenar ve iç kısımlarında kemirilmeler, B-C) klinopiroksenlerin kenar ve iç kısımlarında kemirilmeler, D) iğnemsiz klinopiroksenlerden oluşan bir reaksiyon kuşağı çevrelenmiş küçük kuvars kristali E) Kümülat halinde bulunan klinopiroksen fenokristalleri (glomeroporfirik doku) F) Flogopitlerde gözlenen magma karışımına işaret eden dengesizlik dokuları (Kpr; Klinopiroksen, Plj; Plajiyoklas, Flg; Flogopit, Ol; Olivin, Sn; Sanidin) (Ç.N.).

5.7.1. Klinopiroksen-eriyik jeotermometre ve barometresi

Piroksenlerin oluşum sıcaklık ve basınç değerlendirmeleri üzerinde pek çok çalışma bulunmaktadır (Nimis, 1995, 2000; Nimis ve Taylor, 2000; Putirka, K. 2008; Putirka, K. vd., 1996). Nimis (1995, 2000), sadece yapısal parametreleri ve klinopiroksenin bileşimlerini kullanarak basıncı hesaplar, Putirka (2008 ve 2003), ise klinopiroksenlerin kristallenme sıcaklıklarını mineral ve ana kayacın kimyasal bileşimi ve denge şartlarını kullanarak hesaplamaktadır. Ayrıca, Putirka, güncel olarak, mafik ve aynı zamanda SiO_2 'ce zengin eriyikler için yeni hesaplamalar gerçekleştirmiştir (Putirka, 2008). Bunun için denklemler oluşturmuş ve bunları birlikte çözümlyerek kristalleşme sıcaklığı ve basıncını program vasıtasıyla hesaplamıştır. Önceki çalışmacılar tarafından geliştirilen formüllerin çözümlenmesinde Putirka (2008) tarafından geliştirilen excel dosyalarından yararlanılmıştır. Bu programda ayrı ayrı mineral ve eriyik çiftlerine (klinopiroksen-eriyik, ortopiroksen- eriyik, klinopiroksen-ortopiroksen) göre değerlendirmeler yapılmaktadır. Bu çalışmada mineral kimyası çalışmalarında elde edilen eriyik analiz sonuçları jeotermometre ve barometre hesaplamaları için yeterli sonucu vermediği için eriyik yerine tüm kayaç sonuçları kullanılmış olup bileşenler her bir analiz için belirlenmiş ve

sıcaklık, basınç değerleri elde edilmiştir. Elde edilen sonuçlar ve ortalama değerleri Çizelge 5.4’de verilmektedir. Bu çalışmada klinopiroksen fenokristallerinin kristalizasyon basınçları ve sıcaklıkları, Putirka (2003, 2008) tarafından geliştirilen modeller kullanılarak elde edilmiştir. Putirka (2008), klinopiroksen ve ergiyik arasında olması gereken denge durumunu test etmek için deneysel gözlemlerden yararlanılarak bir Fe-Mg değişim sabiti $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{kpir-erg}} = 0.27 \pm 0.03$ hesaplamıştır. Hesaplanan bu sabitin $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{kpir-erg}} = 0.27 \pm 0.03$ aralığında olması, klinopiroksen ve ergiyiğin dengede olduğu anlamına gelir.

Sonuç olarak İncehisar bazaltik trakiandezit için 1126-1172 °C sıcaklık, 5,6-6,1 kbar basınç; Çalışlar trakiandeziti için 1147 °C sıcaklık, 7,3 kbar basınç; Ağın trakiti için 1127 °C sıcaklık, 6,1 kbar basınç Karakaya lamproiti için 1258,4 °C sıcaklık, 12,2 kbar basınç tespit edilmiştir (Çizelge 5.5). Scarrow ve Cox (1995) tarafından önerilen magma oluşum derinliği denklemi kullanılarak hesaplamalar yapılmıştır.

Çizelge 5.1. İncelenen volkanitlerdeki klinopiroksenlerden elde edilen sıcaklık ve basınç (Putirka, 2008) değerleri (Eşitlikler Ek 9’da verilmiştir).

| Kaya Türü | Örnek No | Sıcaklık T (°C) Putirka (2008) | | | Basınç P (kbar) Putirka (2008) | | | Ortalama Sıcaklık T(°C) | Ortalama Basınç P (kbar) | Derinlik (km) | |
|---------------------------------|-----------------------|--------------------------------|------------|------------|--------------------------------|-------------|------------|-------------------------|--------------------------|---------------|------|
| | | Eşitlik 32d | Eşitlik 33 | Eşitlik 34 | Eşitlik 32a | Eşitlik 32b | Eşitlik32c | | | | |
| İncehisar Bazaltik Trakiandezit | Gd02 | 1188,4 | 1103,5 | 1120,5 | 5,0 | 5,8 | 11,1 | 1137,5 | 7,3 | 27,1 | |
| | | 1168,2 | 1084,7 | 1102,2 | 3,5 | 4,6 | 9,0 | 1118,4 | 5,7 | 22,1 | |
| | | 1176,4 | 1089,7 | 1111,6 | 2,9 | 4,4 | 9,6 | 1125,9 | 5,6 | 21,9 | |
| | | 1161,1 | 1080,7 | 1092,6 | 2,1 | 3,2 | 8,1 | 1111,5 | 4,5 | 18,4 | |
| | | 1177,5 | 1093,8 | 1110,6 | 4,3 | 4,6 | 9,3 | 1127,3 | 6,1 | 23,4 | |
| | | 1175,8 | 1103,7 | 1116,5 | 5,1 | 5,4 | 11,8 | 1132,0 | 7,4 | 27,4 | |
| | | | | | | | | 1125,4 | 6,1 | 23,4 | |
| | İ40 | 1167,9 | 1097,9 | 1239,5 | 2,5 | 3,3 | 9,9 | 1168,4 | 5,2 | 20,7 | |
| | | 1177,9 | 1102,9 | 1239,4 | 3,4 | 3,9 | 10,0 | 1173,4 | 5,7 | 22,4 | |
| | | 1175,0 | 1101,6 | 1239,5 | 3,6 | 4,0 | 9,5 | 1172,0 | 5,7 | 22,2 | |
| | | | | | | | | 1171,3 | 5,6 | 21,8 | |
| | Çalışlar Trakiandezit | İ16 | 1198,0 | 1061,7 | 1223,2 | | 3,8 | 13,3 | 1161,0 | 8,6 | 30,9 |
| | | | 1160,6 | 1030,0 | 1224,2 | | 1,2 | 11,7 | 1138,2 | 6,5 | 24,5 |
| | | | 1132,3 | 1005,9 | 1223,9 | | | 10,6 | 1120,7 | 10,6 | 37,1 |
| 1216,3 | | | 1085,2 | 1221,5 | 3,1 | 6,0 | 16,3 | 1174,3 | 8,5 | 30,7 | |
| 1223,1 | | | 1085,9 | 1222,0 | 2,5 | 5,5 | 14,9 | 1177,0 | 7,6 | 28,1 | |
| 1157,3 | | | 1026,8 | 1224,1 | | 0,1 | 11,2 | 1136,1 | 5,7 | 22,2 | |
| 1024,4 | | | 918,0 | 1212,9 | | | 6,1 | 1051,8 | 6,1 | 23,3 | |
| 1193,5 | | | 1063,5 | 1222,8 | 0,9 | 4,5 | 14,9 | 1159,9 | 6,8 | 25,5 | |
| 1216,9 | | | 1079,0 | 1222,6 | 2,5 | 5,7 | 14,7 | 1172,8 | 7,6 | 28,0 | |
| 1205,2 | | | 1067,8 | 1223,3 | 0,8 | 4,5 | 13,7 | 1165,4 | 6,4 | 24,2 | |
| 1199,0 | | | 1062,0 | 1223,2 | 0,2 | 4,2 | 13,3 | 1161,4 | 5,9 | 22,8 | |
| 1179,0 | | | 1044,8 | 1223,8 | | 2,7 | 12,6 | 1149,2 | 7,6 | 28,0 | |
| | | | | | | | | | 1147,3 | 7,3 | 27,1 |
| Ağın Trakiti | İ24 | 1164,6 | 1041,8 | 1176,7 | 2,9 | 4,5 | 10,9 | 1127,7 | 6,1 | 23,5 | |
| Karakaya Lamproiti | İ25 | 1320,2 | 1297,5 | 1256,1 | 16,6 | 10,2 | 18,1 | 1291,3 | 15,0 | 50,2 | |
| | | 1200,9 | 1171,7 | 1269,9 | 5,9 | 1,5 | 10,9 | 1214,2 | 6,1 | 23,3 | |
| | | 1271,4 | 1281,3 | 1256,6 | 18,5 | 8,8 | 19,2 | 1269,8 | 15,5 | 51,7 | |
| | | | | | | | | 1258,4 | 12,2 | 41,8 | |

5.7.2. Feldispat jeotermometre ve hidrometresi

Feldispat ile ergiyik arasındaki denge durumunu göz önünde bulundurarak volkanik kayaların kristallenme sıcaklık ve basıncını hesaplamak üzere Putirka (2003, 2008) tarafından bir model önerilmiştir. Bu modelde feldispatların sıcaklık ve basıncının hesaplanması için feldispatla dengede olan ergiyik bileşiminin bilinmesi gerekmektedir. Denge durumunu ortaya koymak için, feldispat ve ergiyik arasındaki An- Ab değişimine dayanan bir denge testi tasarlanmıştır. Bu teste göre, $K_D(\text{An}-\text{Ab})^{\text{plg-erg}} = 0.10 \pm 0.5$, $T < 1050^\circ\text{C}$ ve 0.27 ± 0.11 , $T > 1050^\circ\text{C}$ arasında değişim gösterdiği durumlarda feldispat ile ergiyiğin dengede olduğu söylenebilir. Feldispat bileşimi için bu mineraller üzerinde yapılan elektron mikroprop analiz sonuçları kullanılırken, ergiyiğin bileşimi için mikroprop analizlerinden elde edilen camın bileşimi ya da örneğin tüm kayaç analizlerinden elde edilen veriler kullanılabilir. Bu çalışmada eriyik yerine tüm kayaç sonuçları kullanılmış olup bileşenler her bir analiz için belirlenmiş ve sıcaklık, basınç değerleri elde edilmiştir.

İncelenen Karakaya volkanitleri için feldispat-ergiyik jeotermometresine göre hesaplanan ortalama sıcaklıklar, İsehisar bazaltiktrakiandeziti için $1105,4^\circ\text{C}$, Ağın trakiti için $1163,4^\circ\text{C}$, Karakaya lamproiti için $1138,1^\circ\text{C}$ dir. Çalışlar trakiandeziti için sonuç elde edilememiştir Çizelge 5.6.

Çalışılan volkanitlerde hesaplanan su içerikleri, İsehisar bazaltik trakiandeziti için 1,8 (%), Ağın trakiti için 5,5 (%), Karakaya lamproiti için 3,4 (%), Çalışlar trakiandeziti için sonuç elde edilememiştir (Çizelge 5.6).

Çizelge 5.2. İncelenen volkanitlerindeki plajiyoklaslardan elde edilen sıcaklık, basınç ve hidrometre (Putirka, 2008) değerleri (Eşitlikler Ek 10'da verilmiştir).

| Kaya Türü | Örnek No | Sıcaklık T ($^\circ\text{C}$) Putirka. 2008 | | | H ₂ O % Putirka 2005 | |
|--------------------------------|----------|---|-------------|---|---------------------------------|------------|
| | | Eşitlik 23 | Eşitlik 24a | Ortalama Sıcaklık T($^\circ\text{C}$) | Eşitlik 25b | Eşitlik 25 |
| İsehisar Bazaltik Trakiandezit | İ40 | 1105,2 | 1105,6 | 1105,4 | 1,6 | 1,8 |
| Ağın Trakiti | İ22 | 1163,0 | 1189,8 | 1176,4 | 4,3 | 6,1 |
| | | 1140,0 | 1160,8 | 1150,4 | 3,2 | 5,0 |
| | | | | 1163,4 | 3,7 | 5,5 |
| Karakaya Lamproiti | İ31 | 1136,6 | 1139,6 | 1138,1 | 0,7 | 3,4 |

5.7.3. Olivin-ergiyik jeotermometresi

Orta Miyosen yaşlı İncehisar bazaltik trakiandeziti, Çalışlar trakiandeziti ve Karakaya lamproiti örneklerinde tespit edilen olivin minerallerinin mikro analiz çözümü sonuçları ile termometre hesaplamaları yapılmıştır. Bu hesaplamalar Putirka (2008) tarafından önerilen olivin-ergiyik birlikteliğine dayanan modeller ile yapılmıştır. Putirka (2008), klinopiroksen ve ergiyik arasında olması gereken denge durumunu test etmek için deneysel gözlemlerden yararlanılarak bir Fe-Mg değişim sabiti $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-erg}} = 0.30 \pm 0.03$ hesaplamıştır. Hesaplanan bu sabitin olivinin ve ergiyiğin dengede olduğu anlamına gelir. Hesaplamalar bu dengeye uygun şekilde yapılmıştır.

Çizelge 5.3. Karakaya volkanitlerinde olivin-ergiyik birlikteliğinden elde edilen sıcaklık değerleri (Eşitlikler Ek 11’da verilmiştir).

| Kaya Türü | Örnek No | Beattie (1993) | Putirka (2007) Eşitlik 22 | Putirka (2008) Eşitlik 21 | Ortalama Sıcaklık T(°C) |
|---------------------------------|----------|----------------|---------------------------|---------------------------|-------------------------|
| İncehisar Bazaltik Trakiandezit | İ7 | 1315,7 | 1185,4 | 1203,0 | 1234,7 |
| | | | | | |
| Çalışlar Trakiandezit | İ12 | 1361,5 | 1218,4 | 1246,5 | 1275,5 |
| | İ12 | 1361,5 | 1212,9 | 1238,9 | 1271,1 |
| | | | | | 1273,3 |
| | İ16 | 1360,3 | 1210,0 | 1232,7 | 1267,7 |
| | İ16 | 1360,3 | 1206,2 | 1227,5 | 1264,7 |
| | İ16 | 1360,3 | 1210,2 | 1233,0 | 1267,8 |
| | İ16 | 1360,3 | 1205,2 | 1226,3 | 1263,9 |
| | İ16 | 1360,3 | 1209,2 | 1231,7 | 1267,1 |
| | İ16 | 1360,3 | 1211,2 | 1234,4 | 1268,6 |
| | İ16 | 1360,3 | 1207,3 | 1229,1 | 1265,6 |
| | İ16 | 1360,3 | 1207,8 | 1229,8 | 1265,9 |
| | | | | 1266,4 | |
| Karakaya Lamproiti | İ13 | 1221,2 | 1140,6 | 1132,8 | 1164,9 |
| | İ13 | 1221,2 | 1142,2 | 1134,9 | 1166,1 |
| | İ13 | 1221,2 | 1149,2 | 1143,9 | 1171,4 |
| | İ13 | 1221,2 | 1144,2 | 1137,5 | 1167,6 |
| | | | | | 1167,5 |

Verilerin değerlendirilmesi sonucunda, İncehisar bazaltik trakiandezitinde 1234 °C, Çalışlar trakiandeziti 1269 °C ve Karakaya Lamproiti için ise 1167 °C'lik değerler hesaplanmıştır.

5.7.4. Fe-Ti Oksit manyetit-ilmenit jeotermetre ve oksijen fugasitesi

Manyetit-İlmenit jeotermometre hesaplamaları Lepage (2003) tarafından yazılan İLMAT programı kullanılarak hesaplanmıştır. Hesaplama sırasında Anderson ve Smith (1985)'in solüsyon modeli için sıcaklık ve fugasite değerleri Stomer (1983)'ye göre tespit edilmiştir. Fe-Ti oksit termometre ve oksijen fugasitesinden elde edilmiş sonuçlar Çizelge 5.7'de verilmektedir.

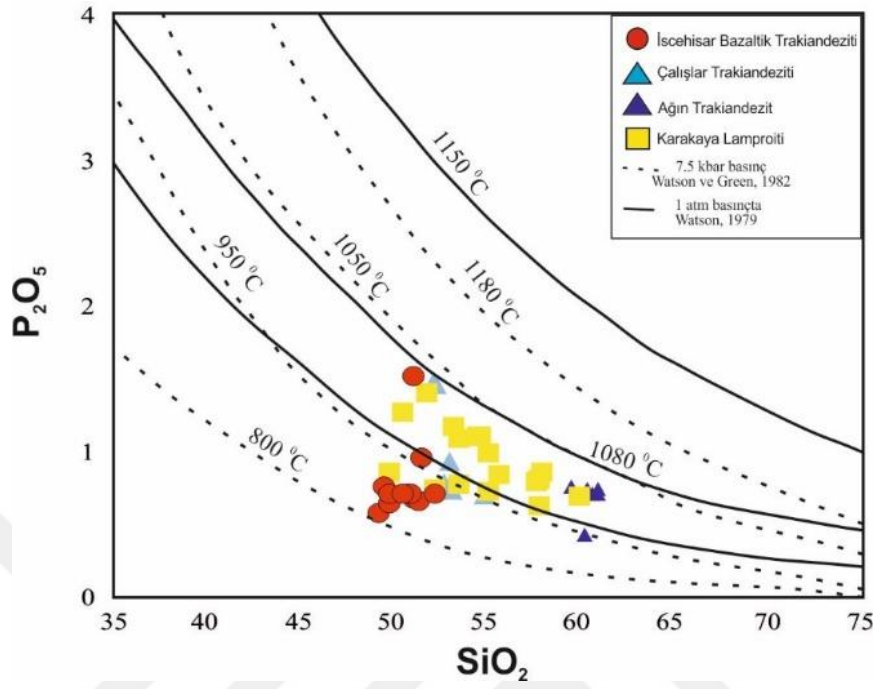
Çizelge 5.4. Karakaya volkanitlerinde Manyetit-İlmenit mineral birlikteliğinden elde edilen sıcaklık ve oksijen fugasite değerleri

| Kaya Türü | Örnek No | Sıcaklık T(°C) | Oksijen Fugasitesi |
|--------------------------|----------|-------------------|-----------------------|
| Çalışlar Trakiandezit | İ12 | 734,0 | -17,3 |
| | İ22 | 681,1 | -16,8 |
| Ağın Trakiti | İ22 | 607,7 | -19,5 |
| | İ22 | 691,8 | -16,9 |
| | | 660,2 | -17,7 |
| Karakaya Lamproiti | İ31 | 2450,7 | 0,3 |

5.7.5. Tüm kayaç SiO₂ (%)-P₂O₅ (%) jeotermometresi

Watson ve Harrison (1984) basınçtan bağımsız olarak ana magmanın silis içeriği ile apatit doygunluğu arasındaki ilişkiden yola çıkarak, bir diyagram oluşturmuşlardır. Bu diyagramla, magmaların tüm kayaç SiO₂ ve P₂O₅ içerikleri kullanılarak, bir sistemin minimum ergime sıcaklığı tahmini olarak hesaplanabilmektedir.

İncehisar volkanitlerine ait tüm-kayaç SiO₂'ye (% 49,18-61,87) karşı P₂O₅ (% 0.014-1,93) diyagramından da açıkça görüldüğü gibi; kayaçların ergime sıcaklıkları, 7.5 kbar basınçta (Watson ve Green, 1982) 850-1000°C arasında, 1 atm basınçta ise (Watson, 1979) 900-1000°C arasındadır. Buna göre, apatitin kristallenme sıcaklığı olan 800-950°C, bu kayaçların oluşumuna neden olan magma için muhtemel ergime sıcaklığı olarak kabul edilebilir (Şekil 5.36).



Şekil 5.36. Karakaya volkanitlerine ait sıcaklık değerlerini gösteren SiO₂(%)-P₂O₅(%) diyagramı (Watson ve Harrison, 1984).

6. JEOKİMYA

Volkanik kayaçların, major oksit, iz element içeriklerini belirleyen temel sebep, magmanın üretildiği kaynağın kimyasal bileşimi ve kayaçların oluşumu sırasında geçirmiş olduğu süreçlerdir. Bu süreçlerin etkilerini ortaya çıkarmada jeokimyasal modelleme yöntemleri kullanılır ve bu modellemelerde, belirli bir kaynak bileşeninden itibaren türeyen magmanın olası bileşimleri hesaplanabilmektedir. Çalışma alanı içerisindeki, volkanik birimlerden alınmış toplam 55 adet kayaç örneği üzerinde ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri gerçekleştirilmiştir.

Elementel Analizler Acme laboratuvarı'nda (Kanada) ICP-MS'de yaptırılmıştır. Major oksit sonuçları % oksit olarak (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (toplam demir), MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5), iz element sonuçları ve nadir toprak element sonuçları ise ppm cinsinden verilmiştir (Ek 12). Major oksit çözümlenmelerinden itibaren, tüm örneklerin CIPW norm değerleri hesaplanmıştır (Ek 13).

Örnekler, susuz baza göre yeniden hesaplanan ana element sonuçlarına göre %49,18-73,48 arasında değişen SiO_2 içeriğine sahiptirler ve ateşte kayıp değerleri (LOI) ise %1,0-6,5 arasında değişmektedir.

Kimyasal analiz sonuçları kullanılarak örneklerde etkili olan ayrışma ve/veya bozunma sürecini belirleyebilmek amacı ile Parker Ayrışma İndeksi (WIP), Bozunmanın Kimyasal İndeksi (CIA), Bozunmanın Plajiyoklas İndeksi (PIA), Çizelge 6.1'deki formüller kullanılarak hesaplanmış ve elde edilen değerler aynı çizelgede belirtilen optimum değerler kullanılarak yorumlanmıştır (Fedo vd., 1995; Fiantis vd., 2010; Nesbitt ve Young, 1982). Hesaplanmış indeks değerleri Ek 14'de verilmiştir. Bu hesaplamalara göre WIP değerleri 100'e yakın veya 100'den yüksek olanlar ile CIA ve PIA değerleri 50'den küçük olan örnekler alterasyon süreçlerinden etkilenmemiş olarak yorumlanır. Ayrıca, Ohta ve Arai'nin (2007) MFW diyagramı da magmatik kayaçlardaki değişim süreçlerinin etkilerini izlemek için kullanılmıştır.

Parker Ayrışma İndeksi (WIP) asidik, ortaç ve bazik bileşimli kayaçlarda ayrışma sırasında özellikle en hareketli ana alkali elementlerin (Na, K, Mg, Ca) miktarları dikkate alınarak hesaplanmıştır (Fiantis, 2010). Oksijen ile bağ yapmış Na, K, Mg, Ca gibi elementlerin ayrışma esnasında hareketliliklerine yönelik hesaplanan WIP değerleri tüm kayaç gruplarında optimum değer altında olduğu hesaplanmıştır (Şekil 6.1A). Buna göre Karakaya volkanitlerinde alkali elementlerin hareketliliğinin söz konusu olmadığı söylenebilir.

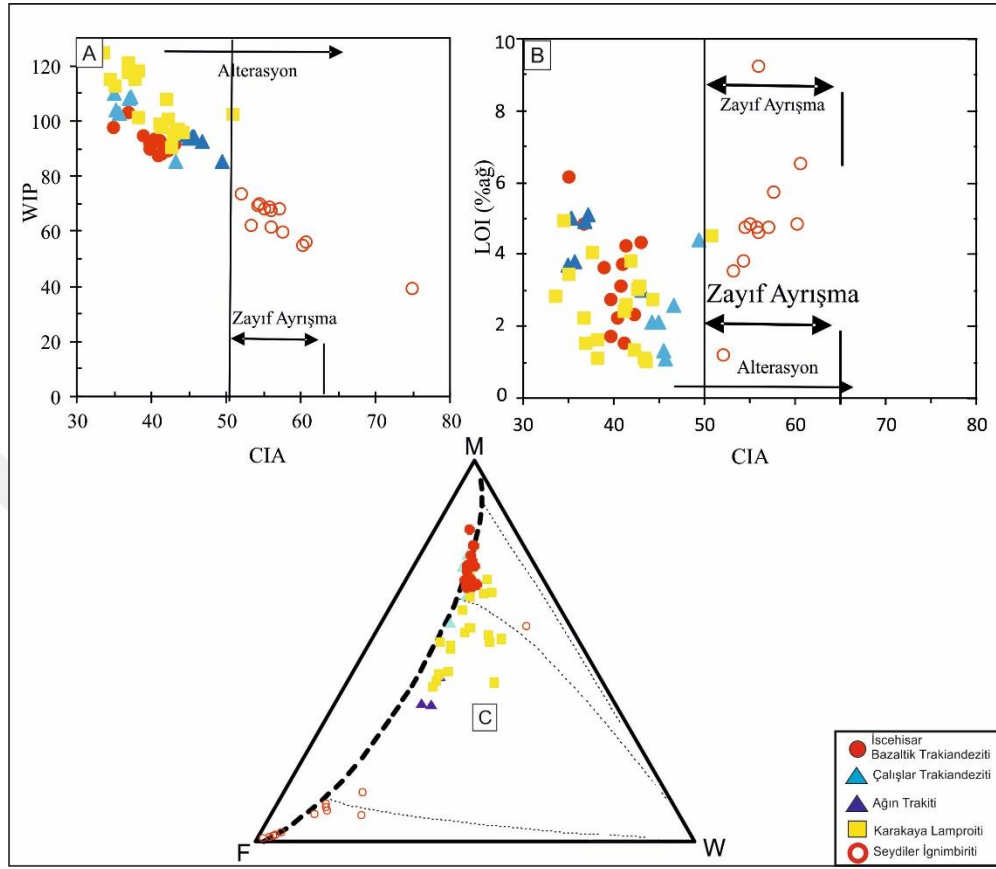
Çizelge 6.1. Bozunma indeksleri hesaplama formülleri ve değerlendirme kriterleri.

| Bozunma İndeksi | Sembol | Formül | Referans | Optimum Taze Değer |
|---------------------------------|------------|--|--------------------------|--------------------|
| Weathering Index of Parker | WIP | $WIP = 100X \left[\frac{2Na_2O}{0.35} + \frac{MgO}{0.90} + \frac{2K_2O}{0.25} + \frac{CaO^*}{0.70} \right]$ | Parker (1970) | >100 |
| Chemical Alteration Index | CIA | $CIA = 100X \left[\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O} \right]$ | Nesbitt and Young (1982) | ≤50 |
| Plagioclase Index of Alteration | PIA | $PIA = 100X \left[\frac{Al_2O_3 - K_2O}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O} \right]$ | Fedo et al (1995) | ≤50 |

Bozunma Kimyasal İndeksi (CIA) feldispatların kil minerallerine dönüşüm derecesini ölçmek amaçlı kullanılmaktadır (Nesbitt ve Young 1982, Fiantis vd. 2010). Çalışma alanındaki kayaçların hesaplanan CIA değerleri 57.65 ile 37.31 arasındadır (Şekil 6.1B). İgnimbiritlerde hesaplanan CIA değerleri belirtilen optimum taze değerden büyük olup bu kayaçlardaki feldispat minerallerinde bozunma sonucu ortaya çıkmış killeşmenin varlığından bahsedilebilir. Buna karşılık CIA değerlerinin 50'den küçük olduğu kayaç gruplarında kil minerallerinin oluşumu söz konusu görülmemektedir.

Silikat kayaçlarında yaygın olan plajiyoklas mineralleri diğer minerallere göre hızlı bir şekilde bozunmaktadır (Fiantis vd. 2010). Plajiyoklas minerallerinin bozunma durumları hakkında yaklaşımda bulunabilmek amacıyla PIA kullanılmıştır. Taze örneklerdeki değerlerin 50'den küçük olması gerekliliği düşünüldüğünde İgnimbiritlerde bulunan plajiyoklas minerallerinin kısmen bozunduğu açıkça görülmektedir.

Ohta ve Arai'nin (2007) MFW diyagramı da magmatik kayaçlardaki değişim süreçlerinin etkilerini izlemek için kullanılmıştır. Diyagramda M – mafik kaynağı; F- felsik kaynağı; W – bozunmaya uğramış malzemeleri temsil eder. Diyagrama göre M ve F köşeleri kayaçların jeokimyasal değişkenlik gösterdiği; W köşesine gidildikçe çalışma alanında gözlenen kayaçların orta dereceli bir bozunmaya uğradığı yorumu yapılabilir (Şekil 6.1C).



Şekil 6.1. Karakaya volkanitlerine ait kimyasal alterasyon/ayırışma indekslerini gösteren diyagramlar: (A) CIA (Chemical Alteration Index; Nesbitt ve Young, 1984) - WIP (Weathering Index of Parker; Parker, 1970) diyagramı; (B) CIA-LOI (loss on ignition, kızdırma kaybı) diyagramı ve CIA - PIA (Plagioclase Index of Alteration; Fedo vd., 1995) diyagramı; (C) MFW üçgen diyagramı (Ohta ve Arai, 2007).

6.1. Volkanik Kayaçların Kimyasal Olarak İsimlendirilmesi

Karakaya volkanitlerinin jeokimyasal sınıflamalarında örneklerin jeokimyasal sonuçlarının susuz bazda hesaplanmış değerleri kullanılmıştır. Volkanitlerin sınıflamasında ana element sonuçlarından itibaren, $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Le Bas vd., 1986), diyagramı oluşturulmuştur (Şekil 6.2.A). Toplam alkali-silis, bölgedeki volkanik kayaçların İscehisar bazaltik trakiandeziti ve Çalışlar trakiandeziti şoşonitik karakterli iken Ağın trakiti ve Karakaya lamproiti ultrapotasik karakterlidir. Seydiler ignimbiritine ait piroklastik kayaçların, tamamı riyolitik özellikte ve yüksek potasyumlu kalkalkali seride yer almaktadır. Kayaç sınıflama diyagramına göre Seydiler ignimbiriti subalkali özellik gösterirken, Karakaya volkanitlerinin tamamı alkali karakter sunmaktadır.

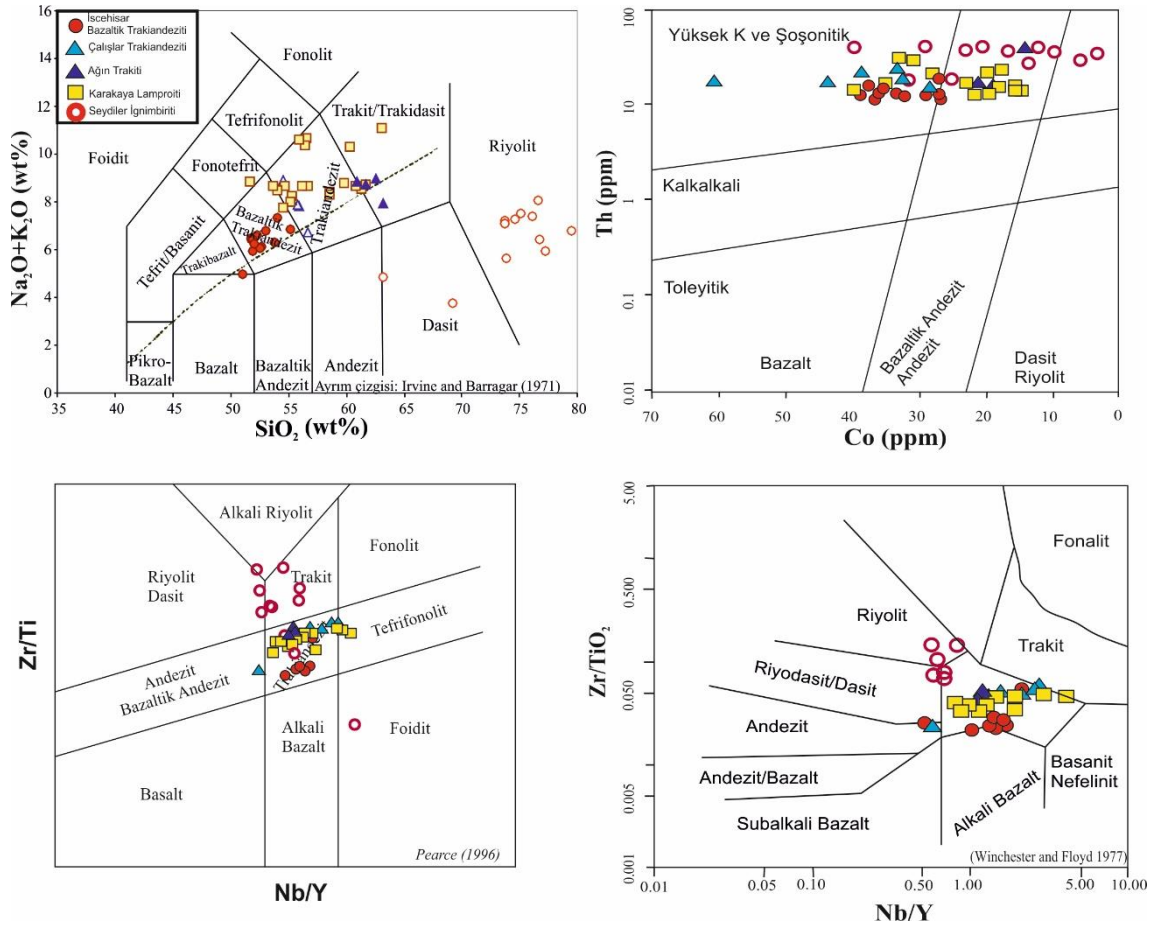
Le Bas vd., (1986) tarafından oluşturulan $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramı potasik olmayan kayalarda ve alkali elementlerin hareketliliğinden dolayı sadece taze volkanik kayaç örnekleri için kullanılmalıdır. Miyosen volkanitlerine ait örneklerdeki alterasyonun petrografik analizlerde belirlenmesi nedeniyle, sınıflama için daha az hareketli olan iz elementlerin yer aldığı diyagramların kullanılması gerektiği düşünülmüştür. Bu nedenle $\text{SiO}_2\text{-}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ diyagramına ilaveten, sınıflamada doğruluğu sağlamak amacıyla ikili değişim Nb/Y-Zr/Ti ((Pearce, 1996b) (Şekil 6.2.C) ve Zr/TiO₂-SiO₂ (Winchester ve Floyd, 1977) (Şekil 6.2.D) diyagramları kullanılmıştır. Oluşturulan bu diyagramların Şekil 6.2.A'daki $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramıyla uyumlu olduğu görülmektedir.

Hastie vd. (2007) tarafından önerilen ve hareketliliği daha az olan Co'a karşı Th sınıflama diyagramında Karakaya volkanitleri yüksek-K şoşonitik karakterli bazalt ve bazaltik andezit/andezit alanlarında yayılım gösterirler (Şekil 6.2B).

Le Maitre vd., (2002)'nin Na_2O ve K_2O içeriklerine göre ($\text{Na}_2\text{O}-2 \leq \text{K}_2\text{O}$) ayrılarak bazaltik trakiandezit alanına düşen kayalar şoşonit, trakiandezit alanına düşen kayalar latit olarak adlandırılabilir.

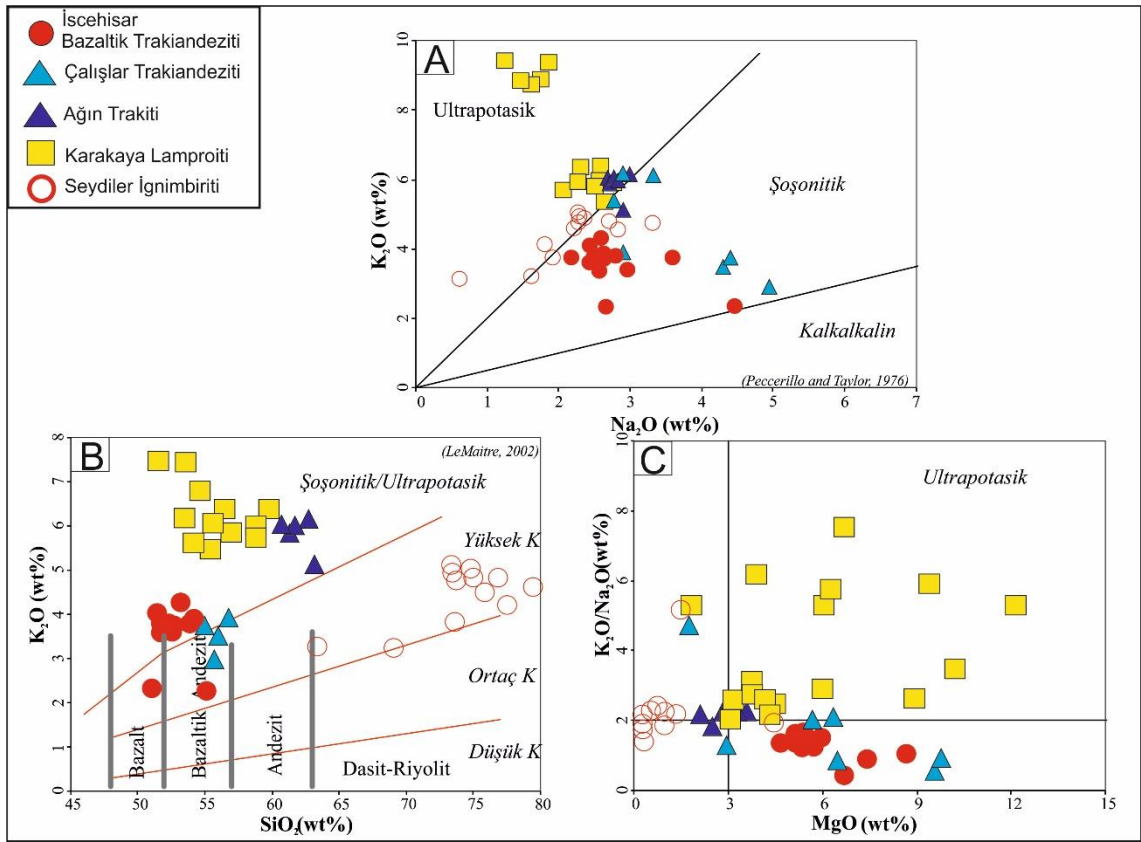
Çizelge 6.2. Traki- ön ekli volkanitlerin Na_2O ve K_2O oranlarına göre detaylı sınıflandırılması (Le Maitre vd., 2002).

| | Trakibazalt | Bazaltik Trakiandezit | Trakiandezit |
|---|---------------------|-----------------------|--------------|
| $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O} \geq 2$ | Hawaiit | Müjearit | Benmorit |
| $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O} < 2$ | Potasik Trakibazalt | Şoşonit | Latit |



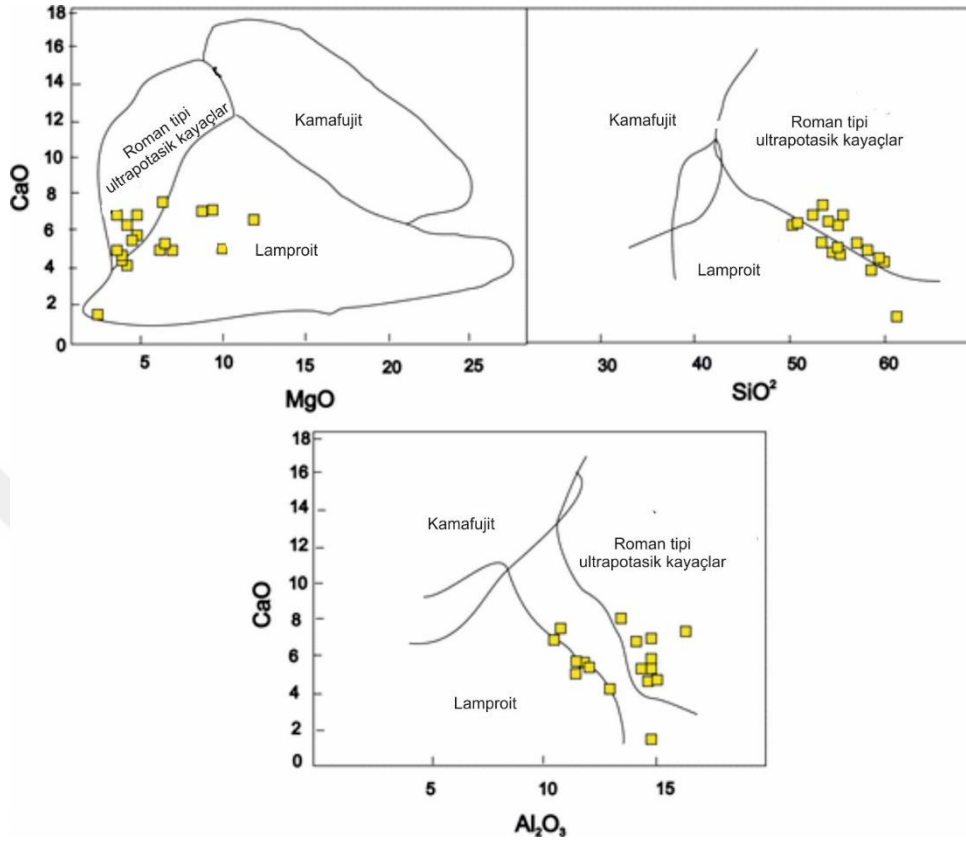
Şekil 6.2. Karakaya volkanitlerinin; A) Toplam alkali-SiO₂ diyagramı (Le Bas vd., 1986) (kesikli çizgi alkali-subalkali ayırımını göstermektedir, Miyashiro, 1978) B) Th (ppm)'a karşı Co (ppm) diyagramı (Hastie vd., 2007); C) Nb/Y-Zr/Ti diyagramı (Pearce 1996); D) Zr/TiO₂-SiO₂ diyagramı (Winchester ve Floyd 1977).

Karakaya volkanitlerine ait tüm örneklerin jeokimyasal karakterlerini belirlemek amacıyla Na₂O-K₂O (Peccerillo ve Taylor, 1976), K₂O-Na₂O (Le Maitre vd. 2002), (K₂O/Na₂O)-MgO (Foley vd., 1987) diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 6.3). Karakaya volkanitlerine ait örneklerin SiO₂'ye karşı K₂O diyagramında (Le Maitre, 2002) yüksek K'lu kalkalkalin ve şoşonitik özellikte olduğu belirlenmiştir (Şekil 6.3.B). Foley vd. (1987)'in önermiş olduğu MgO'ya karşı K₂O/Na₂O diyagramına (Şekil 6.3.C) ve Peccerillo ve Taylor (1976)'ın önerdiği Na₂O'ya karşı K₂O diyagramına (Şekil 6.3.A) göre ise Karakaya lamproiti ultrapotasik, İschehisar bazaltik trakiandeziti ve Çalışlar trakiandeziti şoşonitik karakter göstermektedir.



Şekil 6.3. Karakaya volkanitlerinin A) K_2O - Na_2O diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976); B) K_2O - SiO_2 diyagramı (Le Maitre vd. 2002); C) K_2O/Na_2O MgO diyagramı (Foley vd., 1987).

Yüksek K_2O (5,21-9,18), K_2O/Na_2O (2,04-5,92) oranı ve Mg# (42,01-77,49) değerlerine sahip olan kayalar ultrapotasik grup olarak adlandırılmıştır. CaO-MgO, CaO- SiO_2 ve CaO- Al_2O_3 (Foley vd., 1987) diyagramı üzerindeki konumları irdelenmiştir. İlgili grafiklere yerleştirildiğinde bu gruba ait örneklerin aktif orojenik zonu yansıtan Roman tip alanı ile lamproit tipi alan arasında geçiş özelliği taşıdığı saptanmıştır (Şekil 6.4).



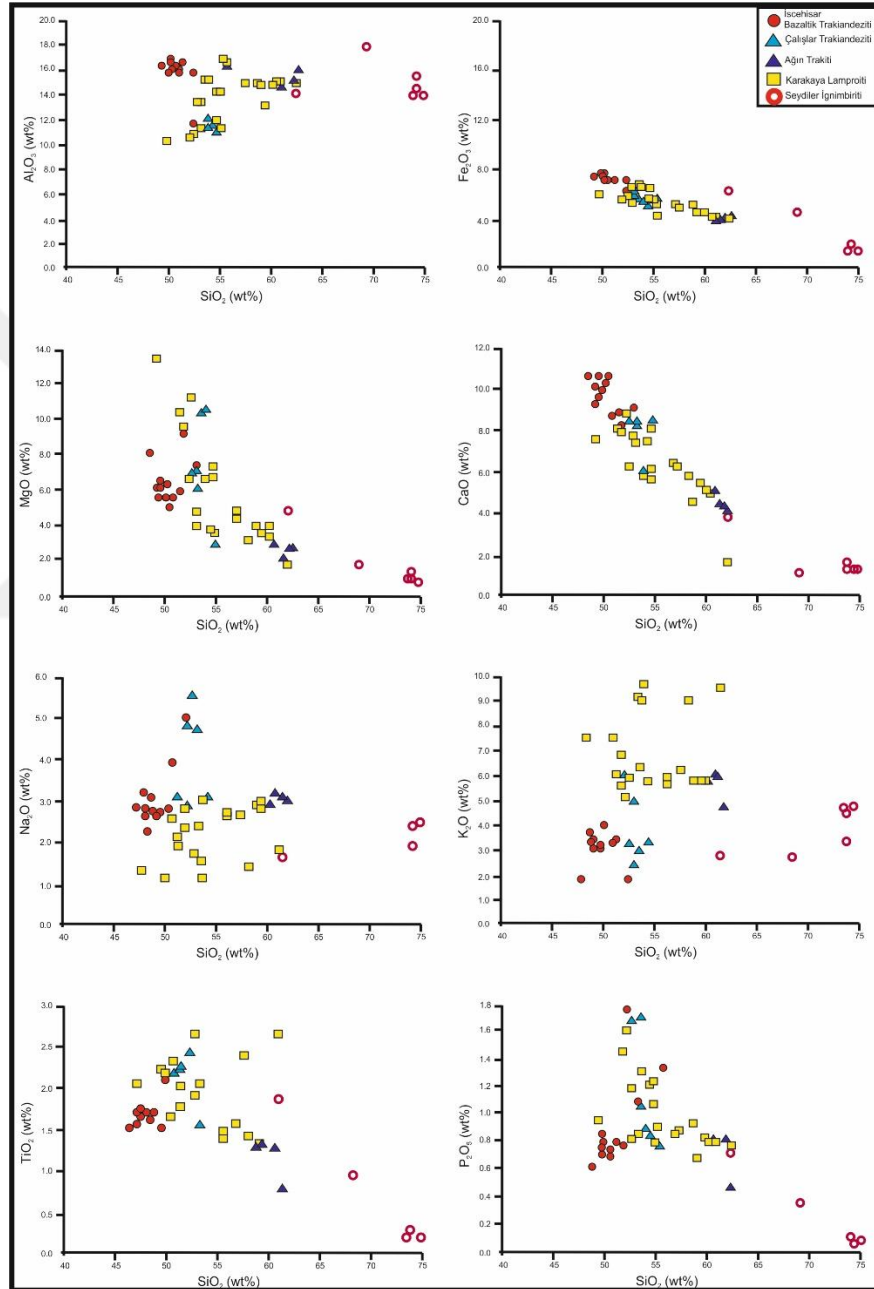
Şekil 6.4. Ultrapotasik kayalarda ana element % değişim diyagramları (Foley vd., 1987).

6.2. Major Oksit Jeokimyası

Genel anlamda incelenen volkanitlerin major oksit ve iz elementlerindeki değişimler kayaların içerisindeki fenokristal fazların ayrımlaşması ile yakından ilişkilidir. Çalışma alanındaki Miyosen volkanitlerinin SiO_2 'ye bağlı değişimler Şekil 6.5'da verilmektedir. Bu diyagramlarda major oksit ve iz elementlerin büyük çoğunluğu SiO_2 ile iyi bir korelasyon göstermektedir.

Kristallenmenin ilk safhalarında oluşan olivin, piroksen, Ca-plajiyoklas ve opak minerallerin (manyetit, ilmenit) oluşumuyla, artık ergiyik CaO, MgO, FeO_{tot} , TiO_2 elementlerce fakirleşecektir. İlerleyen evrelerde, amfibol oluşumuyla MnO, P_2O_5 dahil tüm ana element miktarları azalırken, Na ve K elementlerinin fraksiyonel kristalleşmenin son safhalarında oluşan Na-plajiyoklas, mika, alkali feldispat, anortoklaz minerallerin de bulunmaları nedeniyle, göreceli bir artış söz konusu olacaktır. Dolayısıyla, harker değişim diyagramlarında da SiO_2 artışıyla Fe_2O_3 , MgO, Al_2O_3 , MnO, CaO, TiO_2 ve P_2O_5 miktarlarında azalma; K_2O ve Na_2O değerlerinde ise artış beklenmelidir. İncelenen volkanitlere ait Harker değişim diyagramları

değerlendirildiğinde SiO_2 ile Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 , MnO , CaO , TiO_2 ve P_2O_5 arasında negatif; K_2O ve Na_2O arasında ise pozitif ilişki gözlenmiştir (Şekil 6.5). Böyle bir durum fraksiyonel kristalleşme sonucu ortaya çıkmaktadır.



Şekil 6.5 Karakaya volkanitlerinin SiO_2 -Majör element Harker diyagramları.

6.3. İz ve Nadir Toprak Element Jeokimyası

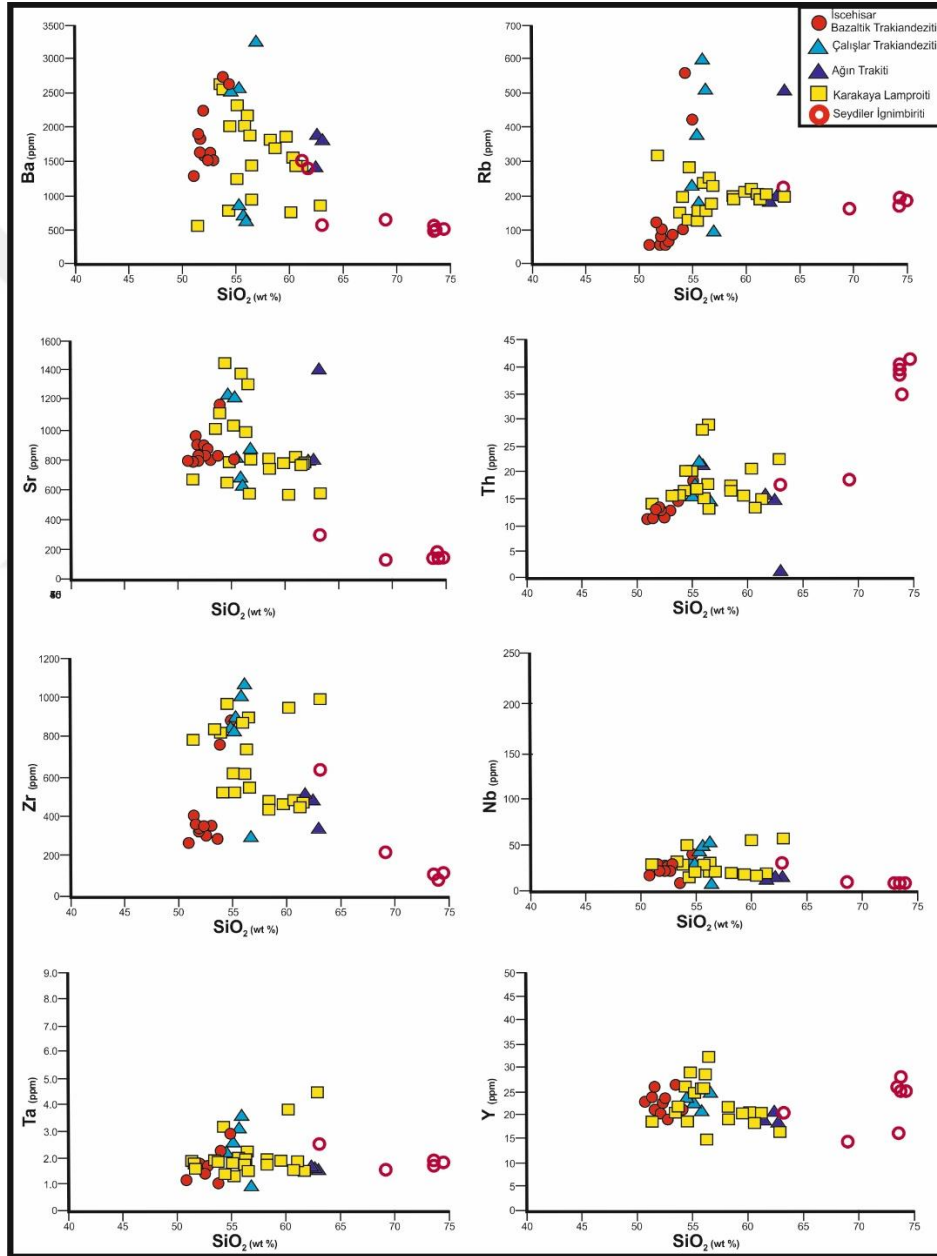
Fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkilerini görebilmek amacıyla, SiO_2 'ye karşı iz element değişim diyagramları çizilmiştir (Şekil 6.6).

Normal şartlarda gelişen fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkili olması durumunda, eriyikten ilk ayrılan mineraller olivin, klinopiroksen, Ca-plajiyoklas ve opak mineraller olacaktır. Co, Cr, Ni gibi elementler kristal kafes yapısında Mg, Fe, Al gibi elementlerin yerini alabildiklerinden, özellikle olivin ve klinopiroksen minerallerini oluşturmak üzere eriyikten ayrılırlar. Ayrıca Sr elementinin plajiyoklaslarda Ca elementinin yerini alması nedeniyle, Sr elementinde gözlenen negatif anomaliler Ca'ca zengin plajiyoklasların fraksiyonlanması ile ilişkilidir. Rb, Ba elementleri, iyon yarıçaplarının K'ya yakın olması nedeniyle K'nın yerini almakta; fraksiyonel kristalleşme sırasında Na-plajiyoklas, mika ve alkali feldispat minerallerinin bünyesine girmeleri nedeniyle, artık eriyikte kalmakta ve son aşamada sözkonusu mineralleri oluşturmaktadırlar. Benzer olarak, Th ve U elementleri de fraksiyonel kristalleşme sırasında, geç evrelerde kristalleşmektedirler. Karakaya volkanitlerine ait iz element değişim diyagramları incelendiğinde, SiO_2 'yle Hf, Sr, Zr, Y ve Co arasında negatif; Rb, Nb, Ba, Th ve Ce arasında ise pozitif ilişki gözlenmektedir (Şekil 6.6). Co'daki azalma, fraksiyonel kristalleşme ile klinopiroksen ve amfibol minerallerinin bünyesine girmeye eğilimli olan bu elementin, bu minerallerin oluşumu ile eriyikten ayrılmış olmasıyla açıklanabilir.

Uyumsuz elementlerden Ba ve Rb elementlerinin iyon yarıçaplarının K'ya yakın olması nedeniyle, fraksiyonel kristalleşme sırasında, bu elementler kimyasal bileşimlerinde K elementini bulunduran K-feldispat, biyotit ve anortoklaz gibi minerallerin bünyesine rahatlıkla girebilmektedir. Geç evrelerde kristallenen bu minerallerin oluşumuna kadar, bu elementler eriyik içinde kalır ve SiO_2 artışına paralel olarak artış gösterirler. İyon yarıçapı açısından Ca elementine benzerlik gösteren Sr elementi ise, ilk oluşan Ca-plajiyoklasların bünyesine girmesi sebebiyle negatif ilişki gösterirler. SiO_2 artışına bağlı olarak, kuvvetli uyumsuz elementlerden Th'nın artış göstermesi ise fraksiyonel kristalleşme sırasında bu elementlerin eriyik fazı tercih etmesi ve sıvı içinde yoğunlaşması ile açıklanabilir. Nb elementi ise mafik kayalar içinde önce sıvı fazı tercih etmekte, daha sonra amfibol ve biyotit minerallerini oluşturmak üzere eriyik içinden ayrılmakta ve bu durumda bu elementte önce artma ardından da azalma şeklinde dağınık bir ilişki ortaya çıkmaktadır.

Tüm incelenen örneklerde gözlenen SiO_2 artışına bağlı olarak uyumsuz element (Ba, Rb, Th) içeriklerinin artması ve uyumlu element (Sr, Zr) içeriklerinin azalması fraksiyonel

kristallenme süreçleri ile açıklanabilmektedir. Bu durum kayaçların bir ana magmadan fraksiyonel kristalleşmeyle türemiş olabileceklerini, ancak bunun kayaçların gelişiminde ana magmatik olay olmadığını ve diğer magmatik olayların (magma karışımı, kabuk kirlenmesi vb.) da rol oynadığına işaret etmektedir.



Şekil 6.6. Karakaya volkanitlerinin SiO₂-İz Element Harker diyagramları.

Karakaya volkanitlerini farklı tektonik ortam volkanitleri ile karşılaştırmak amacıyla N-MORB (Sun ve McDonough, 1989)'a göre normalize edilmiş çoklu-element diyagramları çizilmiştir (Şekil 6.7).

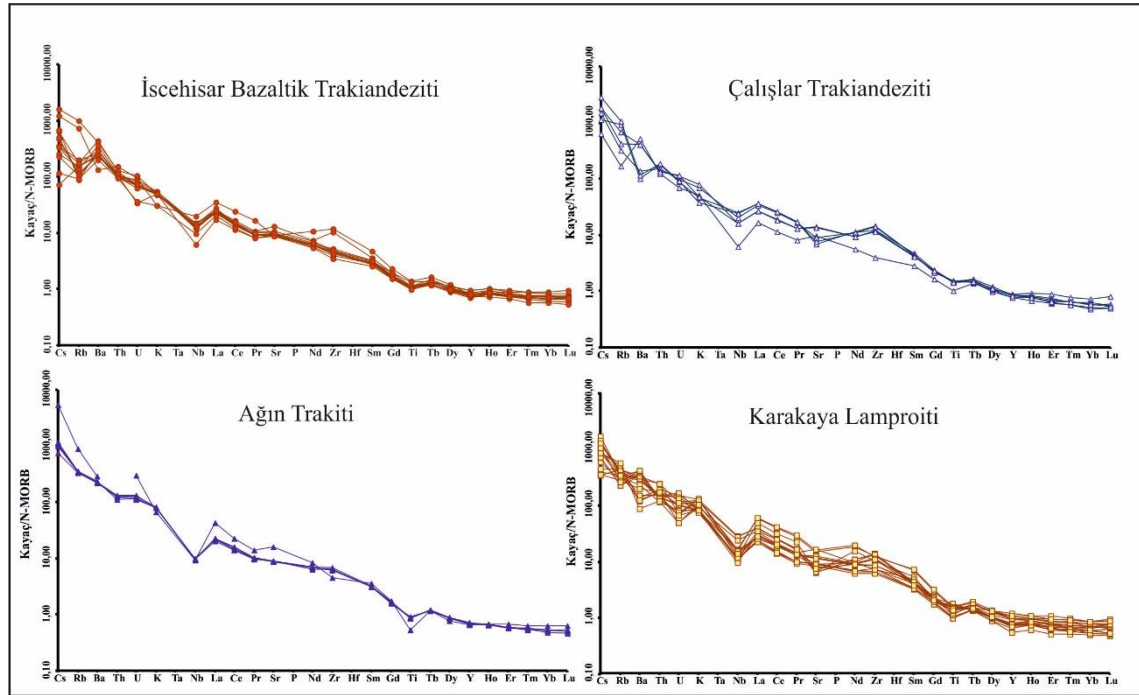
N-MORB'a göre normalize edilen örnekler, P ve Ti elementleri dışında, uyumsuz elementler bakımından zenginleşmiştir. Bu zenginleşmeler kabuksal kirlenmeden kaynaklanabileceği gibi, kaynak bölgesindeki bir zenginleşmeden de kaynaklanabilir. İğnimbirit örneklerindeki Ti ve P'daki negatif anomali dikkat çekicidir. Ti elementinde gözlenen tüketilme fraksiyonel kristalleşme sırasında opak minerallerin, P'da gözlenen tüketilme ise apatit minerallerinin oluşumuna bağlı olarak gelişebilir. Ayrıca iğnimbirit örneklerinde Ba elementinin diğer örneklerle oranla çok düşük olduğu görülmektedir.

Söz konusu bu örneklerin Sr içerikleri de düşük olup, olasılıkla Ca'ca zengin plajiyoklasların fraksiyonlanması ile ilişkilidir. Spider diyagramlarda Nb, Ta ve Ti elementlerinde gözlenen fakirleşmeler; dalma-batma sonucu oluşabildiği gibi, kabuksal kontaminasyon sonucu da gerçekleşebilmektedir (Elburg ve Foden, 1998; Hawkesworth vd., 1993; Menzies ve Kyle, 1990; Pearce ve Peate, 1995; Ringwood, 1990; Thirlwall vd., 1994). Dalma-batma sırasında LIL elementlerin dalan kabuktan gelen sulu akışkanlar tarafından taşınmasıyla, üstte bulunan manto LIL elementlerce zenginleşir (Wilson, 1989).

Nb, Ta ve Ti elementleri ise hareketliliklerinin düşük olması nedeniyle, dalma-batma sırasında serbest kalan sulu akışkanlarca taşınamazlar ve manto hareketli LIL (iri katyonlu litofil) elementlere oranla Nb, Ta ve Ti elementleri bakımından tüketilir. Bahsedilen elementlerdeki tüketilme, bu elementlerin derinliğe bağlı olarak duraylı olabilen ilmenit, titanit (sfen), rutil gibi minerallerin bünyelerine girebilmeleri nedeniyle de gerçekleşebilmektedir (Fitton vd., 1988; Gill, 1981; McCulloch ve Gamble, 1991; Pearce, 1983; Ringwood, 1990; Thompson vd., 1984; Wilson, 1989).

Bütün örneklerin, Rb, Ba, Th ve K gibi kuvvetli uyumsuz element içerikleri bakımından zengin olması tipik aktif kıta kenarı magmatizmasına göstergedir (Wilson, 1989). Aktif kıta kenarlarında, dalan okyanus kabuğunun üzerindeki sedimanlarla birlikte sıcak üst mantoya girişiyle manto kaması metamorfize olmakta, metamorfizmanın ilerlemesi ile dehidrasyon meydana gelmekte, bunun sonucunda uçucu bileşen ve sıvı akışkanlar yiten dilimin üzerindeki manto kaması içine geçmektedir (Wilson, 1989). Kısmi ergimenin gerçekleşmesiyle kuvvetli uyumsuz elementler (örn. Rb, Sr, K, Ba, Th), eriyik ve sıvı akışkanları tercih edecek, HFS

elementler ise kısmi erime sonrası kaynak kayacta kalan rutil, titanit, ilmenit, perovskit, apatit, manyetit gibi duraylı fazlarda tutulacaklardır.



şekil 6.7. Volkanik kayaclarının N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramları (N-MORB: Tktilmiş Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı) (Sun ve McDonough, 1989).

Genel olarak, Ba zenginleşmesi ve beraberinde Nb ve Ta elementlerindeki tktilmeler ve yüksek Ba/Nb (>28); Ba/Ta (>450) gibi tipik özellikler, daha önce çeşitli araştırıcılar tarafından ileri srldğı gibi yay magmatizmasının karakteristik jeokimyasal özellikleri arasında yer almaktadır (Gill, 1981; Fitton vd., 1988). Karakaya volkanitlerinde yapılmış jeokimya çalışmaları sonucunda, örneklerdeki Ba/Nb oranı 27-92, Ba/Ta oranı ise 142-1489 değerleri arasında değişmektedir. Bu değerlere göre Karakaya volkanitleri yüksek Ba/Nb ve Ba/Ta oranlarına sahiptir.

Karakaya volkanitleri, mineral kimyası ve jeokimya bakımından çoğu zaman farklılıklar gösterse de tüm ürünlerin iz element çoklu diyagramlarında gösterdikleri benzer desenler kökenlerinin aynı olduğunu düşündürmektedir. Değişikliklerin, kaynağın kısmi erime derecesindeki değerlişiklikler, eriyiğin sıcaklık ve viskozitesi, kabukta kalma süresi, asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme oranı, kabuksal kirlenmenin ve dalma-batmanın etkisi, magma karışımı gibi sebeplerle meydana gelmiş olabileceği düşünülmektedir.

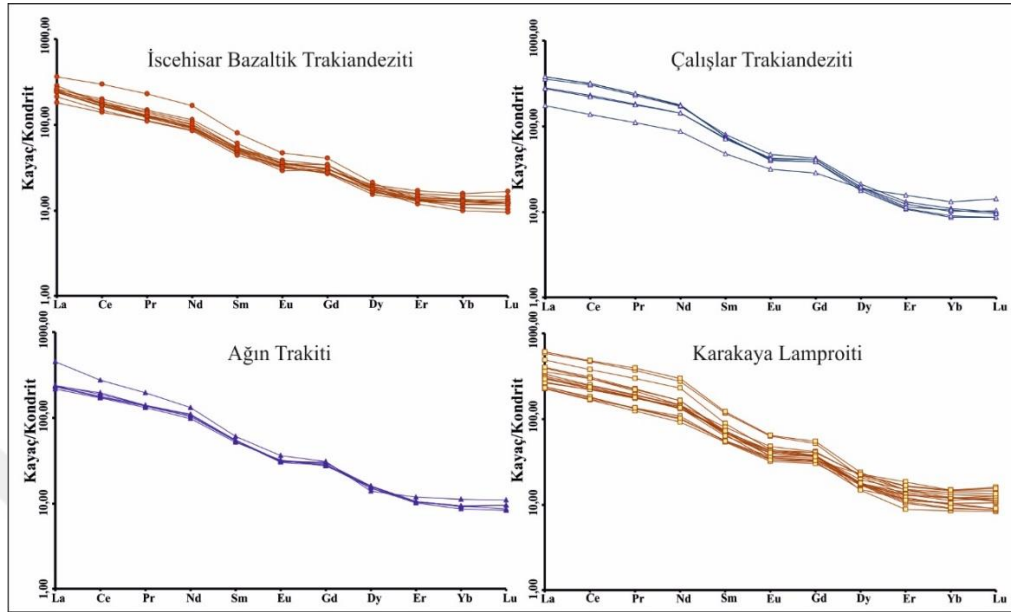
Nadir toprak element çözümü sonuçları, Sun ve McDonough (1989) tarafından belirlenmiş kondrit değerlerine göre normalize edilmiş ve çoklu element diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 6.8). Tüm örneklerin hafif nadir toprak elementlerce (LREE) zenginleştiği diyagramda görülmektedir. Nadir toprak element diyagramlarında soldan sağa doğru gidildikçe elementlerin uyumsuzluk derecesi ve hareketliliği azalmaktadır (Wilson, 1989). Bir başka ifadeyle, hafif nadir toprak elementler (LREE), ağır nadir toprak elementlere göre (HREE) daha uyumsuzdurlar. Bu nedenle, LRE elementler, farklılaşma ya da düşük dereceli kısmi ergime sırasında manto minerallerinin bünyesine katılmak yerine sıvı fazı tercih ederler (Rollinson, 1993). Bu durumda, yüksek LREE/HREE (La/Yb) oranı, zenginleşmiş manto kaynağını veya magmanın düşük dereceli kısmi ergimeler ile oluştuğunu gösterir (Barragan vd., 1998; Fitton vd., 1991). Karakaya volkanitleri ve karşılaştırılan tüm örneklerde kondirite göre çoklu element diyagramında az olarak HNTE elementlerinde zenginleşme ve HNTE elementleriyle ilişkili olarak Ho'dan Lu'e hemen hemen düz bir motif gözlenmektedir.

Karakaya volkaniklerinin LREE/HREE oranlarının yüksek olması nedeniyle, magmanın zenginleşmiş bir kaynaktan ya da mantonun düşük dereceli kısmi ergimesi sonucu oluştuğu söylenebilir. İgnimbirit örneklerinde, çok belirgin negatif Eu anomalisi gözlenmektedir. Plajiyoklas minerallerinin kristallenmesi veya kısmi ergime sırasında feldispatın kaynaktan alıkonması sonucu negatif Eu anomalisi görülebilmektedir.

Tüm volkanik örneklerin yüksek alan enerjili elementlerde (Nb ve Ti) negatif anomali göstermeleri ve diyagramlarda Eu çukurluğu olması yitim zonu bileşeni katkısının olduğunun göstergesidir (Pearce, 1983; Saunders vd., 1988). Ayrıca, Eu negatif anomalisinde plajiyoklas mineralinin fraksiyonlanması veya kayacın kısmi ergimesi sırasında feldispat mineralinin kaynaktan alıkonmasına bağlanabilir.

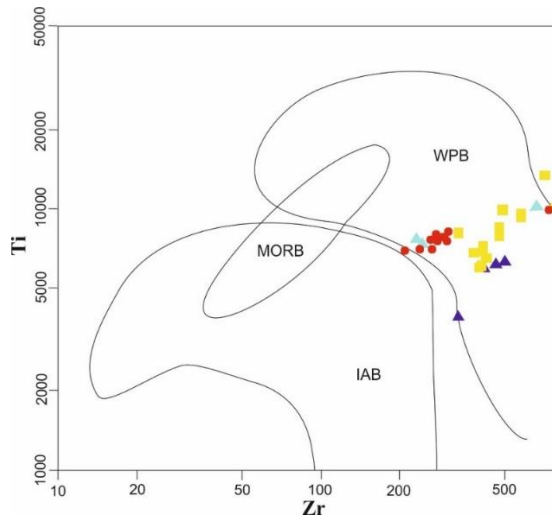
6.4. Tektonik Ayırtman Diyagramları

Araziden derlenen örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları incelendiğinde, lav akıntılarında ait örnekler potasyumca zengin alkali kayalar olarak, ignimbritler ise sub-alkalen kayalar olarak sınıflandırılmıştır. Volkanik kayaların petrojenezlerinin ortaya konulması için birçok araştırmacı farklı yöntemler uygulamışlardır (Pearce, 1982; Pearce ve Cann, 1973; Pearce ve Norry, 1979; Wood vd., 1979).



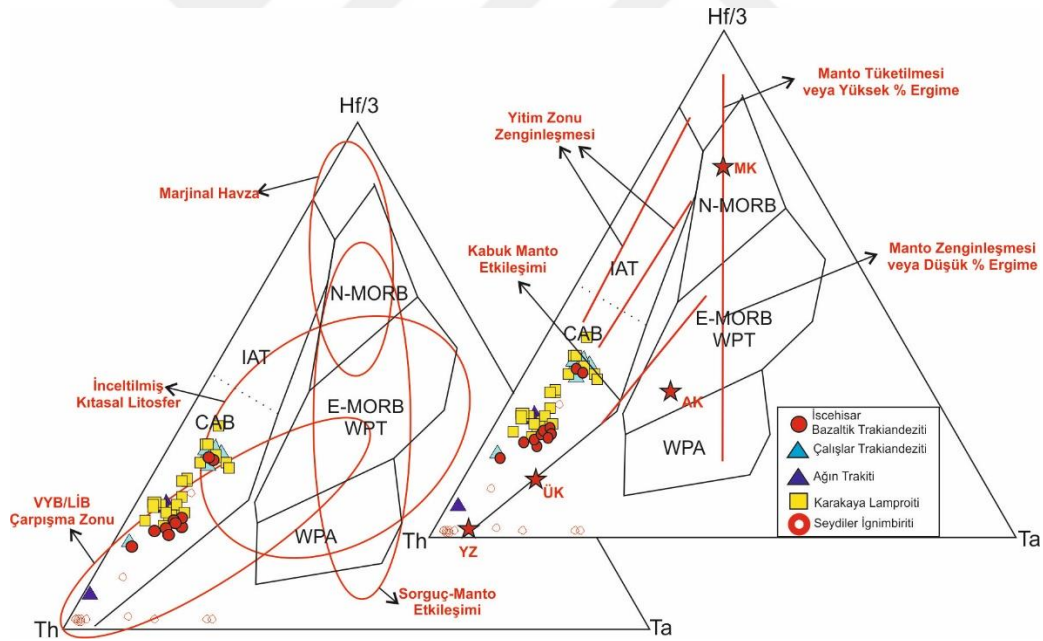
Şekil 6.8. Volkanik kayaların kondirite göre normalize edilmiş REE diyagramları (Sun ve McDonough, 1989).

Volkanitlerin oluştuğu jeotektonik ortamı belirlemede Ti, Zr, Nb ve Y gibi duraylılığı yüksek elementlerin kullanılması güvenilir sonuçlar vermektedir. Pearce (1982), tarafından önerilen Ti-Zr içeriklerine göre yapılan diyagramda örneklerin çoğunluğu plaka içi bazaltlar alanına düşmektedir (Şekil 6.9).



Şekil 6.9. Örneklerin Ti-Zr diyagramında dağılımı (WPB: Levha içi bazalt, MORB: Okyanus ortası sırtı bazalt, IAB: Ada yayı bazaltları) (Pearce 1982).

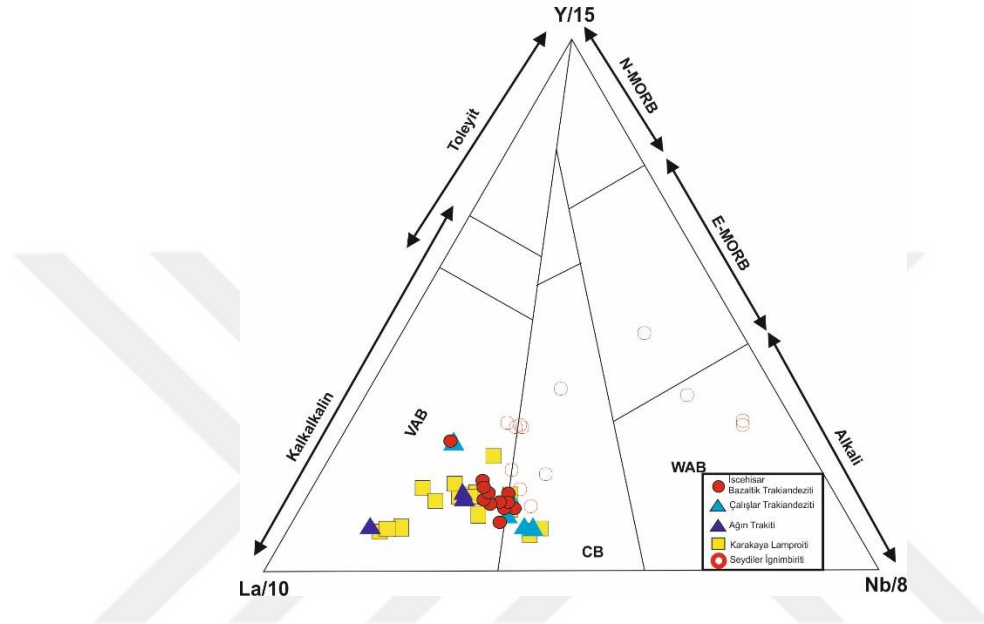
Karakaya volkanitlerini oluşturan magma kaynağını daha iyi yorumlayabilmek için duraylı HFS elementlere bağlı olarak oluşturulmuş Wood (1980), (Hf/3-Ta-Th) tektonik ortam ve ana magma tipleri (Pearce, 1996a) diyagramında ise örneklerin tamamen volkanik yay bazaltı alanında kümelendiği gözlenir (Şekil 6.10). İncelenen volkanitler, ana magma tiplerine göre volkanik yay bazaltları ve levha içi bazaltları ile temsil edilen çarpışma zonu volkanitleri alanında yer almaktadır. Volkanitler, petrojenetik olarak ise manto-kabuk etkileşimi yönelsemesine uygun olup, gelişimlerinde yitim etkisinin yanı sıra üst kabuk assimilasyonu da gözlenmektedir. Üçgen diyagramda Ta ucundan Th ucuna doğru gidildikçe kabuk özümsemesi etkisinin arttığı gösterilmektedir. Bu durumda örneklerin jeokimyasal özelliklerinin belirgin olarak kabuk katkısı etkisi tarafından kontrol edildiği kabul edilmelidir (Wilson, 1989).



Şekil 6.10. Karakaya volkanitlerinin Hf/3-Ta-Th üçgen diyagramında gösterimi (Wood, 1980 (CAB: Volkanik yay bazaltları, IAT: Ada yayı toleyitleri, N-MORB: Tüketilmiş okyanus ortası sırtı bazaltları, E-MORB: Zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları, WPT: Levha içi toleyitleri, WPA: Plaka içi alkanin bazaltları).

Wood (1980) tarafından Y/15-La/10-Nb/8 içeriklerine göre hazırlanan diyagramda lavlar kalkalkalen bazalt ve kitasal bazalt alanlarına düşmektedir (Şekil 6.11). Lavlar, üst kitasal kabuk bileşimine doğru bir yönelim göstererek, bunların gelişiminde artan kabuk bileşiminin etkisini

göstermektedir. Lavların gelişiminde etkili olan kabuk kirlenmesi, çevre kayaların tümüyle ergitilmesinden ziyade, kısmi ergiyiklerin girişimi şeklindedir. Bu olay uyumsuz elementlerde bir zenginleşme oluşturmuştur. (Tindle ve Pearce, 1983).



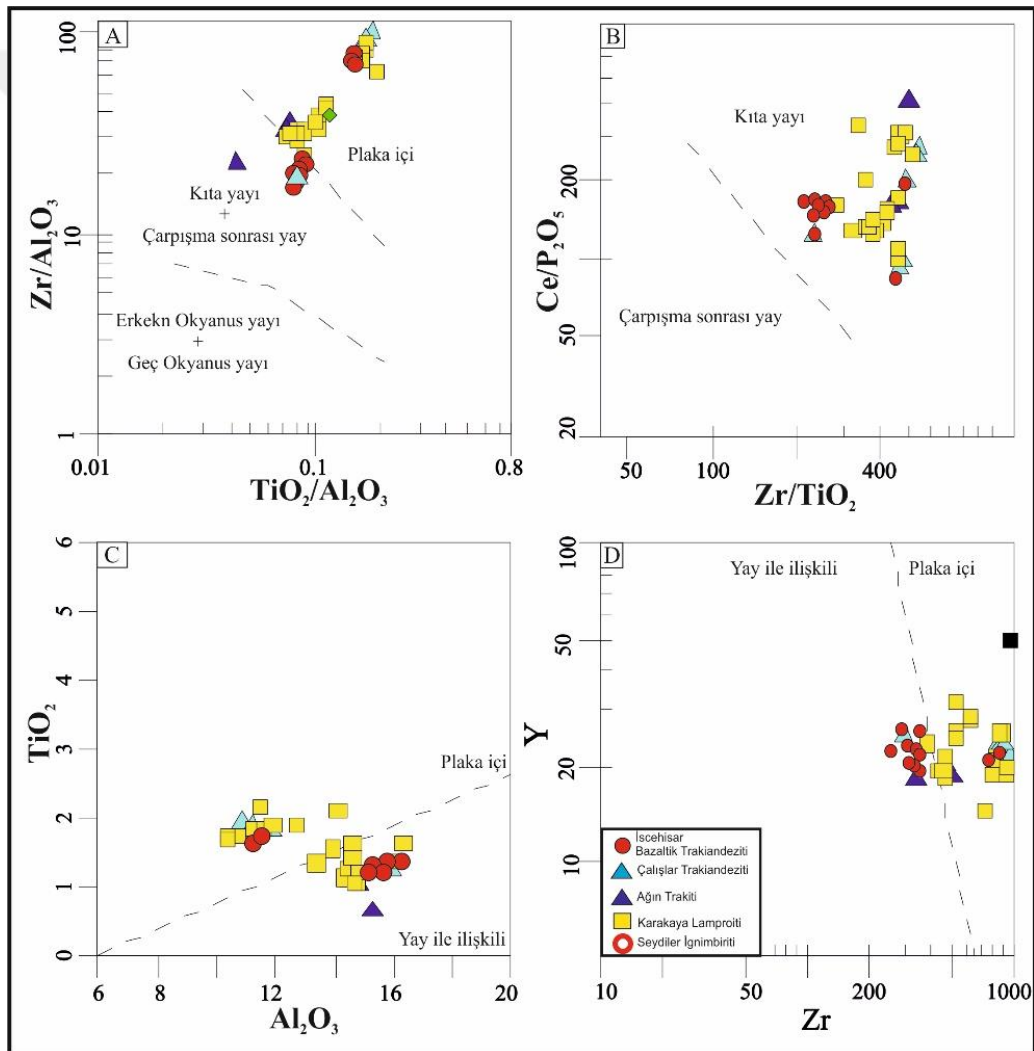
Şekil 6.11. Karşılaştırılan Karakaya Volkanitleri ile Miyosen Volkanitlerinin Y/15-La/10-Nb/8 diyagramında dağılımı (VAB: Volkanik yay bazaltları, CB: Kıtasal bazalt, WAB: Kıta içi alkali bazalt, N-MORB: Tüketilmiş okyanus ortası sırtı bazaltları, E-MORB: Zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları)

Tektonik ayırtman diyagramlarının birbirinden farklı ortamlarda oluşmuş alkalin kayaların ayırtlanmasında farklı ortamları işaret etmesi sebebiyle bazı hatalara rastlanılmıştır. Analizlerin sonuçlarının da işaret ettiği gibi alkalin potasik kayaların sınıflamasında Müller ve Groves (2000), tarafından ortaya konulan tektonik ortam ayırtlanması kullanılmıştır.

Bilindiği gibi, alkalin potasik kayalar beş farklı tektonik ortamda kıtasal yaylar, çarpışma sonrası yaylar, okyanus yayları, erken okyanus yayı, geç okyanus yayı, plaka ortası oluşabilmektedir. Elde edilen sonuçlar, Müller ve Groves (2000), tarafından tavsiye edilen akış şeması yardımıyla incelenerek ilgili grafikler (Şekil. 6.12) yardımıyla incelenmiştir.

İlk olarak, yüksek TiO_2 ve Zr oranları ile dikkat çeken jeokimyasal analiz sonuçları $Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3$ grafiğine (Şekil 6.12.A) düşürülmüştür. Elde edilen grafikte, bazaltik-trakiandezit ve trakiandezitler plaka içi ve kıtasal-çarpışma sonrası yay ortamlarında gözlenmiştir. Kıta-kıta çarpışma sonrası yay ayırımı için sonuçlar $Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2$ diyagramına (Şekil 6.12.B) yerleştirilmiş ve volkanitlerin çoğunluğunun kıtasal yay ortamına düştüğü gözlenmiştir.

İkinci aşama olarak ise volkanizma ürünlerinin nasıl bir plaka içi ortamında oluştuğunun tespit edilmesi için ilgili grafikler kullanılmıştır (Şekil. 6.12.C-D). Bunun için Müller ve Groves (2000)'in $TiO_2-Al_2O_3$ grafiği ve Y-Zr grafiği kullanılmıştır. Elde edilen $TiO_2-Al_2O_3$ diyagramı incelendiğinde örneklerin yoğunlukla yay ile ilişkili plaka içi ortamda gözlemlendiği bir kısmının ise plaka içi ortamda olduğu tespit edilmiştir. Bu sonuçlara göre, volkanizmanın yay ile ilişkili plaka içi ortamda geliştiği, ancak kısmi ergimeler ve kabuksal kirlenmeler ile meydana gelen değişimlerden yoğun olarak etkilendiği düşünülmüştür.



Şekil 6.12. Bölgesel yayılımdaki Miyosen Volkanitlerinin tektonik ortamlarını ayırtlamak için kullanılan model (Müller ve Groves, 2000).

6.5. İzotop Jeokimyası

Jeolojik süreçleri araştırmak açısından izotop çalışması oldukça önemlidir. Radyojenik izotoplar yer kabuğu ve manto hakkında önemli ipuçları vermektedir. Çünkü magmadaki izotop oranları bu magmanın oluştuğu kaynağın özelliklerini yansıtmaktadır. İzotop oranları sonraki ayrımlaşma ile aynı kalabilmektedir. Böylece her bir kaynak kendine özgü izotopik bileşime sahiptir. Bu sayede izotopik bileşimleri farklı kaynaklar arasındaki karışım ve kirlenme gibi süreçler belirlenebilmektedir (Faure, 2001; Faure ve Mensing, 2005).

Karakaya volkanitlerine ait ultrapotasik bileşimindeki kayalardan 6, trakiandezit bileşimli kayalardan 4, bazaltik trakiandezit bileşimli kayalardan 5 adet olmak üzere toplam 15 adet örneğin Sr, Nd ve Pb izotop analizleri yapılmıştır. Örneklerin analizlere hazırlanışı ve ölçümler ile ilgili detaylı bilgi “Materyal ve Yöntem” bölümünde verilmiştir. İksel izotop oranları hesaplanırken Prelević vd. (2015)’nin sunmuş oldukları 16,08 My yaş verisi kullanılmıştır.

Bir kayaç veya mineralin izotop oranı, radyoaktif bozunmaya uğramayan duraylı izotopu referans alınarak gerçekleştirilir. Böylece izotop miktarları, elementin radyojenik izotopunun duraylı bir izotopuna oranıyla ifade edilir. Analiz laboratuvarında ölçülen değerler kayaç örneklerinin güncel izotop oranlarını yansıtmaktadır. Bu nedenle kayaçların oluşum zamanlarındaki (iksel) izotop oranlarını belirlemek için ölçülen değerler üzerinde yaş düzeltilmesi yapılmalıdır. Ayrıca $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları için epsilon ϵ değerleri (Faure, 2001; Faure ve Mensing, 2005) hesaplanmıştır. Nd izotop oranları farklılıklarının küçük olması nedeniyle DePaolo ve Wasserburg (1976), Nd ve Sr zenginleşmesini tanımlamak için epsilon(ϵ) terimini kullanmışlardır. Hesaplamalarda kullanılan denklemler ve katsayılar aşağıda verilmiştir.

Yapılan hesaplamalar sonucunda kayaçların ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranları 0,705215-0,710098 arasında, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i oranları 0.512255-0.512509 arasında ϵNd_i değerleri -2.11 ile -7.07 arasında, hesaplanan Nd model yaşları [T_{DM1}] ise 1254,4-811,4 My arasında değişmektedir (Çizelge 7.4). Pozitif epsilon değeri tüketilmiş (yüksek ^{143}Nd) manto ve negatif epsilon değeri zenginleşmiş (düşük ^{143}Nd) manto kaynağını gösterir. Kayaçların düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarına sahip olması, bu kayaçların tüketilmiş bir manto kaynağından türediğine ve/veya tüketilmiş bir mantodan türeyen en son üye olduklarına işaret etmektedir. Yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarına sahip olması ise kayaçların yiten kabuk malzemesinin karışmasıyla zenginleşmiş bir manto kaynağından türediklerini, manto kaynağındaki kabuk bileşimi katkısını ifade etmektedir (Faure ve Mensing, 2005).

Çizelge 6.3. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları ve ϵSr_i , ϵNd_i ve T_{DM} değerleri için kullanılan hesaplama formülleri

| | |
|--|-----|
| $\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{\text{Rb}}{\text{Sr}}\right) \left(2.6939 + 0.2832 \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)$ | 7.1 |
| $\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{\text{Sm}}{\text{Nd}}\right) \left(0.53151 + 0.14252 \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)$ | 7.2 |
| $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_m + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right) (e^{\lambda t-1})$ | 7.3 |
| $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right) (e^{\lambda t-1})$ | 7.4 |
| $\epsilon\text{Sr}_i = \left[\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m / \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{chur}} - 1 \right] \times 10^4$ | 7.5 |
| $\epsilon\text{Nd}_i = \left[\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_m / \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{chur}} - 1 \right] \times 10^4$ | 7.6 |
| $T_{\text{DM}} = \left(\frac{1}{\lambda}\right) \times \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_m / \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{DM}}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_m / \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{DM}}} \right] + 1$ | 7.7 |

$\lambda(^{87}\text{Rb})=1.42 \times 10^{-11} \text{y}^{-1}$; $\lambda(^{147}\text{Sm})=6.54 \times 10^{-12} \text{y}^{-1}$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{chur}}=0.7045$ (DePaolo, 1988); $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}}=0.512638$ (Goldstein vd., 1984), Chur: Chondritic Uniform Reservoir; Dm: Depleted Mantle; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.51315$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.2119$ 'dir (Liew and Hofman 1988).

Sm-Nd ve Rb-Sr'nin kısmi ergime sürecinde zıt davranışlarından ötürü manto ve kabuk kayaların Nd ve Sr izotopik bileşimleri arasında farklılıklar bulunmaktadır. Manto kayasının kısmi ergimesi esnasında Sm'un kaynaktan alıkonulması kalıntı manto kayaların kabuk kayalarına göre radyojenik ^{143}Nd 'ce zenginleşmesine neden olmaktadır. Rb ise tam tersine kısmi ergime sürecinde oluşan eriyik fazı tercih etmektedir. Bu nedenle kalıntı manto kayaları kabuk kayalarına göre daha az radyojenik ^{87}Sr içerirler (Faure, 2001; Faure ve Mensing, 2005). Diğer bir ifadeyle kabuk kayaları manto kayalarına göre ^{87}Sr 'ce daha zengindir. Bundan dolayı kirlenme süreçlerinin irdelenmesinde Sr izotopları Nd izotoplarına göre daha hassastır.

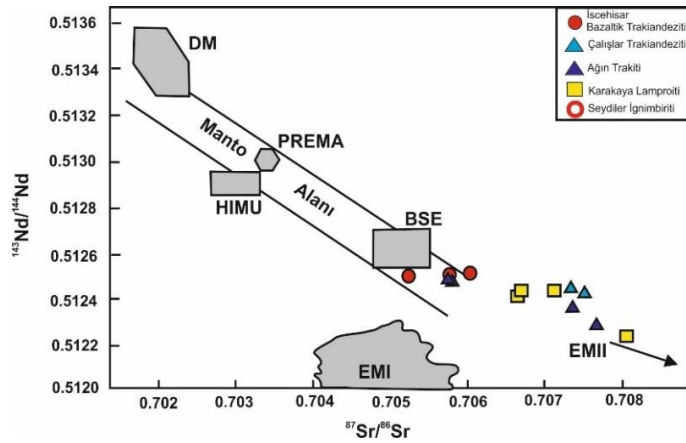
Zindler ve Hart (1986), genç okyanusal bazaltik kayaların izotopik bileşimlerine dayanarak beş farklı manto kaynağı tanımlamıştır. Bunlar;

- 1) Tüketilmiş manto (DM: Depleted mantle)
- 2) HIMU Manto (μ -değeri veya $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ oranı yüksek olan manto kaynağı)
- 3) Zenginleşmiş manto (EM: Enriched mantle)

- 4) Yaygın manto (PREMA-Prevalent mantle)
- 5) Toplam yerküre (BSE: Bulk silicate earth)

İncelenen volkanik kayalar Sr-Nd korelasyon diyagramına aktarılarak, türedikleri manto kaynağı hakkında bilgi edinilebilir. Yerkürenin rezervuarlarına ayrışmadan önceki ilksel bileşime karşılık gelen BSE, Sr-Nd diyagramını dört farklı alana ayırmaktadır. Diyagramın sol üst bölgesi tüketilmiş kaynak bileşimini, sağ alt bölge ise kökenlerinde kıtasal kabuk bileşeni içeren zenginleşmiş bileşimi temsil etmektedir. İncelenen volkanik kayalar bu diyagramda zenginleşme bölgesine düşmektedir. Bazı örneklerde ki Sr içeriğindeki artışın kaynak alan zenginleşmesinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Karakaya lamproitleri ise EMII arasındaki bölgeyi işaret etmektedir. Sr içeriğindeki artış kabuk etkisinin fazla oluşunu göstermektedir. EMII alt rezervuarı üst kıtasal kabuk için, EMI ise alt kıtasal kabuk için tipik olan bileşime sahip olduğundan, söz konusu manto rezervuarlarındaki zenginleşme, yitim zonlarında mantoya karışan üst kıtasal kabuk malzemelerinin döngüleriyle açıklanmaktadır (şekil 6.13).

Volkanik kayaların Pb izotop bileşimleri magma petrojenezinde farklı kaynak bileşenlerinin göreceli rollerini belirlemede oldukça yararlıdır (Wilson, 1989). Yay ardı basenler genellikle düşük $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranlarına sahiptirler (Pearce vd, 2001).



şekil 6.13. Miyosen Volkanitleri $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop diyagramı EMI ve EMII (Zenginleşmiş Manto I ve II), HIMU ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ oranı yüksek manto), DM (Tüketilmiş Manto), BSE (Toplam Silikat Yerküre), PREMA (ortalama manto) alanları Zindler ve Hart (1986), Hart vd. (1992)'ye göredir.

$\Delta 7/4$ ile $\Delta 8/4$ değerlerinin hesaplanmasında $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}$ ve $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}$ izotop oranları kullanılmıştır. $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}$ ve $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}$ izotop oranları ve $\Delta 7/4$ ile $\Delta 8/4$ değerleri hesaplanırken aşağıda verilen formüller kullanılmıştır (Hart, 1984) (izelge 6.4).

Analizi yapılan kayaçların $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları, hesaplanan $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}$ ve $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}$ izotop oranları ve $\Delta 7/4$ ile $\Delta 8/4$ değerleri Ek 9'da verilmiştir.

Karakaya volkanitleri'nin $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları sırasıyla 18.75–19.17; 14.95–15.69 ve 37.25–39.12 arasındadır.

Çizelge 6.4. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{NHRL}}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{NHRL}}$ izotop oranları ve $\Delta 7/4$ ile $\Delta 8/4$ değerleri için kullanılan hesaplama formülleri (Hart 1984).

| | |
|--|------|
| $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{NHRL}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i \times 0.1084 + 13.491$ | 7.8 |
| $\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{NHRL}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i \times 1.209 + 15.627$ | 7.9 |
| $\Delta 7/4 = \left[\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{NHRL}} \right] \times 100$ | 7.10 |
| $\Delta 8/4 = \left[\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i - \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{NHRL}} \right] \times 100$ | 7.11 |

NHRL: Kuzey yarımküre referans çizgisi (Northern Hemisphere Reference Line),

7. PETROJENEZ

Çalışma alanında gerçekleştirilen jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemeler sonucunda, volkanik kayaçların kökenleri saptanmaya, kayaçların oluşumlarında etkili olan süreçler ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Volkanitlerin iz element analiz verileri kullanılarak, petrojenetik modelleme çalışmaları yapılmaktadır. Bu modelleme çalışmaları ile volkanik kayaçları oluşturan magmaların, oluşum süreçlerinde etkili olan bölümsel ergime tipleri ve yüzdeleri, volkanik kayaçların olası kaynak bileşenleri, fraksiyonel kristalleşme ve asimilasyon etkileri incelenerek kayaçların kristalizasyon geçmişi belirlenebilmektedir.

Bu bölümde kısmi ergime, fraksiyonel kristalleşme (FC), magma karışımı ve asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme (AFC) süreçleri yardımıyla kayaçların oluşumları yorumlanmaya çalışılacaktır.

7.1. Kaynak Karakteristikleri

Üst manto granat içeren veya içermeyen peridotit ve az oranda piroksenitten meydana gelmektedir (Jung vd., 2012). Alkali içeriği yüksek kayaçları oluşturan silisçe doymun olmayan magmalar ise granat piroksenit ile granat içeren peridotitik bir kaynaktan gelişebilmektedir (Kushiro, 1996; Rapp vd., 1991). Bu kayaçların türediği üst mantonun heterojen yapısı ve bu yapının okyanusal litosferin manto içerisinde yitimi sonucu meydana geldiği jeokimyasal veriler ile desteklenmektedir (Hofmann, 1997).

Karakaya Volkanik kayaçları oluşturan kaynağın özelliklerini belirlemek amacı ile farklı bileşimlerdeki kaynaklar kısmi ergime modellemeleri yapılarak karşılaştırılmıştır. İncelenen volkanitlerin kaynak alan karakteristiklerini belirlemek için yapılan çalışmalarda bazik ve ortaç bileşimli kayaçların analiz sonuçları kullanılmıştır. İncelenen volkanitlerin N-Morb'a normalize edilmiş iz element değişim diyagramlarında gözlemlenen negatif Nb, Ta ve Ti anomalileri zenginleşmenin yitimle ilişkili olabileceğini göstermektedir. Bu nedenle, volkanitlerin ana magması yitim ve/veya astenosferik ergiyiklerin karıştığı zenginleşmiş bir kökenden türemiş olabilir .

Kısmi ergime modellemesinde uç bileşen olarak, literatürde üst manto bileşimini yansıttığı belirtilen spinel lertzolit (Kinzler, 1994) ve granat lertzolit (Walter, 1998) nadir toprak (REE) element değerleri kullanılmıştır. Spinel peridotit mineralojisine sahip bir kaynağın sığ

derinlikte ve litosferik kaynak olabileceği (McDonough, 1990; McKenzie ve Bickle, 1988; Robinson ve Wood, 1998) belirtilmektedir. Granat fazının varlığı da daha derin bir kaynağı düşündürmektedir.

Modal mineraloji açısından granat lertzolitler % 60 olivin, % 20 ortopiroksen, % 10 klinopiroksen, % 10 granat (Walter, 1998); spinel lertzolitler ise % 53 olivin, % 27 ortopiroksen, % 17 klinopiroksen, % 3 spinel içermektedir (Kinzler, 1997).

Shaw (1970), yığın/denge ergimesi (batch/equilibrium melting) ve fraksiyonel ergime (rayleigh/fractional melting) tiplerinde modelleme yöntemleri ileri sürmüştür. Bu modellemelerde, ergime öncesi katı kaynak kayada bulunan mineraller için mineral-sıvı ayırılma katsayısının yanı sıra, ergime sonucu oluşan sıvının normatif mineralojik bileşimi de dikkate alınarak bu normatif mineraller içinde mineral-sıvı ayırılma katsayısı terimi tanımlanmaktadır. Buna göre, ergime öncesi katı kaynak kayadaki mineral fazları için tanımlanan ayırılma katsayısı $D_t^o = \sum K_j \cdot X_j^o$ formülü ile hesaplanmaktadır. Bu formülde; K_{jt} , katı kaynak kayadaki j minerali için t elementinin ayırılma katsayısı (partition coefficient); X_j^o , katı kaynak kayadaki j mineralinin yüzdesi olarak ifade edilmektedir.

Yığın/denge ergimesi modellemesinde herhangi bir başlangıç bileşeninden itibaren farklı kısmi ergime dereceleri için istenilen eser element konsantrasyonları

$C_L/C_o = 1 / [D_o + F(1-D_o)]$ formülü ile hesaplanmaktadır. Bu formülde;

C_L : Elementin sıvıdaki konsantrasyonu

C_o : Elementin ilksel katı kaynak malzemedeki konsantrasyonu

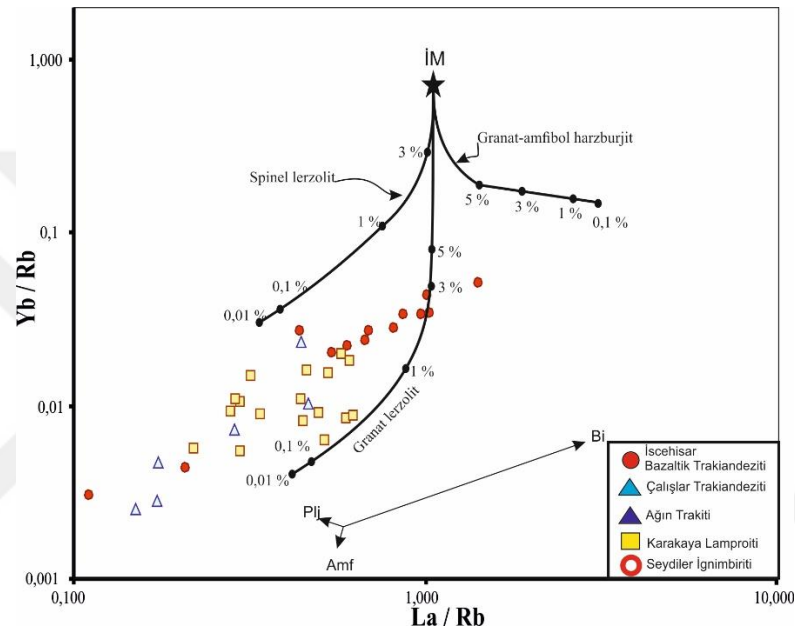
D_o : İlksel katı kaynak malzemesindeki toplam paylaşma katsayısı

F : Kısmi ergime sonucu oluşan eriyik fraksiyonu (kısmi ergime derecesi)

Kısmi ergime modellemelerine göre hesaplanarak oluşturulan teorik ergime eğrileri kullanılarak kayaları oluşturan kaynağın ergime dereceleri hakkında bilgi sahibi olunmuştur. Bu çalışmada kısmi erime modellemesi için nadir toprak elementi değerlerinden yararlanılmıştır. Yapılmış olan hesaplamalarda kullanılan ayırılma katsayıları Çizelge 7.1'de verilmiştir.

Volkanik kayaların kaynak mineralojisini elde etmek için La/Rb-Yb/Rb diyagramı üzerinde modelleme yapılmıştır (Şekil 7.1). Bu diyagramda gözlenen değişimler kaynak mineralojisi ile direk olarak ilişkilendirilebilir. En iyi granat lertzolit ergime eğrisi ile Spinel lertzolit ergime eğrisine uyumluluk gösterdiği gözlenmektedir. Çalışlar trakiandezitlerinde ve Karakaya lamproitinde % 0,01 ile % 1 oranında bir ergime gözlenirken İncehisar Bazaltik trakiandezitinde

% 1 ile % 3 arasında bir kısmı ergime derecesi gözlenmiştir. Ayrıca bu diyagram üzerinde bazı minerallerin fraksiyonlaşma trendleri gözlenmektedir. Bu trendlere göre La/Rb-Yb/Rb oranı biyotit fraksiyonlaşması tarafından önemli derecede etkilenmektedir. Diğer minerallerin herhangi bir etkisinin olmadığı gözlenmektedir. Sonuç olarak ergime modelleri, volkanik kayaların kaynak bölgesinin granatlı ergiyiklerle zenginleştiğini göstermektedir.

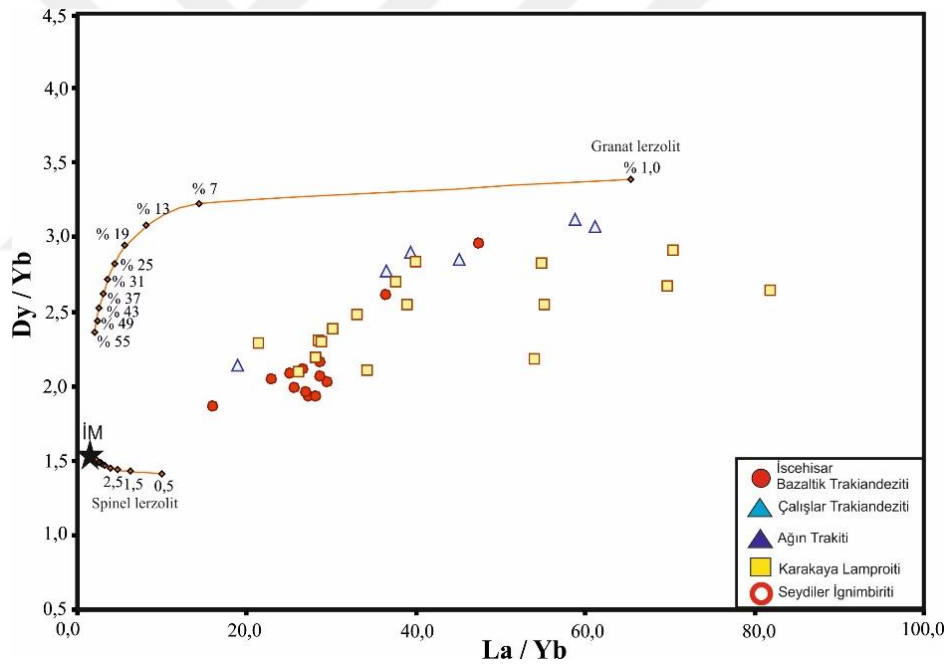


Şekil 7.1. La/Rb-Yb/Rb diyagramı. PM (İlksel Manto) bileşimi Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

Nadir toprak elementler (REE) kısmi ergime süreçlerinde çok kullanışlıdır çünkü çeşitli manto kaynaklarının kısmi ergimesinde nadir toprak elementler (REE) bu kaynak alanlara farklı katı-mineral/ergiyik paylaşım katsayısı ile katılırlar (Shaw vd., 2003). Ağır nadir toprak elementlere (HREE, Yb ve Lu) göre orta nadir toprak elementlerin (MREE, Sm, Tb, Dy, Gd) zenginleşmesi yalnızca kalıntı (residual) faz olarak granatın var olduğu fasiyelerde ortaya çıkacaktır ($D_{Yb}^{Granat-ergiyik} \sim 4$; $D_{MREE}^{Granat-ergiyik} \sim 0,21-1$ McKenzie ve O'Nions 1991). Bu durum granat fasiyes kısmi ergimelerinde yüksek MREE/HREE (Tb/Yb, Sm/Yb, Dy/Yb, Gd/Yb) oranı üretecek ve ergiyik ile kaynak oranları arasında büyük farklılıklar oluşturacaktır (Peters vd., 2008; Wang vd., 2004). Bunun aksine spinel fasiyes kısmi ergimleri ergiyik fraksiyonlanmasında çok az oranda MREE/HREE değişim üretecek ve kaynak oranları ile ergiyik oranları çok benzer olacaktır ($D_{Yb}^{Spinel-ergiyik} \sim 0,01$; $D_{MREE}^{Spinel-ergiyik} \sim 0,01$; $D_{Yb}^{Klinopiroksen-ergiyik} \sim 0,28$; $D_{MREE}^{Klinopiroksen-ergiyik} \sim 0,30$ (McKenzie ve O'nions, 1991). Öyleki, $(Dy/Yb)_N$ oranı 1.06'nın altında ise spinel

lerzolitik kaynaktan türeyen eriyiği ifade ederken (Blundy vd., 1996), $(Dy/Yb)_N$ oranının 2'den büyük olması kalıntı granat fazının kanıtı olarak belirtilmektedir (Jung vd., 2006; Peters vd., 2008). Buna göre Ağın trakiti, Çalışlar trakiandeziti ve Karakaya lamproiti kaynağında kalıntı faz olarak granatın varlığından söz edilebilir.

Yukarıda verilen bilgiler ışığında kullanılan bir diğerk modelde farklı manto kaynaklarına modal olmayan yığın (batch) kısmi ergime modeli uygulanarak elde edilen ergiyiklerin oluşturdukları yönelmeler Dy/Yb 'ye karşı La/Yb diyagramında açıkça görölmektedir. Buna göre, Çalışlar trakiandezitleri ve Karakaya lamproiti ana magmasının düşük-orta derecede (yaklaşık % 1-7) kısmi ergimeye uğramış granat lerzolit ve çok düşük (yaklaşık % 0,01) spinel lerzolitik manto kaynağının karışımından türeyebileceği söylenebilir (Şekil 7.2).



Şekil 7.2. İncelenen volkanitlerin Dy/Yb 'ye karşı La/Yb diyagramı Modal olmayan yığın (batch) ergime modellemesinde kullanılan farklı manto kaynakları, modal bileşimleri ve mineral/ergiyik dağılım katsayıları Şekil 8.1 ile aynıdır. Yüzdeler (%) kısmi ergime derecelerini göstermektedir.

7.2. Kısmi Ergime

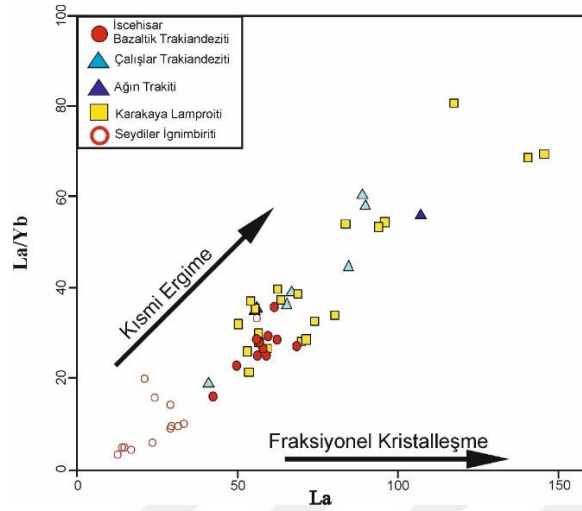
Üst mantoda, sıcaklığın yükselmesi, ortama uçucu bileşenlerin ilavesi ve özellikle de litostatik basıncın azalması (adiyabatik dekompresyon) sonucu kısmi ergime süreci ile magma oluşumu gerçekleşmekte ve kayalar oluşmaktadır. İnceleme alanına ait volkanik kayaların ana

magmalarının kökenine açıklık getirmek amacıyla, kısmi ergimenin göstergesi olan diyagramların kullanılması gerekmektedir.

Karakaya volkanitlerine ait iz elementler ve nadir toprak elementler konsantrasyonları MORB, OIB ve kondrit referans değerlerine göre normalize edilmiş ve çoklu element (örümcek diyagram) diyagramlarında incelenerek karşılaştırılmıştır. Çoklu element diyagramlarında örneklerin birbirlerine yaklaşık benzer özellikler sunması benzer bir kaynaktan oluşabileceklerini düşündürmektedir. Diyagramlar incelendiğinde örneklerin MORB' a göre hem LIL elementler (Ba, Rb, K, Sr, Th) hem de hafif nadir toprak elementler (LREE; La, Ce, Pr, Nd, Sm) bakımından zenginleştikleri görülmektedir. Kayaçların özellikle yüksek LIL element içermeleri ve yüksek LREE/HREE oranları ile tipik yay volkanizması ve aktif kıta kenarı magmatizmasına benzerlik gösterdikleri saptanmıştır (Fitton, 1988; Kerrich ve Wyman, 1996; McCulloch, 1991; Pearce vd., 1990; Thompson, 1984; Wilson, 1989). Ayrıca, bu kayaçların içerdiği büyük iyon yarı çaplı litofil elementler (LILE) ve hafif nadir toprak elementlerindeki (LREE) zenginleşmeler; yitim sürecinin etkisi, kabuksal kirlenme veya kaynak bölgesindeki düşük dereceli kısmi ergimelerle açıklanabilir (Pearce vd., 1990). Özellikle aktif kıta kenarında oluşacak eriyikler/magmalar, dalan okyanus kabuğunun, kıtasal litosfer üzerinde bulunan kıta kabuğunun ve manto kamasının kısmi olarak ergimesinden zenginleşmektedir.

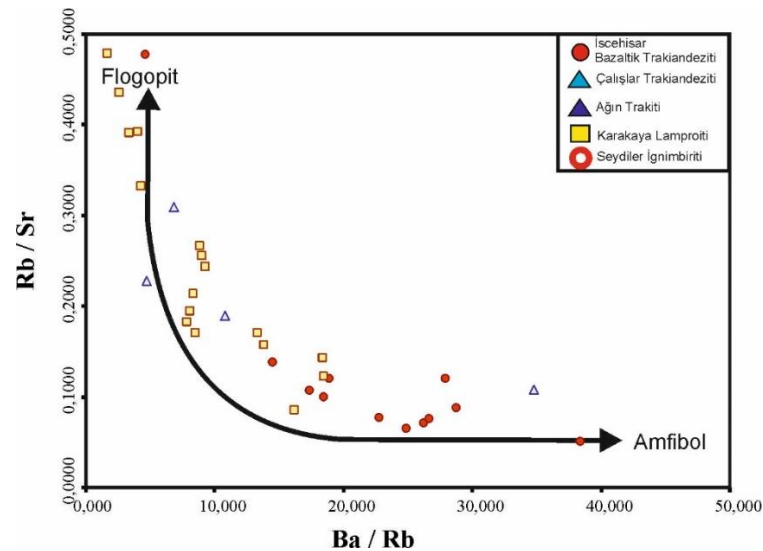
İncelenen volkanitlerin gelişiminde etkili olan kısmi ergimenin etkisini diğer magmatik olaylardan ayırt etmek için La'ya karşı La/Yb diyagramı çizilmiştir (Şekil 7.3). Bu diyagramda meydana gelen pozitif yönselmeler ve geniş aralıkta değişen La/Yb oranı kayaçların gelişiminde kısmi ergimenin etkili olduğunu göstermektedir.

DePaolo ve Daley (2000), tarafından yapılmış çalışmada, litosferik manto kaynağından türemiş olan kayaçların La/Nb oranlarının genelde 1'den büyük, astenosferik manto kaynağından türemiş olan kayaçların La/Nb oranlarının ise yaklaşık 0,7 seviyesinde olduğu belirtilmiştir. Karakaya volkanitlerinde La/Nb 1-4 arasında değişmektedir. Bu durum, incelenen volkanitlerin litosferik mantodan türediklerini desteklemektedir.



Şekil 7.3. İncelenen Karakaya volkanitlerinin La/Yb'ye karşı La diyagramı.

Rb/Sr, Ba/Rb ve K/Rb oranları, kaynak bölgedeki flogopit ve amfibolün varlığının belirlenmesi için kullanılmaktadır. Amfibol yüksek K ve çok düşük Rb içeriklerine sahipken, flogopit hem Rb ve Ba, hem de K bakımından zengindir (Ionov ve Hofmann, 1995). Buna göre, flogopit içeren kaynağın ergimesi düşük K/Rb ve yüksek Rb/Sr içeriğine neden olur (Furman ve Graham, 1999). Ayrıca, kaynak bölgede flogopit ve/veya amfibolün varlığı metasomatize olmuş manto ile ilişkilidir, çünkü her iki mineral de metasomatik uçucular içeren fazlardır (Jiang vd., 2012). Bu kriterler dikkate alındığında, çalışma alanındaki volkanitlerin, Rb/Sr-Ba/Rb diyagramında flogopit içeren kaynak yönünde yoğunlaştığı gözlenmektedir (Şekil 7.4).



Şekil 7.4 Çalışma alanındaki volkanitlerin Rb/Sr-Ba/Rb diyagramı (Furman ve Graham, 1999).

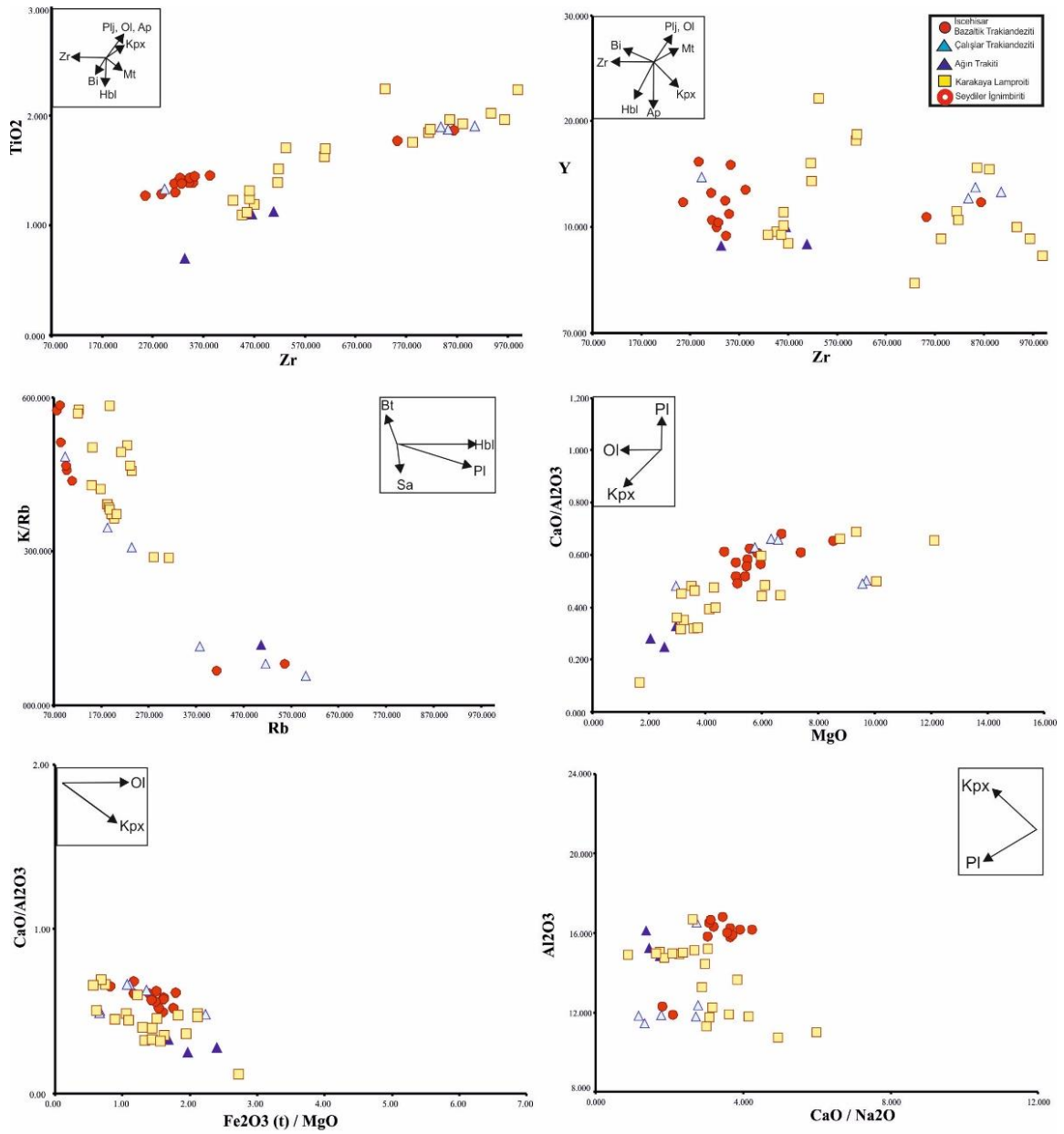
7.3. Fraksiyonel Kristalleşme (FC)

Bu sürecin etkili olması durumunda, soğumakta olan bir eriyikte oluşan kristaller, eriyikten ayrılır ve geriye kalan eriyiğin bileşimi ile oluşan kristallerin bileşimi birbirinden farklı olur. Bu sürecin, katılaşmanın sonuna kadar devam etmesi halinde, tek bir magma kaynağından farklı bileşimlerde kayalar oluşabilecektir.

Karakaya volkanitlerinin ana ve iz element değerlerinden itibaren çizilen diyagramlar fraksiyonel kristalleşme sürecinin, bu kayaların oluşumunda etkili olduğunu düşündürmektedir.

İncelenen volkanitlerin ana-iz element değişim diyagramlarındaki düzenli ilişkiler, kayaların gelişiminde ayrılaşmanın etkili olduğunu ortaya koymaktadır. Fraksiyonel kristallenmede etkili olan mineral fazlarını belirlemek için uyumlu-uyumsuz element çiftleri kullanılarak ikili diyagramlar hazırlanmıştır (Şekil 7.5). Miyosen yaşlı volkanitler için çizilen bu diyagramlarda gözlenen Zr'ye karşı TiO_2 içeriğindeki yönelseme Klinopirokseni olivin, plajiyoklas, flogopit ve apatit ayrılaşmasını ifade etmektedir. Artan Zr'a karşı Y değişimleri olivin, klinopiroksen, Fe-Ti oksit, plajiyoklas ve apatit ayrılaşmasını ifade etmektedir. Rb'ya karşı K/Rb oranı diyagramında yataya yakın negatif ilişki plajiyoklas ayrılaşmasına işaret etmektedir. Azalan MgO'e karşı azalan CaO/Al_2O_3 plajiyoklas ayrılaşmasını işaret etmektedir. CaO/Al_2O_3 oranına karşı Fe_2O_3/MgO oranına göre çizilen diyagramdaki düşeye yakın negatif yönelseme klinopiroksen ayrılaşmasını sergilemektedir. Al_2O_3 'e karşı CaO/Na_2O oranına çizilen diyagramdaki azalan içerikler plajiyoklas ayrılaşmasını ifade ederken, artan Al_2O_3 içeriği klinopiroksen ayrılaşmasını göstermektedir.

Karakaya volkanitlerinin gelişiminde ayrılaşmanın rolünü ortaya koyabilmek için iz element verilerinden faydalanılarak petrojenik modelleme çalışması yapılmıştır. İz element konsantrasyonundaki değişiklikler, belirli bir sürecin sonucu olarak meydana gelecek değişimin yönünü ve miktarını gösteren ikili vektör diyagramları kullanılarak modellenenabilir. Modellemelerde kullanılan mineral vektörleri herhangi bir mineral fazın veya topluluğun fraksiyonlanmaya uğramasıyla oluşan bileşimleri gösterir ve vektörlerin başlangıç noktaları çok önemli değildir. Belirli bir minerali veya magmayla ilgili mineral topluluklarının kristalizasyonu için teorik olarak hazırlanan fraksiyonlanma trendleri öngörülen trendlerle karşılaştırılarak kayaların gelişimindeki fraksiyonlanma gözlenebilir. Teorik fraksiyonlanma trendleri 'Rayleigh' eşitliği kullanılarak hesaplanmaktadır. Bu eşitlik;



Şekil 7.5. Miyosen Volkanik kayaların ana oksit ve iz element çiftlerinden yararlanılarak çizilen diyagramlar (Vektörleri minerallerin fraksiyonlaşma yönlerini göstermekte olup, Pearce ve Norry, 1979'a göredir).

$C_L/C_0 = F(D-1)$ burada,

C_L : İz elementin sıvıdaki konsantrasyonu

C_0 : İz elementin orijinal ergimemiş katıdaki konsantrasyonu

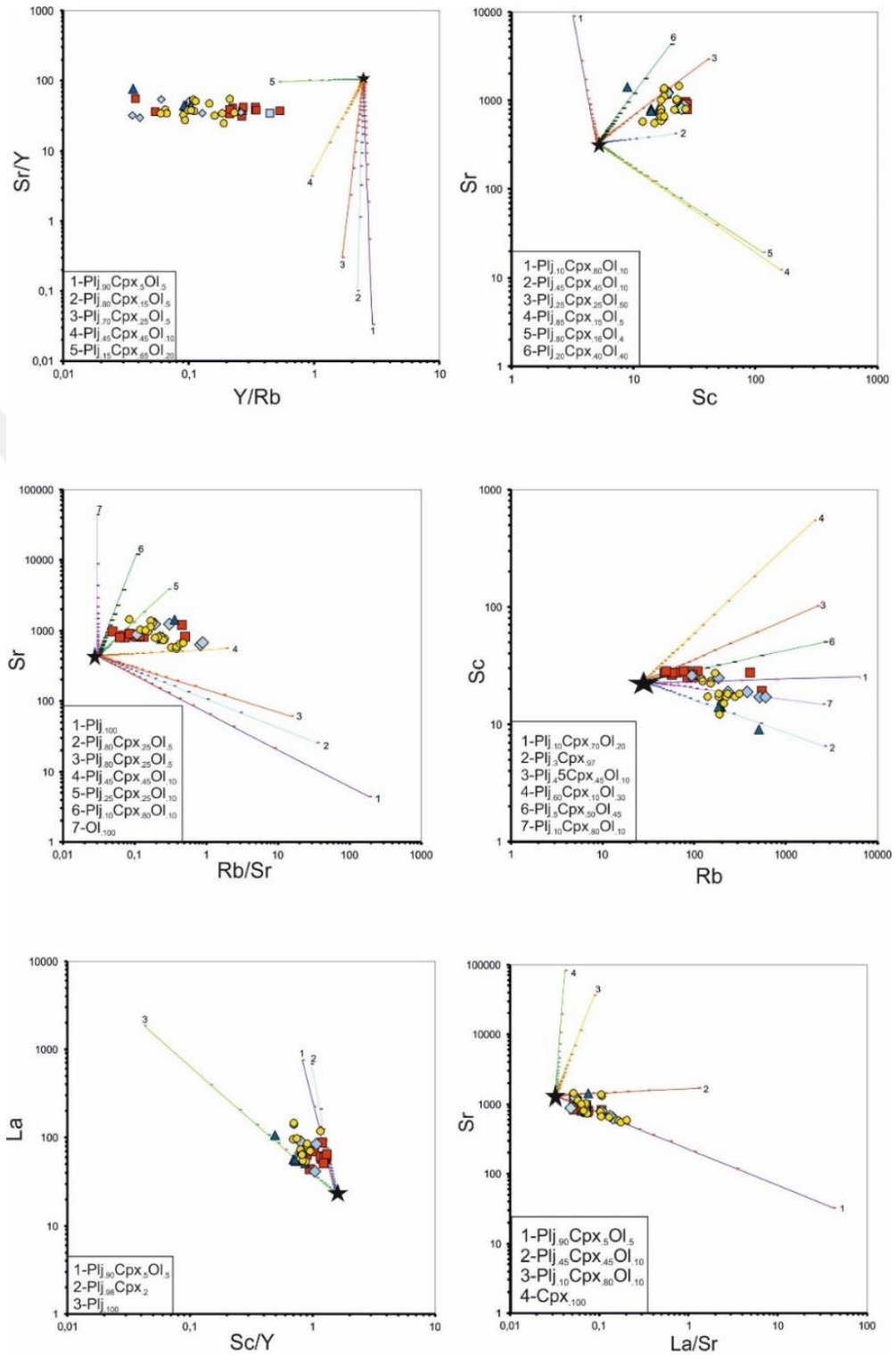
F: Artık ergiyik fraksiyonu

D: Tüm kayaç ayırılma katsayısı (kristal fraksiyonlaşması)'dır.

Buna göre, Karakaya volkanitlerinin iz element verilerinden (Y/Rb-Sr/Y, Sc-Sr, Rb/Sr-Sr, Rb-Sc, Sc/Y-La, La/Sr-Sr) yararlanarak, kayaçların gelişimi sırasında etkili olan minerallerin fraksiyonlaşma yönleri, FC-Modeler (Keskin, 2002) programı yardımıyla belirlenmiş ve minerallerin fraksiyonlaşmaya katılma yüzdeleri tespit edilmiştir. Modellemede kullanılan mineral ergiyik paylaşım katsayıları Çizelge 7.1'de verilmiştir. Çizilen diyagramlarda hangi mineral fazının ne oranda ayırılma katıldığı şekil 7.6'de ve ayırılma vektörlerinin değerleri Çizelge 7.2'de verilmiştir.

Bu elementlerden Y amfibol ve granat içerisinde güçlü bir şekilde tutulması, Sr ve Rb plajiyoklastaki ayırılma katsayısı yüksek olmasından dolayı, Sc piroksenlerin bünyesinde bulunduğundan kayaçların gelişimi sırasında bu minerallerin fraksiyonlanmasında herhangi bir etkisinin olup olmadığının araştırılmasına olanak verdiği için kullanılmıştır

Genel olarak; fraksiyonel kristalleşme modelleri dikkate alındığında bazaltik trakiandezit ve trakiandezitlerin aynı ayırılma vektörlerine uyum sağladığı ve yaklaşık olarak % 90-80 plajiyoklas, % 25-15 klinopiroksen ve yaklaşık % 0-5 arası değişen olivin fraksiyonlanmasının etkili olduğu söylenebilir. Bunlardan farklı olarak ultrapotasik kayaçlar ve trakitlerde kendi içinde aynı ayırılma vektörlerine uyum sağladığı ve yaklaşık olarak % 80-45 plajiyoklas, % 45-25 klinopiroksen ve % 45-15 olivin ayırılmasından meydana geldiği söylenebilir.



Şekil 7.6. Karakaya Volkanitlerine ait teorik fraksiyonlanma vektörleri. Vektörler üzerinde % 5'lik kristalizasyon araları gösterilmektedir ve mineral fazları numaralandırılmıştır.

Çizelge 7.1. Karakaya volkanitlerinin gelişiminde etkili olan minerallerin ayrımlaşma yönlerini belirlemek için hesaplanan C_L (elementin ergiyikteki konsantrasyonu) değerleri. FC-Modelleme Programı'nda (Keskin, 2002) kullanılan dağılım katsayıları Ersoy (2011)'den alınmıştır.

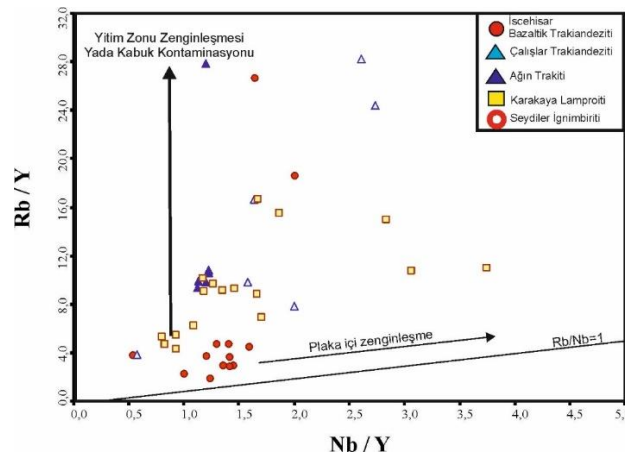
| Vektör No | Element veya element oranı | Element ve element oranlarına göre hesaplanan C_L degerleri | | | | | | |
|-----------|----------------------------|---|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | | F=%100 | F=%95 | F=%90 | F=%85 | F=%80 | F=%75 | F=%70 |
| Vektör 1 | Y/Rb | 2,45 | 2,45 | 2,46 | 2,46 | 2,47 | 2,48 | 2,48 |
| | Sr/Y | 105,00 | 95,98 | 87,31 | 78,99 | 71,03 | 63,44 | 56,22 |
| Vektör 2 | Y/Rb | 2,45 | 2,45 | 2,44 | 2,44 | 2,44 | 2,43 | 2,43 |
| | Sr/Y | 105,00 | 97,17 | 89,54 | 82,13 | 82,13 | 67,97 | 61,24 |
| Vektör 3 | Y/Rb | 2,45 | 2,44 | 2,43 | 2,42 | 2,42 | 2,39 | 2,38 |
| | Sr/Y | 105,00 | 98,37 | 91,83 | 85,39 | 85,39 | 72,83 | 66,71 |
| Vektör 4 | Y/Rb | 2,45 | 2,42 | 2,40 | 2,37 | 2,37 | 2,31 | 2,28 |
| | Sr/Y | 105,00 | 101,33 | 97,60 | 93,81 | 93,81 | 86,01 | 81,99 |
| Vektör 5 | Y/Rb | 2,45 | 2,41 | 2,37 | 2,32 | 2,32 | 2,23 | 2,18 |
| | Sr/Y | 105,00 | 104,91 | 104,82 | 104,72 | 104,72 | 104,50 | 104,38 |
| Vektör 1 | Sc | 5,00 | 4,98 | 4,95 | 4,92 | 4,89 | 4,86 | 4,83 |
| | Sr | 326,00 | 338,24 | 351,63 | 366,37 | 382,68 | 400,84 | 421,21 |
| Vektör 2 | Sc | 5,00 | 5,08 | 5,17 | 5,27 | 5,37 | 5,48 | 5,61 |
| | Sr | 326,00 | 326,91 | 327,86 | 328,88 | 329,96 | 331,11 | 332,35 |
| Vektör 3 | Sc | 5,00 | 5,12 | 5,24 | 5,38 | 5,53 | 5,70 | 5,88 |
| | Sr | 326,00 | 334,03 | 342,71 | 352,13 | 362,41 | 373,68 | 386,12 |
| Vektör 4 | Sc | 5,00 | 5,20 | 5,41 | 5,65 | 5,91 | 6,21 | 6,54 |
| | Sr | 326,00 | 314,34 | 302,50 | 290,46 | 278,22 | 265,76 | 253,05 |
| Vektör 5 | Sc | 5,00 | 5,18 | 5,37 | 5,59 | 5,82 | 6,09 | 6,38 |
| | Sr | 326,00 | 315,86 | 305,50 | 294,93 | 284,11 | 273,03 | 261,67 |
| Vektör 6 | Sc | 5,00 | 5,08 | 5,16 | 5,25 | 5,35 | 5,45 | 5,57 |
| | Sr | 326,00 | 335,49 | 345,78 | 357,01 | 369,33 | 382,90 | 397,96 |
| Vektör 1 | Rb/Sr | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,06 |
| | Sr | 433,00 | 411,35 | 389,70 | 368,05 | 346,40 | 324,75 | 303,10 |
| Vektör 2 | Rb/Sr | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,05 |
| | Sr | 433,00 | 419,55 | 405,82 | 391,80 | 377,45 | 362,75 | 347,68 |
| Vektör 3 | Rb/Sr | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,05 |
| | Sr | 433,00 | 423,65 | 414,02 | 404,07 | 393,78 | 383,11 | 372,03 |
| Vektör 4 | Rb/Sr | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| | Sr | 433,00 | 434,20 | 435,48 | 436,82 | 438,26 | 439,79 | 441,44 |
| Vektör 5 | Rb/Sr | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 |
| | Sr | 433,00 | 443,67 | 455,20 | 467,71 | 481,36 | 496,33 | 512,85 |
| Vektör 6 | Rb/Sr | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| | Sr | 433,00 | 449,25 | 467,05 | 486,62 | 508,29 | 532,41 | 559,46 |
| Vektör 7 | Rb/Sr | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| | Sr | 433,00 | 455,79 | 481,11 | 509,41 | 541,33 | 577,33 | 618,57 |
| Vektör 1 | Rb | 27,00 | 28,40 | 29,96 | 31,71 | 33,66 | 35,88 | 38,42 |
| | Sc | 23,00 | 22,99 | 22,99 | 22,98 | 22,98 | 22,97 | 22,96 |
| Vektör 2 | Rb | 27,00 | 28,41 | 29,99 | 31,74 | 33,72 | 35,95 | 38,51 |
| | Sc | 23,00 | 22,68 | 22,35 | 22,00 | 21,64 | 21,26 | 20,86 |
| Vektör 3 | Rb | 27,00 | 28,35 | 29,86 | 31,53 | 33,41 | 35,53 | 37,95 |
| | Sc | 23,00 | 23,38 | 23,79 | 24,23 | 24,71 | 25,23 | 25,79 |
| Vektör 4 | Rb | 27,00 | 28,33 | 29,81 | 31,45 | 33,55 | 35,38 | 37,74 |
| | Sc | 23,00 | 23,82 | 24,73 | 25,72 | 25,45 | 28,02 | 29,38 |
| Vektör 5 | Rb | 27,00 | 28,38 | 29,92 | 31,63 | 33,70 | 35,73 | 38,21 |
| | Sc | 23,00 | 23,54 | 24,13 | 24,76 | 25,45 | 26,21 | 27,04 |
| Vektör 6 | Rb | 27,00 | 28,41 | 29,98 | 31,73 | 33,70 | 35,93 | 38,48 |
| | Sc | 23,00 | 23,20 | 23,41 | 23,64 | 23,88 | 24,14 | 24,42 |
| Vektör 7 | Rb | 27,00 | 28,40 | 29,96 | 31,71 | 33,66 | 35,88 | 38,42 |
| | Sc | 23,00 | 22,89 | 22,77 | 22,64 | 22,51 | 22,36 | 22,21 |
| Vektör 1 | Sc/Y | 1,54 | 1,52 | 1,51 | 1,50 | 1,49 | 1,48 | 1,46 |
| | La | 23,00 | 23,91 | 24,90 | 26,00 | 27,22 | 28,58 | 30,10 |
| Vektör 2 | Sc/Y | 1,54 | 1,53 | 1,52 | 1,51 | 1,50 | 1,49 | 1,48 |
| | La | 23,00 | 23,88 | 24,85 | 25,92 | 27,10 | 28,41 | 29,89 |
| Vektör 3 | Sc/Y | 1,54 | 1,48 | 1,41 | 1,35 | 1,29 | 1,23 | 1,16 |
| | La | 23,00 | 24,15 | 25,43 | 26,85 | 28,45 | 30,25 | 32,31 |
| Vektör 1 | La/Sr | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,06 |
| | Sr | 1317,00 | 1263,72 | 1209,89 | 1155,48 | 1100,43 | 1044,71 | 988,27 |
| Vektör 2 | La/Sr | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| | Sr | 1317,00 | 1320,66 | 1324,53 | 1328,63 | 1332,99 | 1337,66 | 1342,66 |
| Vektör 3 | La/Sr | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| | Sr | 1317,00 | 1366,44 | 1420,55 | 1480,10 | 1545,99 | 1619,35 | 1701,64 |
| Vektör 4 | La/Sr | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| | Sr | 1317,00 | 1379,08 | 1447,69 | 1523,94 | 1609,20 | 1705,22 | 1814,21 |

7.4. Asimilasyon ve Fraksiyonel Kristallenme (AFC)

Magmanın gelişiminde iki tür kirlenme olayından söz edilebilir; düşük basınç altında magmanın yükselimi sırasında mantodan türeyen magmayla kabuk malzemesi arasındaki kimyasal reaksiyon, diğeri ise kaynak kirlenmesidir (Hollanda vd., 2003). Mantodan türeyen magmaların kabuk içerisindeki hareketi boyunca magma odalarında değişen oranlarda kabuk asimilasyonuna maruz kaldıkları kabul edilir (Hergt vd., 1991; Macdonald vd., 2000). Kaynak kirlenmesi ise kısmi ergimeden önce manto kaynağının yiten plaka malzemesiyle (sedimanlar vs.) yeniden değiştirilmesiyle açıklanabilir.

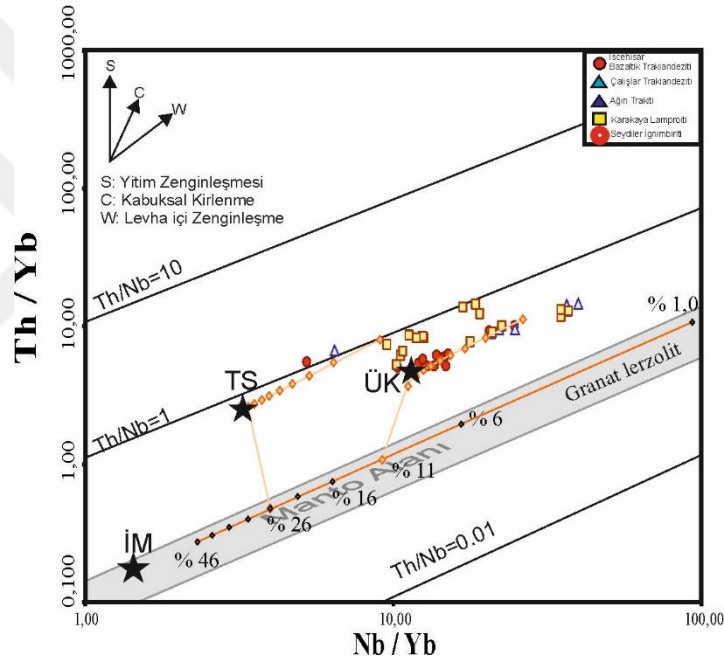
Karakaya volkanitlerinden alınan örnekler, MORB, OIB ve Kondrit referans değerlerine göre normalize edilmiş çoklu element (spider-diyagram) diyagramlarda iz element ve nadir toprak element konsantrasyonlarına göre incelenmiştir. Çoklu element diyagramlarında örneklerin birbirlerine yaklaşık benzer özellikler sunması benzer bir kaynaktan oluşabileceklerini düşündürmektedir. Çoklu element diyagramları incelendiğinde örneklerin MORB' a göre hem LIL elementler (Ba, Rb, K, Sr, Th) hem de hafif nadir toprak elementler (LREE; La, Ce, Pr, Nd, Sm) bakımından zenginleştikleri görülmektedir. Bu zenginleşmeler kaynak bölgesinde düşük dereceli kısmi ergime sonucu ortaya çıkabileceği gibi, dalma-batma süreci ve/veya kabuksal kirlenme etkisiyle de gerçekleşebilir.

İncelenen volkanitler için hazırlanan Nb/Y'a karşı Rb/Y diyagramında düşey yöndeki yönelimler yitim zenginleşmesi ve/veya kabuk kirlenmesiyle meydana gelirken, Rb/Nb = 1 doğrusu etrafında yer alan pozitif yönsemeler ise yüksek Nb/Y oranıyla karakterize olan levha içi zenginleşmesini ifade etmektedir (Şekil 7.7).



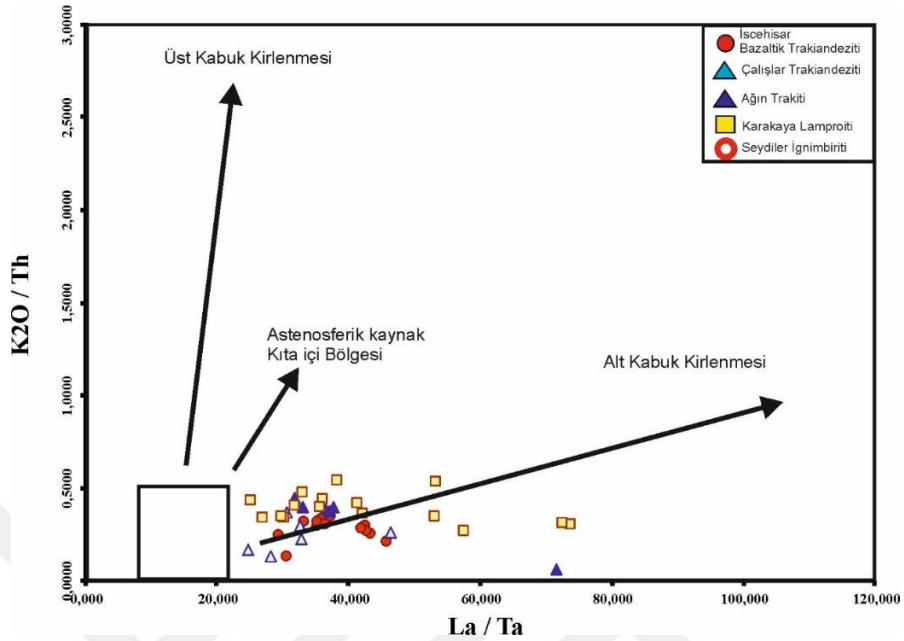
Şekil 7.7. İncelenen volkanitlerin Nb/Y'a karşı Rb/y diyagramı.

Pearce (2008), tarafından önerilen Th/Yb-Nb/Yb diyagramında (Şekil 7.8) incelenen volkanitlerin yüksek Th/Yb oranlarıyla manto dizini üzerinde yer alması bu kayaçların yitimce zenginleşmeye uğramış bir kaynaktan türediğini ifade etmektedir. Grafikteki düşey yönelim dalma-batma zenginleşmesini gösterirken, tüm örnekler Th/Nb=1 doğrusuna yakın dizilim gösterirler. Diyagramda örneklerin gösterdiği trend, yitim zonu zenginleşmesi ile asimilasyon-fraksiyonel kristalleşmenin etkisini göstermektedir. Diyagramda da görüldüğü gibi, çalışma alanındaki volkanik kayaçlar MORB'a göre zenginleşmiş içeriklere sahip olup, çoklu element diyagramları da bu veriyi destekler niteliktedir.



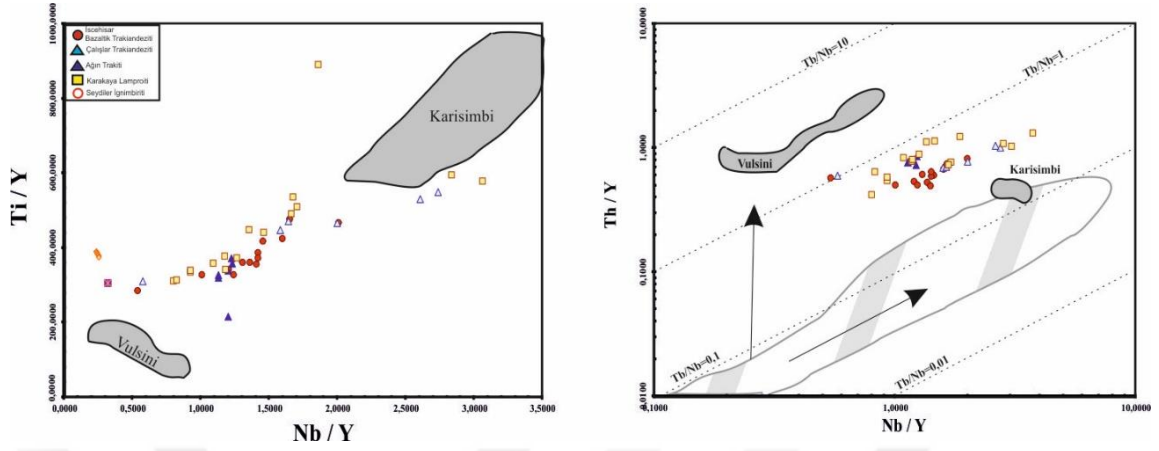
Şekil 7.8 Karakaya Volkanitlerinin Th/Y-Nb/Y diyagramı.

La/Ta-K₂O/Th diyagramı, kıtasal kabuk tarafından kirlenmemiş astenosfer veya kıta içi kaynaklı kayaçlarla, kabuksal kirlenmeye maruz kalmış litosfer kaynaklı kayaçların ayırt edilmesinde kullanılan bir diyagramdır (Menzies, 1990). Bu diyagram ile magmanın kaynağı hakkında bir yaklaşımda bulunulabildiği gibi, sıg seviyelerde depolanmış olduğu düşünülen magma odası içindeki ve/veya magmanın yukarı çıkışı sırasında meydana gelebilecek kirlenme ile ilgili yorumlamalara da gidilebilmektedir. Bu amaçla K₂O/Th'ye karşı La/Th diyagramı çizilmiştir (Şekil 7.9). Diyagrama göre bütün örneklerin, aktif kıta kenarında oluşmuş litosferik kaynaktan itibaren alt kabuk etkileşimine maruz kalarak diferansiye olduğu söylenebilir.



Şekil 7.9. Karakaya Volkanitleri için $K_2O/Th-La/Ta$ (Menzies vd., 1991).

İncelenen volkanitler ve dünyadan seçilmiş diğer volkanik bölgeler ile karşılaştırılmıştır. Şekil 7.10.a'da Ti/Y ile Nb/Y diyagramında ve Şekil 7.10.B'de Th/Y ve Nb/Y diyagramında Vulsini (Rogers vd., 1985) ve Karasimbi (Rogers vd., 1992) lavları uç üye oldukları ve hatta iki ayrı manto zenginleşmesini karakterize ettikleri için tercih edilmişlerdir. Vulsini bölgesi düşük Ti/Y ve Nb/Y ile temsil edilmektedir. Karasimbi lavları ise yüksek Ti/Y ve Nb/Y ile temsil edilmektedir. Manto kaynaklarının yüksek alan enerjili elementlerce zenginleşmiş oldukları düşünülmektedir. Bu diyagramdaki Vulsini lavlarının yüksek Th/Y oranları magma oluşumundaki kabuksal katkının göstergesi olarak değerlendirilmektedir. Vulsini lavları dalan levhadan türeyen malzeme ile litosferik mantodan olduğu düşünülmektedir. Karasimbi lavlarının kökeninde kabuksal katkının olmadığı belirtilmektedir (Rogers vd., 1992). Bu lavların kökeni fakirleşen üst mantonun göç eden küçük derece ergiyikleri tarafından daha önceden zenginleşen yarıkıtasa litosferin ergitilmesi olarak düşünülmektedir (Seyitoğlu vd., 1997).



Şekil 7.10. Volkanitlerin A) Ti/Y-Nb/Y ve B) Th/Y-Nb/Y diyagramı. Seçili alanlar Rogers vd., (1985); (1992); Seyitoğlu vd., (1997)'den alınmıştır.

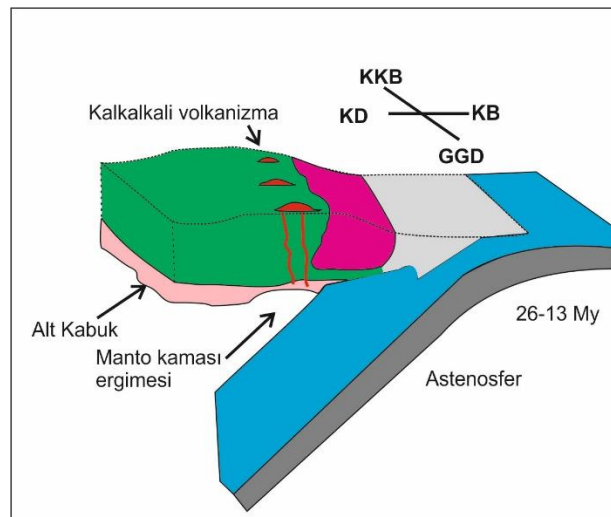
Şekil 7.10.A. ve B'deki Ti/Y-Nb/Y ve Th/Y-Nb/Y diyagramlarında tüm ultrapotasik ve potasik karakterli lavlar Vulsini ve Karasimbi lavlarının arasında kalmaktadır. Potasik karakterli olanlarda ultrapotasik karakterli olanlara doğru Ti/Y ve Nb/Y oranlarında bir artış göze çarpmaktadır. Tüm bu veriler göstermektedir ki Orta Miyosen yaşlı potasik ve ultrapotasik kayalar zenginleşmiş litosferik manto kaynağından türemiştir.

8. JEOTEKTONİK EVRİM VE TARTIŞMA

Batı Anadolu'daki çarpışma sonrası açılma rejimi altında oluşmuş olan Oligo-Miyosen volkanizmasının kökeni, oluşumu ve evrimi hala bir tartışma konusu olsada, bölgede büyük çaplı bir mato heterojenitesi olduğu kabul edilmiştir. (Akal vd., 2013). Tartışılan modelleri değerlendirebilmek için bölgedeki Tersiyer yaşlı volkanik toplulukların daha sistematik ve niceliksel olarak çalışılması gerekmektedir.

Petrolojik ve jeofizik araştırmalar göstermektedir ki Batı Anadolu'daki Neojen volkanik birimleri; Afrika ve Anadolu plakaları yakınsaması ile aralarında kalan okyanusal litosferin kuzey yönlü olarak Kıbrıs ve Ege yayları boyunca dalan bir sistem tarafından üretilmektedir (Biryol, 2011; Faccenna vd., 2006; Fytikas, 1984; Govers ve Fichtner, 2016; Innocenti, 2005; Okay ve Satir, 2000).

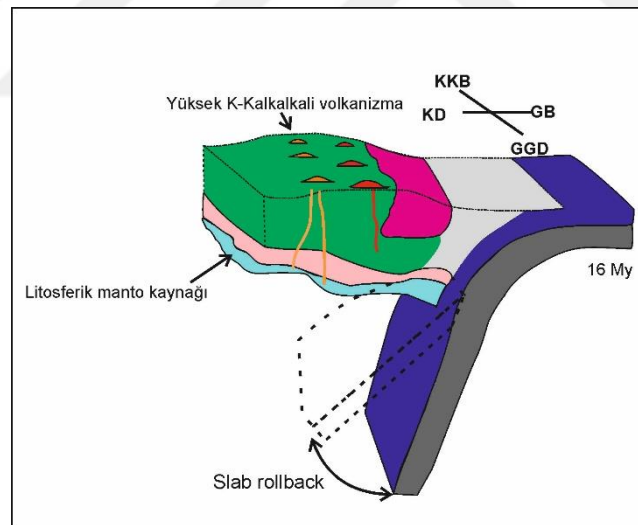
Bu yitim olayı kıtasal genişleme ve Menderes Çekirdek Kompleksinin gelişmesine yol açmıştır. Bu genişleme alanlarında yaygın olarak orojenik jeokimyasal karakter sunan plutonik ve volkanik alanlar gözlemlenmektedir. Araştırmacılar bu magmatik ve volkanik oluşumların orojenik karakterinin daha önce Ege yayı boyunca devam eden yakınsamaya bağlı oluşan yitimin bir sonucu olarak düşünmüşlerdir (Savaşçın, 1990; Yılmaz, 1989)(Savaşçın and Güleç, 1990; Şengör vd, 1985; Yılmaz 1989) (Şekil 8.1).



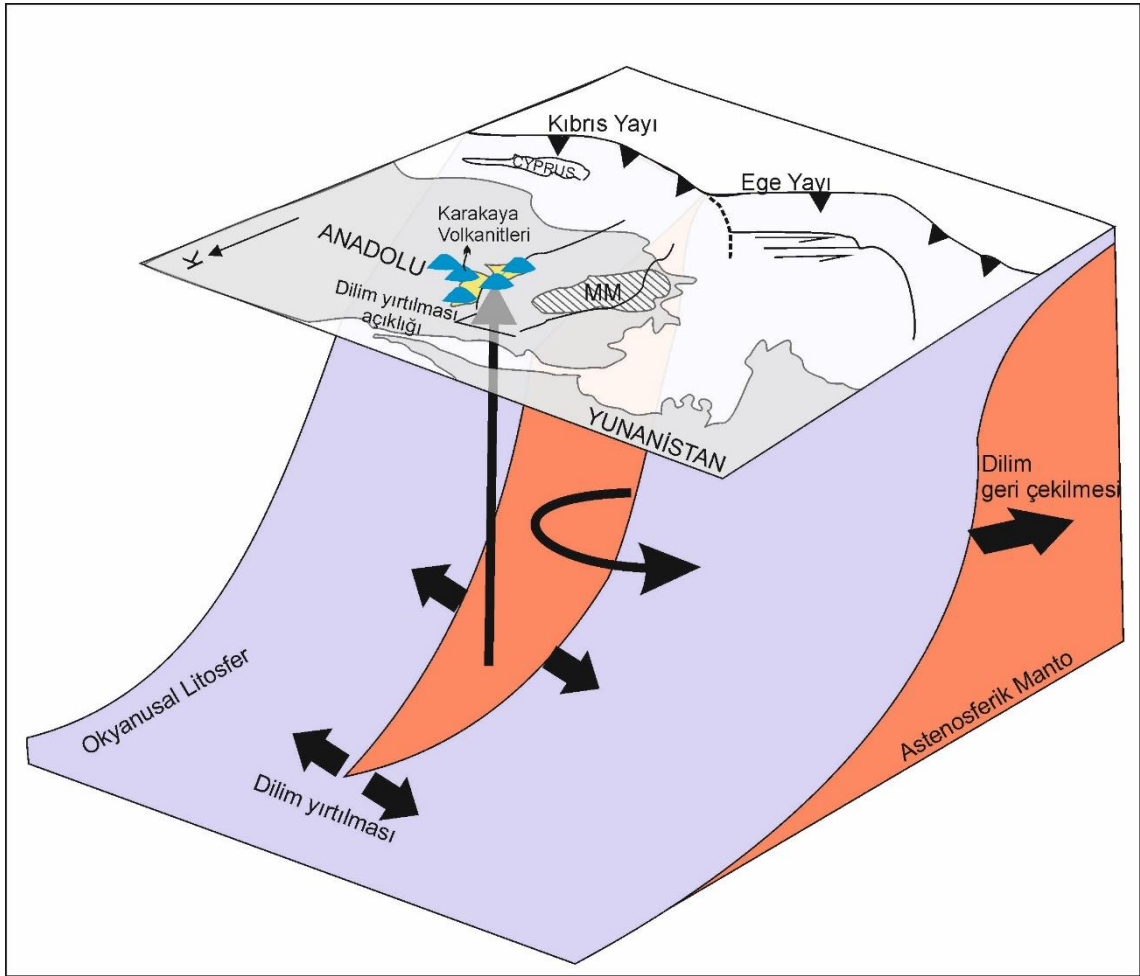
Şekil 8.1. Batı Anadolu'nun tektono-magmatik değişimin şematik çizimi a) Ege yayı boyunca gelişen dalma batma ve yay ardı volkanizma gelişimi (Karaoğlu vd., 2014'den değiştirilerek alınmıştır).

Ege yayı boyunca dalma-batmanın 13 my önce başladığı öne sürülmüştür (Le Pichon ve Angelier, 1979). Bir diğer görüşe göre dalma-batma en az 26 my yaşlıdır (Meulenkaamp vd., 1988). Hendek sisteminin güney-güneybatıya doğru göçü (subduction roll-back), üzerleyen Ege levhasında ekstensiyonel bir rejim oluşturarak (yay gerisi havza-back arc basin) günümüzdeki Ege denizini oluşturmuştur (Le Pichon ve Angelier, 1981).

Sismik çalışmaları Ege yayının altına dalan litosfer diliminin yüksek açılı olduğunu göstermektedir. Bu nedenle Ege yayı gerileyen bir özellik göstermektedir (Slab rollback) (Şekil 8.2). Bu gerileme en az Orta Miyosen'den beri Ege Anadolu bölgesindeki genişlemeyi sağlamaktadır. Kıbrıs yayı boyunca dalan litosfer diliminin dalma açısı ise Ege yayına göre daha düşük olduğunu göstermektedir. Barka ve Reilinger (1997), Okyanusal litosferde dalma açısı ve göreceli hız farkından dolayı bir düşey yönlü yırtılmadan söz etmişlerdir (Slab tear). Bu yırtılma astenosferik mantonun dalıp ergiyen okyanusal litosfer malzemesi ile zayıf zonlar boyunca yüzeye çıkmasına sebep olur (Şekil 8.3).



Şekil 8.2. Ege yayının altına dalan litosfer diliminin gerilemesi (Slab rollback) ve buna bağlı Batı Anadolu'da gelişen volkanizmanın şematik çizimi (Karaoğlu vd., 2014'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 8.3. Ege yayı boyunca gerileyen litosferik dilimin yırtılmasının (Slab tear) ve Batı Anadolu'daki etkisinin şematik çizimi (Klaver vd. 2016'dan değiştirilerek alınmıştır).

İncelenen volkanitlerin petrojenetik özellikleri, ana magmalarının metazomatizmaya uğramış litosferik mantonun ergimesiyle oluşabileceğini göstermektedir. Buradan yola çıkarak, litosferik mantonun mümkün ergime modelini, dalma-batma, dilim geri çekilmesi bağlı olarak meydana gelen yırtılma ile astenosferik yükselme sonucu ısı transferiyle açıklamak mümkün olabilir. Yükselen sıcak astenosferik malzeme ısısal dengenin bozulmasını sağlar. Bu ısısal aktivite, daha önceki olaylarla metazomatizmaya uğratılmış olan litosferik mantonun ergimesine neden olur. Bu işlemler, jeodinamik modelde açılma rejiminin varlığını gerektirir. İncelenen volkanitlerin karakteristiği olan düşük-orta dereceli ergime, sıcak astenosferin direkt kontağından daha ziyade jeotermal dengenin bozulması olaylarının daha etkili olduğunu ifade eder. Bu arada, daha önceki yitimden kaynaklanan akışkanların sızması ve altlayan zenginleşmiş litosferik mantıyla temas etmesi söz konusudur. Bu da ergime sıcaklığının düşmesine neden olur. Bununla

birlikte, astenosferden kaynaklanan yüksek ısı akısı, büyük hacimdeki bazaltik magmanın oluşumunu sağlayan zenginleşmiş litosferik mantonun yoğun olarak ergimesini tetikler.

Tüm jeolojik ve jeokimyasal veriler değerlendirildiğinde Karakaya volkanit birimlerinin belirgin bir şekilde orojenik imza taşıdığı görülmektedir. Karakaya volkanitleri hem dalan litosferik dilimde meydana gelen yırtılmanın hemen öncesinde gelişen metasomatize manto-kabuk etkileşiminin hâkim olduğu kalk-alkalı volkanizma hemde astenosferik mantonun yükselmesiyle litosfer-astenosfer etkileşiminin izlerini taşıyan yüksek K'lu ultrapotasik volkanizma hakimdir.



9. SONUÇ VE ÖNERİLER

Çalışma alanının 650 km²'lik 1/25000 ölçekli MTA haritaları revize edilerek jeoloji haritası yapılmıştır. Önceki çalışmacılarla tanımlanmış 12 adet litolojik birim tespit edilmiş ve birimlerin stratigrafik konumları belirlenmiştir.

Çalışma alanının temelini Paleozoyik yaşlı Afyon metamorfitlelerine ait Doğanlar şisti, İncehisar mermerleri ve Deliktaştepe metakonglomerası oluşturmaktadır. Neojen öncesi temel kayalarına açılmal uyumsuzlukla Yeniköy Formasyonu çökelleri gelir. Yeniköy formasyonu altta alüvyon yelpazesi çökelleri ile üstte volkanosedimanter gölsel çökellerden oluşan Gebeciler formasyonu ve Karakaya volkanitleri uyumsuzlukla örter. Bu çalışma da egemen litolojilerini piroklastiklerin oluşturduğu Seydiler İgnimbriti Karakaya volkanitleri ile değendirilmiştir.. Karakaya volkanitlerinin üzerine uyumsuz olarak çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı düzensiz aralanmasından meydana gelen Erdemir Formasyonu gelir. En üstte ise güncel tortul olarak alüvyon ile örtülmüştür.

Karakaya volkanitleri mineralojik/etrografik ve jeokimyasal özellikleri dikkate alınarak bu çalışmada yeniden adlandırılmıştır. Tanımlanan bu volkanikler İncehisar Bazaltik trakiandeziti, Çalışlar Trakiandeziti, Ağın Trakiti ve Karakaya lamproiti olarak isimlendirilmiştir

Mineralojik ve etrografik çalışmalara göre Seydiler ignimbritleri vitrofirik dokuda plajiyoklas + biyotit + kuvars + opak mineraller ± piroksen ± pomza + kayaç parçalarından oluşmaktadır. Hipokristalin porfik doku ile temsil edilen İncehisar bazaltik trakiandezit birimi olivin içerimelerine göre 2 farklı mineral birlikteliği gözlenmektedir. Birinci grup mineral birlikteliğinde piroksen + olivin + feldispat + opak mineral gözlenmektedir. İkinci grup mineral birlikteliğinde piroksen + feldispat + opak mineral gözlenmektedir. Çalışlar Trakiandezitini piroksen + olivin + feldispat + opak mineral gözlenmektedir. Çalışlar Trakiandezitinin en önemli karakteristiği, hamur fazın yoğunluğudur mikrolitler daha küçük ve incedir (Hiyapopilitik) ve yer yer intersertal dokuya rastlanır. Çalışlar trakiandezitinden farklı olarak yoğun şekilde flogopit içeren Ağın Trakitlerinde. poikilitik bir dokunun hâkim olduğu, feldispat ve piroksen mineralleri yanyana kristalleşmiş olduğu gözlemlenir. En temel karakteristiği minerallerin tümü kristalli holokristalen matriksin içinde kapanım şeklinde bulunması olan Karakaya Lamproitleri piroksen, + mika + olivin + sanidin + opak mineraller'den oluşmaktadır.

İncelenen volkanitler; mineral ergiyik arasındaki dengesizliği ifade eden, klinopiroksenlerde farklı tiplerde kenar boyunca ergimeler, kenarlarda kemirilmeler ve opak

mineral kapanımları, plajiyoklaslarda ise elek dokusu, kemirilme gibi dokusal özellikler gözlenir. Elde edilen dokusal ve mineral kimyası verileri ışığında volkanitlerinin gelişiminde magma karışımının önemli bir rol oynadığı birden fazla petrojenetik olayın etkili olduğu söylenebilir.

Mineral kimyası çalışmaları sonucunda; Karakaya volkanikleri içerisinde gözlenen olivinlerin forsterit bileşiminde oldukları tespit edilmiştir. Piroksen mineralleri üzerinde yapılan mineral kimyası çalışmalarında ise İncehisar Bazaltik trakiandezit örneklerinde bulunan piroksenler ojit bileşiminde bulunmakla beraber Çalışlar trakiandezit örneklerine ait piroksenlerde ise hem ojit hem de diyopsit bileşimine rastlanılmıştır. Mika minerallerinde ise; bazaltik-trakiandezit ve trakiandezit kesitlerinde biyotitler sadece flogopit olarak sınıflandırılmıştır. Feldispatlar üzerinde yapılan mineral kimyası çalışmalarında ise albit ve sanidin bileşimine rastlanılmıştır.

Çalışma alanında yer alan volkanik kayaçların mineral birlikteliklerinden ve mineral kimyası analiz sonuçlarından yararlanarak jeotermometre ve jeobarometre hesaplamaları yapılmıştır. Bu hesaplamalar sonucunda İncehisar bazaltik trakiandezitinde yer alan minerallerin 1234-1105 °C sıcaklıkta ve 6,1-5,6 kbar basınçta, Çalışlar trakiandezitinde yer alan minerallerin 1273-1147,3 °C sıcaklıkta ve ortalama 7,3kbar basınçta, Ağın trakitinde yer alan minerallerin 1163,4-1127,7 °C sıcaklık ve ortalama 6,1 kbar basınçta, Karakaya lamproitinde yer alan minerallerin 1258,4-1138,1 °C sıcaklık ve ortalama 12,2 kbar basınç değerleri arasında oluştuğu belirlenmiştir.157

İncelenen volkanitleri içerisindeki mineral-eriyik birlikteliklerinden hesaplanan sıcaklık ve basınç değerlerinden yola çıkılarak, farklı tip mineral birlikteliklerinin (magma karışımı) magmanın taşınması sırasında değişik derinliklerde kristalleşmiş olabileceği şeklinde bir sonuca varılmıştır.

Jeokimyasal verilere göre, örneklerin SiO₂ içerikleri %49,18 ile 61,87 arasında değişmektedir. İncehisar bazaltik trakiandeziti ve Çalışlar trakiandeziti şoşonitik karakterli iken Ağın trakiti ve Karakaya lamproiti ultrapotasik karakterlidir. Seydiler ignimbiritine ait piroklastik kayaçların, tamamının riyolitik özellikte ve yüksek potasyumlu kalkalkali seride yer almaktadır. Kayaç sınıflama diyagramına göre Seydiler ignimbiriti subalkali özellik gösterirken, Karakaya volkanitlerinin tamamı alkali karakter sunmaktadır.

İncelenen volkanitlerde SiO₂ artışıyla beraber majör oksitlerden Fe₂O₃, MgO, Al₂O₃, MnO, CaO, TiO₂ ve P₂O₅ içerikleri azalmakta; K₂O ve Na₂O ise artmaktadır. İz elementlerden

Hf, Sr, Y ve Co arasında negatif; Rb, Nb, Ba, Zr, Th ve Ce arasında ise pozitif ilişki gözlenmektedir göstermektedir. Bu durum, volkanitlerin gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin etkin bir süreç olduğuna işaret etmektedir.

Karakaya volkanitlerinin normalize edilmiş çoklu element diyagramlarına göre, özellikle Rb, Ba ve Th elementlerinde bir zenginleşme gözlenirken, Sr, Nb, Ta, Ce, P_2O_5 , Zr ve Y elementlerinde ise fakirleşme gözlenmektedir. Buna göre, çalışma bölgesinde bulunan tüm kayalar, kuvvetli uyumsuz elementlerce zenginleşmiş durumdadırlar. Bu durum, tipik aktif kıta kenarı magmatizmasının göstergesidir. Karakaya volkanitlerinin kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları genel olarak birbirine benzerlik göstermektedir. Hafif nadir toprak elementler, ağır nadir toprak elementlere göre zenginleşmiş durumdadır. HREE miktarı nispeten sabit iken, LREE değerleri daha değişkendir. Belirsiz negatif Eu anomalisinin varlığı, olasılıkla plajiyoklas minerallerinin fraksiyonlanması ya da magmanın oluşumu sırasındaki plajiyoklas mineralleri tarafından fraksiyonlanmaya uğramış kıta kabuğu malzemesi ile kirlenmesi olarak açıklanabilir. Örneklerde gözlenen yüksek LREE/HREE oranı nedeniyle, magmanın iz elementler bakımından zenginleşmiş bir kaynaktan veya düşük dereceli kısmi ergimeye uğramış olan eriyikten itibaren oluştuğu söylenebilir. Yine LREE bakımından zenginleşme, yitim sonucu dalan levhanın kaynağa olan katkısı ile açıklanabilir.

Tektonik ortam ayırtman diyagramlarına göre, Karakaya volkanitleri kıtasal yay bazaltı alanında yer alırlar ve yüksek Zr/Nb ve orta-yüksek Y/Nb oranlarına sahip olup, yitim zenginleşmesi ve/veya kabuksal kirlenme yönünde bir yönelim göstermektedirler. Dolayısıyla kökenlerini olasılıkla litosferik bir manto kaynağı oluşturmaktadır.

KAYNAKLAR DİZİNİ

- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Savascin, M. Y., Tonarini, S. (2005). Tertiary high-Mg volcanic rocks from Western Anatolia and their geodynamic significance for the evolution of the Aegean area. *Developments in Volcanology*, 7(C), 345–362.
- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Tonarini, S., Savaşçın, M. Y. (2007). The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegean area. . . In: *Beccaluva, L., Bianchini, G. ve Wilson, M., (Eds.), Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. Geological Society of America, Special Paper*, 418, 1–15.
- Agostini, S., Ryan, J. G., Tonarini, S., Innocenti, F., Agranier, A., Leeman, W. (2008). Drying and dying of a subducted slab: coupled Li and B isotope variations in Western Anatolia Cenozoic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(18), 139–147.
- Akal, C. (2003). Mineralogy and geochemistry of melilite leucitites, Balçikhisar, Afyon (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12(3), 215–239.
- Akal, C. (2008). K-richterite-olivine-phlogopite-diopside-sanidine lamproites from the Afyon volcanic province, Turkey. *Geological Magazine*, 145(4), 570–585.
- Akal, C., Helvacı, C., Prelević, D., ve Van den Bogaard, P. (2013). High-K volcanism in the Afyon region, western Turkey: From Si-oversaturated to Si-undersaturated volcanism. *International Journal of Earth Sciences*, 102(2), 435–453.
- Akdeniz, N., ve Konak, N. (1979). Simav–Emet–Dursunbey–Demirci yörelerinin jeolojisi. *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (unpublished) Report*, (6547).
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., ve Mitchell, J. G. (2000). Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1–2), 67–95.
- Alıcı, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G., Gündoğdu, M. N. (1998). Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Golcuk area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1–4), 423–446.
- Altunkaynak, Ş. ve Genç, Ş. C. (2008). Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, 102(1–2), 316–340.
- Anderson, J. ve Smith, D. (1985). The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549–559.
- Aydar, E., Bayhan, H., ve Gourgaud, A. (1998). Koroglu caldera , mid-west Anatolia , Turkey : volcanological and magmatological evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Aydar, E., Bayhan, H., ve Gourgaud, A. (2003). The lamprophyres of Afyon stratovolcano, western Anatolia, Turkey: description and genesis. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(3), 279–288.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Aydar, E., Bayhan, H., ve Zimitoglu, O. (1996). Investigation of volcanological and petrological evolution of Afyon stratovolcano. *Yerbilimleri (Bull Earth Sci Appl Res Cent Hacettepe Univ)*, 18, 87–107.
- Aydar, E., ve Gourgaud, A. (1998). The geology of Mount Hasan stratovolcano, central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1–4), 129–152.
- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P., ve Kurz, M. (1998). Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 154, 153–166.
- Başarır, E., ve Kun, N. (1982). Afyon Kalesi Çevresindeki Volkanik Kayaçların Petrografik İncelemesi. *Yerbilimleri*, 2(1–2), 87–96.
- Besang, C., Eckhardt, F. J., Harre, W., Kreuzer, H., Müller, P. (1977). Radiometrische altersbestimmungen an neogenen eruptivgesteinen der Türkei. *Geologisches Jahrbuch*, 25, 3–36.
- Biryol, C. B., Beck, S. L., Zandt, G., Ozacar, A. A. (2011). Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography. *Geophys. J. Int*, 184, 1037–1057.
- Blundy, J. D., Wood, B. J., Davies, A. (1996). Thermodynamics of rare earth element partitioning between clinopyroxene and melt in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(2), 359–364.
- Çevikbaş, A., Ercan, T., Metin, S. (1988). Geology and regional distribution of Neogene volcanics between Afyon-Şuhut. *Journal of Pure and Applied Sciences*, 21(1–3), 479–499.
- Çoban, H., ve Flower, M. F. J. (2006). Mineral phase compositions in silica-undersaturated “leucite” lamproites from the Bucak area, Isparta, SW Turkey. *Lithos*, 89(3–4), 275–299.
- Conticelli, S. (1998). The effect of crustal contamination on ultrapotassic magmas with lamproitic affinity: mineralogical, geochemical and isotope data from the Torre Alfina lavas and xenoliths, central Italy. *Chemical Geology*.
- Deer, W. A., Howie, R. A., ve Zussman, J. (1963). *Rock-forming Minerals: Vol. 4: Framework Silicates*. Longman.
- DePaolo, D. J., ve Daley, E. E. (2000). Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169(1–2), 157–185.
- DePaolo, D., ve Wasserburg, G. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3(5), 249–252.
- Dilek, Y., ve Altunkaynak, Ş. (2007). Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications. *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*, 80301(303).

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Dilek, Y., ve Altunkaynak, Ş. (2009). Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 213–233.
- Dilek, Y., ve Altunkaynak, Ş. (2010). Geochemistry of Neogene-Quaternary alkaline volcanism in western Anatolia, Turkey, and implications for the Aegean mantle. *International Geology Review*, 52(4–6), 631–655.
- Dobosi, G., ve Fodor, F. V. (1992). Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green core clinopyroxenes in Pliocene basanite, Southern Slovakia. *Lithos*, 28, 133–150.
- Doğan-Külahci, G. D., Temel, A., Gourgaud, A., Demirbağ, H. (2015). Afyon volkanik kayaçlarının (Batı Anadolu, Türkiye) mineralojik Petrografik Özellikleri ve P-T hesaplamaları. *Yerbilimleri/ Earth Sciences*, 36(3), 137–162.
- Elburg, M., ve Foden, J. (1998). Temporal changes in arc magma geochemistry, northern Sulawesi, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1–4), 381–398.
- Elitok, Ö., Özgür, N., Drüppel, K., Dilek, Y., Platevoet, B., Guillou, H., Yılmaz, K. (2010). Origin and geodynamic evolution of late Cenozoic potassium-rich volcanism in the Isparta area, southwestern Turkey. *International Geology Review*, 52(4–6), 454–504.
- Ercan, T. (1986). Cenozoic Volcanism of Central Anatolia. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 107(107), 114–114.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Can, B. (1985). Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu (Interpretation of new chemical, isotopic and radiometric data from the Cenozoic volcanics of western Anatolia). *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 28, 121–136.
- Ergün, A. (1969). Afyon İli, Emirdağ İlçesi, İscehisar bucağı, Seydiler Avşar deresi, Hasan-Abdullah Gedigi, Diyatomit Etüdü Umumi Prospeksiyon Raporu. *Mta, Ankara*.
- Erişen, B. (1972). Afyon-Heybetli (Kızılkilise) Araştırma sahasının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*,
- Erkan, Y., Bayhan, H., Tolluoğlu, A. Ü., ve Aydar, E. (1996). Afyon Yöresi Metamorfik ve Volkanik Kayaçların Jeolojik, Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi. *Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (Tübitak), YBAG-0044/Dpt*, 214.
- Erkül, F., Helvacı, C., ve Sözbilir, H. (2005). Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadiç borate basin and tectonic implications for western Turkey. *Geological Journal*, 40(5), 545–570.
- Ersoy, E. Y., ve Helvacı, C. (2007). Stratigraphy and geochemical features of the Early Miocene bimodal (Ultrapotassic and Calc-alkaline) volcanic activity within the NE-trending Selendi Basin, western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16(2), 117–139.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Ersoy, E. Y., Helvacı, C., Sözbilir, H. (2010). Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW-trending superimposed Selendi basin: Implications for late Cenozoic crustal extension in Western Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 488(1–4), 210–232.

Ersoy, Y. E., Helvacı, C., Palmer, M. R. (2012). Petrogenesis of the Neogene volcanic units in the NE-SW-trending basins in western Anatolia, Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(3), 379–401.

Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., ve Regard, V. (2006). Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 85–97.

Faure, G. (2001). Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence. *Springer, Germany*.

Faure, G., ve Mensing, T. (2005). *Isotopes: principles and applications*.

Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), 921–924.

Fiantis, D., Nelson, M., Shamshuddin, J., Goh, T. B., Van Ranst, E. (2010). Determination of the geochemical weathering indices and trace elements content of new volcanic ash deposits from Mt. Talang (West Sumatra) Indonesia. *Eurasian Soil Science*, 43(13), 1477–1485.

Fitton, J., James, D., Kempton, P., Ormerod, D., Leeman, W. (1988). The Role of Lithospheric Mantle in the Generation of Late Cenozoic Basic Magmas in the Western United States. *Journal of Petrology Special_Vol*,(1), 331–349.

Fitton, J., James, D., Leeman, W. P. (1991). Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B8), 13693–13711.

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

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

Francalanci, L., Innocenti, F., Manetti, P., ve Savasçin, M. Y. (2000). Neogene alkaline volcanism of the Afyon-Isparta area, Turkey: Petrogenesis and geodynamic implications. *Mineralogy and Petrology*, 70(3–4), 285–312.

Furman, T., ve Graham, D. (1999). Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Developments in Geotectonics*, 24(C), 237–262.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., Villari, L., (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *In: J.E. Dixon, and A. H. F. Robertson, (eds). The Geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society Special Publication, 17(1), 687–699.*
- Gill, J. (1981). Orogenic andesites and plate tectonics. İçinde *Springer Science ve Business Media*. (C. 16).
- Gök, S., Çakır, A., DüNDAR, A. (1980). Kırka Civarında Boratlı Neojen'in stratigrafisi, petrografisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 2, 53–62.*
- Göktaş, F. (2010). Kırka-Seyitgazi (ESKİŞEHİR) Havzası ve Çevresindeki Neojen Tortullaşması ile Volkanizmanın Jeolojik Etüdü. *MTA Derleme No:11306, Ankara, (yayınlanmamış).*
- Göncüoğlu, M. C. (2011). Kütahya-Bolkardağı Kuşağının Jeolojisi. *MTA Dergisi, 142, 227–282.*
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K., Kozlu, H. (1996). Geodynamic settings of Alpine terranes in Turkey. *Ann. Geol. Pays Hell, 37, 123–137.*
- Govers, R., Fichtner, A. (2016). Signature of slab fragmentation beneath Anatolia from full-waveform tomography. *Earth and Planetary Science Letters, 450, 10–19.*
- Grove, T., Donnelly-Nolan, J. M. (1986). The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 92(3), 281–302.*
- Güleç, N. (1991). Crust–mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geological Magazine, 128(5), 417–435.*
- Gündoğan, I., Yücel-Oztürk, Y., Helvacı, C., Güngör, T., Karamanderesi, I. H., Koralay, O. E. (2012). Geological setting of Sandıklı (Afyon) volcanics and geochronological signature of the Karacaören syenitoid in volcanic succession. *In 65th Geological Congress of Turkey, Ankara (Abstracts Book), 363.*
- Gürsoy, H., Piper, J. D. A., Tatar, O. (2003). Neotectonic deformation in the western sector of tectonic escape in Anatolia: Palaeomagnetic study of the Afyon region, central Turkey. *Tectonophysics, 374(1–2), 57–79.*
- Gürsu, S., ve Goncuoglu, M. C. (2008). Petrogenesis and geodynamic evolution of the Late Neoproterozoic post-collisional felsic magmatism in NE Afyon area, western central Turkey. *Geological Society, London, Special Publications, 297(1), 409–431.*
- Hart, S. (1984). A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature, 309(5971), 753.*
- Harut, B. (1995). Erkmen Volkanitlerinin (Afyon KB Kesimi) Mineralojik- Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi. *Yüksek Lisans Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 78.*

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12), 2341–2357.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M., McDermott, F. (1993). Mantle and Slab Contributions in ARC Magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21(1), 175–204.
- Helvacı, C., Ersoy, Y. E., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö., ve Uzel, B. (2009). Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(3), 181–202.
- Hergt, J., Peate, D., ve Hawkesworth, C. (1991). The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 105(1–3), 134–148.
- Hofmann, A. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219–229.
- Hollanda, M. H. B. M., Martins Pimentel, M., ve Jardim de Sá, E. F. (2003). Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: Inferences from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Innocenti, F., Agostini, S., Di Vincenzo, G., Doglioni, C., Manetti, P., Savaşçın, M. Y., ve Tonarini, S. (2005). Neogene and Quaternary volcanism in Western Anatolia: Magma sources and geodynamic evolution. *Marine Geology*, 221(1–4), 397–421.
- Ionov, D., ve Hofmann, A. (1995). Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Jiang, Y. H., Liu, Z., Jia, R. Y., Liao, S. Y., Zhou, Q., Zhao, P. (2012). Miocene potassic granite-syenite association in western Tibetan Plateau: Implications for shoshonitic and high Ba-Sr granite genesis. *Lithos*.
- Jung, S., Vieten, K., Romer, R. L., Mezger, K., Hoernes, S., Satir, M., Satir, A. M. (2012). Petrogenesis of Tertiary Alkaline Magmas in the Siebengebirge, Germany. *Journal of Petrology*, 53(11), 2381–2409.
- Keller, J. (1983). Potassic Lavas in The Orogenic Volcanism of The Mediterranean Area. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18(4), 321–355.
- Keller, J., ve Villari, L. (1972). Rhyolitic ignimbrites in The Region of Afyon (Central Anatolia). *Bulletin Volcanologique*, 36, 342–358.
- Kerrick, R., ve Wyman, D. (1996). The trace element systematics of igneous rocks in mineral exploration: an overview. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. *Geological Association of Canada. Short Course Notes*, 12, 1–50.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Keskin, M. (2002). FC-modeler: A Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. *Computers and Geosciences*, 28(8), 919–928.
- Kibici, Y., Yıldız, A., Bağcı, M. (2001). Afyon Kuzeyinin Jeolojisi ve Mermer Potansiyelinin Araştırılması. Türkiye III. Mermer Sempozyumu (Mersem 2001) 3-5 Mayıs 2001 /AFYON, 73–84.
- Kinzler, R. (1994). Melting of Mantle Peridotite at Pressures Approaching the Spinel to Garnet Transition. *Mineralogical Magazine*, 58A(1), 483–484.
- Koçyigit, A. (1984). Intra-plate neotectonic development in southwestern Turkey and adjacent areas. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 27, 1–16.
- Köksal, S., Möller, A., Göncüoğlu, M. C., Frei, D., Gerdes, A. (2012). Crustal homogenization revealed by U–Pb zircon ages and Hf isotope evidence from the Late Cretaceous granitoids of the Ağaçören intrusive suite (Central Anatolia/Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(4), 725–743.
- Kushiro, I. (1996). Partial melting of fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 95, 109–122.
- L’Heureux, I., ve Flower, A. D. (1994). A non linear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase. *American Mineralogist*, 79, 885–891.
- Le Bas, M., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745–750.
- Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., Bateman, P., Woolley, A. . (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 236.*
- Lepage, L. (2003). ILMAT: An Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers and Geosciences*, 29(5), 673–678.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C., ve Heath, E. (2000). The Lesser Antilles volcanic chain: A study in arc magmatism. *Earth Science Reviews*.
- McCulloch, M., ve Gamble, J. (1991). Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3–4), 358–374.
- McDonough, W. F. (1990). Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101(1), 1–18.
- McKenzie, D. ve Bickle, M. (1988). The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere. *Journal of Petrology*, 29(3), 625–679.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- McKenzie, D. ve O'nions, R. (1991). Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5), 1021–1091.
- Menzies, M. ve Kyle, P. (1990). Continental volcanism: a crust-mantle probe. *Oxford Science Publications*, 157–177.
- Metin, S., Genç, Ş., Bulut, V. (1987). Afyon ve dolayının jeolojisi. *MTA Raporu, No: 8103 (yayınlanmamış)*.
- Mitchell, R., Bergman, S., Bergman, S. (1991). *Petrology of lamproites*.
- Morimoto, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14(5), 198–221.
- Müller, D., ve Groves, D. I. (2000). Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization: Fourth edition. İçinde *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization: Fourth Edition*.
- Nesbitt, H. W., ve Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299(5885), 715.
- Nimis, P. (1995). A Clinopyroxene Geobarometer for Basaltic Systems Based on Crystal-Structure Modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121(2), 115–125.
- Nimis, P. (2000). CpxBar-Excel version program.
- Nimis, P., ve Taylor, W. R. (2000). Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(5), 541–554.
- Nixon, G. (1988). Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccihuatl volcano, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *Journal of Petrology*, 29, 213–264.
- Ohta, T., ve Arai, H. (2007). Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240(3–4), 280–297.
- Okay, A. I. (2011). Tavşanlı Zonu: Anatolid-Torid Bloku'nun Dalma-Batmaya Uğramış Kuzey Ucu. *MTA Dergisi*, 142, 195–226.
- Okay, A. I., ve Satir, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137(5), 495–516.
- Okay, A. I., ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 475–515.
- Ortoleva, P. (1990). The role of attachment kinetic in oscillatory zoning crystals growth from melt. *Earth Science Reviews*, 29, 3–8.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Özbey, Z., Ustaömer, T., Robertson, A. H. F., Ustaömer, P. A. (2013). Tectonic significance of Late Ordovician granitic magmatism and clastic sedimentation on the northern margin of Gondwana (Tavşanlı Zone, NW Turkey). *Journal of the Geological Society*, 170(1), 159–173.

Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Tekeli, O. (1980). Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi. *MTA Rep.*

Özgül, N. (1976). Toroslar'ın Bazı Temel Jeoloji Özellikleri. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 19, 65–78.

Öztürk, E. M., ve Öztürk, Z. (1989). Balçıkhisar-Karadilli (Afyon)-Dereköy (Isparta) Dolayının Jeolojisi Raporu. *MTA, Ankara*, 282–286.

Pe-Piper, G., ve Piper, D. (2001). Late Cenozoic, post-collisional Aegean igneous rocks: Nd, Pb and Sr isotopic constraints on petrogenetic and tectonic models. *Geological Magazine*, 138(6), 653–668.

Pe-Piper, G., ve Piper, D. J. W. (2007). Late Miocene Igneous Rocks of Samos: the Role of Tectonism in Petrogenesis in the Southeastern Aegean. *Geological Society, London, Special Publications*, 291(1), 75–97.

Pe-Piper, G., Piper, D. J. W., Koukouvelas, I., Dolansky, L. M., ve Kokkalas, S. (2009). Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: The miocene of Limnos, Greece. *Bulletin of the Geological Society of America*, 121(1–2), 39–54.

Pe-Piper, G., Piper, D. J. W., ve Matarangas, D. (2002). Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. *Lithos*, 60(1–2), 47–66.

Pearce, J. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*, 8, 525–548.

Pearce, J. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. eds. Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications*, 230–249. Tarihinde adresinden erişildi <http://orca.cf.ac.uk/id/eprint/8626>

Pearce, J. (1996a). A user's guide to basalt discrimination diagrams Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12, 79–113.

Pearce, J. (1996b). Sources and Settings of Granitic Rocks. *Episodes*, 19, 120–125.

Pearce, J. (2008). *Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust*. 100, 14–48.

Pearce, J., Bender, J., De Long, S., Kidd, W., Low, P., Güner, Y., ... Mitchell, J. (1990). Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(1–2), 189–229.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Pearce, J., ve Cann, J. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 290–300.
- Pearce, J., ve Norry, M. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1), 33–47.
- Pearce, J., ve Peate, D. (1995). Tectonic Implications of the Composition of Volcanic ARC Magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1), 251–285.
- Peccerillo, A., ve Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63–81.
- Perini, G., ve Conticelli, S. (2002). Crystallization conditions of leucite-bearing magmas and their implications on the magmatological evolution of ultrapotassic magmas: The Vico Volcano, Central Italy. *Mineralogy and Petrology*, 74(2–4), 253–276.
- Perini, G., Conticelli, S., Francalanci, L., ve Davidson, J. P. (2000). The relationship between potassic and calc-alkaline post-orogenic magmatism at Vico volcano, central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Peters, T. J., Menzies, M., Thirlwall, M., ve Kyle, P. R. (2008). Zuni-Bandera volcanism, Rio Grande, USA - Melt formation in garnet- and spinel-facies mantle straddling the asthenosphere-lithosphere boundary. *Lithos*, 102(1–2), 295–315.
- Prelević, D., Akal, C., Foley, S. F., Romer, R. L., Stracke, A., ve Van den Bogaard, P. (2012). Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: The case of southwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Petrology*, 53(5), 1019–1055.
- Prelević, D., Akal, C., Romer, R. L., ve Foley, S. F. (2010). Lamproites as indicators of accretion and/or shallow subduction in the assembly of south-western Anatolia, Turkey. *Terra Nova*, 22(6), 443–452.
- Prelević, D., Akal, C., Romer, R. L., Mertz-Kraus, R., ve Helvacı, C. (2015). Magmatic Response to Slab Tearing: Constraints from the Afyon Alkaline Volcanic Complex, Western Turkey. *Journal of Petrology*, 56(3), 527–562.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., ve Walker, D. (1996). Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0- 30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(1), 92–108.
- Putirka, K., Mikaelian, H., Ryerson, F., ve Shaw, H. (2003). New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88(10), 1542–1554.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 61–120.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Rapp, R., Watson, E., ve Miller, C. (1991). Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51(1-4), 1-25.
- Ringwood, A. E. (1990). Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*, 82, 187-207.
- Robinson, J. A. C., ve Wood, B. J. (1998). The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1-2), 277-284.
- Rogers, N. W., De Mulder, M., ve Hawkesworth, C. J. (1992). An enriched mantle source for potassic basanites: evidence from Karisimbi volcano, Virunga volcanic province, Rwanda. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111(4), 543-556.
- Rogers, N. W., Hawkesworth, C. J., Parker, R. J., ve Marsh, J. S. (1985). The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90(2-3), 244-257.
- Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation. İçinde *Presentation, interpretation. Singapore. Ongman*.
- Rutherford, M., ve Hill, P. M. (1993). Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 98, 19667-19685.
- Sağlam Selçuk, A. (2009). Mahmudiye-Çifteler-Emirdağ (Eskişehir GD'su) Havzasının Neotektoniği. *Ankara Üniversitesi, Doktora Tezi*, 129.
- Şahin, Ş., ve Ünlügenç, U. C. (2014). Bayat- Bolvadin (Afyonkarahisar) Arasındaki Bölgenin Stratigrafisi. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 29(1), 173-191.
- Saraç, G. (2003). Türkiye Omurgalı Fosil Yatakları. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Proje No:*, (yayımlanmamış).
- Saunders, A., Norry, M., ve Tarney, J. (1988). Origin of MORB and Chemically-Depleted Mantle Reservoirs: Trace Element Constraints. *Journal of Petrology, Special_Volume*(1), 415-445.
- Savaşçın, M. Y., ve Güleç, N. (1990). Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA) Proceedings*, 300-313.
- Savaşçın, M. Y., ve Oyman, T. (1998). Tectono-Magmatic Evolution of Alkaline Volcanics at the Kırka-Afyon-Isparta Structural Trend, Sw Turkey. *Tr. J. of Earth Sciences*, 7, 201-214.
- Şengör, A. M. C., ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Servais, M. (1982). *Collison et suture Tethysienne en Anatolie Centrale, Etude structurale et metamorphique (HB-BT) de la zone nord Kütahya*. Orsay University, France.
- Seyitoğlu, G. (1997). Late Cenozoic tectono-sedimentary development of the Selendi and Uşak-

Güre basins: a contribution to the discussion on the development of east–west and north trending basins in western Turkey. *Geological Magazine*, 134(2), 163–175.

Shaw, D. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2), 237–243.

Shelley, D. (1993). Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. *Chapman ve Hall London*.

Simonetti, A., Shore, M., ve Bell, K. (1996). Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak Volcano, Eastern Uganda: Evidence for magma mixing. *Can Mineral*, 34, 411–420.

Stomer, J., (1983). The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 68, 586–594.

Sümer, E. Ö. (1995). İncehisar Yöresi (Afyon KD) Bölgesel Metamorfiklerinin Petrografik ve Yapısal İncelenmesi. *Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Mühendislik Tezi*, 1995.

Sun, S., ve McDonough, W. . (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345.

Sunder, M. (1982). Geology of the Kırka (Eskişehir) region and the formation of Sakarya borate deposits. *Tübitak VII bilim Kong.*, 105–107.

Tatlı, S. (1973). Afyon Jeotermal araştırma sahası Gazlıgöle-Susuz alanının Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Olanakları. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No:*

Thirlwall, M., Smith, T., Graham, A., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J., ve Arculus, R. (1994). High Field Strength Element Anomalies in Arc Lavas: Source or Process? *Journal of Petrology*, 35(3), 819–838.

Thompson, R., Morrison, M., Hendry, G., ve Parry, S. (1984). An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *royalsocietypublishing.org*, 310(1514), 549–590.

Tindle, A., ve Pearce JA. (1983). Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. *Lithos*, 16(3), 185–202.

Tolluoğlu, A. ., Erkan, Y., Sümer, E. Ö., ve Yavaş, F. (1997). Afyon metasedimanter grubunun Mesozoyik öncesi metamorfik evrimi. İçinde *Geological Bulletin of Turkey* (C. 40).

Türker, E., Ulutürk, Y., Yıldız, A., Bağcı, M., Erdem, A., ve Dumlupınar, Ş. (2008). Afyonkarahisar’da Alternatif Jeotermal Alanlar ve Mevcut Jeotermal Alanların Geliştirilebilirliği: Ön Çalışma. *Termal ve Maden Suları Konferansı, Afyonkarahisar*, 27–44.

Vernon, R. (2014). *A practical guide to rock microstructure*.

Walter, M. J. (1998). *Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere*. 39(1), 29–60.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Wang, K., Chung, S., O'reilly, S., Sun, S., Shinjo, R., ve Chen, C. (2004). Geochemical Constraints for the Genesis of Post-collisional Magmatism and the Geodynamic Evolution of the Northern Taiwan Region. *Journal of Petrology*, 45(5), 975–1011.
- Watson, E. B. (1979). Apatite saturation in basic to intermediate magmas. *Geophysical Research Letters*, 6(12), 937–940.
- Watson, E. B., ve Green, T. H. (1982). Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters*, 56, 405–421.
- Watson, E. B., ve Harrison, T. M. (1984). Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35(1–3), 19–30.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*, İçinde *Unwin Hyman Ltd., London, UK*.
- Winchester, J. A., ve Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343.
- Wood, D. (1980). The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), 11–30.
- Wood, D., Joron, J., Treuil, M. (1979). A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45, 326–336.
- Yagmurlu, F., Savasçin, Y., ve Ergün, M. (1997). Relation of Alkaline Volcanism and Active Tectonism Within the Evolution of the Isparta Angle, Sw Turkey. *The Journal of Geology*, 105(6), 717–728.
- Yalçın, H. (1989). *Kırka (eskizehir) Yöresi Volkanosedimanter Oluşumlarının Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi*. Hacettepe Üniversitesi, Doktora Tezi.
- Yılmaz, Y. (1989). An Approach to the Origin of Young Volcanic Rocks of Western Turkey. *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, 159–189.
- Yılmaz, Y. (2012). An Approach to the Origin of Young Volcanic Rocks of Western Turkey. *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, 159–189, 159–189.
- Zindler, A., ve Hart, S. (1986). Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14(1), 493–571.

EKLER

1. Çalışma alanından alınan örneklerin listesi

| Birim | Örnek No | X(D) | Y(K) | Z(m) |
|----------------------------------|----------|---------|---------|------|
| Seydiler İğnibirliği | I37 | 0281753 | 4332187 | 1170 |
| | I38 | 0282458 | 4332222 | 1207 |
| | i10 | 0313387 | 4306799 | 1184 |
| | i14 | 0300906 | 4304874 | 1168 |
| | i15 | 0300906 | 4304875 | 1165 |
| | i17 | 0300926 | 4304975 | |
| | i18 | 0300926 | 4304976 | |
| | i20 | 0301458 | 4305425 | 1193 |
| | i27 | 0307689 | 4313863 | 1566 |
| | i28 | 0305455 | 4312582 | 1374 |
| | i35 | 0301799 | 4316918 | 1366 |
| | K1 | 0312238 | 4305253 | 1385 |
| K2 | 0312238 | 4305253 | 1390 | |
| İscehisar Bazaltik Trakiandeziti | GDI2-10 | 0304723 | 4296202 | 1061 |
| | GDI2-9 | 0304723 | 4296201 | 1060 |
| | GDI6 | 0304723 | 4296200 | 1059 |
| | GDI7 | 0304723 | 4296199 | 1058 |
| | GDI8 | 0304723 | 4296194 | 1056 |
| | GI11 | 0304723 | 4296195 | 1054 |
| | GI3 | 0304723 | 4296202 | |
| | GI4 | 0304723 | 4296202 | |
| | GI5 | 0304723 | 4296202 | |
| | I40 | 0275095 | 4337178 | |
| | i34 | 0306623 | 4303689 | 1128 |
| | i7 | 0306206 | 4299361 | 1097 |
| Çalışlar Trakiandeziti | I41 | 0274563 | 4337331 | 1173 |
| | i12 | 0300818 | 4304868 | 1170 |
| | i16 | 0300926 | 4304974 | |
| | i2 | 0307062 | 4299841 | 1041 |
| | i3 | 0307062 | 4299842 | 1040 |
| | i33 | 0307247 | 4304073 | 1145 |
| Ağın Trakiti | G1a | 0304851 | 4294066 | 1020 |
| | i24 | 0308235 | 4314288 | 1721 |
| | i23 | 0308235 | 4314287 | 1725 |
| | i26 | 0307689 | 4313862 | 1720 |
| | i21 | 0308235 | 4314285 | 1723 |
| | i22 | 0308235 | 4314286 | 1728 |
| Karakaya Lamproiti | i25 | 0308235 | 4314289 | 1730 |
| | i5 | 0306206 | 4299358 | 1097 |
| | i6 | 0306206 | 4299360 | 1097 |
| | K7 | 313539 | 4297892 | 1166 |
| | GI2 | 0304723 | 4296202 | 1061 |
| | i13 | 0300906 | 4304873 | 1170 |
| | i29 | 0309330 | 4305392 | 1197 |
| | i31 | 0307859 | 4304461 | 1159 |
| | i32 | 0307859 | 4304462 | 1159 |
| | i8 | 0306956 | 4201586 | 1067 |
| | i9 | 0306911 | 4201719 | 1061 |
| | K3 | 0312238 | 4305253 | 1392 |
| | K4 | 0312238 | 4305253 | 1394 |
| | K5 | 0312238 | 4305253 | 1396 |
| | K6 | 313842 | 4301931 | 1281 |
| G5a | 0304723 | 4296202 | 1116 | |

| | | | | |
|--|------|---------|---------|------|
| | G5b | 0304724 | 4296203 | 1115 |
| | GI12 | 0304137 | 4296170 | 1060 |



2. Karakaya volkanitlerine ait kayaçların mineral içerikleri.

| Örnek No | Kayaç Adı | Genel Dokü | Özel Dokü | Fenokristaller | | | | | | | | | Mikrolitler | | Matris | Alterasyon |
|----------|----------------------------------|------------------------|------------------------------|----------------|------|-----|-------|------|---------|-----|-----------|-------|-------------|-------|--|------------|
| | | | | Qz | Fld | Opx | Cpx | Ol | By/Phlg | Amf | Tali Min. | Fld | Prx | | | |
| İ40 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Trakitik Glomeroporfirik | - | 1,00 | - | 10,10 | 9,00 | - | - | 0,2 Op | 55,00 | 14,50 | 10,10 | Hematitleşme Serisitleşme İddingistleşme | |
| İ7 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Hyalopilitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | + | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitleşme İddingistleşme | |
| Gd2-9 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | İntersertal Glomeroporfirik | - | 2,40 | - | 13,60 | 5,10 | - | - | 5,4 Op | 43,70 | 19,30 | 10,60 | Hematitleşme Serisitleşme İddingistleşme | |
| Gi4 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Trakitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | + | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitleşme İddingistleşme | |
| İ34 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Hyalopilitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | - | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitleşme | |
| Gd6 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Trakitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | - | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitleşme | |
| Gd8 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Trakitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | - | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitleşme | |
| Gi5 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Trakitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | - | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitleşme | |
| Gi11 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Trakitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | - | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitleşme | |
| Gi12 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Trakitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | - | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitleşme | |
| Gi3 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Trakitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | - | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitleşme | |
| Gd7 | İsçehisar Bazaltik Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Trakitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | - | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitleşme | |
| İ33 | Çalışlar Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Hyalopilitik Glomeroporfirik | - | - | - | + | + | - | - | | + | + | + | Hematitleşme | |
| İ41 | Çalışlar Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Hyalopilitik Glomeroporfirik | - | - | - | 10,50 | 5,10 | - | - | 2,9 Op | 50,29 | 17,80 | 19,70 | Hematitleşme | |
| İ2 | Çalışlar Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | İntersertal Glomeroporfirik | - | + | - | + | + | - | - | - | + | + | + | Hematitleşme | |
| İ3 | Çalışlar Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | İntersertal Glomeroporfirik | - | + | - | + | + | - | - | - | + | + | + | Hematitleşme | |
| İ12 | Çalışlar Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Hyalopilitik Glomeroporfirik | - | 2,00 | | 12,60 | 2,60 | - | - | 3,9 Op | 42,00 | 21,30 | 14,80 | Hematitleşme | |
| İ16 | Çalışlar Trakiandeziti | Hipokristalin Porfirik | Hyalopilitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | + | - | - | - | + | + | + | Hematitleşme | |

2. Karakaya volkanitlerine ait kayaçların mineral içerikleri (devam ediyor)

| Örnek No | Kayaç Adı | Genel Doku | Özel Doku | Fenokristaller | | | | | | | | | | Mikrolitler | | Matriks | Alterasyon |
|----------|----------------------|------------------------|------------------------------|----------------|------|-----|-------|-------|--------|-----|-----------|-------|-------|-------------|---|---------|------------|
| | | | | Qz | Fld | Opx | Cpx | Oi | By/Phl | Amf | Tali Min. | Fld | Prx | | | | |
| İ21 | Ağn Trakiti | Hipokristalin Porfirik | Pilotaksitik Glomeroporfirik | - | - | - | 13,00 | - | 10,70 | - | 4,6 Op | 33,60 | 22,30 | 15,80 | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ26 | Ağn Trakiti | Hipokristalin Porfirik | Pilotaksitik Glomeroporfirik | - | - | - | + | - | + | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ22 | Ağn Trakiti | Hipokristalin Porfirik | Hyalopilitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | - | + | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ23 | Ağn Trakiti | Hipokristalin Porfirik | Hyalopilitik Glomeroporfirik | - | - | - | + | - | + | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ24 | Ağn Trakiti | Hipokristalin Porfirik | Hyalopilitik Glomeroporfirik | - | - | - | + | - | + | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| Gd6 | Ağn Trakiti | Hipokristalin Porfirik | Pilotaksitik Glomeroporfirik | - | - | - | 18,70 | - | 7,10 | - | 2,7 Op | 48,40 | 9,60 | 13,40 | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| Gd2-10 | Ağn Trakiti | Hipokristalin Porfirik | Pilotaksitik Glomeroporfirik | - | - | - | + | - | + | - | + | + | + | - | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| Gi2 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | Pilotaksitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | + | + | - | + | + | - | - | Hematitleşme Serisitileşme Serpantinleşme | | |
| İ29 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | İntersertal Glomeroporfirik | - | - | - | + | + | - | - | - | + | + | + | Serpantinleşme Serisitileşme | | |
| İ32 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | İntersertal Glomeroporfirik | - | - | - | 14,50 | 10,50 | - | - | 2,7 Op | 54,70 | 14,10 | 3,50 | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ8 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | Poikilitik İntersertal | - | + | - | + | - | + | - | - | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ9 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | Poikilitik İntersertal | - | + | - | + | + | + | - | + | - | - | + | Hematitleşme Serisitileşme Serpantinleşme | | |
| İ13 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | Poikilitik İntersertal | - | 0,40 | - | 15,20 | 10,90 | 0,70 | - | 3,9 Op | 59,40 | 9,50 | - | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ5 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | Poikilitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | + | + | - | + | + | + | - | Hematitleşme Serisitileşme Serpantinleşme | | |
| İ6 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | Poikilitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | - | + | - | - | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| K6 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | Pilotaksitik Glomeroporfirik | - | + | - | + | + | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ31 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | İntersertal Glomeroporfirik | - | - | - | + | + | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| K3 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | İntersertal Glomeroporfirik | - | - | - | + | - | + | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| K4 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | İntersertal Glomeroporfirik | - | + | - | + | - | + | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| K5 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | İntersertal Glomeroporfirik | - | - | - | + | - | + | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| K7 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | İntersertal Glomeroporfirik | - | - | - | 17,90 | 5,70 | 7,10 | - | - | 49,10 | 20,20 | - | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| Gi5 | Karakaya Lamproiti | Holokrsitalin Porfirik | Poikilitik Glomeroporfirik | - | - | - | + | + | - | - | + | + | + | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| Örnek No | Kayaç Adı | Genel Doku | Özel Doku | Fenokristaller | | | | | | | | | | Mikrolitler | | Matriks | Alterasyon |
| | | | | Qz | Fld | Opx | Cpx | Oi | By/Phl | Amf | Tali Min. | Fld | Prx | | | | |
| K1 | Seydiler İgnimbiriti | Vitrofirik | | + | + | - | + | - | + | - | + | - | - | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| K2 | Seydiler İgnimbiriti | Vitrofirik | | + | + | - | + | - | + | - | + | - | - | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ10 | Seydiler İgnimbiriti | Vitrofirik | | + | + | - | + | - | + | - | + | - | - | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ15 | Seydiler İgnimbiriti | Vitrofirik | | + | + | - | + | - | + | - | + | - | - | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ17 | Seydiler İgnimbiriti | Vitrofirik | | + | + | - | + | - | + | - | + | - | - | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |
| İ27 | Seydiler İgnimbiriti | Vitrofirik | | + | + | - | + | - | + | - | + | - | - | + | Hematitleşme Serisitileşme | | |

3. Karakaya Volkanitlerinin XRD çalışmaları sonucunda elde edilen mineral bileşimleri

| Örnek No | Kayaç Grubu | Piroksen | Feldispat | Olivin | Mika | Feldispatoid | Amfibol | İkincil Mineraller | Opak Mineraller |
|----------|----------------------------------|--|---|----------------|----------------|--------------|----------------|--|--------------------------------|
| İ7 | İscehisar Bazaltik Trakiandeziti | 25,6% Ojit | 7% Albit | 9,2% Forsterit | 12,2% Flogopit | 5,5% Lösit | - | 32,9% Analsim 2,2% Kuvars 2,0% Dolomit | 3,3% Hematit |
| İ40 | İscehisar Bazaltik Trakiandeziti | 19,3% Ojit | 42,4% Andezin 33,7% Sanidin | - | 0,1% Flogopit | - | - | 0,4% Klinoklor | 4,1% İlmenit |
| Gd6 | İscehisar Bazaltik Trakiandeziti | 18,1% Hipersten 14,9% Diyopsit 9,8% Ojit | 30,3% Sanidin 18,3% Albit | - | 0,3% Flogopit | - | - | 0,1% Klinoklor | 8,3% Hematit |
| İ33 | Çalışlar Trakiandeziti | 17,1% Diyopsit 5,0% Ojit | 50,5% Sanidin | - | 5,8% Flogopit | 8,3 % Lösit | - | 13,3% Analsim | - |
| İ41 | Çalışlar Trakiandeziti | 13,6% Diyopsit | 38,5% Andezin 21,9% Albit 19,2% Sanidin | 1,8% Forsterit | 1,8% Flogopit | 1,1 % Lösit | - | 1,1% Klinoklor | 1,1% Anataz |
| İ2 | Çalışlar Trakiandeziti | 24,2% Ojit | 48,1% Sanidin 3,1% Albit | - | 0,5% Flogopit | 0,5 % Lösit | - | 17,2% Analsim | - |
| İ16 | Çalışlar Trakiandeziti | 20,8% Diyopsit 14,3% Ojit | 8,5% Sanidin | 9,7% Forsterit | 11,4% Flogopit | 10,6% Lösit | - | 20,9% Analsim | 1,9% Perovskite 1,9% Kuvars |
| İ21 | Ağın Trakiti | 3,3% Ojit 5,7% Enstatit | 61,0% Sanidin 18,7% Andezin | - | 2,4% Flogopit | - | - | 9,0% Kristobalit | - |
| İ9 | Karakaya Lamproiti | 11,1% Diyopsit | 58,0% Sanidin | - | 20,1% Flogopit | 4,4% Lösit | 6,3% Aktinolit | - | 0,1 % Magnetit |
| İ8 | Karakaya Lamproiti | 15,7% Ojit | 60,9% Sanidin | - | 7,4% Flogopit | - | 7,5% Aktinolit | 8,5% Kuvars | |

4. Karakaya Volkanitlerindeki minerallerin mineral kimyası çözümlene sonuçlarına göre gösterdikleri genel özellikler

| Örnek No | Kayaç Grubu | Analiz Türü | Olivin | | Klinopiroksen | | | Plajiyoklas | | | Alkali Feldispat | | | Mika | | Oksit Mineralleri |
|----------|---------------------------------|-------------|--------|-------|---------------|-------|------|-------------|-------|-------|------------------|-------|-------|-------|-------|-------------------|
| | | | %Fo | #Mg | %Wo | %En | %Fs | %An | %Or | %Ab | %An | %Or | %Ab | #Mg | FM | |
| İ34 | İşehisar Bazaltik Trakiandeziti | Edx | | | 46-35 | 57-47 | 12-4 | 9-2 | 17-4 | 92-73 | 43-37 | 56-52 | 5-4 | | | İlmenit Manyetit |
| İ7 | İşehisar Bazaltik Trakiandeziti | Edx | 93-80 | 97-86 | 45-36 | 54-41 | 13-6 | 20-3 | 14-4 | 92-73 | 3 | 77 | 19 | | | İlmenit Manyetit |
| İ40 | İşehisar Bazaltik Trakiandeziti | Epma | | | 47-43 | 47-42 | 11-7 | 61-34 | 14-2 | 51-36 | 18-8 | 41-33 | 58-40 | | | |
| Gd2 | İşehisar Bazaltik Trakiandeziti | Epma | | | 48-43 | 48-42 | 10-6 | 10-9 | 48-47 | 42-42 | 62-35 | 3-1 | 48-36 | | | |
| İ12 | Çalışlar Trakiandeziti | Edx | 93-87 | 97-86 | 54-46 | 50-19 | 9-3 | 10-3 | 15-10 | 85-74 | 1 | 77 | 21 | | | Cr Oksit |
| İ16 | Çalışlar Trakiandeziti | Edx | 91-88 | 97-92 | 47-45 | 49-47 | 6-4 | | | | | | | | | |
| İ24 | Ağn Trakiti | Epma | | | 47-43 | 51-43 | 8-6 | | | | | | | 81-72 | 27-18 | |
| İ22 | Ağn Trakiti | Edx | | | 65-43 | 54-30 | 5-1 | - | - | - | 12-4 | 87-49 | 50-4 | 87-77 | 22-17 | |
| İ6 | Karakaya Lamproiti | Edx | | | 50-29 | 67-46 | 4-3 | - | - | - | 3-1 | 59-55 | 42-39 | 76-60 | 40-24 | İlmenit Manyetit |
| İ8 | Karakaya Lamproiti | Edx | | | 50-49 | 43-41 | 8-6 | - | - | - | 0 | 92-63 | 36-7 | 82-60 | 40-21 | İlmenit Manyetit |
| İ25 | Karakaya Lamproiti | Edx | | | 41-31 | 63-48 | 10-0 | - | - | - | 28-5 | 62-36 | 55-9 | 82-70 | 30-18 | İlmenit Manyetit |
| İ31 | Karakaya Lamproiti | Edx | | | 52-40 | 53-36 | 13-5 | 47 | 38 | 14 | 9-2 | 17-4 | 92-73 | | | Manyetit |
| İ13 | Karakaya Lamproiti | Epma | 89-76 | 93-80 | 47-41 | 48-44 | 11-4 | - | - | - | 0,5-0,09 | 77-72 | 27-21 | | | |

5. Karakaya volkanitlerine ait seçilmiş piroksenlerin mineral kimyası çözümlenmeleri (devam ediyor)

| Örnek No | İscehisar Bazaltik Trakiandezit | | | | | | | | | | | | | | Çalışlar Trakiandeziti | | | | | | | | | | | | | |
|----------------------------------|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|------------------------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|-------|-----|-----|
| | İ40 | | İ40 | | İ40 | | İ40 | | İ40 | | İ40 | | İ40 | | İ12 | | İ12 | | İ12 | | İ12 | | İ16 | | İ16 | | İ16 | |
| | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken |
| SiO ₂ | 54,154 | 51,489 | 53,708 | 51,287 | 54,438 | 52,295 | 53,014 | 52,871 | 53,449 | 53,339 | 52,662 | 50,089 | 51,265 | 50,169 | 50,950 | 50,000 | 52,980 | 49,510 | 51,100 | 49,460 | 51,170 | 44,550 | 54,782 | 54,109 | 54,981 | | | |
| TiO ₂ | 0,544 | 1,036 | 0,550 | 0,945 | 0,530 | 1,025 | 0,611 | 0,551 | 0,493 | 0,521 | 0,659 | 1,681 | 0,853 | 1,066 | 0,740 | 0,640 | 0,480 | 1,120 | 0,740 | 1,370 | 0,490 | 0,870 | 0,585 | 0,532 | 0,702 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 1,735 | 3,655 | 1,801 | 3,822 | 1,794 | 3,870 | 1,847 | 1,889 | 1,757 | 1,878 | 2,809 | 4,752 | 3,352 | 4,050 | 1,040 | 0,730 | 0,600 | 1,030 | 1,240 | 1,040 | 0,560 | 1,690 | 0,496 | 0,813 | 0,772 | | | |
| FeO | 5,707 | 6,282 | 5,834 | 6,161 | 5,832 | 6,370 | 5,664 | 5,773 | 5,085 | 5,336 | 5,617 | 8,575 | 5,811 | 6,939 | 2,660 | 4,220 | 2,550 | 3,980 | 3,030 | 5,900 | 3,070 | 5,910 | 3,946 | 3,158 | 3,229 | | | |
| MnO | 0,126 | 0,113 | 0,131 | 0,138 | 0,130 | 0,118 | 0,119 | 0,089 | 0,141 | 0,125 | 0,157 | 0,131 | 0,095 | 0,098 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,114 | 0,111 | 0,066 | | | |
| MgO | 17,128 | 15,312 | 16,828 | 15,266 | 17,186 | 15,648 | 16,134 | 16,365 | 16,473 | 16,497 | 15,819 | 14,155 | 15,550 | 15,077 | 18,260 | 15,000 | 17,920 | 17,430 | 18,490 | 17,190 | 17,670 | 17,820 | 17,571 | 17,198 | 17,445 | | | |
| CaO | 21,829 | 22,526 | 21,593 | 22,039 | 21,477 | 22,259 | 22,277 | 22,204 | 22,208 | 22,239 | 22,305 | 21,437 | 22,002 | 21,910 | 24,950 | 29,080 | 25,050 | 25,900 | 24,390 | 23,580 | 25,940 | 20,100 | 23,062 | 22,584 | 22,976 | | | |
| K ₂ O | 0,000 | 0,008 | 0,003 | 0,002 | 0,007 | 0,012 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,010 | 0,007 | 0,034 | 0,001 | 0,007 | 0,150 | 0,110 | 0,050 | 0,220 | 0,080 | 0,250 | 0,250 | 0,070 | 0,009 | 0,031 | 0,014 | | | |
| Na ₂ O | 0,184 | 0,288 | 0,242 | 0,291 | 0,238 | 0,285 | 0,227 | 0,241 | 0,267 | 0,260 | 0,273 | 0,340 | 0,254 | 0,302 | 0,590 | 0,190 | 0,250 | 0,670 | 0,880 | 1,000 | 0,640 | 0,700 | 0,157 | 0,244 | 0,239 | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,422 | 0,651 | 0,459 | 0,870 | 0,417 | 0,322 | 0,323 | 0,262 | 0,567 | 0,572 | 0,749 | 0,019 | 0,668 | 0,320 | 0,660 | 0,000 | 0,110 | 0,150 | 0,050 | 0,210 | 0,210 | 8,290 | 0,104 | 0,602 | 0,813 | | | |
| Total | 101,829 | 101,360 | 101,149 | 100,821 | 102,049 | 102,204 | 100,216 | 100,248 | 100,442 | 100,777 | 101,057 | 101,213 | 99,851 | 99,938 | 100,000 | 99,970 | 99,990 | 100,010 | 100,000 | 100,000 | 100,000 | 100,000 | 100,826 | 99,382 | 101,237 | | | |
| Cations normalized to 6 oxy gens | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,950 | 1,873 | 1,948 | 1,875 | 1,955 | 1,884 | 1,948 | 1,939 | 1,951 | 1,941 | 1,917 | 1,838 | 1,889 | 1,851 | 1,876 | 1,871 | 1,934 | 1,842 | 1,878 | 1,842 | 1,892 | 1,690 | 1,983 | 1,985 | 1,983 | | | |
| Ti | 0,015 | 0,028 | 0,015 | 0,026 | 0,014 | 0,028 | 0,017 | 0,015 | 0,014 | 0,014 | 0,018 | 0,046 | 0,024 | 0,030 | 0,021 | 0,018 | 0,013 | 0,031 | 0,020 | 0,038 | 0,014 | 0,025 | 0,016 | 0,015 | 0,019 | | | |
| Al | 0,074 | 0,157 | 0,077 | 0,165 | 0,076 | 0,164 | 0,080 | 0,082 | 0,076 | 0,081 | 0,120 | 0,205 | 0,146 | 0,176 | 0,045 | 0,032 | 0,026 | 0,045 | 0,054 | 0,046 | 0,024 | 0,076 | 0,021 | 0,035 | 0,033 | | | |
| Mg | 0,919 | 0,830 | 0,910 | 0,832 | 0,920 | 0,840 | 0,884 | 0,895 | 0,896 | 0,895 | 0,858 | 0,774 | 0,854 | 0,829 | 1,002 | 0,837 | 0,975 | 0,967 | 1,013 | 0,955 | 0,974 | 1,008 | 0,948 | 0,941 | 0,938 | | | |
| Fe ³⁺ | 0,000 | 0,043 | 0,001 | 0,028 | 0,000 | 0,024 | 0,006 | 0,027 | 0,000 | 0,011 | 0,008 | 0,052 | 0,029 | 0,076 | 0,041 | 0,066 | 0,039 | 0,062 | 0,045 | 0,092 | 0,047 | 0,093 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | | | |
| Fe ²⁺ | 0,172 | 0,148 | 0,176 | 0,160 | 0,175 | 0,168 | 0,168 | 0,150 | 0,155 | 0,152 | 0,163 | 0,212 | 0,150 | 0,138 | 0,041 | 0,066 | 0,039 | 0,062 | 0,046 | 0,092 | 0,047 | 0,094 | 0,119 | 0,097 | 0,097 | | | |
| Ca | 0,842 | 0,878 | 0,839 | 0,863 | 0,826 | 0,859 | 0,877 | 0,872 | 0,869 | 0,867 | 0,870 | 0,843 | 0,868 | 0,866 | 0,984 | 1,166 | 0,980 | 1,033 | 0,961 | 0,941 | 1,028 | 0,817 | 0,894 | 0,888 | 0,888 | | | |
| Mn | 0,004 | 0,003 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,004 | 0,004 | 0,005 | 0,004 | 0,003 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | | | |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | | |
| Na | 0,013 | 0,020 | 0,017 | 0,021 | 0,017 | 0,020 | 0,016 | 0,017 | 0,019 | 0,018 | 0,019 | 0,024 | 0,018 | 0,022 | 0,042 | 0,014 | 0,018 | 0,048 | 0,063 | 0,072 | 0,046 | 0,051 | 0,011 | 0,017 | 0,017 | | | |
| Cr | 0,012 | 0,019 | 0,013 | 0,025 | 0,012 | 0,009 | 0,000 | 0,000 | 0,016 | 0,016 | 0,022 | 0,001 | 0,019 | 0,009 | 0,019 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,001 | 0,006 | 0,006 | 0,249 | 0,003 | 0,017 | 0,023 | | | |
| Wo | 43,558 | 47,292 | 43,599 | 46,532 | 43,005 | 46,015 | 45,471 | 45,517 | 45,233 | 45,308 | 46,005 | 46,087 | 46,370 | 47,236 | 47,590 | 54,620 | 48,210 | 48,630 | 46,510 | 45,260 | 49,020 | 40,610 | 45,587 | 46,111 | 46,166 | | | |
| En | 47,553 | 44,727 | 47,276 | 44,846 | 47,880 | 45,007 | 45,820 | 46,676 | 46,683 | 46,763 | 45,396 | 42,341 | 45,598 | 45,225 | 48,460 | 39,200 | 47,960 | 45,540 | 19,060 | 45,910 | 46,460 | 50,100 | 48,325 | 48,856 | 48,770 | | | |
| Fs | 8,889 | 7,981 | 9,125 | 8,622 | 9,115 | 8,978 | 8,709 | 7,808 | 8,084 | 7,929 | 8,599 | 11,571 | 8,032 | 7,540 | 3,950 | 6,180 | 3,810 | 5,830 | 4,430 | 8,830 | 4,510 | 9,290 | 6,088 | 5,033 | 5,064 | | | |

5. Karakaya volkanitlerine ait seçilmiş piroksenlerin mineral kimyası çözümlenmeleri (devam ediyor)

| Örnek No | Karakaya Lamproiti | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------------------------------|--------------------|---------|--------|--------|--------|---------|--------|---------|---------|--------|--------|---------|---------|--------|---------|---------|
| | İ31 | İ31 | İ31 | İ31 | İ31 | İ31 | İ31 | İ31 | İ31 | İ31 | İ34 | İ34 | İ34 | İ34 | İ34 | İ34 |
| | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken | mer | ken |
| SiO ₂ | 52,640 | 53,980 | 48,930 | 47,550 | 49,120 | 50,210 | 50,810 | 51,820 | 50,590 | 49,900 | 51,830 | 49,900 | 50,110 | 48,100 | 48,360 | 52,400 |
| TiO ₂ | 0,000 | 0,000 | 0,730 | 1,010 | 1,130 | 0,700 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,480 | 1,610 | 0,520 | 1,930 | 1,910 | 0,570 |
| Al ₂ O ₃ | 2,790 | 3,560 | 5,320 | 4,680 | 2,900 | 1,950 | 1,810 | 0,840 | 1,930 | 1,950 | 1,980 | 2,330 | 2,080 | 3,360 | 6,220 | 0,980 |
| FeO | 3,750 | 5,190 | 6,610 | 8,400 | 5,720 | 5,480 | 5,260 | 6,270 | 4,250 | 5,790 | 2,890 | 5,460 | 2,210 | 6,200 | 7,180 | 2,550 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| MgO | 19,850 | 16,040 | 15,210 | 12,850 | 16,830 | 14,420 | 16,600 | 16,710 | 18,620 | 16,770 | 19,070 | 17,320 | 20,860 | 18,310 | 13,850 | 18,270 |
| CaO | 20,800 | 21,080 | 21,950 | 24,720 | 22,840 | 26,620 | 24,690 | 23,560 | 23,480 | 24,130 | 22,560 | 22,420 | 20,080 | 16,150 | 17,120 | 23,940 |
| K ₂ O | 0,150 | 0,150 | 0,020 | 0,050 | 0,330 | 0,230 | 0,250 | 0,220 | 0,110 | 0,210 | 0,140 | 0,270 | 1,260 | 0,950 | 1,140 | 0,350 |
| Na ₂ O | 0,000 | 0,000 | 1,150 | 0,690 | 1,090 | 0,390 | 0,570 | 0,580 | 1,020 | 0,930 | 1,020 | 0,690 | 2,880 | 2,010 | 4,220 | 0,940 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 99,980 | 100,000 | 99,920 | 99,950 | 99,960 | 100,000 | 99,990 | 100,000 | 100,000 | 99,680 | 99,970 | 100,000 | 100,000 | 97,010 | 100,000 | 100,000 |
| Cations normalized to 6 oxy gens | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,898 | 1,981 | 1,784 | 1,764 | 1,789 | 1,853 | 1,854 | 1,896 | 1,818 | 1,820 | 1,888 | 1,837 | 1,849 | 1,795 | 1,794 | 1,916 |
| Ti | 0,000 | 0,000 | 0,020 | 0,028 | 0,031 | 0,019 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,045 | 0,014 | 0,054 | 0,053 | 0,016 |
| Al | 0,119 | 0,154 | 0,229 | 0,205 | 0,124 | 0,085 | 0,078 | 0,036 | 0,082 | 0,084 | 0,085 | 0,101 | 0,090 | 0,148 | 0,272 | 0,042 |
| Mg | 1,067 | 0,877 | 0,827 | 0,711 | 0,914 | 0,793 | 0,903 | 0,911 | 0,997 | 0,912 | 1,035 | 0,950 | 1,148 | 1,019 | 0,766 | 0,996 |
| Fe ³⁺ | 0,086 | 0,000 | 0,244 | 0,261 | 0,313 | 0,198 | 0,255 | 0,213 | 0,353 | 0,343 | 0,079 | 0,151 | 0,061 | 0,300 | 0,200 | 0,070 |
| Fe ²⁺ | 0,028 | 0,159 | -0,043 | 0,000 | -0,139 | -0,029 | -0,095 | -0,021 | -0,226 | -0,166 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | -0,106 | 0,000 | 0,000 |
| Ca | 0,804 | 0,829 | 0,858 | 0,982 | 0,891 | 1,053 | 0,965 | 0,924 | 0,904 | 0,943 | 0,880 | 0,884 | 0,794 | 0,646 | 0,680 | 0,938 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Na | 0,000 | 0,000 | 0,081 | 0,050 | 0,077 | 0,028 | 0,040 | 0,041 | 0,071 | 0,066 | 0,072 | 0,049 | 0,206 | 0,145 | 0,303 | 0,067 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Wo | 40,509 | 44,427 | 45,471 | 50,289 | 45,030 | 52,236 | 47,579 | 45,567 | 44,550 | 46,419 | 44,128 | 44,525 | 39,639 | 34,757 | 41,319 | 46,802 |
| En | 53,790 | 47,036 | 43,841 | 36,373 | 46,168 | 39,371 | 44,509 | 44,968 | 49,156 | 44,887 | 51,901 | 47,859 | 57,297 | 54,828 | 46,510 | 49,697 |
| Fs | 5,701 | 8,538 | 10,688 | 13,338 | 8,802 | 8,393 | 7,912 | 9,465 | 6,294 | 8,694 | 3,970 | 7,616 | 3,064 | 10,415 | 12,171 | 3,501 |

8. Karakaya volkanitlerine ait seçilmiş mikaların mineral kimyası çözümlenmeleri

| Örnek No | Karakaya Lamproiti | | | | | | | | | | | | Ağın Traktiti | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------------|--------------------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|---------------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--|
| | İ6 | İ6 | İ6 | İ8 | İ8 | İ8 | İ8 | İ25 | İ25 | İ25 | İ25 | İ22 | İ22 | İ22 | İ22 | İ22 | İ22 | İ24 | İ24 | İ24 | İ24 | İ24 | İ24 | İ24 | İ24 | | |
| | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | orta | |
| SiO ₂ | 36,38 | 39,52 | 33,10 | 31,93 | 39,13 | 37,17 | 44,81 | 41,60 | 36,66 | 40,44 | 41,36 | 39,08 | 38,38 | 38,79 | 39,05 | 38,43 | 38,53 | 38,479 | 38,176 | 38,995 | 39,790 | 39,911 | 40,094 | 37,738 | 38,868 | | |
| TiO ₂ | 12,20 | 10,40 | 18,36 | 8,28 | 4,36 | 6,32 | 7,13 | 1,88 | 3,73 | 4,09 | 5,00 | 4,50 | 4,15 | 3,14 | 4,56 | 4,35 | 4,85 | 6,219 | 4,173 | 4,402 | 4,030 | 3,861 | 4,077 | 3,617 | 3,759 | | |
| Al ₂ O ₃ | 10,50 | 12,01 | 4,61 | 8,38 | 12,73 | 11,70 | 11,21 | 8,83 | 15,07 | 12,75 | 15,53 | 14,11 | 15,39 | 14,05 | 13,83 | 14,46 | 14,61 | 12,874 | 13,535 | 13,760 | 14,367 | 14,439 | 15,275 | 14,609 | 14,417 | | |
| FeO | 10,72 | 10,28 | 13,60 | 37,96 | 8,08 | 9,12 | 13,50 | 16,45 | 14,82 | 9,17 | 6,92 | 9,98 | 8,14 | 6,58 | 9,96 | 10,63 | 8,36 | 11,926 | 10,124 | 10,324 | 8,451 | 9,905 | 8,335 | 8,899 | 10,023 | | |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,40 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,061 | 0,023 | 0,083 | 0,053 | 0,000 | 0,046 | 0,003 | 0,083 | | |
| MgO | 15,22 | 17,84 | 11,59 | 4,42 | 21,11 | 19,64 | 11,49 | 24,41 | 19,59 | 23,43 | 17,12 | 20,58 | 21,60 | 24,22 | 20,30 | 20,30 | 22,52 | 17,596 | 18,932 | 19,164 | 20,622 | 20,824 | 21,120 | 18,841 | 19,579 | | |
| CaO | 3,23 | 0,51 | 9,23 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,14 | 0,74 | 0,89 | 4,06 | 0,78 | 0,78 | 0,78 | 0,85 | 0,70 | 0,64 | 0,153 | 0,072 | 0,116 | 0,246 | 0,273 | 0,149 | 0,185 | 0,100 | | |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,00 | 5,34 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,20 | 1,46 | 1,83 | 1,16 | 0,83 | 1,71 | 1,90 | 0,37 | 1,00 | 1,82 | 0,479 | 0,545 | 0,574 | 0,654 | 0,776 | 0,708 | 0,622 | 0,551 | | |
| K ₂ O | 11,75 | 9,38 | 1,12 | 9,03 | 9,34 | 9,74 | 11,86 | 3,89 | 7,61 | 7,19 | 8,77 | 10,14 | 9,59 | 10,00 | 11,08 | 10,14 | 8,42 | 9,435 | 9,740 | 9,574 | 9,656 | 9,361 | 9,821 | 9,694 | 9,742 | | |
| Cl | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | | |
| F | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 5,511 | 6,266 | 6,420 | 6,821 | 6,551 | 7,079 | 6,108 | 6,257 | | |
| Total | 100,00 | 99,94 | 96,95 | 100,00 | 94,75 | 93,69 | 100,00 | 99,80 | 99,68 | 99,79 | 99,92 | 100,00 | 99,74 | 99,46 | 100,00 | 100,01 | 99,75 | ##### | ##### | ##### | ##### | ##### | ##### | ##### | ##### | ##### | |
| Cations normalized with 22 oxygen | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 5,26 | 5,52 | 4,97 | 5,19 | 5,68 | 5,54 | 6,31 | 5,83 | 5,23 | 5,58 | 5,68 | 5,48 | 5,35 | 5,41 | 5,50 | 5,41 | 5,35 | 5,570 | 5,596 | 5,607 | 5,613 | 5,575 | 5,550 | 5,562 | 5,575 | | |
| Ti | 1,33 | 1,09 | 2,08 | 1,01 | 0,48 | 0,71 | 0,76 | 0,20 | 0,40 | 0,42 | 0,52 | 0,47 | 0,44 | 0,33 | 0,48 | 0,46 | 0,51 | 0,677 | 0,460 | 0,476 | 0,428 | 0,406 | 0,424 | 0,401 | 0,406 | | |
| Al | 1,79 | 1,98 | 0,82 | 1,61 | 2,18 | 2,05 | 1,86 | 1,46 | 2,53 | 2,07 | 2,52 | 2,33 | 2,53 | 2,31 | 2,29 | 2,40 | 2,39 | 2,196 | 2,338 | 2,332 | 2,389 | 2,377 | 2,492 | 2,538 | 2,437 | | |
| Fe ⁺² | 1,30 | 1,20 | 1,71 | 5,16 | 0,98 | 1,14 | 1,59 | 1,93 | 1,77 | 1,06 | 0,80 | 1,17 | 0,95 | 0,77 | 1,17 | 1,25 | 0,97 | 1,444 | 1,241 | 1,241 | 0,997 | 1,157 | 0,965 | 1,097 | 1,202 | | |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,007 | 0,003 | 0,010 | 0,006 | 0,000 | 0,005 | 0,000 | 0,010 | | |
| Mg | 3,28 | 3,71 | 2,60 | 1,07 | 4,57 | 4,36 | 2,41 | 5,10 | 4,17 | 4,82 | 3,51 | 4,30 | 4,49 | 5,03 | 4,26 | 4,26 | 4,66 | 3,797 | 4,137 | 4,108 | 4,337 | 4,337 | 4,359 | 4,140 | 4,187 | | |
| Ca | 0,50 | 0,08 | 1,49 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,17 | 0,11 | 0,13 | 0,60 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,10 | 0,024 | 0,011 | 0,018 | 0,037 | 0,041 | 0,022 | 0,029 | 0,015 | | |
| Na | 0,00 | 0,00 | 1,56 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,33 | 0,40 | 0,49 | 0,31 | 0,23 | 0,46 | 0,51 | 0,10 | 0,27 | 0,49 | 0,134 | 0,155 | 0,160 | 0,179 | 0,210 | 0,190 | 0,178 | 0,153 | | |
| K | 2,17 | 1,67 | 0,21 | 1,87 | 1,73 | 1,85 | 2,13 | 0,70 | 1,38 | 1,27 | 1,54 | 1,81 | 1,71 | 1,78 | 1,99 | 1,82 | 1,49 | 1,742 | 1,821 | 1,756 | 1,738 | 1,668 | 1,734 | 1,823 | 1,783 | | |
| Cl | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | | |
| F | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 2,523 | 2,904 | 2,919 | 3,043 | 2,894 | 3,099 | 2,847 | 2,838 | | |
| Mg# | 0,72 | 0,76 | 0,60 | 0,17 | 0,82 | 0,79 | 0,60 | 0,73 | 0,70 | 0,82 | 0,82 | 0,79 | 0,83 | 0,87 | 0,78 | 0,77 | 0,83 | 0,725 | 0,769 | 0,768 | 0,813 | 0,789 | 0,819 | 0,791 | 0,777 | | |
| Mg/Fe ⁺² | 2,53 | 3,09 | 1,52 | 0,21 | 4,66 | 3,84 | 1,52 | 2,65 | 2,36 | 4,56 | 4,41 | 3,68 | 4,73 | 6,56 | 3,63 | 3,40 | 4,80 | 2,631 | 3,334 | 3,309 | 4,351 | 3,748 | 4,518 | 3,775 | 3,483 | | |
| FM | 0,28 | 0,24 | 0,40 | 0,83 | 0,18 | 0,21 | 0,40 | 0,27 | 0,30 | 0,18 | 0,18 | 0,21 | 0,17 | 0,13 | 0,22 | 0,23 | 0,17 | 0,275 | 0,231 | 0,232 | 0,187 | 0,211 | 0,181 | 0,209 | 0,223 | | |

9. İncelenen volkanitlerdeki klinopiroksenlerde kullanılan sıcaklık ve basınç formülleri (Putirka, 2008)

| | |
|--|--------------|
| $T(K) = \frac{93100 + 544P(\text{kbar})}{61.1 + 36.6(X_{\text{Ti}}^{\text{cpx}}) + 10.9(X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}) - 0.95(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Cr}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} - X_{\text{K}}^{\text{cpx}}) + 0.395[\ln(a_{\text{En}}^{\text{cpx}})]^2}$ | Eşitlik 32 d |
| $\frac{10^4}{T(K)} = 7.53 - 0.14 \ln \left(\frac{X_{\text{Jd}}^{\text{cpx}} X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} X_{\text{Fm}}^{\text{liq}}}{X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}} X_{\text{Na}}^{\text{liq}} X_{\text{Al}}^{\text{liq}}} \right) + 0.07(\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}}) - 14.9(X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})$ $- 0.08 \ln(X_{\text{TiO}_2}^{\text{liq}}) - 3.62(X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} + X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}}) - 1.1(\text{Mg} \#^{\text{liq}})$ $- 0.18 \ln(X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}) - 0.027P(\text{kbar})$ | Eşitlik 33 |
| $\frac{10^4}{T(K)} = 6.39 + 0.076(\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}}) - 5.55(X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) - 0.386 \ln(X_{\text{MgO}}^{\text{liq}})$ $- 0.046P(\text{kbar}) + 2.2 \times 10^{-4} [P(\text{kbar})]^2$ | Eşitlik 34 |
| $P(\text{kbar}) = 3205 + 0.384T(K) - 518 \ln T(K) - 5.62(X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}) + 83.2(X_{\text{Na}}^{\text{cpx}})$ $+ 68.2(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}}) + 2.52 \ln(X_{\text{Al(VI)}}^{\text{cpx}}) - 51.1(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}})^2 + 34.8(X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}})^2$ | Eşitlik 32 a |
| $P(\text{kbar}) = 1458 + 0.197T(K) - 241 \ln T(K) + 0.453(\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}})$ $+ 55.5(X_{\text{Al(VI)}}^{\text{cpx}}) + 8.05(X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}) - 277(X_{\text{K}}^{\text{cpx}}) + 18(X_{\text{Jd}}^{\text{cpx}}) + 44.1(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}})$ $+ 2.2 \ln(X_{\text{Jd}}^{\text{cpx}}) - 17.7(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}})^2 + 97.3(X_{\text{Fe(M2)}}^{\text{cpx}})^2$ $+ 30.7(X_{\text{Mg(M2)}}^{\text{cpx}})^2 - 27.6(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}})^2$ | Eşitlik 32 b |
| $P(\text{kbar}) = -57.9 + 0.0475T(K) - 40.6(X_{\text{FeO}}^{\text{liq}}) - 47.7(X_{\text{CaTs}}^{\text{cpx}})$ $+ 0.676(\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}}) - 153(X_{\text{CaO}_{0.5}}^{\text{liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) + 6.89 \left(\frac{X_{\text{Al}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}}} \right)$ | Eşitlik 32 c |

**10. İncelenen volkanitlerdeki feldispatlarda kullanılan sıcaklık ve basınç formülleri
(Putirka, 2008)**

| | |
|---|--------------|
| $\frac{10^4}{T(K)} = 6.12 + 0.257 \ln \left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{1.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 3.166 (X_{CaO}^{liq})$ $- 3.137 \left(\frac{X_{AlO_{1.5}}^{liq}}{X_{AlO_{1.5}}^{liq} + X_{SiO_2}^{liq}} \right) + 1.216 (X_{Ab}^{pl})^2$ $- 2.475 \times 10^{-2} (P(\text{kbar})) + 0.2166 (H_2O^{liq})$ | Eşitlik 23 |
| $\frac{10^4}{T(K)} = 6.4706 + 0.3128 \ln \left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{1.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 8.103 (X_{SiO_2}^{liq})$ $+ 4.872 (X_{KO_{0.5}}^{liq}) + 1.5346 (X_{Ab}^{pl})^2 + 8.661 (X_{SiO_2}^{liq})^2$ $- 3.341 \times 10^{-2} (P(\text{kbar})) + 0.18047 (H_2O^{liq})$ | Eşitlik 24 a |
| $P(\text{kbar}) = -42.2 + 4.94 \times 10^{-2} T(K) + 1.16 \times 10^{-2} T(K) \ln \left(\frac{X_{Ab}^{pl} X_{AlO_{1.5}}^{liq} X_{CaO}^{liq}}{X_{An}^{pl} X_{NaO_{0.5}}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}} \right)$ $- 382.3 (X_{SiO_2}^{liq})^2 + 514.2 (X_{SiO_2}^{liq})^3 - 19.6 \ln (X_{Ab}^{pl}) - 139.8 (X_{CaO}^{liq})$ $+ 287.2 (X_{NaO_{0.5}}^{liq}) + 163.9 (X_{KO_{0.5}}^{liq})$ | Eşitlik 25 b |
| $H_2O(\text{wt}\%) = 25.95 - 0.0032 T(^{\circ}C) \ln \left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{1.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right)$ $- 18.9 (X_{KO_{0.5}}^{liq}) + 14.5 (X_{MgO}^{liq}) - 40.3 (X_{CaO}^{liq}) + 5.7 (X_{An}^{pl})^2 + 0.108 P(\text{kbar})$ | Eşitlik 25a |

11. İncelenen volkanitlerdeki olivinlerde kullanılan sıcaklık ve basınç formülleri (Putirka, 2008)

| | |
|--|----------------|
| $T(^{\circ}\text{C}) = \frac{13603 + 4.943 \times 10^{-7} (P(\text{GPa}) \times 10^9 - 10^{-5})}{6.26 + 2 \ln D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}} + 2 \ln [1.5(C_{\text{NM}}^{\text{L}})] + 2 \ln [3(C_{\text{SiO}_2}^{\text{L}})] - NF} - 273.15$ | Beattie (1993) |
| $\ln D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}} = -2.158 + 55.09 \frac{P(\text{GPa})}{T(^{\circ}\text{C})} - 6.213 \times 10^{-2} [\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}}] + \frac{4430}{T(^{\circ}\text{C})} + 5.115 \times 10^{-2} [\text{Na}_2\text{O}^{\text{liq}} + \text{K}_2\text{O}^{\text{liq}}]$ | Eşitlik 22 |
| $T(^{\circ}\text{C}) = \{15294.6 + 1318.8P(\text{GPa}) + 2.4834[P(\text{GPa})]^2\} / \{8.048 + 2.8352 \ln D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}} + 2.097 \ln [1.5(C_{\text{NM}}^{\text{L}})] + 2.575 \ln [3(C_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})] - 1.41NF + 0.222\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}} + 0.5P(\text{GPa})\}$ | Eşitlik 21 |

13. Karakaya Volkanitlerine ait Normatif Mineraloji (CIPW) sonuçları

| | İscehşsar Bazaltik Trakiandeziti | | | | | | | | | | | | Çalışlar Trakiandeziti | | | | | |
|-------------|----------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | GDI2-10 | GDI2-9 | GDI6 | GDI7 | GDI8 | GI11 | GI3 | GI4 | GI5 | I40 | i34 | i7 | I41 | i12 | i16 | i2 | i3 | i33 |
| SiO2 | 50,95 | 49,39 | 49,18 | 50,70 | 51,30 | 49,69 | 49,73 | 50,81 | 50,44 | 52,19 | 51,37 | 50,93 | 54,56 | 52,85 | 52,51 | 52,07 | 51,92 | 52,80 |
| TiO2 | 1,33 | 1,32 | 1,22 | 1,41 | 1,35 | 1,24 | 1,32 | 1,39 | 1,36 | 1,24 | 1,74 | 1,67 | 1,28 | 1,94 | 1,89 | 1,79 | 1,79 | 1,82 |
| Al2O3 | 15,60 | 15,32 | 15,59 | 16,26 | 15,38 | 15,17 | 15,28 | 15,81 | 15,66 | 15,29 | 11,41 | 11,18 | 15,91 | 10,83 | 11,17 | 11,27 | 11,17 | 11,80 |
| Fe2O3 | 8,12 | 8,49 | 8,36 | 8,03 | 8,04 | 8,07 | 8,25 | 8,07 | 7,90 | 8,18 | 7,34 | 6,67 | 6,36 | 6,02 | 5,92 | 6,69 | 6,60 | 7,46 |
| MnO | 0,14 | 0,17 | 0,14 | 0,14 | 0,10 | 0,13 | 0,14 | 0,11 | 0,11 | 0,17 | 0,09 | 0,10 | 0,44 | 0,09 | 0,09 | 0,11 | 0,10 | 0,13 |
| MgO | 4,52 | 5,24 | 7,12 | 5,36 | 5,73 | 5,35 | 5,72 | 4,96 | 4,90 | 5,26 | 6,25 | 8,06 | 2,85 | 9,17 | 9,01 | 6,05 | 6,18 | 5,49 |
| CaO | 9,48 | 8,85 | 9,42 | 9,00 | 9,26 | 9,39 | 8,58 | 8,96 | 7,63 | 7,84 | 7,72 | 7,26 | 7,67 | 5,44 | 5,47 | 7,46 | 7,37 | 7,41 |
| Na2O | 2,40 | 2,07 | 2,56 | 2,86 | 2,51 | 2,51 | 2,38 | 2,77 | 2,45 | 2,55 | 4,19 | 3,40 | 2,79 | 4,07 | 4,69 | 2,75 | 4,13 | 2,66 |
| K2O | 3,54 | 3,57 | 2,24 | 3,43 | 3,41 | 3,64 | 3,61 | 3,66 | 4,00 | 3,61 | 2,19 | 3,55 | 3,68 | 3,32 | 2,74 | 5,80 | 3,45 | 5,08 |
| P2O5 | 0,65 | 0,74 | 0,55 | 0,68 | 0,63 | 0,62 | 0,69 | 0,69 | 0,69 | 0,69 | 0,94 | 1,50 | 0,69 | 0,73 | 0,77 | 1,46 | 1,47 | 0,92 |
| Quartz | 2,95 | 2,81 | 0,52 | | 1,65 | | 0,95 | 0,39 | 2,18 | 4,16 | 1,18 | | 8,78 | | | | | 2,02 |
| Plagioclase | 43,05 | 41,52 | 47,86 | 46,59 | 42,85 | 42,38 | 42,33 | 44,58 | 42,76 | 42,46 | 44,30 | 35,53 | 45,34 | 38,05 | 43,52 | 25,71 | 38,99 | 29,03 |
| Orthoclase | 21,63 | 22,16 | 13,71 | 20,68 | 20,62 | 22,46 | 22,28 | 22,22 | 24,82 | 21,98 | 13,89 | 22,22 | 22,57 | 20,74 | 17,20 | 35,93 | 21,63 | 31,44 |
| Nepheline | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Corundum | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Diopside | 13,97 | 10,77 | 12,11 | 11,51 | 13,49 | 15,74 | 11,14 | 12,52 | 7,46 | 8,94 | 17,17 | 13,24 | 8,72 | 11,84 | 12,01 | 16,65 | 16,05 | 16,04 |
| Hypersthene | 5,15 | 8,73 | 12,79 | 7,12 | 8,34 | 5,97 | 9,73 | 6,90 | 9,37 | 9,36 | 8,73 | 11,22 | 3,33 | 10,49 | 4,87 | 3,29 | 6,30 | 6,86 |
| Olivine | | | 0,84 | | | 0,44 | | | | | | 2,76 | | 5,75 | 9,37 | 3,35 | 1,82 | |
| Acmite | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ilmenite | 0,30 | 0,39 | 0,32 | 0,30 | 0,21 | 0,30 | 0,32 | 0,24 | 0,26 | 0,39 | 0,21 | 0,24 | 0,98 | 0,21 | 0,21 | 0,26 | 0,24 | 0,30 |
| Hematite | 8,39 | 8,92 | 8,67 | 8,20 | 8,23 | 8,42 | 8,62 | 8,30 | 8,30 | 8,43 | 7,87 | 7,07 | 6,61 | 6,37 | 6,28 | 7,01 | 7,01 | 7,81 |
| Apatite | 1,55 | 1,81 | 1,32 | 1,60 | 1,48 | 1,51 | 1,67 | 1,65 | 1,69 | 1,65 | 2,34 | 3,68 | 1,67 | 1,78 | 1,90 | 3,54 | 3,61 | 2,22 |
| Perovskite | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sphene | 2,97 | 2,91 | 2,70 | 3,15 | 3,11 | 2,78 | 2,97 | 3,21 | 3,18 | 2,64 | 4,31 | 4,04 | 1,99 | 4,75 | 4,66 | 4,28 | 4,36 | 4,28 |

13. Karakaya Volkanitlerine ait Normatif Mineraloji (CIPW) sonuçları (devam)

| | G1a | i24 | i23 | i26 | i21 | i22 | i25 | i5 | i6 | K7 | G12 | i13 | i29 | i31 | i32 | i8 | i9 | K3 | K4 | K5 | K6 | G5a | G5b | G12 | |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| SiO2 | 60,03 | 60,15 | 60,61 | 59,20 | 60,38 | 60,65 | 53,47 | 51,65 | 50,49 | 49,76 | 54,95 | 52,11 | 55,62 | 54,46 | 53,19 | 55,05 | 54,61 | 57,61 | 57,85 | 57,63 | 53,39 | 57,63 | 59,89 | 49,89 | |
| TiO2 | 0,66 | 1,10 | 1,09 | 1,15 | 1,07 | 1,07 | 1,36 | 1,76 | 1,76 | 1,69 | 2,18 | 1,87 | 1,67 | 1,57 | 1,63 | 1,88 | 1,91 | 1,20 | 1,27 | 1,22 | 1,46 | 1,93 | 2,12 | 1,40 | |
| Al2O3 | 15,31 | 14,46 | 14,68 | 14,34 | 14,79 | 14,77 | 13,37 | 10,77 | 10,32 | 10,34 | 11,43 | 11,18 | 16,33 | 13,97 | 14,60 | 11,61 | 11,91 | 14,66 | 14,46 | 14,76 | 14,61 | 12,67 | 14,12 | 16,16 | |
| Fe2O3 | 4,79 | 4,82 | 4,87 | 5,19 | 4,76 | 4,76 | 7,31 | 6,42 | 6,21 | 6,74 | 5,85 | 5,99 | 4,76 | 7,30 | 7,45 | 6,39 | 6,49 | 5,94 | 5,72 | 5,65 | 7,70 | 5,23 | 4,43 | 8,69 | |
| MnO | 0,08 | 0,10 | 0,06 | 0,10 | 0,08 | 0,11 | 0,12 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,16 | 0,09 | 0,07 | 0,08 | 0,10 | 0,09 | 0,10 | 0,09 | 0,07 | 0,09 | 0,10 | 0,04 | 0,03 | 0,16 | |
| MgO | 2,43 | 2,87 | 3,10 | 3,18 | 3,55 | 1,98 | 5,89 | 8,41 | 8,84 | 11,71 | 6,51 | 9,61 | 3,13 | 3,43 | 3,50 | 6,00 | 5,89 | 4,10 | 2,93 | 4,32 | 4,19 | 3,60 | 1,62 | 4,92 | |
| CaO | 3,81 | 4,73 | 4,60 | 5,00 | 4,70 | 4,13 | 7,94 | 7,08 | 7,08 | 6,76 | 5,08 | 5,56 | 7,32 | 6,67 | 6,72 | 5,58 | 5,25 | 5,73 | 5,18 | 5,86 | 6,89 | 4,06 | 1,54 | 8,32 | |
| Na2O | 2,77 | 2,72 | 2,78 | 2,65 | 2,67 | 2,85 | 2,05 | 2,34 | 1,18 | 1,36 | 1,22 | 1,79 | 2,76 | 2,23 | 2,19 | 1,53 | 1,65 | 2,49 | 2,45 | 2,44 | 2,56 | 1,40 | 1,71 | 2,39 | |
| K2O | 4,80 | 5,79 | 5,80 | 5,80 | 5,76 | 5,88 | 5,60 | 5,82 | 6,99 | 7,20 | 9,18 | 6,48 | 5,75 | 6,17 | 5,74 | 8,62 | 8,74 | 5,82 | 6,09 | 5,74 | 5,21 | 8,47 | 8,85 | 3,87 | |
| P2O5 | 0,42 | 0,73 | 0,71 | 0,75 | 0,71 | 0,73 | 1,06 | 1,38 | 1,25 | 0,84 | 0,71 | 0,72 | 0,82 | 1,09 | 1,15 | 0,96 | 1,09 | 0,77 | 0,83 | 0,79 | 0,76 | 0,61 | 0,67 | 0,68 | |
| Quartz | 15,93 | 11,98 | 11,63 | 10,64 | 11,20 | 13,43 | 2,05 | | | | | | 2,98 | 5,17 | 5,07 | | | | 7,30 | 9,57 | 7,28 | 3,31 | 7,86 | 12,90 | 1,18 |
| Plagioclase | 40,58 | 34,03 | 34,56 | 33,40 | 34,47 | 35,34 | 28,63 | 22,43 | 12,93 | 8,66 | 7,88 | 19,39 | 39,23 | 29,67 | 32,81 | 12,00 | 12,92 | 33,25 | 32,21 | 33,51 | 35,75 | 15,79 | 18,63 | 43,71 | |
| Orthoclase | 29,84 | 35,10 | 34,87 | 35,22 | 34,57 | 35,87 | 33,68 | 35,93 | 43,85 | 44,09 | 55,79 | 40,13 | 34,57 | 37,59 | 35,22 | 52,12 | 52,89 | 34,93 | 37,17 | 34,45 | 31,79 | 52,36 | 55,08 | 23,70 | |
| Nepheline | | | | | | | | | | 2,25 | | | | | | | | | | | | | | | |
| Corundum | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 0,57 | | |
| Dopside | | 4,04 | 3,33 | 4,96 | 3,07 | 1,85 | 13,83 | 15,18 | 15,67 | 17,52 | 10,86 | 10,95 | 8,12 | 8,78 | 6,04 | 12,14 | 10,07 | 6,26 | 4,54 | 6,07 | 9,27 | 5,13 | | 8,63 | |
| Hypersthene | 6,38 | 5,45 | 6,30 | 5,85 | 7,57 | 4,22 | 8,53 | 5,17 | 6,94 | | 8,86 | 9,13 | 4,18 | 4,75 | 6,27 | 9,19 | 6,97 | 7,49 | 5,44 | 8,12 | 6,49 | 6,99 | 4,26 | 8,70 | |
| Olivine | | | | | | | | 6,79 | 6,42 | 15,48 | 1,94 | 7,62 | | | | 0,33 | 2,37 | | | | | | | | |
| Acmite | | | | | | | | | | | 2,38 | | | | | 1,13 | 1,21 | | | | | | | | |
| Ilmenite | 0,17 | 0,21 | 0,13 | 0,21 | 0,17 | 0,24 | 0,26 | 0,21 | 0,24 | 0,21 | 0,34 | 0,19 | 0,15 | 0,17 | 0,21 | 0,19 | 0,21 | 0,19 | 0,15 | 0,19 | 0,21 | 0,09 | 0,06 | 0,36 | |
| Hematite | 5,04 | 4,95 | 4,95 | 5,33 | 4,83 | 4,91 | 7,45 | 6,71 | 6,59 | 6,98 | 5,19 | 6,28 | 4,85 | 7,53 | 7,74 | 6,15 | 6,23 | 6,04 | 5,91 | 5,74 | 7,95 | 5,47 | 4,66 | 9,01 | |
| Apatite | 1,02 | 1,74 | 1,67 | 1,78 | 1,67 | 1,74 | 2,50 | 3,34 | 3,08 | 2,02 | 1,69 | 1,74 | 1,92 | 2,59 | 2,76 | 2,27 | 2,59 | 1,81 | 1,99 | 1,85 | 1,81 | 1,48 | 1,65 | 1,62 | |
| Perovskite | | | | | | | | | | 2,79 | | | | | | | | | | | | | 0,00 | | |
| Sphene | 0,75 | 2,50 | 2,56 | 2,62 | 2,45 | 2,40 | 3,08 | 4,24 | 4,28 | 0,00 | 5,05 | 4,56 | 3,98 | 3,75 | 3,87 | 4,46 | 4,53 | 2,74 | 3,02 | 2,79 | 3,43 | 4,85 | 0,00 | 3,09 | |

14. Karakaya Volkanitlerine ait ayrışma/alterasyon indeksleri

| Kayaç Türü Örnek No | İscehisar Bazaltik Trakiandezit | | | | | | | | | | | | | Çalışlar Trakiandeziti | | | | | | | Ağın Trakiti | | | | | | |
|------------------------|---------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|----------|------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|
| | GDI2-10 | GDI2-9 | GDI6 | GDI7 | GDI8 | GI11 | GI3 | GI4 | GI5 | I40 | i34 | i7 | Ortalama | I41 | i12 | i16 | i2 | i3 | i33 | Ortalama | G1a | i24 | i21 | i26 | i23 | i22 | Ortalama |
| Ateşte Kavın | 2,70 | 4,20 | 3,10 | 1,50 | 1,70 | 3,60 | 3,70 | 2,20 | 4,30 | 2,30 | 6,10 | 4,80 | 3,35 | 3,00 | 4,90 | 5,10 | 3,70 | 5,00 | 3,80 | 4,25 | 4,40 | 2,10 | 1,10 | 2,10 | 1,30 | 2,60 | 2,27 |
| CIA | 39,90 | 41,50 | 41,00 | 41,30 | 39,90 | 39,10 | 41,20 | 40,60 | 43,20 | 42,50 | 35,20 | 37,00 | 40,20 | 43,26 | 37,00 | 37,30 | 35,10 | 35,40 | 35,80 | 37,31 | 49,41 | 45,11 | 45,80 | 44,40 | 45,60 | 46,76 | 46,18 |
| PIA | 37,50 | 39,30 | 39,70 | 39,20 | 37,50 | 36,30 | 38,90 | 38,20 | 41,10 | 40,40 | 32,60 | 32,60 | 37,78 | 41,40 | 32,80 | 34,20 | 25,50 | 30,80 | 28,70 | 32,23 | 49,12 | 41,97 | 43,20 | 40,90 | 42,80 | 44,58 | 43,76 |
| WIP | 89,55 | 88,18 | 87,58 | 92,90 | 91,47 | 94,61 | 91,86 | 93,39 | 91,65 | 88,98 | 97,57 | 103,03 | 92,57 | 85,27 | 108,42 | 108,96 | 110,42 | 104,33 | 103,16 | 103,43 | 85,49 | 94,15 | 94,36 | 95,19 | 94,38 | 92,59 | 92,69 |

| Kayaç Türü Örnek No | Karakaya Lamproiti | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------|--------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|----------|
| | i25 | i5 | i6 | K7 | GI2 | i13 | i29 | i31 | i32 | i8 | i9 | K3 | K4 | K5 | K6 | G5a | G5b | GI12 | Ortalama |
| Ateşte Kavın | 1,10 | 3,40 | 4,90 | 2,80 | 2,20 | 4,00 | 1,30 | 2,40 | 3,10 | 1,50 | 1,60 | 1,10 | 2,70 | 1,00 | 2,60 | 3,80 | 4,50 | 3,00 | 2,61 |
| CIA | 38,50 | 35,30 | 34,70 | 33,70 | 37,00 | 37,90 | 42,50 | 41,30 | 43,10 | 37,10 | 38,44 | 43,60 | 44,50 | 43,70 | 41,50 | 42,10 | 51,00 | 42,80 | 40,49 |
| PIA | 32,40 | 25,00 | 18,90 | 16,90 | 13,50 | 26,90 | 38,90 | 35,60 | 39,10 | 18,00 | 20,10 | 39,80 | 40,70 | 40,10 | 37,50 | 29,90 | 53,10 | 40,70 | 31,51 |
| WIP | 101,22 | 112,39 | 115,11 | 124,74 | 121,02 | 115,07 | 100,59 | 98,74 | 95,41 | 117,54 | 118,19 | 97,25 | 95,82 | 96,89 | 97,46 | 107,76 | 102,20 | 90,57 | 106,00 |

| Kayaç Türü Örnek No | Seydiler İgnimbiriti | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|
| | I37 | I38 | i10 | i14 | i15 | i17 | i18 | i20 | i27 | i28 | i35 | K1 | K2 | Ortalama |
| Ateşte Kavın | 4,60 | 3,80 | 3,50 | 9,20 | 10,40 | 4,70 | 4,70 | 4,80 | 5,70 | 4,70 | 1,20 | 6,50 | 4,80 | 5,28 |
| CIA | 56,20 | 54,50 | 53,40 | 56,10 | 75,10 | 55,90 | 54,60 | 55,30 | 57,80 | 57,20 | 52,20 | 60,80 | 60,40 | 57,65 |
| PIA | 60,20 | 57,60 | 56,30 | 58,40 | 85,30 | 60,00 | 57,60 | 58,70 | 62,40 | 62,00 | 53,60 | 65,80 | 67,40 | 61,95 |
| WIP | 67,21 | 69,29 | 62,12 | 61,24 | 39,00 | 68,74 | 69,70 | 68,27 | 59,47 | 68,37 | 73,31 | 56,12 | 54,98 | 62,91 |

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler

Soyadı, adı: İrem AKSOY

Doğum tarihi ve yeri: 05.05.1985, İskenderun

E-posta: irem.arat@dpu.edu.tr

Eğitim

| Derece | Kurum | Mezuniyet Tarihi |
|---------------|--|-------------------|
| Doktora | Kütahya Dumlupınar Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Mineraloji-Petrografi Bilim Dalı | 2019 (Ağustos) |
| Yüksek Lisans | Kütahya Dumlupınar Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Mineraloji-Petrografi Bilim Dalı | 2014 |
| Lisans | Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği | 2008 |
| Lise | Fatih Sultan Mehmet Lisesi | 2003 |

İş Deneyimi

| Yıl | Kurum | Görev |
|--------------|---------------------------------|---------------------|
| 2010-(Devam) | Kütahya Dumlupınar Üniversitesi | Araştırma Görevlisi |

Yabancı Dil

İngilizce ÜDS 65

Yayınlar

A. Uluslararası hakemli dergilerde yayımlanan makaleler:

1. Üner, T., Çakır, Ü., Özdemir Y., Arat, İ., 2014. Geochemistry and origin of plagiogranites from the Eldivan ophiolite Çankırı Central Anatolia Turkey, *Geologica Carpathica*, 65, 3, 195-205 (Yayın No: 1978208).

B. Uluslararası bilimsel toplantılarda sunulan ve bildiri kitaplarında (proceedings) basılan bildiriler:

1. Aksoy, İ., Kibici, Y., 2019. Mineral Chemistry And Termobarometric İmplications On Miocene Volcanics İn The Northern Part Of Afyon Volcanics, Western Anatolia. *International Earth Science Colloquium On The Aegean Region 2019 (Özet Bildiri/Poster)*
2. Üner, T., Aksoy, İ., 2018. Petrology And Geochemistry Of Podiform Chromite In Eastern Part Of Van-Turkey. *Xxxv International Conferance On Magmatism Of The Earth And Related Strategic Metal Deposits. (Özet Bildiri/Sözlü Sunum) (Yayın No:4465590)*
3. Kibici, Y., Aksoy, İ., Demirbilek, M., Yanık, G., İlbeyli, N., 2018. Mineralogical And Petrographical Characterictics Of The Phrygian Valley Volcanits (Afyon-Kutahya/ Turkey). *9th International Symposium On Eastern Mediterranean Geology (Özet Bildiri/Sözlü Sunum) (Yayın No:4286778)*
4. Aksoy, İ., Üner, T., 2018. Petrologic Properties Of Ultramafic Tectonite İn The Beyşehir-Hoyran Ophiolite: An Example Of Southern Of Beyşehir (Konya). *9th International Symposium On Eastern Mediterranean Geology (Özet Bildiri/Sözlü Sunum) (Yayın No:4286782)*
5. Aksoy, İ., Kibici, Y., Demirbilek, M., 2018. Mineralogical, Petrographical And Geochemical Characteristics Of The Volcanic Rocks İn The Iscehisar And Surrounding Area. *8. Geochemistry Symposium (Özet Bildiri/Sözlü Sunum) (Yayın No:4286775)*

6. **Aksoy, İ.**, Kibici, Y., Demirbilek, M., 2018. İsehisar (Afyon) Yöresinde Yüzeylenen Volkanik Kayaçların Mineralojik, Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri/Mineralogical, Petrographical And Geochemical Characteristics Of The Volcanic Rocks In The İsehisar Andsurrounding Area. 8. Jeokimya Sempozyumu / 8. Geochemistry Symposium,
7. Kibici, Y., Demirbilek, M., Yanık, G., Özkul, C., Karakuş, H., **Aksoy İ.**, Zengin, E., Acar. R. U., 2017. Yeniceköy, Sefaköy, Uyuzhamamı ve Hamamköy (Emet-Hisarçık/Kütahya-Türkiye) Yöresindeki Travertenlerinmineralojik Ve Petrografik Özellikleri. Türkiye 9. Uluslararası Mermer Ve Doğaltaş Kongresi Ve Sergisi, 531-544. (Tam Metin Bildiri/Sözlü Sunum) (Yayın No:3880035)
8. Kibici, Y., Zengin, E., Yanık, G., Özkul, C., Karakuş, H., Demirbilek, M., **Aksoy, İ.**, Acar, R.U., 2017. Emet (Kütahya) Yöresindeki Travertenlerin Fiziko-Mekaniközellikleri ve Petrografik Özellikleri İle Karşılaştırılması. Türkiye 9. Uluslararası Mermer Ve Doğaltaş Kongresi Ve Sergisi, 305-315. (Tam Metin Bildiri/Poster) (Yayın No:3880999)
9. Kibici Y., Karakuş, H., Yanık, G., Özkul, C., Demirbilek, M., **Aksoy, İ.**, Zengin, E., Doğan, N., 2017. Yeniceköy (Emet-Kütahya) Yöresindeki Traverten Sahasında Hidrotermal Alterasyon Oluşumunun Jeokimyasal Özellikleri. Uluslararası Madencilik Ve Çevre Sempozyumu- Isme 2017 (Tam Metin Bildiri/Poster) (Yayın No:3939697)
10. Kibici, Y., Özkul, C., Yanık, G., Demirbilek, M., Karakuş, H., **Aksoy, İ.**, Zengin, E., 2017. Emet-Hisarçık (Kütahya/Türkiye) Grabenindeki Travertenlerin Jeokimyasal Özellikleri. 40. Yıl Jeoloji Sempozyumu, 1(1), 94-95. (Özet Bildiri/Sözlü Sunum) (Yayın No:3764723)
11. Kibici, Y., Ayday, C., **Aksoy, İ.**, 2016. Investigation Of Volcanic Rocks Origin According To Ore Mining By Using Open Source Geographic Information Systems. Asian Conference On Remote Sensing (Tam Metin Bildiri/) (Yayın No:3083134)
12. **Aksoy, İ.**, Kibici, Y., İlbeyli, N., Yanık, G., Yıldız, A., 2016. Afyonkarahisar Yöresi ve Yakın Çevresinde Yüzeylenen Volkanik Kayaçların Mineralojik Ve Petrografik Özellikleri. Uluslararası Katılımlı 7. Jeokimya Sempozyumu (Tam Metin Bildiri/Poster) (Yayın No:3082482)

13. **Aksoy, İ.**, Yanık, G., Kibici, Y., İlbeyli, N., Özkul, C., 2016. Kınık Köyü (Kütahya) Çevresindeki Ofiyolitik Kayaçların Petrolojisi ve Jeokimyası Petrology And Geochemistry Of Ophiolitic Rocks Around Kınık Village (Kütahya). 6. Uluslararası Katılımlı Jeokimya Sempozyumu / 6.Geochemical Symposium With International Participation (Özet Bildiri/Sözlü Sunum) (Yayın No:4183126)

14. **Aksoy, İ.**, Yanık, G., Kibici, Y., İlbeyli, N., Özkul, C., 2014. Petrographical And Geochemical Properties Of The Mafic (Gabbroic) Rocks (Turkey, Kınık-Kütahya). 30th International Conference On Alkaline, Kimberlite And Carbonatite Magmatism (Özet Bildiri/Sözlü Sunum) (Yayın No:4183132)

C. Ulusal hakemli dergilerde yayımlanan makaleler:

1. Üner, T., Aksoy, İ., 2018. Beyşehir-Hoyran Ofiyoliti İçerisindeki Tektonitlerin Dokusal ve Jeokimyasal Özellikleri: Beyşehir (Konya) Güneyinden Bir Örnek. Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 18, 1067-1082., Doi: 10.5578/fmbd67640 (Kontrol No: 4787794)

D. Projelerde Yaptığı Görevler:

1. Gazlıgöl İhsaniye Kayıhan Afyon Yöresinde Yüzeyleyen Volkanik Kayaçların Oluşumu Mineralojisi Petrografisi ve Jeokimyasal Özellikleri, Yükseköğretim Kurumları tarafından destekli bilimsel araştırma projesi, Araştırmacı, 09/06/2015- 09/06/2016 (ULUSAL)
2. Emet Kütahya travertenlerinin mineraloji petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin araştırılması ve fiziko mekanik özelliklerle ilişkisi, Yükseköğretim Kurumları tarafından destekli bilimsel araştırma projesi, Araştırmacı, 20/01/2013- 20/01/2015 (ULUSAL)
3. Kınık Köyü Kütahya Çevresindeki Ofiyolitlerin Petrolojisi, Yükseköğretim Kurumları tarafından destekli bilimsel araştırma projesi, Araştırmacı, 20/09/2011- 21/09/2012 (ULUSAL)

E. Tez

Arat, İ., 2014. Kınık köyü (Kütahya) çevresindeki ofiyolitik kayaçların petrolojisi ve jeokimyası (Tez Danışmanı: Prof. Dr. Gürsel YANIK)